

Université du Québec
INRS-ETE

Dynamique récente de quelques versants argileux des régions de La Baie et de la rivière
des Outaouais : une analyse dendrochronologique

par
Pascal Bergeron

Mémoire
présenté
pour l'obtention
du grade de Maître ès sciences (M.Sc.)

Jury d'évaluation

Examineur externe	Dominique Arseneault, Ph.D. Professeur, UQAR
Examineur interne	Normand Bergeron, Ph.D. Professeur, INRS-ETE
Examineur interne et co-directeur de recherche	Jean-Claude Dionne, Ph.D. Professeur, Université Laval
Examineur interne et co-directeur de recherche	Didier Perret, Ph.D. Centre Géoscientifique de Québec Commission géologique du Canada
Directeur de recherche	Christian Bégin, Ph.D. Centre Géoscientifique de Québec Commission géologique du Canada

(07/01/2003)

© droits réservés de Pascal Bergeron, 2003



RÉSUMÉ

La dimension temporelle de l'évolution des versants argileux est un aspect fondamental de l'étude de la stabilité des pentes. Parmi les méthodes disponibles pour évaluer la déformation des versants meubles au cours du temps, l'analyse dendrochronologique s'avère un outil intéressant pour peu que les terrains soient boisés. L'enregistrement des déformations par les arbres est non seulement un indicateur de l'état de la stabilité actuelle des versants, mais il permet également de reconstituer la dynamique temporelle de ces déformations. Afin d'illustrer le potentiel de cette approche, deux sites en terrains argileux ont fait l'objet d'une investigation dans le cadre de ce travail.

Les sites d'études sélectionnés présentent des signes clairs d'instabilité présente ou passée, et ont été affectés historiquement par de nombreux glissements de terrain. Le premier site, situé dans les Basses-Terres de la rivière des Outaouais, comprend deux secteurs en amont de la rivière Breckenridge. Ces secteurs ont, entre autres, fait l'objet d'études géotechniques et de mesures inclinométriques de la fin des années 60 jusqu'en 1976. Ces enregistrements sont utilisés pour valider l'approche dendrochronologique suivie dans ce travail. L'autre site, localisé dans les Basses-Terres du Saguenay, couvre le secteur de la rue McNicoll à Ville de La Baie où une avalanche de boue s'est produite suite aux fortes précipitations de juillet 1996 (déluge du Saguenay).

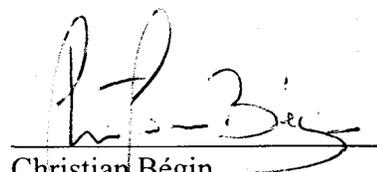
L'enregistrement des mouvements du substrat par les arbres a été étudié en considérant : 1) l'apparition de bois de réaction, et 2) l'excentricité des cernes de croissance. Les résultats montrent que la dendrochronologie permet de dater avec précision des instabilités de versants en terrains argileux et, notamment, les phases préliminaires de déformations qui conduisent éventuellement à l'initiation des glissements de terrain. L'analyse de paramètres climatiques a

d'identifier les conditions environnementales qui prévalaient pour certaines périodes de déformation.

Cette étude montre que l'analyse dendrochronologique est une méthode qui présente un bon potentiel pour identifier les périodes durant lesquelles les versants argileux se déforment avant que le glissement de terrain se produise. Elle permet non seulement de dater certaines périodes de déformations et les ruptures qui ont façonné les versants mais de caractériser indirectement le contexte environnemental entourant ces mouvements.



Pascal Bergeron
Étudiant



Christian Bégin
Directeur de recherche

REMERCIEMENTS

J'aimerais en premier lieu remercier Monsieur Christian Bégin, chercheur à la Commission géologique du Canada (CGC) et directeur de ce mémoire, pour m'avoir initié à ce vaste domaine qu'est la dendrochronologie. Ces années de travail sous sa direction m'ont permis d'acquérir de nombreuses connaissances reliées à ce domaine d'étude. Je tiens aussi à le remercier pour sa patience, son encadrement et son professionnalisme.

Je désire également souligner la collaboration de Monsieur Didier Perret, chercheur à la Commission géologique du Canada (CGC) et co-directeur dans le cadre de ce travail pour son expertise en géotechnique et ses connaissances sur les glissements de terrain qui ont fortement facilité la réalisation de ce mémoire. Aussi, sa compréhension, son appui et ses précieux conseils ont été des atouts considérables tout au long du projet.

J'aimerais aussi remercier Monsieur Jean-Claude Dionne, professeur au département de géographie à l'Université Laval et co-directeur dans ce projet, avec qui j'ai eu de fructueuses discussions à propos de mon travail de recherche. Son expérience en recherche m'a été très utile.

Pour les analyses dendrochronologiques et le soutien technique, je tiens à remercier Joëlle Marion. Son aide inestimable a grandement contribué à la réalisation de ce mémoire. J'aimerais aussi remercier Serge Paradis qui, par son expérience et ses nombreuses connaissances en cartographie, m'a fortement conseillé lors de la confection de cartes géomorphologiques. Mes remerciements vont aussi à Luce Dubé pour sa patience et ses conseils en informatique lors de la conception et la réalisation des figures.

Je désire enfin remercier tous mes amis et plus spécialement ma copine Nancy, pour leur soutien moral et leur encouragement. Je remercie mes parents pour leur support constant tout au long de ce projet.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	II
REMERCIEMENTS	IV
TABLE DES MATIÈRES	V
Liste des figures	VII
Liste des tableaux	IX
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I	5
DESCRIPTION DES SECTEURS À L'ÉTUDE	5
1.1 <i>Le secteur de Breckenridge</i>	5
1.1.1 Végétation et climat	7
1.1.2 Géologie et géomorphologie	9
1.1.3 Instrumentation et géotechnique	10
1.1.4 Sites d'étude	11
1.2 <i>Le secteur de La Baie</i>	13
1.2.1 Végétation et climat	14
1.2.2 Géologie et géomorphologie	15
1.2.3 Site à l'étude	16
CHAPITRE II	20
MÉTHODOLOGIE	20
2.1 <i>L'approche dendrogéomorphologique</i>	20
2.2 <i>Analyses dendrochronologiques</i>	22
2.2.1 Échantillonnage	23
2.2.2 Analyses en laboratoire	26
2.2.3 Élaboration de série de référence	26
2.2.4 Analyse du bois de réaction	27
2.2.5 Calcul des indices d'excentricité	28
2.3 <i>Traitement des données géotechniques</i>	29
2.4 <i>Traitement des données météorologiques</i>	32
CHAPITRE III	33
RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS	33
3.1 <i>Site de Breckenridge</i>	33
3.1.1 Datation des glissements de terrain	33
3.1.2 Reconstitution des périodes d'instabilité	36
3.1.2.1 Analyse du bois de réaction	36
3.1.2.2 Analyse de l'excentricité diamétrale	38
3.1.3 Relations entre les paramètres climatiques et l'instabilité des versants argileux	39
3.1.4 Enregistrements géotechniques : profils inclinométriques de déformations	43
3.1.4.1 Inclinomètre R-1	43

3.1.4.2 Inclinomètre G-1	45
3.1.4.3 Inclinomètre G-2	47
3.2 <i>Site de La Baie</i>	48
3.2.1 Glissement de terrain de juillet 1996	48
3.2.2 Reconstitution des périodes d'instabilité	50
3.2.2.1 Analyse du bois de réaction	50
3.2.4 Relations entre les paramètres climatiques et l'instabilité des versants argileux	52
3.2.5 Synthèse des observations climatiques en relation avec l'instabilité des versants	56
CHAPITRE 4	57
DISCUSSION	57
4.2 <i>Dynamique à moyen terme des versants</i>	57
4.1 <i>Signification géotechnique des déformations enregistrées par les arbres</i>	61
4.4 <i>La dendrochronologie comme outil d'analyse des versants : limitations et perspectives futures</i>	64
CONCLUSION	66
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	68

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Glissement de terrain survenu le long de la rivière Breckenridge en 1963 (tiré de Mitchell et Eden, 1972).	6
Figure 2 : Géomorphologie du secteur à l'étude et localisation des sites étudiés.	7
Figure 3 : Schéma montrant la cicatrice du glissement de terrain de 1963 et la position des arbres échantillonnés (échelle approximative).	12
Figure 4: Schéma montrant la configuration générale du second site d'étude du secteur de Breckenridge (site de référence en amont du glissement de terrain de 1963) et la position des arbres échantillonnés (échelle approximative).	13
Figure 5 : Géomorphologie du site de La Baie et localisation du secteur à l'étude.	17
Figure 6: Schéma illustrant la position du glissement de juillet 1996 surplombant la rue McNicoll dans le secteur de La Baie ainsi que des arbres échantillonnés (échelle approximative).	18
Figure 7 : Avalanche de boue du 20 juillet 1996 sur la rue McNicoll à Ville de La Baie (source MTQ, 2000).	19
Figure 8 : Diagramme du principe processus-événements-réponses résumant les possibilités d'utilisation de la dendrochronologie pour l'étude de la dynamique des mouvements de masse (adapté de Shroder, 1978).	21
Figure 9: Prélèvement des échantillons à l'aide d'une sonde de Pressler sur le site de référence du secteur de Breckenridge.	25
Figure 10: Vue générale vers le pied du glissement de 1963. Sur le versant opposé, on aperçoit le glissement de 1969 (Mitchell et Eden, 1972).	34
Figure 11 : A) Bois de réaction formé sur les échantillons br-23 et br-26 qui a permis de dater deux mouvements distincts : 1955 et 1960. À noter les années de bois de réaction précédents les mouvements principaux. B) Excentricité diamétrale des cernes de croissance pour l'échantillon br-23 du site de Breckenridge. Les seuils correspondent à $1,5\sigma$ de la moyenne soit : 0,35 et 0,65.	35
Figure 12 : A) Fréquences d'apparition de bois de réaction (une réponse par arbre), et B) fréquences des réponses des arbres correspondant aux valeurs d'excentricité annuelles excédents les seuils fixés.	37
Figure 13 : Écarts de températures et de précipitations mensuelles par rapport à la moyenne (période de 50 ans). Le zéro correspond aux moyennes et les symboles marquent les valeurs qui excèdent de deux écarts-types à la moyenne.	42
Figure 14 : Profil inclinométrique des déformations, inclinomètre R-1 du site de Rockcliffé (tiré de Eden, 1977).	44

Figure 15 : Profil inclinométrique des déformations, inclinomètre G-1 du site de Green creek (tiré de Eden, 1977).	46
Figure 16 : Profil inclinométrique des déformations, inclinomètre G-2 du site de Green creek (tiré de Mitchell et Eden, 1972).....	47
Figure 17 : A) Fréquences d'apparition de bois de réaction (une réponse par arbre), et B) fréquence des réponses des arbres correspondant aux valeurs d'excentricité annuelles excédant les seuils fixés (voir section 2.2.5).	49
Figure 18 : Écarts de températures et de précipitations mensuelles par rapport à la moyenne (période de 50 ans). Le zéro correspond aux moyennes et les symboles marquent les valeurs qui excèdent de deux écarts-types à la moyenne.	55
Figure 19 : Distribution des déformations dans une pente (d'après Kovacevic, 1994; Delisle et Leroueil, 2001).	63

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Caractéristiques des échantillons prélevés.	24
Tableau 2 : Informations sur la localisation des inclinomètres et sur les pentes instrumentées....	31
Tableau 3 : Synthèse des réponses dendrochronologiques associées à l'instabilité des versants du secteur de Breckenridge et regroupement des périodes d'instabilité.	39
Tableau 4 : Synthèse des réponses dendrochronologiques associées à l'instabilité du versant du secteur de La Baie et regroupement des périodes d'instabilité.	52

INTRODUCTION

Les mouvements de versant de type glissement de terrain sont un processus géomorphologique naturel d'évolution des talus. L'initiation et le développement de la rupture sont très fréquemment contrôlés par des facteurs hydro-météorologiques (pluie, sapement de la base des talus, etc). Dans certains cas, les ruptures sont déclenchées par des conditions climatiques exceptionnelles; les glissements de terrain reliés au déluge du Saguenay (Québec) de juillet 1996 en sont de bons exemples. Par contre, dans d'autres cas, des glissements de terrain peuvent se produire sous des conditions climatiques qui n'ont rien d'exceptionnel. Ils peuvent être alors causés par d'autres facteurs d'origine géologique (séismes) ou anthropique (remblais, excavations, dynamitage, etc.). Souvent, la rupture (i.e. le déclenchement du glissement de terrain) est précédée d'une phase plus ou moins longue durant laquelle le versant se déforme. La durée de cette phase est très variable – de quelques heures à plusieurs milliers d'années, voire plus -, et l'amplitude des déformations avant rupture peut également beaucoup varier selon la géologie et la géomorphologie des terrains.

À l'échelle mondiale, l'hydro-météorologie est le facteur principal de déstabilisation des versants naturels (Gostelow, 1991). L'étude des impacts des conditions climatiques sur la dynamique des versants constitue donc une thématique de recherche importante. Par exemple, Del Prete *et al.* (1995) ont utilisé les données historiques (e.g. climatiques, géologiques, anthropiques) pour déterminer l'incidence de ces facteurs sur les mouvements de masse en pentes naturelles dans les régions de l'Italie, de la Pologne et de l'Angleterre. Une telle approche a également été utilisée dans les travaux de Gerrard (1991). En Afrique du Sud, des études réalisées par Garland et Olivier (1993) ont permis de déterminer l'existence de relations entre les glissements de terrain et les saisons pluvieuses. Ils ont établi des seuils de précipitation saisonnière et annuelle au-delà

desquels les glissements de terrain se sont produits. Ailleurs, d'autres études impliquant la notion de seuil de précipitations ont également été réalisées (Campbell, 1975; Eyles *et al.*, 1978; Canuti *et al.*, 1985; Crozier, 1986; Hicks, D.L., 1995; Wilson et Wieczorek, 1995; Flageollet *et al.*, 1999). Dans les Alpes-Maritimes, une étude sur plusieurs versants instables a permis de mieux cerner les relations entre les précipitations, le niveau de la nappe phréatique et la cinématique des glissements (Gervreau *et al.*, 1991). En utilisant une approche davantage géotechnique, ces auteurs ont considéré trois aspects : 1) l'estimation des apports d'eau dans le terrain (sites enneigés), 2) l'exploitation qualitative des mesures (déterminer l'importance des précipitations), et 3) la modélisation quantitative des relations entre les précipitations et les mouvements.

Au Québec, où le problème des glissements de terrain est particulièrement important en raison de l'étendue et de la nature des dépôts argileux, plusieurs auteurs ont également étudié les relations entre les mouvements de versants et les conditions climatiques. Dans la région de Maskinongé, Demers *et al.* (1999) ont montré que des conditions climatiques particulières ont été à l'origine du déclenchement de quatre glissements de terrain. D'après ces auteurs, trois des quatre glissements de terrain sont survenus, curieusement, lors de périodes caractérisées par de faibles précipitations mensuelles. Ils ont déterminé que la rupture pourrait être due à des phénomènes de fatigue. Seulement un glissement de terrain s'est produit lors d'un mois pluvieux. Toutefois, selon les observations de Leblais *et al.* (1983), la plupart des glissements de terrain au Québec se produisent en condition printanière lors de la fonte des neiges et lorsque la nappe d'eau est haute.

L'impact potentiel des modifications des conditions environnementales reliées au changement climatique anticipé sur la stabilité des versants argileux est une préoccupation pour les autorités gouvernementales. Par exemple, les versants argileux, une fois fragilisés, seront-ils plus vulnérables aux variations inter-annuelles des conditions climatiques ou à l'augmentation de la fréquence des événements climatiques extrêmes ? Certains travaux apportent déjà un éclairage à cet égard. Kashiwaya *et al.* (1987, 1989) et Kashiwaya et Okimura (1990), par exemple, ont tenté d'établir un lien entre la périodicité des événements extrêmes de précipitations (plus de 100 mm/jour) par

année et la fréquence des mouvements de masse. Leurs résultats ont montré l'existence d'une cyclicité entre l'incidence des glissements de terrain et les précipitations extrêmes. Ces auteurs ont d'ailleurs utilisé la largeur des cernes de croissance des arbres pour identifier les conditions climatiques entourant les périodes d'instabilité. Dans le cadre de travaux plus récents, Corominas et Moya (1999) ont reconstitué, à l'aide de l'analyse dendrochronologique, la dynamique des glissements de terrain dans les Pyrénées et l'ont reliée au régime de précipitation.

Cette approche rétrospective permettrait donc de dater chacune des périodes de déformations qui ont façonné l'évolution des versants et d'étudier le contexte environnemental qui leur sont associées. Une telle approche temporelle mènerait donc directement à l'identification des causes à l'origine des mouvements de versants en phase de pré-rupture et de rupture. Au Québec, quelques travaux en dendrochronologie ont été réalisés dans ce sens. Les principaux sont ceux de Bégin et Filion (1985, 1988) en région subarctique (Québec nordique) et de Bégin *et al.* (1994) qui ont utilisé les arbres pour évaluer l'état de stabilité des versants à l'échelle régionale. La dendrochronologie a aussi été utilisée avec succès pour dater d'anciennes coulées argileuses dans la vallée de la Rivière du Gouffre (Charlevoix, Québec) par Filion *et al.* (1991). Cet article, cependant, n'aborde pas l'analyse des déformations d'un versant en phase de pré-rupture.

La présente étude s'inscrit dans l'esprit de ces travaux. Elle repose sur l'utilisation de la dendrochronologie pour analyser la dynamique de trois versants situés dans les Basses-Terres argileuses de l'Outaouais (secteur de Breckenridge) et du Saguenay (secteur de Ville de La Baie). Les versants considérés dans ce travail sont caractérisés par la présence de nombreuses cicatrices de glissements de terrain. Parmi ceux-ci, trois glissements ont été identifiés lors de travaux antérieurs et retenus pour cette étude : 1) deux sur le site de Breckenridge (Crawford et Eden, 1967; Mitchell, 1970; Mitchell et Eden, 1972; Mitchell et Markell, 1974; Eden, 1977), et 2) un sur le site de la rue McNicoll à La Baie (MTQ, 2000).

L'objectif premier de ce travail est de reconstituer la dynamique récente des versants argileux de ces régions et de relier cette dernière aux variations des conditions environnementales, dans l'optique de mieux estimer les impacts du changement climatique anticipé sur l'évolution des versants argileux et les risques qui lui sont associés. Parallèlement à cet objectif, ce travail vise la réalisation des trois objectifs secondaires suivants : 1) évaluer le potentiel de l'analyse dendrochronologique comme outil d'analyse de l'instabilité et de l'évolution à moyen terme des versants argileux, 2) cerner les conditions environnementales (climatiques) entourant chacun des événements qui ont marqué cette évolution, et 3) valider l'approche dendrogéomorphologique à l'aide d'enregistrements géotechniques des déformations (secteur de Breckenridge). L'étude apporte des informations plus complètes quant à la signification des enregistrements dendrochronologiques associés aux déformations des versants argileux en phase de pré-rupture, tout en fournissant une meilleure compréhension de l'ensemble des paramètres climatiques et environnementaux conditionnant la dynamique des versants argileux. Sur le long terme, ces informations pourraient éventuellement conduire à une gestion plus sécuritaire du territoire par l'établissement de scénarios d'adaptation plus réaliste en matière de risques géologiques.

La première partie de ce travail (chapitre 1) est consacrée à la description des régions et des sites à l'étude. L'approche dendrogéomorphologique ainsi que l'ensemble des techniques d'analyse utilisées dans le cadre de cette étude sont ensuite présentées au chapitre 2. Les résultats obtenus suivent au chapitre 3. Ils sont de deux types : 1) ceux reliés aux analyses dendrogéomorphologiques, et 2) ceux reliés à l'analyse des conditions climatiques. Un troisième aspect s'ajoute dans le cas du secteur de Breckenridge. Il concerne l'examen des déformations enregistrées par les inclinomètres (instruments utilisés en géotechnique permettant de mesurer les déformations d'un versant instable) en relation avec les enregistrements dendrochronologiques. Enfin, ces résultats sont discutés au chapitre 4.

CHAPITRE I

DESCRIPTION DES SECTEURS À L'ÉTUDE

La présente étude a été réalisée dans deux secteurs distincts de la région de La Baie et de la rivière Breckenridge dans l'Outaouais. Ces secteurs, qui sont composés de versants argileux, ont posé récemment des problèmes d'instabilité. La présence de nombreuses cicatrices de glissements de terrain en témoignent. L'utilisation de deux secteurs permet de comparer les résultats des déformations et des mécanismes en cause, ceci afin de mieux comprendre la dynamique temporelle des versants argileux et des conditions environnementales entourant cette dynamique.

1.1 Le secteur de Breckenridge

La région étudiée est située dans les Basses-Terres du Saint-Laurent-Outaouais (BTSL-Outaouais) à environ 24 km au nord-ouest de la ville d'Ottawa (Mitchell et Eden, 1972). Elle fait partie de la municipalité de Pontiac, à la limite occidentale de la ville de Aylmer. Le secteur comprend l'ensemble de la plaine argileuse (BTSL-Outaouais), où coule la rivière Breckenridge. Elle prend sa source dans les hautes terres du parc des Outaouais et se jette dans la rivière des Outaouais. Les travaux ont été réalisés essentiellement dans le secteur amont de la Breckenridge sur deux segments de versants adjacents; l'un affecté par un glissement de terrain qui s'est produit en 1963 (figure 1) et un autre affecté par divers phénomènes d'érosion plus ou moins anciens, et agissant ici comme site de référence puisqu'il n'est pas marqué par une rupture majeure. La notion de référence s'explique par sa représentativité des versants argileux de la région sur le plan géomorphologique et géologique. La figure 2 montre la position des deux sites dans le contexte géomorphologique régional.



Figure 1 : Glissement de terrain survenu le long de la rivière Breckenridge en 1963 (tiré de Mitchell et Eden, 1972).

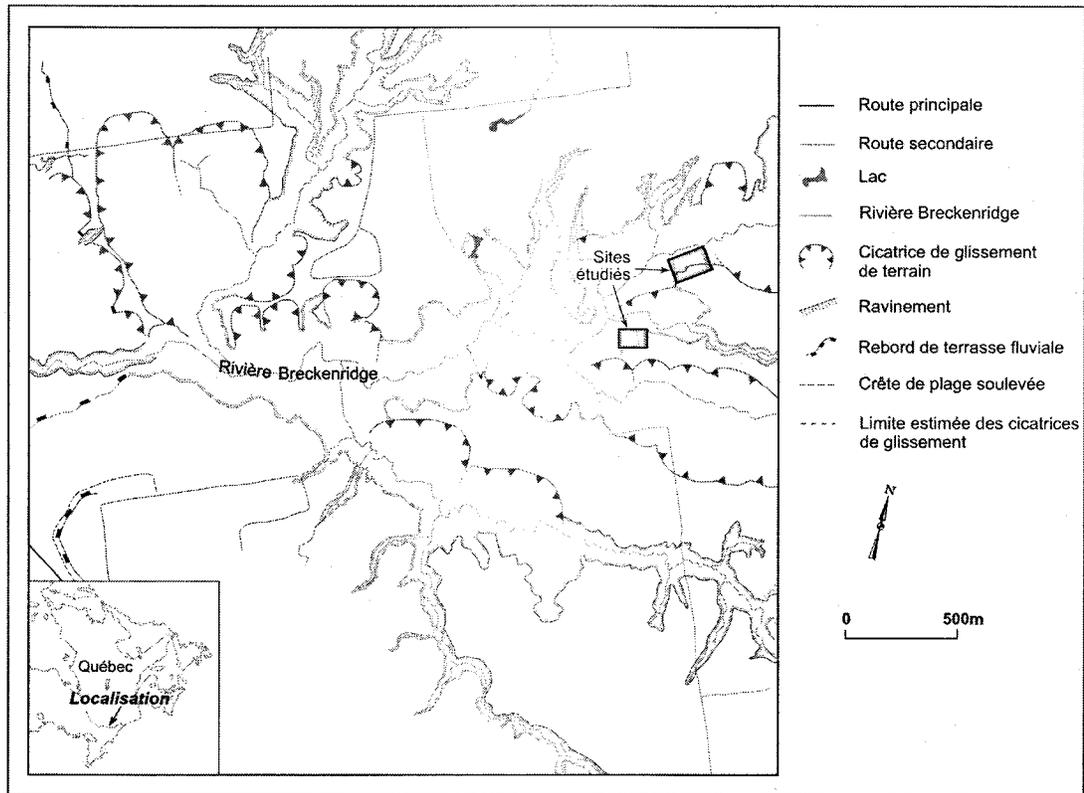


Figure 2 : Géomorphologie du secteur à l'étude et localisation des sites étudiés.

1.1.1 Végétation et climat

La végétation de la région de l'Outaouais est celle de la zone tempérée nordique (MRN, 2002). La sous-zone de végétation correspondant à cette région est la forêt décidue. La variabilité climatique et topographique de cette région permet l'établissement de domaines bioclimatiques méridionaux diversifiés (du sud vers le nord) : 1) domaine de l'érablière à caryer cordiforme, 2) domaine de l'érablière à tilleul, et 3) domaine de l'érablière à bouleau jaune. Le secteur de Breckenridge, situé dans les basses terres, est caractérisé par le domaine bioclimatique de l'érablière à caryer cordiforme. Ce domaine, uniquement réparti dans le sud-ouest de la province, comprend des forêts diversifiées avec plusieurs espèces thermophiles et même nordiques (MRN, 2000).

La végétation locale du secteur de Breckenridge appartient au groupement des feuillus d'essences tolérantes à prédominance résineuse. L'essence dominante, avec une occupation variant de 51 et 74 % de la surface terrière du peuplement, est le pin blanc (*Pinus strobus* L.). Par endroit, il a été possible de déterminer arbitrairement des groupements d'essences faisant référence à des pinèdes. Notons également la présence de l'épinette blanche (*Picea glauca* Moench) Voss), de l'épinette rouge (*Picea rubens* Sarg.), de la pruche (*Tsuga canadensis* (L.) Carr.), du sapin baumier (*Abies balsamea* (L.) Mill.) et du bouleau blanc (*Betula papyrifera* Marsh.). Cependant, seulement les quatre premières essences mentionnées précédemment ont été échantillonnées pour cette étude. La forêt composée de ces essences et qui colonise les secteurs à l'étude est dite équiennne en raison de l'homogénéité des âges du peuplement (différence d'âge variant entre 10 et 20 ans). En effet, les arbres sélectionnés pour cette étude varient entre 60 et 80 ans en moyenne.

La région de l'Outaouais est munie de nombreuses stations météorologiques, qui dans la plupart des cas, fournissent des données enregistrées continues sur de courtes périodes (quelques années). Dans le cas de notre étude, la station météorologique de la Ferme Expérimentale d'Ottawa ou Ottawa CDA (45°23' N, 75°43' O) a été retenue. Située à moins de 30 km (à vol d'oiseau) du secteur à l'étude, elle couvre une période d'enregistrement continue de plus de 100 ans; de 1889 à aujourd'hui. Les données météorologiques indiquent que le climat nordique est de type continental humide (régime méridional).

La température moyenne annuelle est de 5,7 °C avec une moyenne annuelle des précipitations de 872,4 mm. Les températures moyennes mensuelles atteignent leur maximum en juillet (25 °C) et leur minimum en février (-20,7 °C). Parmi les 872,4 mm de précipitations moyennes annuelles, 29,8 % tombent sous forme de neige entre décembre et mars. C'est en décembre que l'on enregistre le maximum (moyenne mensuelle) de précipitations nivales avec 72,3 cm. Les précipitations sous forme de pluie sont particulièrement abondantes de mai à septembre inclusivement. Elles sont relativement

uniformes au cours de ces mois; variant de 73 mm en mai à 89,3 mm en juillet pour terminer avec 79,3 mm en septembre.

1.1.2 Géologie et géomorphologie

Les Basses-Terres de l'Outaouais reposent sur des roches sédimentaires du paléozoïque inférieur (Théberge, 1986). Ces roches affleurent essentiellement dans les municipalités de Aylmer, près du secteur étudié, à l'ouest de Hull et dans la partie sud du Parc des Outaouais. Le relief régional est caractérisé par une plate-forme où la topographie est relativement douce s'inclinant légèrement vers la rivière des Outaouais. La dénivellation de la plate-forme est de l'ordre de 60 mètres; soit de 80 mètres dans le fond des vallées (rivière Breckenridge) à 140 mètres sur le replat. D'après les travaux de Théberge (1986) et de Gadd (1987), les seuls accidents topographiques majeurs dans les Basses-Terres de l'Outaouais sont associés à des accidents tectoniques (failles), des reliefs monoclinaux ou des formes d'accumulation ou d'érosion des dépôts quaternaires.

Au Wisconsin tardif (23-10 Ka), une énorme masse de glace (inlandsis laurentidien) continentale a recouvert le territoire québécois. Dans la région à l'étude, l'inlandsis a avancé vers le sud sur les collines de la Gatineau et de la vallée des Outaouais ainsi que vers le sud-ouest, sur l'arche de Frontenac (MRN, 2000). Le retrait de la glace vers le nord a progressivement été suivi de la submersion du territoire par les eaux de la Mer de Champlain; celle-ci a été au contact du front glaciaire entre 12 500 ans et 10 600 ans BP (Occhietti et Hillaire-Marcel, 1977; Gadd, 1987). La phase marine a duré environ 2500 ans, soit de 12 500 ans à 9500 BP (MRN, 2000). Les sédiments déposés par la Mer de Champlain (argile et silts marins : appellation de l'argile de Leda) ont atteint jusqu'à 100 mètres d'épaisseur reposant ainsi sur les dépôts glaciaires. Le relèvement isostatique de la croûte terrestre a entraîné le retrait de la Mer de Champlain. Dans la région d'Ottawa, le retrait a commencé vers 11 200 ans BP pour se terminer vers les 10 000 ans BP (Gadd, 1987; MRN, 2000).

Les épisodes glaciaires et marins dans les Basses-Terres de l'Outaouais ont laissé de nombreux vestiges sédimentaires formés de dépôts meubles. À la base de la séquence, le till repose de façon discontinue et en discordance sur le substratum dans la plaine de la rivière Breckenridge. Surmontant le till, les sédiments fluvio-glaciaires ont été déposés en contact glaciaire ou près des glaciers en fusion et se retrouvent dans le fond ou sur les versants des vallées, sous forme d'eskers et de terrasses morainiques (Théberge, 1986; MRN, 2000). L'épisode glacio-lacustre a été de courte durée laissant une faible quantité de sédiments fins lacustres. Suit la transgression marine qui dépose une quantité importante de sédiments marins (eau profonde) provenant essentiellement de la farine de roche issue de l'abrasion glaciaire. La minéralogie des argiles est ainsi fonction de la nature de la roche en place (Leroueil *et al.*, 1983; Théberge, 1986; MRN, 2000) qui, dans ce cas-ci, rend compte de l'instabilité potentielle de l'argile. En effet, les nombreuses cicatrices d'anciens glissements présents apparaissant à la figure 2 témoignent de l'instabilité de la plaine argileuse de la rivière Breckenridge. Des dépôts plus récents d'origine fluviales et organiques complètent la séquence stratigraphique (Richard *et al.*, 1974). Les dépôts fluviaux se retrouvent dans les aires d'inondation et les éventails alluviaux des reliefs faibles. Les régions mal drainées sont recouvertes par des dépôts organiques (marécages et tourbières). Un dernier type de dépôt récent s'ajoute aux précédents : les débris de glissements de terrain formés de silts argileux et d'argiles silteuses (Théberge, 1986; Gadd, 1987; MRN, 2000).

1.1.3 Instrumentation et géotechnique

Dans la région d'Ottawa, certains secteurs posant des problèmes de stabilité ont fait l'objet d'études géotechniques et de mesures inclinométriques au cours des années 1960-1970 : 1) Green Creek Valley (limite est de la ville d'Ottawa), 2) Rockcliffé (rive sud de la rivière des Outaouais), et 3) Breckenridge Creek Valley (municipalité de Pontiac-Aylmer). Des inclinomètres ont été installés dans les secteurs mentionnés précédemment, dans des pentes jugées instables (Mitchell et Eden, 1972; Eden, 1977). Tous ces inclinomètres ont été placés dans la partie médiane ou inférieure du talus jusqu'à une

profondeur de 10 mètres environ. La partie inférieure des inclinomètres atteint au moins la base des talus.

L'enregistrement des déformations par les inclinomètres couvre la période de 1968 à 1976. Cependant, dans le secteur de Breckenridge, des ruptures et des déformations importantes ont détruit les inclinomètres en 1968 et en 1969. Des mesures subséquentes ont été prises après chaque saison au moment où la nappe d'eau était à son maximum (printemps et automne) (Mitchell et Eden, 1972). Les enregistrements inclinométriques informent sur l'évolution des déformations du talus au cours du temps, et sur la distribution des déformations dans le talus.

1.1.4 Sites d'étude

Tel que mentionné plus haut, le secteur de Breckenridge inclus deux sites d'étude: 1) les abords d'un glissement de terrain qui s'est produit en 1963 (figure 3), et 2) un segment à quelques centaines de mètres au nord du glissement de 1963 (figure 4). Le site du glissement de terrain de 1963 a été étudié antérieurement par Crawford et Eden (1967), Mitchell (1970) et Mitchell et Markell (1974). Le glissement de terrain est de type régressif et s'est produit au printemps sur une pente naturelle (figure 3). La valeur initiale moyenne de cette pente avant mouvement était de 17° et la hauteur du talus de 28 m (Crawford et Eden, 1967). La largeur de la cicatrice est de 66 mètres alors que sa profondeur est de 27 mètres. La régression, qui s'est échelonnée sur 3 jours, a atteint 135 mètres (Mitchell et Markell, 1974). La masse mobilisée, de l'ordre de $30\,000\text{ m}^3$ d'argile (approximatif), a entraîné un pylône d'Hydro-Québec et s'est déversée dans la rivière Breckenridge. On peut remarquer sur la figure 3 (glissement de 1963) les limites d'un autre glissement de terrain de moindre importance, du côté nord de la cicatrice de 1963, qui a également été considéré lors de ce projet.

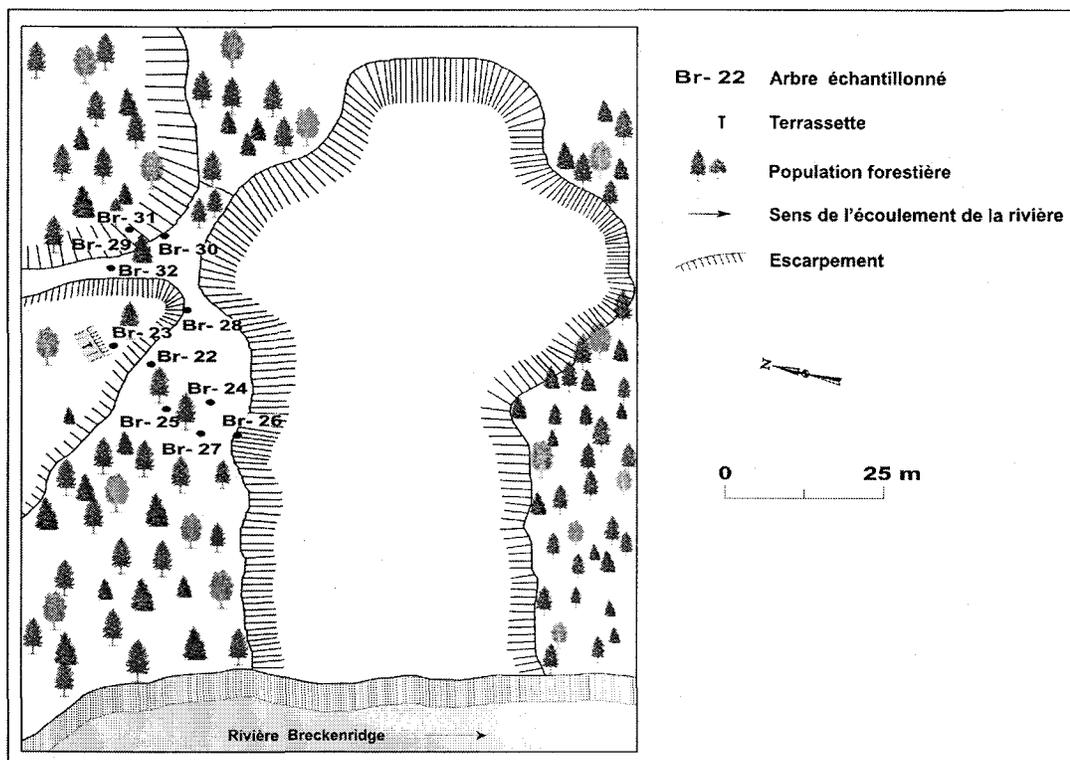


Figure 3 : Schéma montrant la cicatrice du glissement de terrain de 1963 et la position des arbres échantillonnés (échelle approximative).

Le second secteur d'étude (figure 4) borde aussi la rivière Breckenridge, légèrement en amont du site du glissement de 1963. La superficie du secteur considéré est d'environ 5600 m² et la hauteur du talus est comparable à celle du site précédent (28,6 mètres). D'un point de vue géomorphologique, le versant présente les mêmes caractéristiques que celui où s'est produit le glissement de 1963. Des formes hémicycliques, correspondant à d'anciennes cicatrices, sont visibles sur l'ensemble du versant. Ces formes sont évidentes dans la partie supérieure des zones de décrochement, mais s'atténuent graduellement dans le paysage en milieu et en pied de talus. Deux terrassettes de glissement associées à une crête résiduelle se succèdent respectivement selon un axe NE-SO. La première fait 14 mètres de largeur par 10 mètres de longueur et la deuxième 13 mètres de largeur par 3 mètres de longueur. Les valeurs de pente varient de 10° au pied des cicatrices à 25° dans les zones d'épandage de débris.

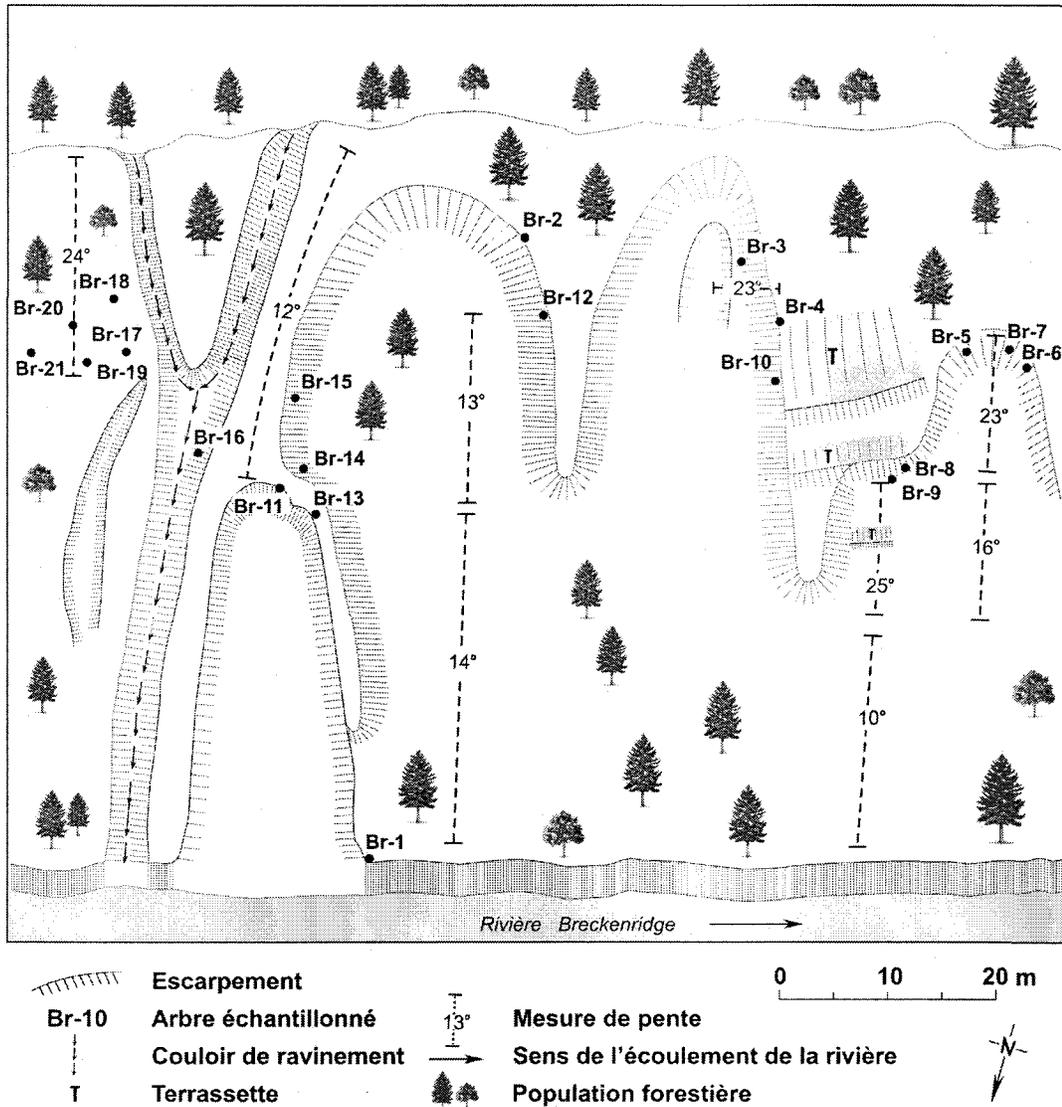


Figure 4: Schéma montrant la configuration générale du second site d'étude du secteur de Breckenridge (site de référence en amont du glissement de terrain de 1963) et la position des arbres échantillonnés (échelle approximative).

1.2 Le secteur de La Baie

Ce secteur d'étude est situé au sud de la municipalité de Bagotville et à l'intérieur des limites de Ville de La Baie. Il correspond aux abords du glissement de la rue McNicoll qui s'est produit lors des fortes précipitations de juillet 1996.

1.2.1 Végétation et climat

La région du Saguenay Lac Saint-Jean fait partie de la zone de végétation tempérée nordique. Cette région est caractérisée par une sous-zone mélangée dont les forêts ont un caractère mixte. Cette zone de végétation est associée au domaine bioclimatique de la sapinière à bouleau jaune (MRN, 2002).

La végétation du secteur de La Baie correspond à celle de la forêt mixte des Basses-Terres du Saguenay formant un rentrant au nord dans la forêt boréale des hautes terres (Lasalle et Tremblay, 1978). Plusieurs essences forestières composent cette forêt dont les principales sont l'érable à sucre (*Acer saccharum* Marsh.), le bouleau jaune (*Betula alleghaniensis* Britton.), le sapin (*Abies balsamea*) et l'épinette noire (*Picea mariana* (Mill.) BSP.) et blanche (*Picea glauca*). La couverture végétale du secteur est caractérisée plus précisément par des peupleraies avec résineux; notamment le sapin et l'épinette blanche. Toutefois ces populations sont à prédominance feuillue. Ces forêts sont également homogènes du point de vue de la distribution des âges des individus. Dans le cas des arbres sélectionnés pour cette étude, leur âge varie entre 40-60 ans.

La région à l'étude est associée à un climat nordique de type continental humide. La station météorologique la plus rapprochée du site d'étude est celle de Bagotville (48°20 N, 71°00 O). Elle est située à une altitude de 159 m et est en fonction depuis 1942. Depuis cette date, les données sont enregistrées de façon continue. Les saisons sont très contrastées; les étés sont chauds et humides et les hivers sont froids et les précipitations y sont abondantes. La température moyenne annuelle est de 2,4 °C. Le minimum est enregistré en janvier (moyenne de -22,9 °C) et le maximum en juillet (moyenne de 20,7 °C). Généralement, les mois de décembre à mars (inclusivement) ont des températures moyennes inférieures au point de congélation, ce qui correspond à 120 jours par année en moyenne. Les précipitations annuelles sont de l'ordre de 924,3 mm dont 32 % tombent sous forme de neige entre décembre et mars. Les précipitations nivales maximales sont enregistrées en décembre (74,3 cm) et les précipitations sous forme de pluie sont particulièrement abondantes de juin à septembre inclusivement.

1.2.2 Géologie et géomorphologie

Le secteur de Ville de La Baie est inclus dans l'unité physiographique des Basses-Terres du Saguenay et appartient à la région laurentienne (Bostok, 1969). Cette unité physiographique présente un relief relativement uniforme dont les altitudes varient de 125 à 200 mètres au-dessus du niveau moyen de la mer (Lasalle et Tremblay, 1978). Ces mêmes auteurs mentionnent le fait que la surface de cette unité montre toutefois un micro-relief parfois très développé, relié principalement au ravinement intense des argiles (figure 5). Les Basses-Terres du Saguenay sont talonnées au sud, à l'est et au nord par les hautes terres du Bouclier laurentidien. Cette unité surplombe basses terres de plus de 60 mètres, voire même 100 mètres en moyenne.

Au cours du Wisconsin, la région du Saguenay Lac Saint-Jean a été couverte par une calotte glaciaire continentale qui s'écoulait selon une direction générale sud. Les variations dans l'orientation des stries glaciaires, tant dans les basses terres qu'au niveau des hautes terres, montrent que l'avancée du glacier a été influencée par la topographie locale (Lasalle et Tremblay, 1978; Dion, 1986). Le retrait du glacier s'est effectué il y a environ 10 000 ans. Localement, le glacier s'est retiré selon une direction ouest-nord-ouest, soit du Saguenay (sud de Bagotville) vers le nord-ouest du Lac Saint-Jean. Grâce à des coquillages de *Macoma balthica* dans les sédiments glacio-marins, un âge minimum de 9530 ± 270 années B.P. a été proposé pour la déglaciation de la région de Bagotville (Lasalle et Tremblay, 1978).

Les dépôts quaternaires couvrant la région sont de nature et d'origine variées. Le till est le dépôt le plus ancien; il repose directement sur le socle des basses et des hautes terres, mais pas de façon uniforme. Les sédiments fluvio-glaciaires, que l'on trouve majoritairement au sud de La Baie, à la limite entre les basses et hautes terres, se présentent sous forme de plaine d'épandage fluvio-glaciaire (vidange des sédiments). Les sédiments marins de la Mer de Laflamme se caractérisent par deux faciès distincts : 1) une argile massive d'eau profonde (farine de roche) relativement abondante dans les basses terres et en particulier dans le secteur à l'étude, et 2) un faciès d'eau peu profonde

composé d'argile et de sable stratifié. Ce dernier se retrouve dans la partie nord de Saguenay et sur la rive ouest du Lac Saint-Jean. La couverture sédimentaire quaternaire de la région est très variée, mais dans le secteur à l'étude, elle se limite aux dépôts glaciaires, fluvio-glaciaires et marins.

1.2.3 Site à l'étude

Le site d'étude est situé à proximité de la Baie des Ha!Ha!, à l'extrémité sud de la Grande Baie (figure 6). Le territoire couvert a une superficie de 41 600 m². La hauteur du talus étudié est d'environ 60 mètres et les pentes oscillent entre 16 et 30°. La géomorphologie du site est similaire au talus et aux versants environnants (figure 5). En effet, il s'inscrit parmi les nombreuses terrasses argileuses fortement disséquées par le ravinement et par des glissements de terrain bordant la Baie des Ha!Ha!. Le glissement de terrain étudié surplombe la rue McNicoll, dans le secteur de Grande Baie. Un important volume de débris a été mobilisé lors de la rupture (figure 7) qui s'est produite le 20 juillet 1996 lors des précipitations exceptionnelles qui avaient débutées le jour précédent. Selon le rapport du Ministère des Transports du Québec (2000), le glissement de terrain, de type avalanche de boue, s'est initiée sur la partie frontale d'un éperon.

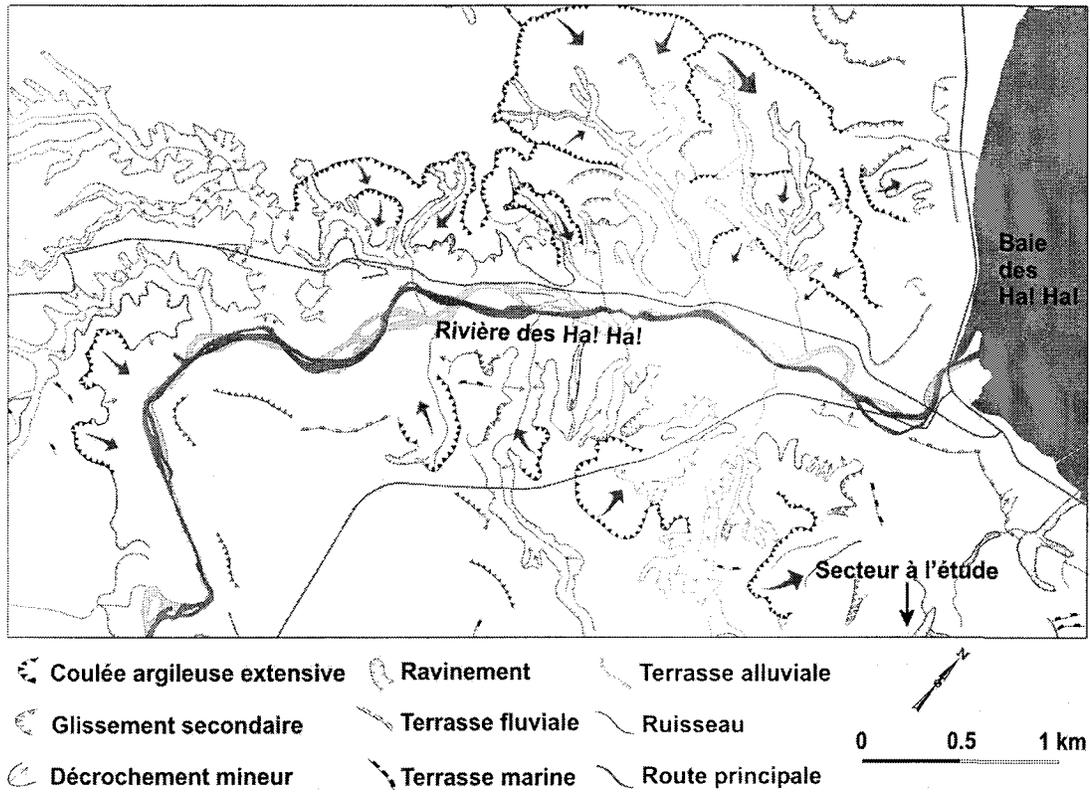


Figure 5 : Géomorphologie du site de La Baie et localisation du secteur à l'étude.

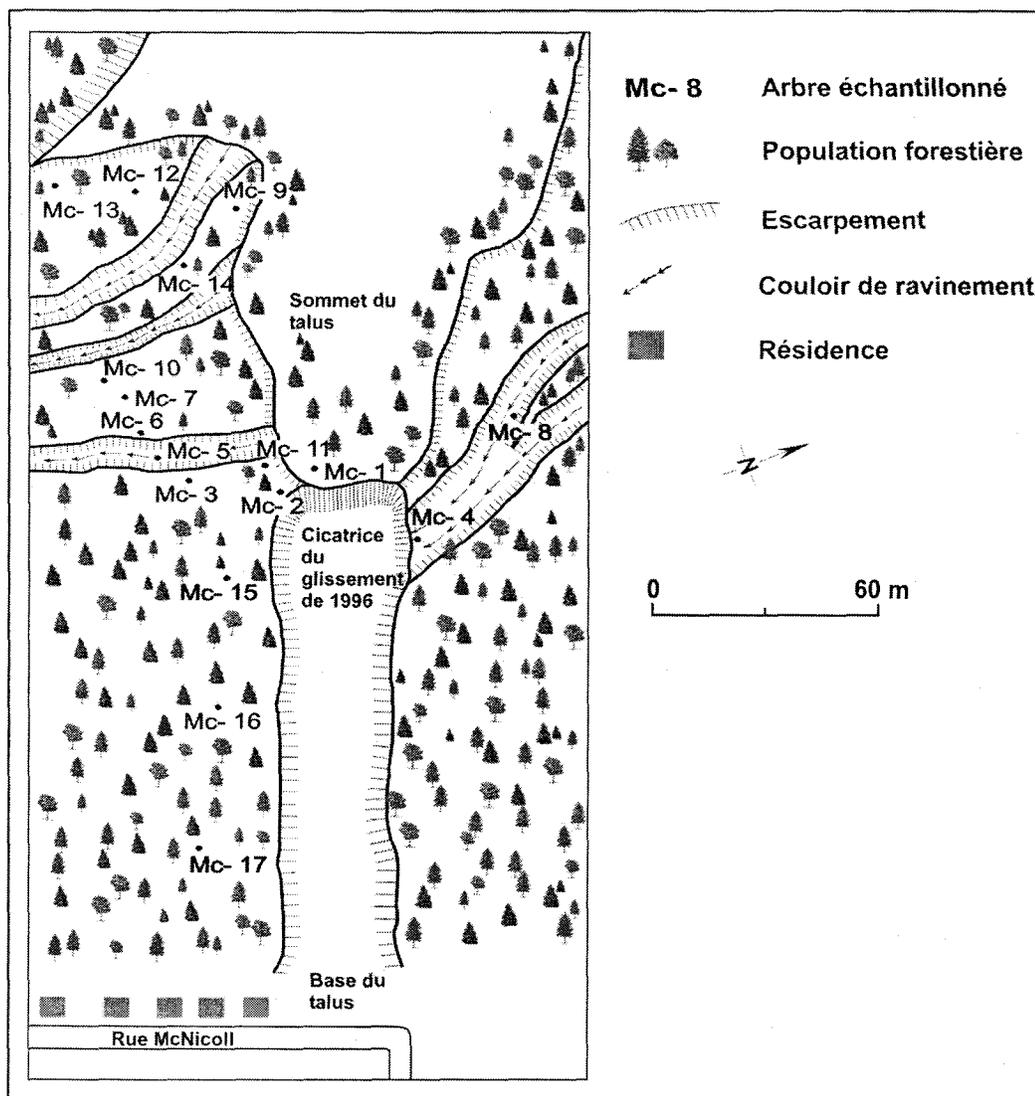


Figure 6: Schéma illustrant la position du glissement de juillet 1996 surplombant la rue McNicoll dans le secteur de La Baie ainsi que des arbres échantillonnés (échelle approximative).



Figure 7 : Avalanche de boue du 20 juillet 1996 sur la rue McNicoll à Ville de La Baie (source MTQ, 2000).

CHAPITRE II

MÉTHODOLOGIE

2.1 L'approche dendrogéomorphologique

Plusieurs travaux ont été consacrés à l'application de l'analyse dendrochronologique aux processus géomorphologiques. Ceux d'Alestalo (1971) font figure de pionnier à cet égard. Ce dernier a notamment développé l'analyse de l'excentricité de la croissance diamétrale pour étudier les changements d'orientation de l'axe de l'arbre en réponse aux mouvements du substrat. Plus tard, Shroder (1978, 1980) a appliqué spécifiquement l'approche dendrogéomorphologique à l'étude des mouvements de masse. Il a résumé le principe d'application par la séquence *process-event-response* (figure 8). Appliqué à l'étude des mouvements de masse, ce principe repose sur la compréhension des mécanismes de réaction des arbres affectés par les déplacements du substrat. Les processus géomorphologiques (ici les mouvements de masse) affectant les versants boisés, entraînent un ensemble d'événements qui affecteront la végétation arborescente d'une manière ou d'une autre (inclinaison du tronc, bris des racines, etc.). Les arbres vont réagir à ces événements en fonction de leurs modalités de croissance et de leurs processus physiologiques; leurs réponses seront alors surtout d'ordre anatomique et/ou morphologique.

Le principe de Shroder consiste donc à utiliser les arbres comme témoins de l'instabilité des versants. Les arbres enregistrent les mouvements de versant notamment lorsque leur axe principal subit une inclinaison (figure 8). Le redressement de l'axe pour rétablir son équilibre géotropique entraîne des changements dans la structure anatomique du bois, et particulièrement la formation du bois de réaction (Scurfield, 1973). À la formation du bois de réaction est associé une croissance diamétrale excentrique puisque

davantage d'énergie allouée à la production de tissus ligneux sera concentré du côté où l'arbre penche (chez les conifères). L'analyse détaillée des cernes de croissance à parois cellulaires surlignées et excentriques permettra d'identifier les périodes au cours desquelles les arbres ont été déstabilisés par des mouvements des versants.

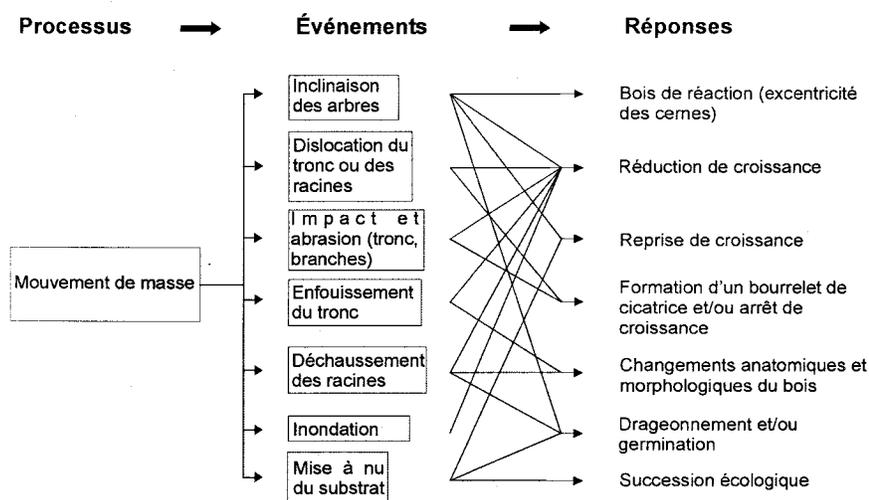


Figure 8: Diagramme du principe processus-événements-réponses résumant les possibilités d'utilisation de la dendrochronologie pour l'étude de la dynamique des mouvements de masse (adapté de Shroder, 1978).

Dans la plupart des travaux réalisés à ce jour, les principales réponses dendrochronologiques utilisées comme indicateur de l'instabilité sont la formation de bois de réaction et la croissance excentrique qui lui est associée, les variations subites de croissance (réduction ou reprise) et les cicatrices d'éraflure ou d'impact. L'utilisation des arbres permettrait d'étudier la dynamique des mouvements de masse sous deux aspects généraux : 1) leur distribution spatiale, et 2) leur dynamique temporelle. Plusieurs auteurs ont étudié la dynamique temporelle de l'évolution des versants en utilisant cette approche (e.g. Butler, 1979; Hupp *et al.*, 1987; Weiss, 1988; Hupp et Carey, 1990; Van Asch et Van Steijn, 1991; Denneler et Schweingruber, 1993; Fantucci et McCord, 1995; Strunk, 1997; Fantucci et Sorriso-Valvo, 1999) alors que d'autres l'ont utilisée pour en étudier également les aspects spatiaux (Braam *et al.*, 1987a,b; Moya et Corominas, 1996; Astrade *et al.*, 1998).

Au Québec, plusieurs études ont été consacrées à la dynamique temporelle des versants meubles (Tavenas, 1984; Bégin et Fillion, 1985; Héту, 1990; Fillion *et al.*, 1991; Lafortune *et al.*, 1997; Delisle et Leroueil, 2001). Les travaux de Bégin et Fillion (1985) ont d'ailleurs permis de reconstituer avec succès l'évolution d'un versant meuble devant mener à sa rupture définitive. Les réponses dendrochronologiques utilisées par ces auteurs sont le développement de bois de réaction, la formation de cicatrices d'éraflure et les réductions de croissance. Dans le cadre de cette étude, les réponses dendrochronologiques utilisées sont le bois de réaction et l'excentricité diamétrale.

2.2 Analyses dendrochronologiques

L'étude de l'évolution temporelle des versants argileux dans les régions de la rivière Breckenridge et de Ville de La Baie a été abordée par le biais de l'analyse dendrochronologique. Outre le suivi à long terme des versants à l'aide d'instruments géotechniques, l'analyse dendrochronologique est l'une des seules techniques qui permet de poser un regard rétrospectif sur les déformations des talus boisés. En effet, les informations permettant de reconstituer l'historique et l'évolution des mouvements de masse sont, selon les différentes études dendrochronologiques présentées dans la littérature (voir section précédente), fidèlement enregistrées par les arbres colonisant les versants. La formation de bois de réaction (Scurfield, 1973) et la croissance excentrique des cernes qui en découle (Alestalo, 1971) sont les principaux indicateurs de l'instabilité des versants boisés. Cependant, les modifications dans le patron de croissance radiale des arbres, sous la forme d'une réduction importante ou d'une reprise accélérée de la croissance (Terasme, 1975; Shroder, 1978; Hupp *et al.*, 1987; Strunk, 1997; Denneler et Schweingruber, 1993, Fantucci et Sorriso-Valvo, 1999) sont aussi utilisées pour cerner les périodes d'instabilité ou les mouvements. De tels changements peuvent être causés par le bris ou le déchaussement du système racinaire ou par des ouvertures créées dans la population forestière.

2.2.1 Échantillonnage

Tel que mentionné plus haut, trois sites distincts ont fait l'objet d'un échantillonnage dendrochronologique : un site pour le secteur de Ville de La Baie et deux sites pour le secteur de Breckenridge. Les échantillons ont été sélectionnés et prélevés sur des sites où l'instabilité des versants est jugée forte (voir figure 3,4 du Chapitre 1) et selon les critères suivants : 1) la distribution des arbres sur le pourtour de la cicatrice de la zone glissée visant à couvrir l'ensemble du versant en bordure de la cicatrice, et 2) les caractéristiques morphologiques de l'arbre témoignant des conditions d'instabilité (e.g. la courbure du tronc).

L'échantillonnage de deux sites d'étude pour le secteur de Breckenridge a été réalisé en fonction de trois objectifs: 1) identifier la réponse des arbres à l'instabilité, 2) reconstituer la dynamique spatio-temporelle des mouvements, et 3) échantillonner une population d'arbres statistiquement valable (Cook et Kairiukstis, 1990). Notons cependant que le nombre d'individus échantillonnés a été limité en fonction de leur disponibilité et de leur distribution sur le versant, de la présence des espèces étudiées, de l'accessibilité au site (terrain privé) et des autorisations requises. Les mêmes objectifs d'échantillonnage s'appliquent également au site de La Baie.

L'échantillonnage du secteur de la rivière Breckenridge a été réalisé au cours des mois d'août et de novembre 2000. Au total, 32 arbres, répartis sur les deux sites d'étude, ont été échantillonnés. Au premier site, 11 échantillons ont été prélevés au niveau du collet, sous forme de section transversale, dont 9 prélevés sur la souche d'arbres abattus au début de l'été 2000 (voir tableau 1). Dans le cas de ces échantillons prélevés près du niveau du sol, des précautions ont été prises pour éviter les anomalies de croissance reliées au développement des racines (effet de collet). Sur le site d'étude situé plus en aval (site de référence), 21 individus ont été échantillonnés à l'aide d'une sonde de Pressler de 5 mm de diamètre (figure 9). Quatre échantillons par arbre (4 rayons à 90°) ont été prélevés en considérant le sens de la pente. C'est le nombre minimum de rayons requis pour retracer tous les mouvements enregistrés par les arbres (Braam *et al.*, 1987a). Au total, 93

échantillons ont été prélevés (Tableau 1). Ils sont composés surtout de pins blancs (n=25), d'épinettes rouges (n=3), de pruches (n=2), d'une épinette blanche et d'un cèdre. Le choix de ces espèces provient de leur disponibilité et de leur distribution sur le terrain ainsi qu'à la plus grande facilité d'utilisation des conifères dans le cadre d'une étude dendrochronologique.

Le prélèvement des échantillons pour le site de La Baie (figure 6) s'est effectué en août 1998, soit deux ans après les précipitations de juillet 1996. Ils ont été prélevés aux abords de la cicatrice du glissement de terrain de la rue McNicoll de 1996. La figure 6 présente la distribution spatiale des échantillons du secteur de La Baie.

Sites à l'étude	Arbres échantillonnés	Types d'échantillons
Glissement de 1963 (secteur de Breckenridge)	² Pin blanc : 9 ¹ Épinette rouge : 2	Coupe transversale
Site de référence (secteur de Breckenridge)	Pin blanc : 16 Pruche : 2 Épinette rouge : 1 Épinette blanche : 1 Cèdre : 1	Carottage (sonde de Pressler)
Glissement de 1996 (secteur de La Baie)	Épinette blanche : 15 Sapin baumier : 2	Carottage (sonde de Pressler)

¹ : arbre en position de vie lors de l'échantillonnage

² : arbres abattus au préalable

Tableau 1 : Caractéristiques des échantillons prélevés.

À l'aide d'une sonde de Pressler, 68 échantillons ont été prélevés sur 17 arbres. Les arbres échantillonnés ont été sélectionnés selon les mêmes critères que pour le secteur de Breckenridge. Cependant, les espèces échantillonnées sont différentes. En effet, la

principale espèce échantillonnée sur le site de La Baie est l'épinette blanche (n=15). L'autre espèce échantillonnée est le sapin baumier (n=2).



Figure 9 : Prélèvement des échantillons à l'aide d'une sonde de Pressler sur le site de référence du secteur de Breckenridge.

2.2.2 Analyses en laboratoire

Les échantillons ont été déposés dans un milieu aéré pour assurer un séchage adéquat. Ils ont ensuite été poncés finement jusqu'à ce que les cernes soient parfaitement visibles. Les séquences de cernes de croissance ont alors été datées selon les techniques standards définies par Fritts (1976) puis interdatées visuellement. L'interdatation est primordiale en raison de la présence de nombreuses anomalies de croissance sur les échantillons des secteurs de Breckenridge : cernes incomplets, cernes absents, forte présence de canaux résinifères, cicatrices de feu et de faux-cernes. La plupart de ces anomalies sont présentes chez le pin blanc. La largeur des cernes de croissance a ensuite été mesurée à l'aide d'un micromètre Unislide de la compagnie Velmextm (précision $\pm 0,001\text{mm}$) relié à un compteur digital Acu-rite et couplé à un micro-ordinateur. Les données de croissance ont ensuite été utilisées pour construire une courbe de croissance pour chaque individu (Stokes et Smiley, 1968). Les premières années de croissance de chaque arbre (10-15 cernes) ont été supprimées afin d'éviter la portion de croissance liée au stade juvénile. Ces cernes ne sont pas représentatifs du climat ni de l'environnement local (Denneler et Schweingruber, 1993).

2.2.3 Élaboration de série de référence

Une série de référence a été réalisée pour le secteur de Breckenridge de façon à pouvoir comparer les séries de croissance affectées par l'instabilité du substrat avec celles représentatives des conditions de croissance naturelles locales. Cette série a été construite à partir d'une population d'arbres homogènes (espèce, âge, taille) correspondant à des conditions climatiques, écologiques et édaphiques uniformes. À l'aide de ces critères, mais aussi à l'aide des résultats statistiques générés par le logiciel COFECHA (Holmes, 1983), 15 individus (46 échantillons) ont été retenus pour la confection de la série de référence. Il s'agit d'un nombre minimum pour une étude dendroclimatologique, mais somme toute acceptable dans le cadre de cette étude. Les séries individuelles de ces échantillons (largeurs brutes) sont indicées dans le logiciel ARSTAN en appliquant un

ajustement linéaire simple aux séries brutes dans le but de conserver uniquement le signal climatique (Holmes, 1983). Ainsi, les tendances et les signaux associés à l'effet de site et à l'effet de l'âge sont supprimés. Enfin, la moyenne des valeurs annuelles indicées est calculée pour produire la courbe de référence du site.

2.2.4 Analyse du bois de réaction

La formation du bois de réaction est le résultat d'une surlignification des parois cellulaires du xylème qui se manifeste par une coloration jaunâtre à rougeâtre chez les conifères et plutôt jaunâtre à grisâtre chez les feuillus. Chez les conifères, le bois de réaction prend la forme de bois de compression et se développe du côté incliné de l'arbre; chez les feuillus, on parle plutôt de bois de tension se formant du côté opposé à l'inclinaison (Alestalo, 1971).

La formation de bois de réaction est la réponse anatomique la plus fréquente et la plus manifeste chez les arbres affectés par des mouvements du substrat. En fait, le bois de réaction permet de redresser la tige principale de l'arbre lui permettant ainsi de rétablir son équilibre géotropique (Parizek et Woodruff, 1957; Alestalo, 1971). Cette réaction anatomique est d'autant plus marquée que l'inclinaison de la tige est importante. De plus, chaque arbre n'enregistre pas le même événement avec la même intensité. Il est donc important de noter l'ensemble des périodes de bois de réaction observées sur chaque arbre. Dans le cadre du présent travail, toutes les initiations de séquences de bois de réaction (apparition), les variations d'intensité ainsi que la continuité du phénomène ont été notées et compilées sous forme de *skeleton plot*. Cependant, seulement l'apparition et les variations d'intensité de bois de réaction ont été considérées comme une réponse dendrochronologique. Ces réponses ont été compilées sous forme de fréquence puis pondérées afin de tenir compte du nombre décroissant d'arbres susceptibles d'enregistrer les réponses les plus anciennes.

2.2.5 Calcul des indices d'excentricité

Les arbres impliqués dans les mouvements de versant, en plus de produire du bois de réaction, vont développer une croissance diamétrale excentrique. Cette excentricité est caractérisée par une croissance radiale plus forte du côté où l'arbre penche et réduite du côté opposé. Cependant, tous les arbres n'enregistrent pas les mouvements au niveau anatomique et au niveau de la croissance radiale. La coloration reliée au bois de réaction n'est pas toujours visible sur les échantillons. Dans certain cas, les arbres vont enregistrer les mouvements uniquement au niveau de la croissance radiale (excentricité). Il apparaît donc important d'utiliser de façon combinée la formation du bois de réaction et la croissance excentrique des cernes pour identifier adéquatement les périodes d'instabilité.

La valeur d'excentricité de chacun des cernes a été calculée selon la méthode proposée par Alestalo (1971). Elle correspond au rapport entre la croissance radiale pour une année donnée et la croissance diamétrale pour cette même année:

L'excentricité diamétrale (E) pour une année (i) se définit comme suit:

$$E_i = \frac{RA_i}{RA_i + RB_i}$$

où RA est la valeur de la largeur du cerne au rayon A et RB est la valeur de la largeur du cerne au rayon B (180° de A) à la même année. Les valeurs d'excentricité oscillent donc de part et d'autre de la valeur 0,5 (Min. : 0, Max. : 1) correspondant à une croissance parfaitement concentrique. Ensuite, les séries temporelles d'excentricité sont produites pour chaque individu et un seuil, correspondant à $\pm 1,5$ écart-type des valeur mesurées, a été fixé (0,35 et 0,65). Ce seuil, très conservateur, permet de discriminer les valeurs d'excentricité les plus élevées ne pouvant être associées à autre chose qu'à des mouvements de versant. Pour chaque individu, les valeurs d'excentricité annuelles inférieures ou supérieures au seuil fixé sont considérées comme une réponse dendrochronologique à l'instabilité. La fréquence de ces réponses, pour l'ensemble de la population échantillonnée est ensuite calculée pour chaque année et représentée sous forme d'histogramme. Enfin, les fréquences obtenues sont pondérées de façon à accorder

un poids égal à chacune des réponses. Cette pondération s'effectue en calculant pour chaque année (t) un indice I selon la formule suivante :

$$I_t = \left(\frac{\sum_{i=1}^n R_t}{\sum_{i=1}^n A_t} \right) \times 100$$

où R représente la réponse enregistrée pour l'année t et A le nombre d'arbres échantillonnés vivants pour cette même année t ; I représente donc le pourcentage des arbres échantillonnés, vivants à chaque année t , qui ont enregistré une réponse (Bégin et Filion, 1985). Notons que si la fréquence de réponse est nulle ou égale à 1, aucun indice n'est calculé. Il faut mentionner que l'excentricité a également été retracée sur le patron de croissance de chaque arbre en notant visuellement les changements abrupts de croissance le long des rayons déterminés préalablement (Denneker et Schweingruber, 1993).

2.3 Traitement des données géotechniques

Tel que mentionné à la section 1.1.3, quelques sites potentiellement instables ont été instrumentés dans la région d'Ottawa (Eden, 1977; Eden, 1975; Mitchell et Eden, 1972). Les profils inclinométriques permettent d'identifier la distribution des déformations au sein de la masse instable et de suivre l'évolution de ces déformations au cours du temps. Ces données renseignent sur : 1) la profondeur de la rupture, 2) la distribution des déformations dans la masse de sol en mouvement, et 3) l'amplitude des déformations en surface.

Parmi les six inclinomètres installés au cours des années 60-70 (Mitchell et Eden, 1972), seulement trois fournissent des données utiles dans le cadre de cette étude dendrogéomorphologique, en raison de la précision et de la validité des enregistrements (tableau 2). Il s'agit de l'inclinomètre R-1 de la région de Rockcliffe (21 km à l'est du secteur de Breckenridge), de l'inclinomètre G-1 de la région de Green Creek (26 km au

sud du secteur de Breckenridge), et de l'inclinomètre G-2 situé légèrement au nord de G-1. Bien que la distance qui séparent ces sites soit assez importante, les données fournies par ces inclinomètres sont comparées avec les réponses dendrochronologiques des mouvements de versants du secteur de Breckenridge. Cette comparaison nous apparaît raisonnable puisque les sites sont similaires sur le plan géomorphologique et géologique.

Malgré les limitations importantes que posent les données inclinométriques (données absentes, données perdues, données invalides, etc.), il apparaît possible de tirer profit des informations disponibles pour appuyer l'analyse dendrochronologiques. L'intervalle entre chaque relevé inclinométrique varie de quelques mois à quelques années. La profondeur de la rupture, la distribution des déformations dans la masse de sol en mouvement et l'amplitude des déformations en surface ont été considérées. Les mesures ont été comparées aux enregistrements dendrogéomorphologiques (bois de réaction, excentricité des cernes) ainsi qu'aux dates de glissements de terrain. L'examen combiné de ces données a pour but de valider l'approche dendrogéomorphologique appliquée aux mouvements de versant en terrain argileux.

Emplacement et désignation des inclinomètres	Description de la pente	Hauteur et angle (moyenne) de la pente	Hauteur et angle (moyenne) de la pente
Rockcliffé, R1	Pente naturelle typique du secteur de la rivière des Outaouais. Présence d'érosion à la base du versant.	14 m 26°	13 m 28°
Green creek, G1	Pente naturelle (typique), sans présence d'érosion à la base du versant.	19 m 28°	20 m 26°
Green creek, G2	Pente raide, naturelle, affleurement de l'argile marine	15 m 35°	19 m 26°

Tableau modifié de Mitchell et Eden, (1972)

Tableau 2 : Informations sur la localisation des inclinomètres et sur les pentes instrumentées.

2.4 Traitement des données météorologiques

Dans le but de cerner le contexte climatique entourant chacune des périodes d'instabilité, les réponses dendrogéomorphologiques ont été comparées aux données météorologiques des secteurs à l'étude. Les paramètres climatiques utilisés sont les températures moyennes mensuelles et les précipitations totales mensuelles. Dans les deux cas, les écarts par rapport à la moyenne de la série ont été calculés afin de faire ressortir le caractère exceptionnel de certaines périodes.

CHAPITRE III

RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS

3.1 Site de Breckenridge

3.1.1 Datation des glissements de terrain

Les travaux de recherche antérieurs effectués dans la région de Breckenridge ont permis de documenter deux mouvements de terrain importants qui ont affecté les segments de versant à l'étude (Mitchell et Eden, 1972; Mitchell et Markell, 1974; Eden, 1975; 1977). Le premier s'est produit en 1963 sur la rive gauche de la rivière Breckenridge (figure 1) et a affecté une ligne de transport d'énergie. Le second a affecté le versant opposé en 1969 (figure 10). L'analyse dendrochronologique de deux arbres a permis de dater précisément deux autres décrochements dans le même secteur. Ces deux individus sont situés en position stratégique dans les escarpements de ces décrochements (figure 3). Ils ont survécu après avoir été partiellement entraînés dans les mouvements. Leur redressement a entraîné la formation de bois de réaction. La figure 11a présente les modifications de croissance chez les arbres affectés par ces mouvements.

Le premier échantillon, br-23, montre une formation soudaine et intense de bois de réaction à partir du début du cerne de croissance de l'année 1955, indiquant clairement que la rupture s'est produite entre l'automne 1954 et le printemps suivant. L'échantillon br-23 montre également une courte séquence de bois de réaction aux années 1952-1953. En 1952, la période d'apparition de bois de réaction semble indiquer qu'un mouvement a été ressenti en fin de saison de croissance tandis qu'en 1953, l'enregistrement est associé au bois initial, ce qui suggère des conditions instables dès le printemps. La présence de bois de réaction au cours de ces deux années indique qu'une courte période d'instabilité a

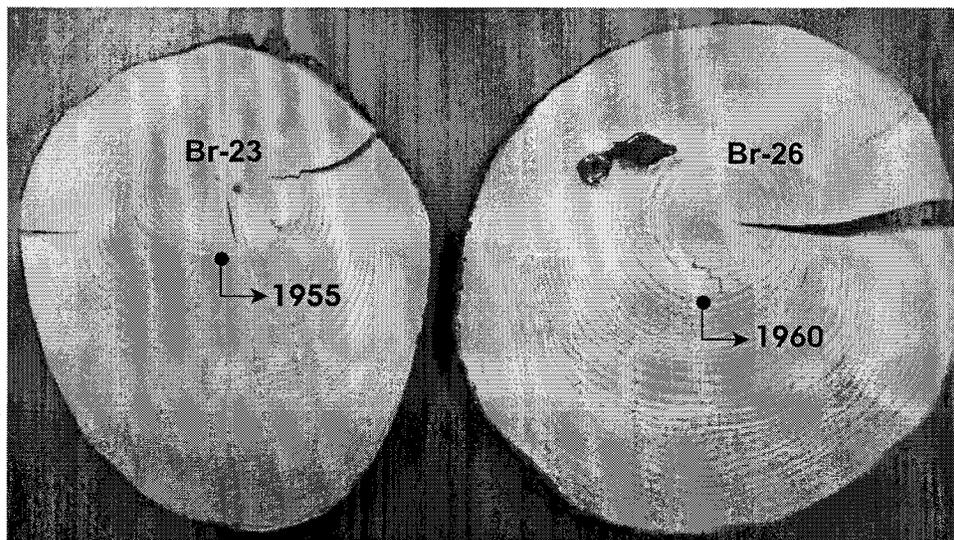
précédé la rupture de 1955 et que cette rupture pourrait s'inscrire à l'intérieur de cette période. À titre d'exemple, la figure 11b présente l'excentricité de la croissance de l'échantillon br-23 associé à la formation de bois de réaction.

L'échantillon br-26 montre la formation soudaine d'une séquence de bois de réaction à partir de 1960. Le formation immédiate du bois de réaction en début de saison de croissance suggère que le mouvement s'est produit entre l'automne 1959 et le printemps 1960.



Figure 10: Vue générale vers le pied du glissement de 1963. Sur le versant opposé, on aperçoit le glissement de 1969 (Mitchell et Eden, 1972).

A)



B)

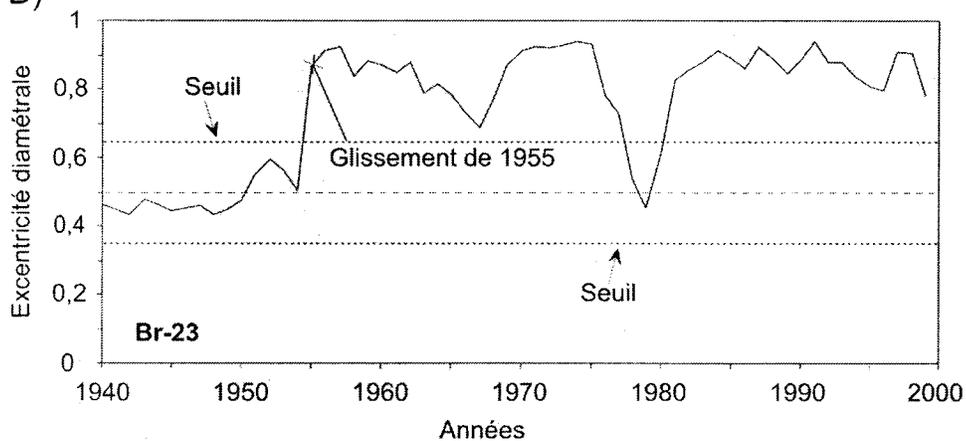


Figure 11 : A) Bois de réaction formé sur les échantillons br-23 et br-26 qui a permis de dater deux mouvements distincts : 1955 et 1960. À noter les années de bois de réaction précédents les mouvements principaux. B) Excentricité diamétrale des cernes de croissance pour l'échantillon br-23 du site de Breckenridge. Les seuils correspondent à $1,5\sigma$ de la moyenne soit : 0,35 et 0,65.

3.1.2 Reconstitution des périodes d'instabilité

3.1.2.1 Analyse du bois de réaction

La figure 12a présente les fréquences d'apparition de bois de réaction chez tous les arbres colonisant le segment de versant étudié de la région de Breckenridge et ce, pour la période de 1950 à 2000. La distribution de fréquence permet d'identifier l'initiation des phases de déformations. Les fréquences de bois de réaction les plus importantes sont observées aux années 1954-1955, 1960, 1969 et 1973. La fréquence la plus élevée est enregistrée en 1960, correspondant à l'année au cours de laquelle s'est produit un décrochement mineur. On note également que le décrochement de 1955 est associé à une période d'instabilité qui a aussi été enregistré par les arbres environnants. De plus, tel que mentionné dans la section 3.1.1, l'individu ayant permis de dater le glissement de 1955 a aussi enregistré une certaine forme d'instabilité en 1952 et en 1953.

Les données concernant le bois de réaction permettent également de mettre en évidence des périodes prolongées d'instabilité qui, sans avoir été enregistrées par un grand nombre d'individus, sont toutefois importantes. La plus importante est celle de 1960-1976 (tableau 3). Les glissements de terrain de 1963 et de 1969 s'inscrivent à l'intérieur de ces périodes d'instabilité. Le glissement de 1963, qui n'apparaît pas comme un événement majeur dans la chronologie des réponses, s'inscrit plutôt à l'intérieur d'une période d'instabilité, marquée par des réactivations successives affectant une portion importante du versant. L'enregistrement du bois de réaction en 1969 vient marquer l'instabilité présente sur le versant et par le fait même, le décrochement survenu au même moment.

Par la suite, aucune fréquence importante de bois de réaction n'est enregistrée entre 1976 et 2000, à l'exception de la période entre 1986 et 1988. À la lumière de ces résultats, la déstabilisation du versant de la rivière Breckenridge semble s'être produite principalement entre 1950 et 1975. Cette période a d'ailleurs été marquée par quatre décrochements majeurs (1963, 1969) ou mineurs (1955, 1960).

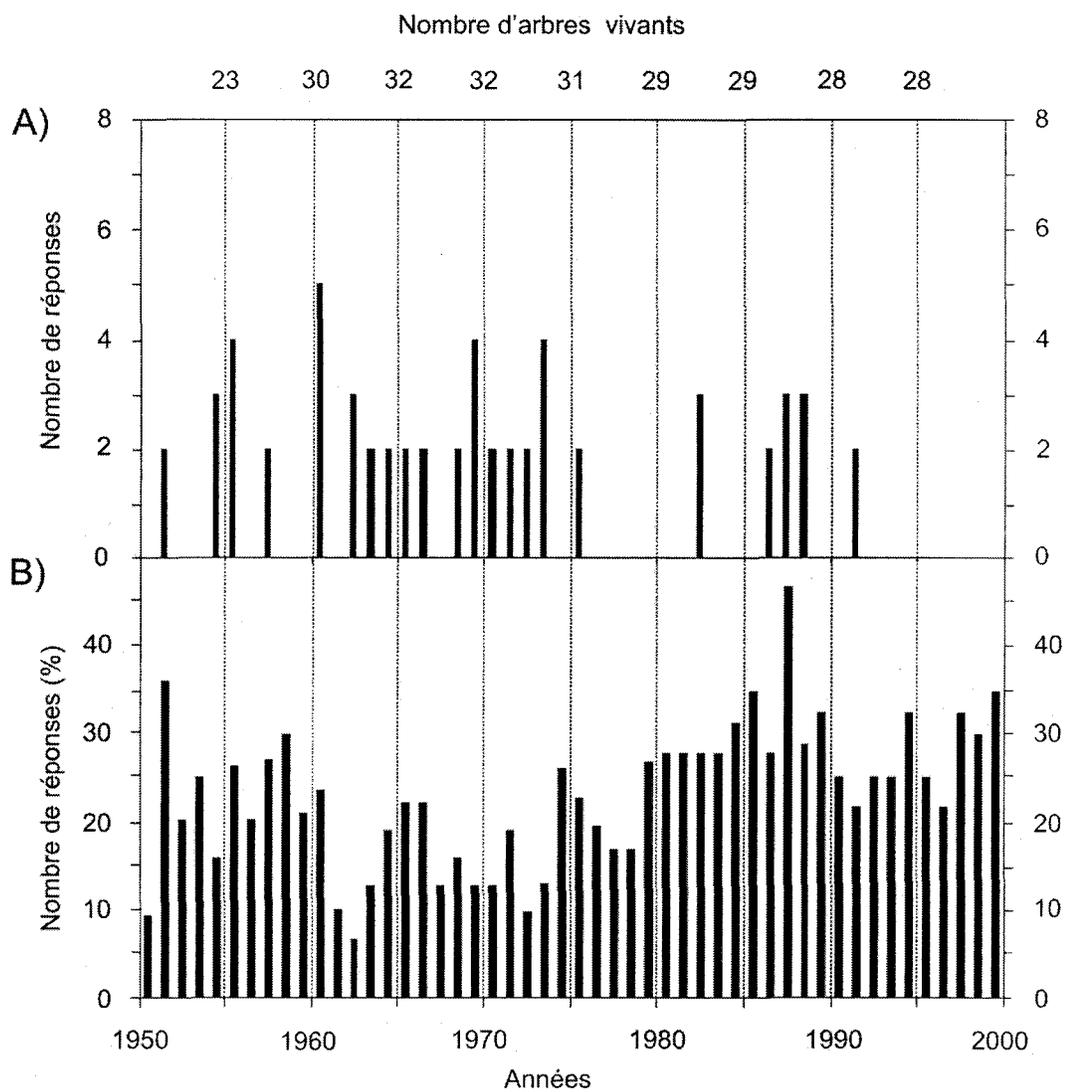


Figure 12 : A) Fréquences d'apparition de bois de réaction (une réponse par arbre), et B) fréquences des réponses des arbres correspondant aux valeurs d'excentricité annuelle excédents les seuils fixés.

3.1.2.2 Analyse de l'excentricité diamétrale

La figure 12b résume l'information reliée aux valeurs d'excentricité des cernes de croissance des arbres. Elle représente la fréquence pondérée annuelle des réponses des arbres à l'instabilité du substrat. Chacune des réponses correspond ici à une valeur d'excentricité supérieure au seuil fixé ($\pm 1,5\sigma$).

Les résultats concernant l'excentricité des arbres suggèrent que le versant de Breckenridge a été instable pendant toute la période étudiée (1950-2000). À certaines périodes, les mouvements ont été locaux et enregistrés par un nombre restreint d'arbres alors qu'à d'autres périodes, l'instabilité semble avoir affecté une portion plus grande du versant. Les périodes au cours desquelles l'excentricité a été plus marquée sont celles de 1951 à 1960 et de 1979 à 2000 (tableau 3). Comme pour les fréquences de bois de réaction, les fréquences de croissance excentrique marquent l'instabilité qui prévalait lors des décrochements de 1955 et de 1960.

D'autres périodes d'instabilité, moins importantes que celles décrites précédemment, apparaissent dans la chronologie des réponses reliées à l'excentricité (figure 12b). C'est le cas pour les périodes de 1964-1966 et de 1974-1976. L'accroissement des fréquences de croissance excentrique entre 1964 et 1966, indique le maintien de conditions instables après la rupture de 1963. Par la suite, entre 1966 et 1972, la fréquence d'excentricité diminue et ce, en dépit du fait que de nouvelles séquences de bois de réaction soient enregistrées (figure 12a). On remarque cependant une légère hausse des fréquences d'excentricité entre 1974 et 1976 qui semble témoigner du maintien des conditions instables initiées vers 1968-1969 (figure 12a). On observe aussi une correspondance entre ces fréquences d'excentricité et la période d'enregistrement de bois de réaction de 1970 à 1973.

Mentionnons ici que la diminution du nombre de réponses ne signifie pas nécessairement des conditions plus stables, mais plutôt une atténuation du phénomène d'instabilité qui

s'exprime, dans certains cas, par une reprise graduelle d'une croissance concentrique chez les arbres ou dans d'autres cas par des conditions d'instabilité localisées.

Réponses dendrochronologiques		Périodes d'instabilité déduites de la réponse des arbres
Bois de réaction	Excentricité	
1954-1955	1951-1960	1951-1960
1960	1964-1966	1960-1976
1968-1969	1974-1976	
1972-1973	1974-1976	
—	1979-2000	1979-2000

— : pas d'enregistrement significatif (nombre de réponse)

Tableau 3 : Synthèse des réponses dendrochronologiques associées à l'instabilité des versants du secteur de Breckenridge et regroupement des périodes d'instabilité.

3.1.3 Relations entre les paramètres climatiques et l'instabilité des versants argileux

L'impact direct des conditions météorologiques sur la stabilité des versants est difficile à cerner puisque la dynamique des versants relève d'une multitude d'autres facteurs dont les plus importants sont de nature géologique et géomorphologique. Malgré ces difficultés, certaines relations ont été dégagées. Nous avons donc convenu de traiter les données météorologiques (températures et précipitations) sous forme d'écarts par rapport à la moyenne de la série, pour mieux faire ressortir les événements climatiques exceptionnels ou particuliers ayant pu être à l'origine des mouvements de terrain (figure 13). Les écarts sont considérés significatifs s'ils sont supérieurs à deux écarts-types par rapport à la moyenne (notés sur la figure 13 par des symboles distincts). Notons que dans le cadre de cette étude, l'analyse climatique a été effectuée pour l'ensemble des périodes

d'instabilité. Cependant, les résultats présentés ici concernent uniquement l'intervalle 1950 à 1970 inclusivement. Cette intervalle circonscrit la période où s'est produit les principaux décrochement à l'étude.

La figure 13 montre que deux des quatre événements de glissement de terrain datés de façon absolu semblent correspondre à des contextes climatiques particuliers. Le premier, soit le décrochement de 1960, qui, tel que mentionné précédemment, semble s'être produit au printemps 1960 (section 3.1.1), correspond d'ailleurs à un événement climatique exceptionnel pour cette saison. La figure 13 montre qu'un écart de plus de 100 mm de précipitation a été enregistré pour le mois de février de 1960. On remarque également que les températures étaient légèrement supérieures à la moyenne. Le deuxième glissement de terrain correspondant à un événement climatique exceptionnel, est celui du 25 avril 1969. Le déclenchement de ce glissement, faisant suite à des déformations enregistrées en mars (Mitchell et Eden, 1972), est probablement associé aux fortes précipitations d'avril de la même année. Un total de 120,5 mm de pluie, soit 57,4 mm de plus que la moyenne a été enregistré pour ce mois. Cependant, aucune précipitation aussi importante n'a été enregistrée pour le mois de mars. Il semble que des conditions plus ponctuelles (hebdomadaires et journalières) pourraient avoir conditionné la déformation du versant à cette période. On note également que ce glissement de terrain s'inscrit à l'intérieur d'une période climatique au cours de laquelle les températures et les précipitations étaient à la hausse.

Il est difficile d'établir des relations entre le décrochement de 1955 et les conditions climatiques. On remarque que le décrochement de 1955 s'est produit au cours d'une période où les précipitations étaient peu importantes. Seules les précipitations du mois d'avril (+40 mm) et de l'automne (+112,3 pour 3 mois) de l'année 1954 ont atteint des valeurs de précipitations supérieures à la moyenne. La période comprise entre le décrochement de 1955 et celui de 1960 est ponctuée de plusieurs événements climatiques exceptionnels sur le plan des précipitations. Au total, cinq mois au cours desquels les précipitations ont excédé d'au moins 60 mm la valeur moyenne sont enregistrés. Parmi ceux-ci, le mois d'octobre de l'année 1955 et le mois de février 1960, ont connu des

précipitations excédants de plus de 100 mm la valeur moyenne. Les autres correspondent au mois d'août 1956 (+68 mm), de juin 1957 (+60 mm) et de juillet 1958 (+66, 6 mm). Ces conditions particulières ont probablement favorisé le maintien de conditions instables à la suite du décrochement de 1955. On constate toutefois que cette période a été caractérisée par une diminution des précipitations (figure 13).

La période comprise entre 1960 et 1965 a aussi été marquée de signes éminents d'instabilité, dont le glissement de terrain de 1963. Pourtant, la figure 13 montre une tendance décroissante des précipitations et des températures pour cette période. De plus, le glissement de terrain de 1963 s'est produit sous des conditions climatiques qui n'ont rien d'exceptionnels. On note seulement que les précipitations d'octobre 1962 excèdent de plus de 40 mm la moyenne de la série. Toutefois, des conditions automnales favorables à l'instabilité ont été enregistrées en 1963, pouvant ainsi expliquer le maintien de conditions instables jusqu'en 1965 (figure 13). Les réponses dendrochronologiques semblent plutôt indiquer que cette instabilité est reliée à des conditions climatiques plus ponctuelles (hebdomadaires ou journalières).

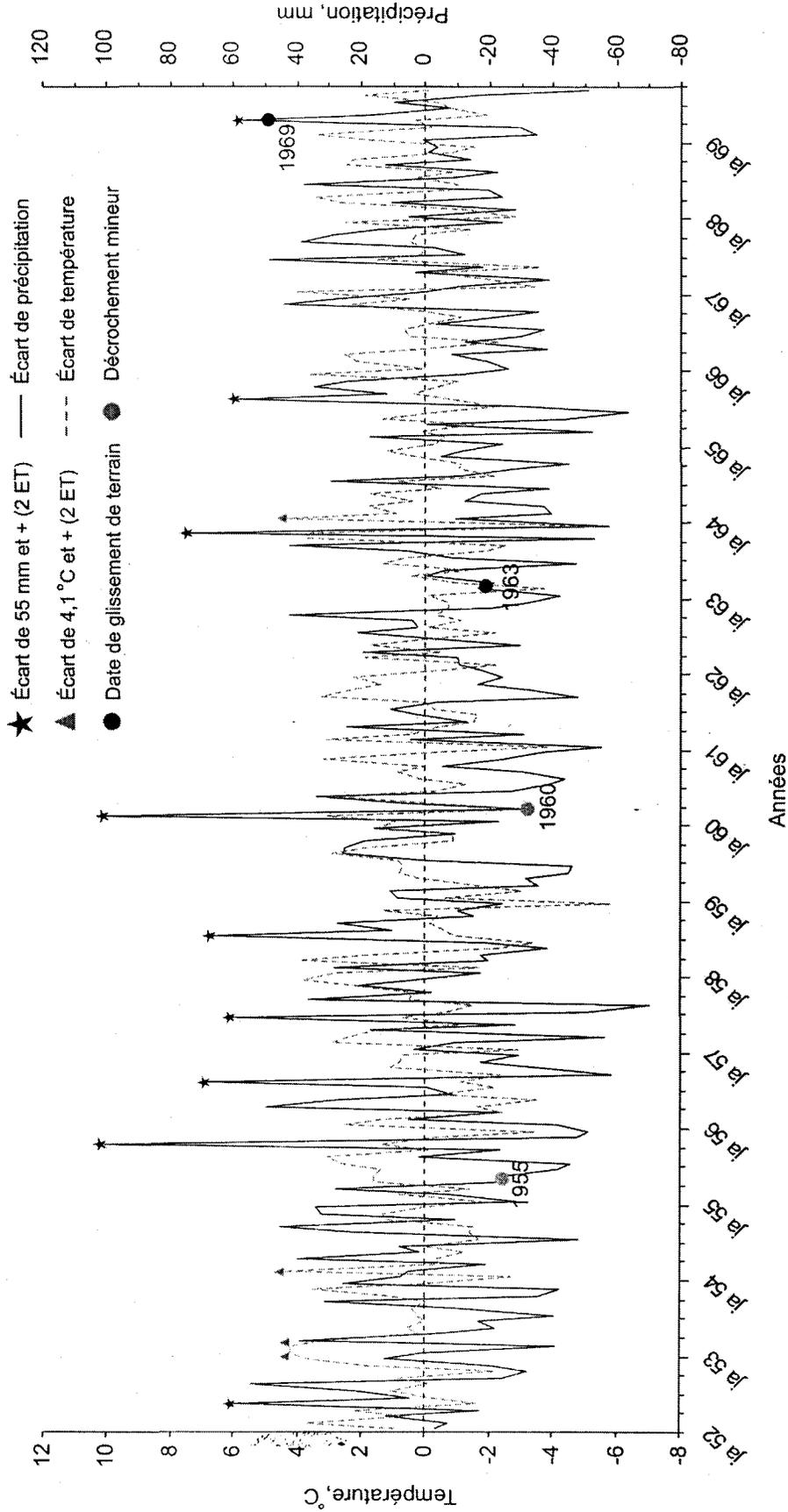


Figure 13 : Écarts de températures et de précipitations mensuelles par rapport à la moyenne (période de 50 ans). Le zéro correspond aux moyennes et les symboles marquent les valeurs qui excèdent de deux écarts-types à la moyenne.

3.1.4 Enregistrements géotechniques : profils inclinométriques de déformations

Les profils inclinométriques présentés aux figures 14, 15 et 16 montrent les déformations ayant affecté quelques versants argileux dans la région d'Ottawa. Le tableau 2 synthétise les informations relatives aux sites instrumentés.

3.1.4.1 Inclinomètre R-1

L'inclinomètre R-1 a été installé dans le secteur de Rockcliffe, le long de la rivière des Outaouais, entre deux glissements de terrains (Mitchell et Eden, 1972) amorcés en 1967 (Eden et Mitchell, 1970) et en 1969 (Paul, 1970). L'installation de cet inclinomètre a été effectuée le 12 juin 1968 et l'enregistrement des données s'est poursuivi jusqu'au 30 avril 1978 (Eden, 1977).

La base du versant est active et érodée par la rivière des Outaouais. Le profil inclinométrique (figure 14) montre que les déformations s'amorcent vers 4 m de profondeur et que l'ensemble de la masse au-dessus est mobilisée. De plus, les déformations cumulées à proximité de la surface ont atteint au moins 13 cm sur un intervalle de temps de 94 mois; ce qui donne un taux de déplacement moyen de 1,7 cm par année. Selon Mitchell et Eden (1972), lorsque les précipitations sont abondantes et que l'érosion en pied de talus est active, les déformations peuvent être plus importantes.

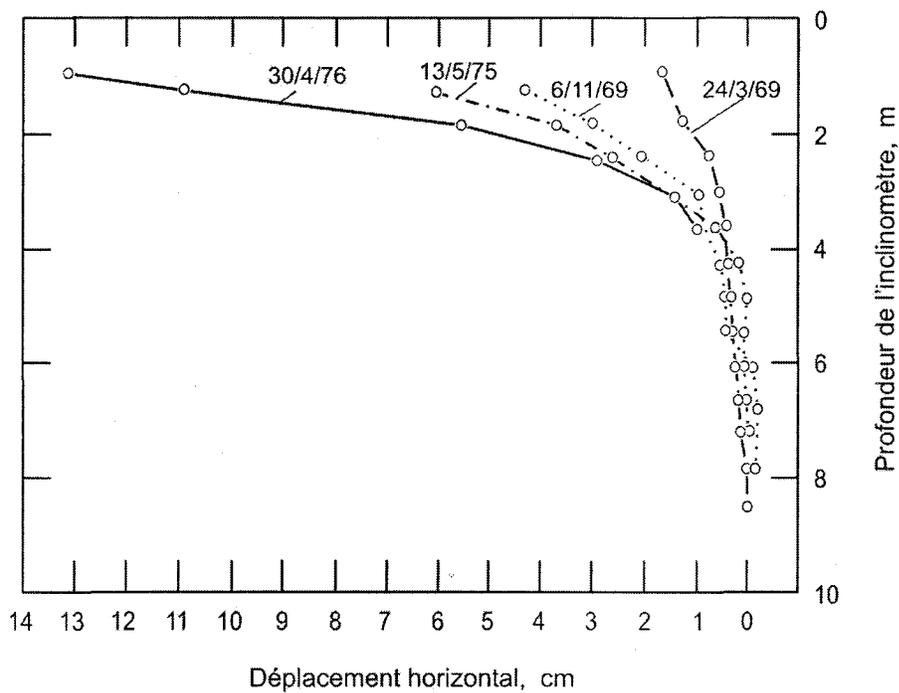
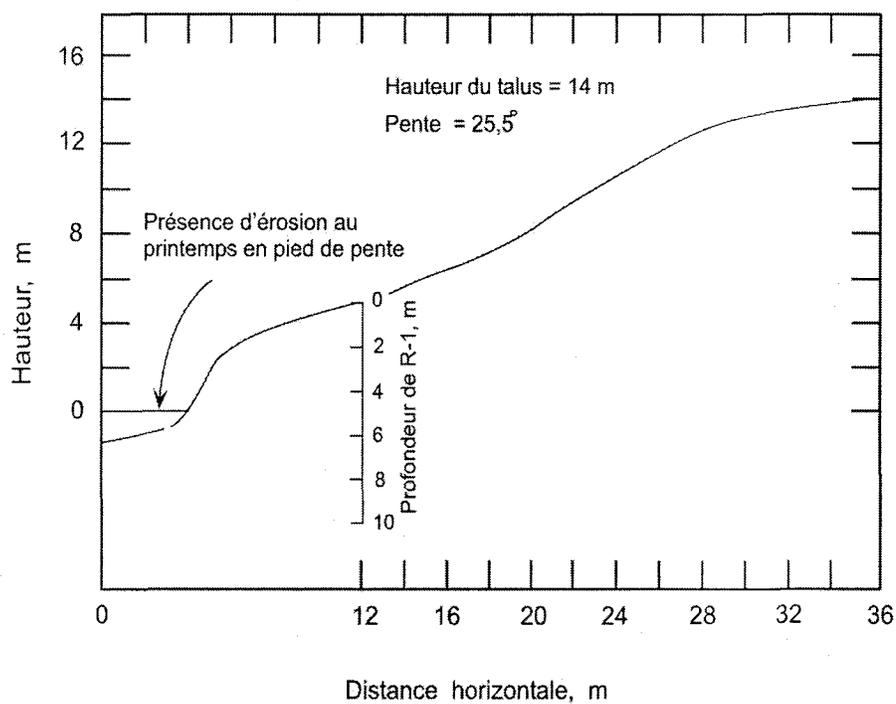


Figure 14: Profil inclinométrique des déformations, inclinomètre R-1 du site de Rockcliffe (tiré de Eden, 1977).

3.1.4.2 Inclinomètre G-1

L'inclinomètre G-1, installé le long de la rivière Green Creek, a été en période d'opération du 10 juillet 1968 au 30 avril 1976. Au total, trois dates de relevés sont disponibles: 1) le 13 mai 1969, 2) le 16 août 1971 et, 3) le 30 avril 1976 (figure 15). Cependant, le relevé du 16 août 1971 est douteux puisque la partie supérieure de l'inclinomètre avait été endommagée par une motoneige quelques mois avant (Mitchell et Eden, 1972). Contrairement au site précédent (inclinomètre R-1), il n'y a aucun signe d'érosion en pied de talus.

Les déformations du versant instrumenté se sont amorcées vers quatre mètres de profondeur; ce qui correspond approximativement à la base du talus. Pendant la période d'opération, les déformations en subsurface auraient atteint 5 cm au total, soit environ 0,65 cm/an. Ce taux de déformation, plus faible que celui observé par l'inclinomètre R-1, s'explique probablement par l'effet de l'érosion en pied de talus, puisque la géométrie des deux pentes est comparable.

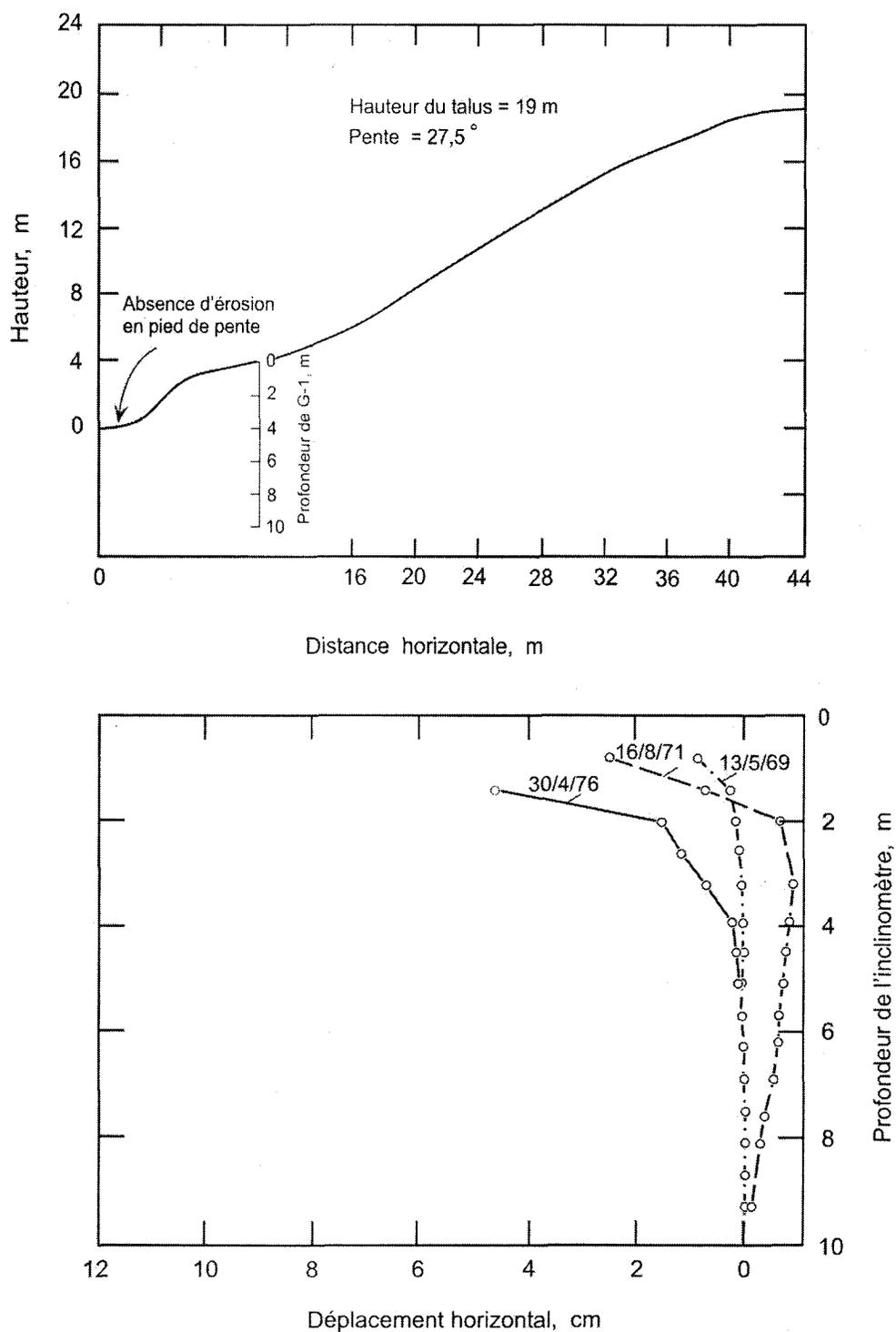


Figure 15 : Profil inclinométrique des déformations, inclinomètre G-1 du site de Green creek (tiré de Eden, 1977).

3.1.4.3 Inclinomètre G-2

L'inclinomètre G-2 a été installé sur une pente raide (33°) au pied de la rivière Green Creek. Sa période d'opération est plus courte, de septembre 1968 à août 1971. Néanmoins, les résultats fournis par cet inclinomètre illustrent le même patron de déformation.

Sur la figure 16, on remarque que les déformations s'initient vers 3 à 4 mètres de profondeur et se distribuent sur l'ensemble de la masse de sol situé au-dessus. À proximité de la surface (vers 1 m de profondeur), les déplacements latéraux ont atteint environ 1,5 cm sur une période de 35 mois approximativement. Cela donne un déplacement moyen de 0,51 cm/an. Ce taux annuel très faible peut s'expliquer par l'absence de sapement en pied du talus.

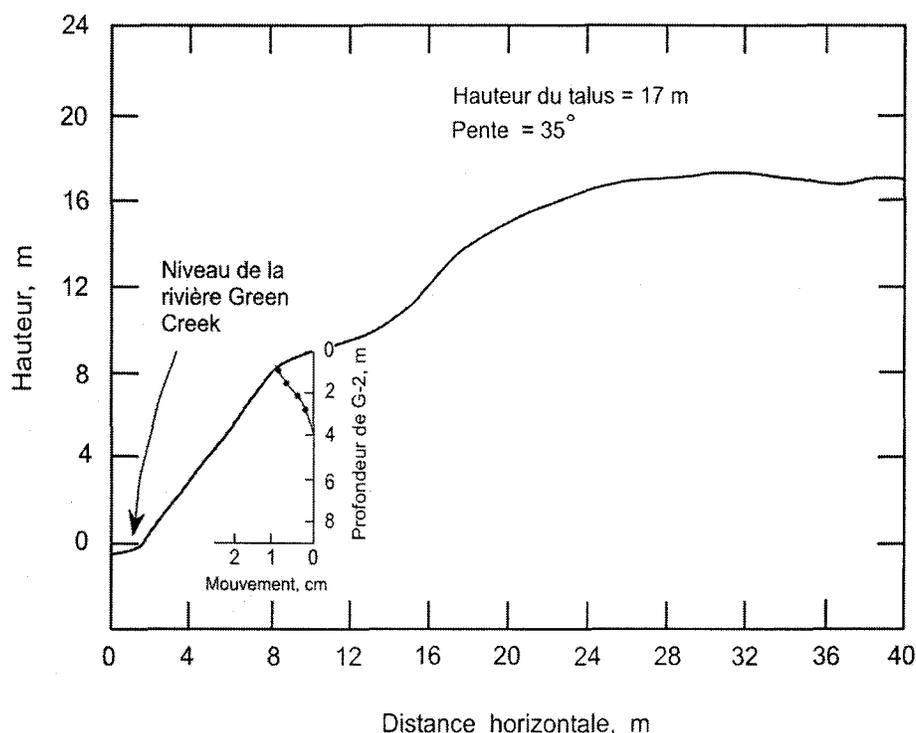


Figure 16: Profil inclinométrique des déformations, inclinomètre G-2 du site de Green creek (tiré de Mitchell et Eden, 1972).

3.2 Site de La Baie

3.2.1 Glissement de terrain de juillet 1996

Les fréquences annuelles d'apparition de bois de réaction chez les arbres échantillonnés en périphérie du glissement de la rue McNicoll à La Baie sont présentées sur la figure 17a. Le décrochement de juillet 1996 y apparaît clairement (bois de réaction aux années 1996-1997). L'augmentation significative des fréquences de bois de réaction en 1996 suggère qu'une portion importante du versant qui a été déstabilisée lors des événements exceptionnels de juillet 1996. Puisque la déformation du versant s'est produite vers le milieu de l'été 1996, à un moment où la croissance radiale était très avancée, certains individus n'ont enregistré la réponse qu'au début de la saison de croissance de 1997. Ce délai d'un an dans la réponse des arbres est fréquent lorsqu'un événement (e.g. glissement de terrain) se produit vers la fin de la saison de croissance. C'est pourquoi il est important de considérer l'année en cours et l'année précédente.

La déstabilisation du versant en 1996 a eu des répercussions sur la croissance des arbres. Sur la figure 17, présentant les fréquences pondérées des réponses des arbres sur le plan de l'excentricité, on note une augmentation nette du nombre de réponses aux années 1996-1997. Cette hausse est également perçue en 1998. Nos résultats indiquent que presque tous les arbres échantillonnés en 1997 ont enregistré cette phase de déstabilisation au niveau de leur croissance. D'un point de vue spatial, notons que cette période d'instabilité courte mais intense a été enregistrée surtout dans le tiers supérieur du versant et ce, tant en terme du nombre que de l'intensité des réponses dendrochronologiques.

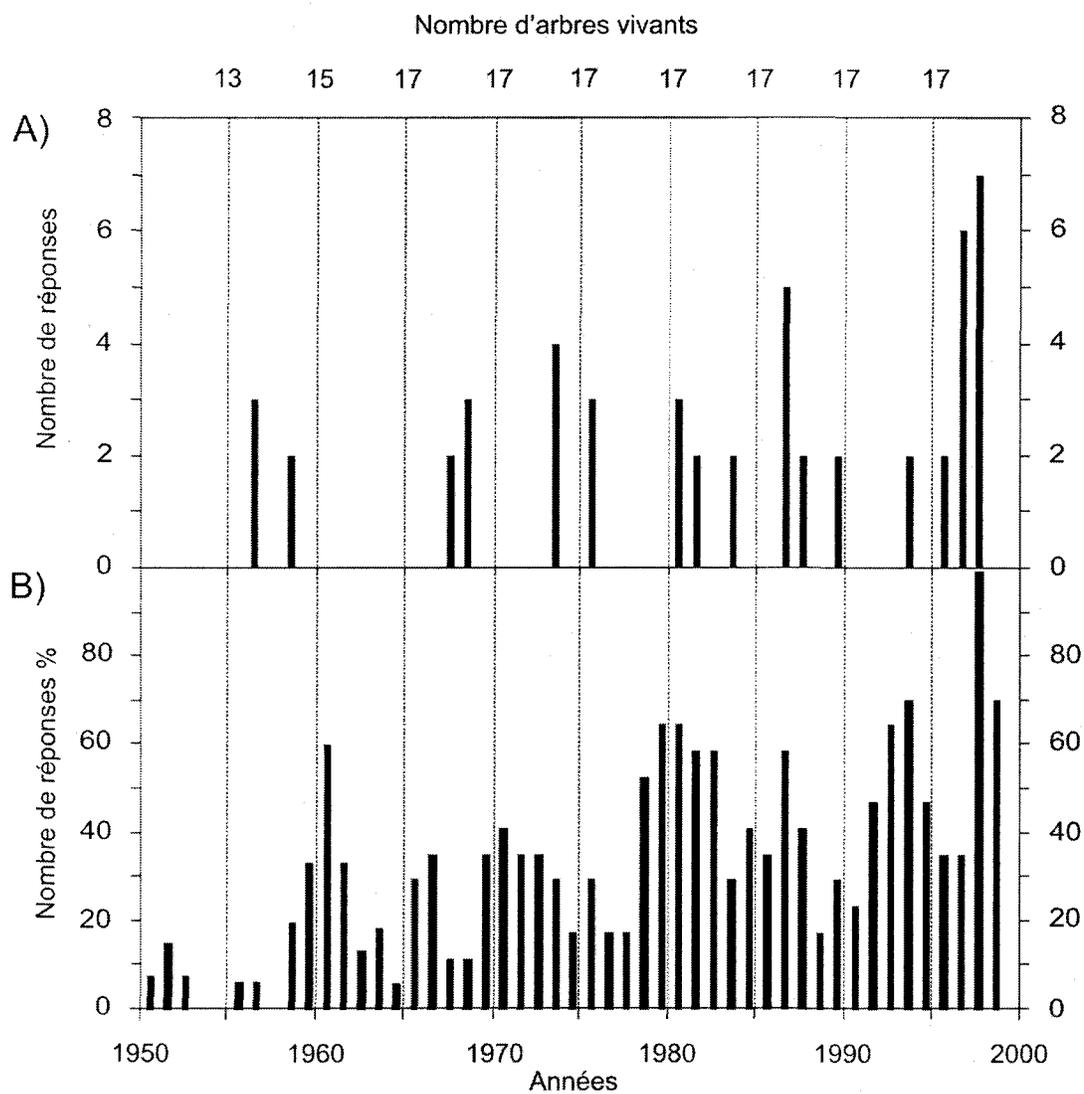


Figure 17 : A) Fréquences d'apparition de bois de réaction (une réponse par arbre), et B) fréquence des réponses des arbres correspondant aux valeurs d'excentricité annuelles excédant les seuils fixés (voir section 2.2.5).

3.2.2 Reconstitution des périodes d'instabilité

3.2.2.1 Analyse du bois de réaction

La distribution des fréquences de développement de bois de réaction (figure 17a) indique que les événements de 1996 n'auraient pas été les seuls à avoir déstabilisé le versant à l'étude. Les autres années les plus importantes au niveau de l'initiation de bois de réaction sont 1956 et 1958, 1967-1968, 1973, 1975, 1980-1981 et 1986 (tableau 4). Exception faite de l'année du glissement de 1996, la fréquence la plus élevée est notée en 1986. Il semble que l'enregistrement a été soudain au début de l'année 1986, puisque qu'aucune fréquence n'est observée l'année précédente. De plus, près 30 % des individus vivants ont initié une période du bois de réaction à cette date.

On constate qu'au cours des années 1956 et 1958 et 1967-1968 des phases de bois de réaction ont été initiées probablement par des mouvements du versant. Quelques années plus tard, soit en 1973 et en 1975, les fréquences d'apparition de bois de réaction indiquent que d'autres mouvements auraient affecté le versant. Toutefois, ces fréquences décroissent de 1973 à 1975, suggérant un retour à des conditions plus stables. Une dernière période d'instabilité est observée en 1980-1981. Il apparaît important de noter qu'au cours de la période de 1965 à 1998, le nombre de réponses des arbres, en terme de bois de réaction, a augmenté graduellement. Cette augmentation n'est pas reliée à un changement dans le nombre d'arbres analysés puisqu'il est constant pendant toute cette période.

Sur la base de ces réponses dendrochronologiques, il apparaît que le versant de la rue McNicoll aurait été affecté par cinq phases de déformation distinctes antérieures au glissement de 1996. À noter qu'aucune réponse significative de bois de réaction n'a été observée pour la période d'instabilité de 1991-1994 (tableau 4).

3.2.3.2 Analyse de l'excentricité diamétrale

La distribution des fréquences pondérées des réponses reliées à l'excentricité est présentée à figure 17b. Chacune de ces réponses correspond à une valeur d'excentricité supérieure au seuil fixé ($\pm 1,5\sigma$). Les résultats montrent que plusieurs phases distinctes d'excentricité ont marqué la croissance des arbres dans la seconde moitié du dernier siècle. On y note également que l'importance de ces périodes, en terme de nombre et d'intensité de réponses, augmente graduellement suggérant ainsi que les mouvements, à l'origine de cette excentricité, affecteraient une portion du versant de plus en plus grande. Les périodes les plus importantes sont: 1958-1961, 1969-1972, 1978-1982, 1986-1987 et 1991-1994 (tableau 4). Certaines de ces périodes correspondent à des épisodes d'enregistrement de bois de réaction (figure 17a).

La première période, entre 1958 et 1961, est caractérisée par une augmentation rapide des réponses. Cette période d'excentricité s'inscrit dans la foulée de deux années d'apparition de bois de réaction, soit en 1956 et en 1958. La fréquence élevée d'excentricité entre 1969-1972 indique le retour à des conditions instables. Encore ici, elle souligne la continuité d'une période instable enregistrée par le bois de réaction et initiée en 1967-1968. Par la suite, la période comprise entre 1978 et 1982, qui correspond à l'enregistrement le plus important de la distribution en terme de durée, est initiée de façon très subite. Contrairement aux deux autres périodes, aucune apparition de bois de réaction n'est directement reliée à cette période. Cependant, les phases d'initiation de bois de réaction de 1973 et 1975, 1980-1981 et 1986-87 reflètent probablement la même période d'instabilité (tableau 4). L'augmentation des fréquences d'excentricité entre 1986 et 1987 indique vraisemblablement une réactivation du versant puisqu'en 1986 plusieurs arbres (N=5) ont développé du bois de réaction. Une autre phase importante d'instabilité du versant est enregistrée entre 1991 et 1994. Elle aurait précédé de quelques années l'instabilité reliée aux conditions de juillet 1996.

Enfin, considérant l'augmentation significative des réponses liées à l'excentricité, il semblerait que le versant de la rue McNicoll ait été davantage affecté par des

déformations depuis les années 80. De plus, cette augmentation suggère une plus grande fragilité du versant aux déformations attribuable à l'accumulation, année après année, de phases d'instabilité depuis 1950.

Réponses dendrochronologiques		Périodes d'instabilité déduites de la réponse des arbres
Bois de réaction	Excentricité	
1956, 1958	1958-1961	1956-1961
1967-1968	1969-1972	1967-1972
1973, 1975	1978-1982	1978-1987
1980-1981	1980-1982	
1986	1986-1987	
—	1991-1994	1991-1994
1996-1997	1997-1998	1996-1998

— : pas d'enregistrement significatif (nombre de réponse)

Tableau 4: Synthèse des réponses dendrochronologiques associées à l'instabilité du versant du secteur de La Baie et regroupement des périodes d'instabilité.

3.2.4 Relations entre les paramètres climatiques et l'instabilité des versants argileux

L'analyse du contexte météorologique entourant chacune des phases d'instabilité mise en évidence à l'aide des réponses dendrochronologiques a été effectuée selon la même approche qu'à Breckenridge. La figure 18 montre les écarts annuels des valeurs de précipitation et de température par rapport à la moyenne de la série de Bagotville (1950-2000). Les symboles apparaissant sur les courbes indiquent des valeurs climatiques exceptionnelles, supérieures aux seuils fixés (voir section 3.1.3) Le glissement de la rue McNicoll illustre l'impact de conditions climatiques exceptionnelles sur l'instabilité d'un

versant. Des pluies exceptionnelles, du 19 au 20 juillet 1996, se sont abattues dans la région de La Baie (MTQ, 2000). Près de 165 mm de pluie ont tombé sur une période de 36 heures. Au total, le mois de juillet a reçu 319,9 mm de pluie correspondant à un écart de 200 mm par rapport à la moyenne (figure 18).

Tel que mentionné précédemment, cinq phases d'instabilité ont été enregistrées par les différentes réponses dendrochronologiques. La première phase d'instabilité a été initiée en 1956 et s'est échelonnée jusqu'en 1961. L'examen des séries météorologiques indique que certains événements climatiques exceptionnels entourent cette période d'instabilité. Ils correspondent aux mois de janvier 1956 (+5,9°C) et de 1958 (+4,9°C), au mois de mars 1958 (+6,1°C), au mois de juin 1958 (+89,7 mm) et au mois de février de l'année 1960 (+5,7°C, +64,2 mm). Il semble donc que l'année 1958 a été caractérisée par des conditions climatiques favorables à l'instabilité. De plus, cette période instable s'inscrit dans une séquence climatique marquée par une hausse globale des températures et des précipitations.

On note ensuite que les années 1967, 1968, 1969 et 1970 ont été caractérisées par des précipitations avoisinant les normales. Or, les réponses dendrochronologiques ont montré qu'une période d'instabilité fut initiée en 1967-1968 et qu'elle s'est terminée en 1972. On observe toutefois que les conditions climatiques de l'été et de l'automne 1966 ont été pluvieuses. On a calculé un surplus de précipitation de 220 mm par rapport à la moyenne pour la période comprise entre le mois d'août et le mois de décembre 1966. Il apparaît raisonnable alors de penser que l'instabilité enregistrée en 1967 a probablement été initiée à l'automne ou à l'hiver précédent et qu'elle a été favorisée par l'effet cumulé de ces précipitations. Un seul événement climatique à caractère exceptionnel est enregistré pendant cette période pluvieuse, soit celui du mois de septembre (+66,5 mm). Par ailleurs, les événements climatiques exceptionnels d'août 1971 (+65,4 mm) et de mars 1972 (+77,9 mm) ont pu contribuer au maintien de cette instabilité jusqu'en 1972.

La décennie 1970 a été caractérisée par d'importantes précipitations. En effet, comparativement à la moyenne de la série (77,7 mm), la moyenne des précipitations

totales pour la décennie 1970 est de 88,3 mm. De plus, plusieurs événements climatiques ponctuels sont observés pendant les années 1973 à 1977. Dans l'ordre chronologique, des conditions printanières et estivales chaudes et pluvieuses en 1973, des conditions printanières pluvieuses en 1974, des conditions estivales pluvieuses en 1975 et des conditions printanières et automnales froides et pluvieuses en 1976 apparaissent clairement dans la séquence climatique. L'action combinée et cumulée de ces conditions pourrait avoir été à l'origine des mouvements de versant initiés au milieu des années '70 et qui se sont maintenues jusqu'en 1982. Le début des années 1980 a également été marqué par des précipitations importantes qui ont probablement contribué au maintien des conditions instables jusqu'en 1982. Les principaux événements sont survenus au mois de septembre de 1980 (+59,7 mm) et de novembre 1982 (+56,3 mm). Ces événements, en plus de ceux enregistrés en 1983, 1985 et 1986, ont pu entraîner une reprise des déformations du versant entre 1986 et 1987. L'examen de la figure 18 permet d'établir que des précipitations importantes et exceptionnelles peuvent être à l'origine de cette reprise; notamment celles du printemps 1983 (mars, +46,3 mm; mai, +100,7 mm), du mois de juillet 1985 (+80,6 mm) et du mois de janvier 1986 (+51 mm). La période d'instabilité identifiée entre 1991 à 1994 à partir de l'analyse dendrochronologique semble être associée, aux hypothèses près, à une période marquée de plusieurs mois très pluvieux. Au moins trois événements de précipitations excédant la moyenne de la série de plus de 60 mm caractérisent la période comprise entre les mois de novembre 1990 et de juillet 1992. Ces valeurs excédentaires sont enregistrées à l'automne 1990 (novembre, +71,8 mm) et 1991 (octobre, +71,2 mm) et à l'été 1992 (juillet, +67,5 mm). D'autres précipitations importantes au cours de cette période ont possiblement influencé la stabilité du versant entre 1991 et 1994. C'est le cas pour les précipitations de mars 1991 (+43,1 mm) et d'avril 1992 (+44,9 mm).

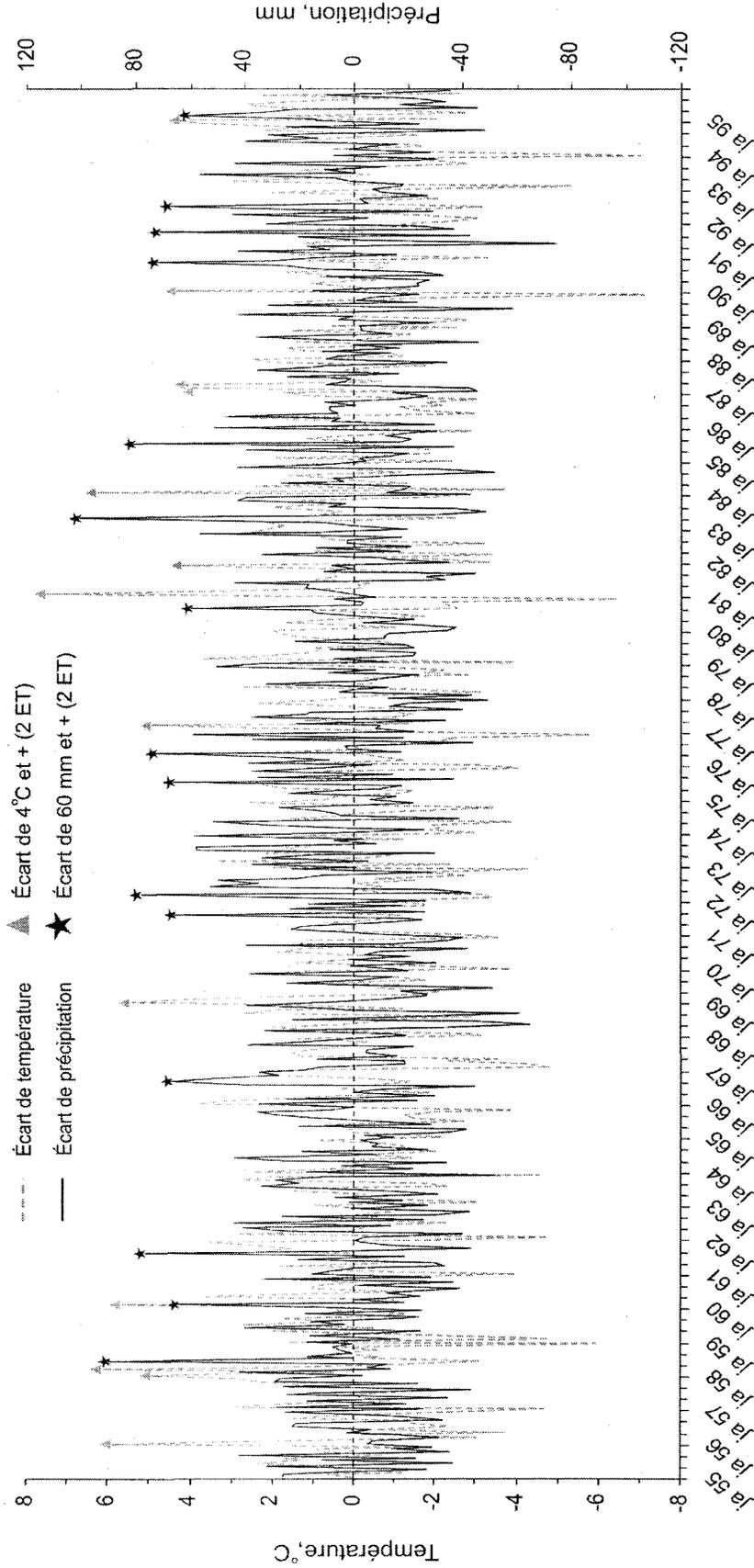


Figure 18 : Écarts de températures et de précipitations mensuelles par rapport à la moyenne (période de 50 ans). Le zéro correspond aux moyennes et les symboles marquent les valeurs qui excèdent de deux écarts-types à la moyenne.

Années

3.2.5 Synthèse des observations climatiques en relation avec l'instabilité des versants

L'analyse des relations entre les observations climatiques et les périodes d'instabilité, si difficile soit-elle, a toutefois permis de dégager certaines tendances. Dans le secteur de Breckenridge, la signification climatique des mouvements de masse est plus difficile à cerner comparativement au secteur de La Baie. Les contextes météorologiques entourant le glissement de 1969 et le décrochement mineur de 1960 sont caractérisés respectivement par des précipitations printanières importantes (avril) et par des conditions climatiques particulières en hiver. Ces conditions correspondent ici à un mois de février pluvieux (+100 mm) et chaud (+3,1°C). Les deux autres événements de glissement (1955 et 1963) se sont produits sous des conditions hydrologiques qui n'ont rien d'exceptionnel. Seules les conditions automnales précédant ces événements ont pu favoriser l'instabilité. Dans ces cas-ci, on doit donc considérer l'impact d'événements ponctuels qui n'apparaissent pas au niveau des moyennes mensuelles ainsi que le rôle des autres facteurs environnementaux.

Pour le secteur de La Baie, la situation semble différente. Malgré l'influence de conditions climatiques exceptionnelles sur l'initiation de certaines périodes d'instabilité (e.g. 1978 à 1982 et 1991-1994 et le glissement de 1996), le rôle des conditions climatiques sur l'instabilité du versant semble davantage se manifester par l'effet cumulé de conditions saisonnières favorisantes (e.g. 1973, 1975). On a observé notamment que des conditions printanières chaudes et pluvieuses ainsi que des conditions automnales pluvieuses coïncident souvent avec des périodes de déformation du massif argileux. Les effets des pluies abondantes en été sont également manifestes sur la croissance des arbres réagissant à l'instabilité.

CHAPITRE 4

DISCUSSION

4.2 Dynamique à moyen terme des versants

L'étude de l'historique de l'évolution récente des versants argileux des régions de la rivière Breckenridge et de La Baie a été réalisée grâce à l'analyse dendrochronologique. Dans un premier temps, les réponses dendrochronologiques ont permis de dater précisément deux décrochements mineurs dans le secteur de Breckenridge (1955, 1960) et d'ajouter des informations importantes à celles déjà disponibles pour le secteur (e.g. Mitchell et Eden, 1972). Ainsi, quatre événements de rupture peuvent être maintenant documentés et situés dans la dynamique à moyen terme de ces versants. Leur datation, à la saison près, permet d'analyser le contexte météorologique entourant ces événements et d'évaluer le rôle qu'ont pu exercer ces conditions sur l'initiation des décrochements. Dans le secteur de Ville de La Baie, l'analyse dendrochronologique des arbres situés à proximité d'un glissement de terrain relié aux pluies diluviennes de juillet 1996 a permis de circonscrire la réponse des arbres typiquement reliée à un événement climatique exceptionnel. Il a ainsi été possible de déterminer que cet événement de glissement semble être relativement isolé à l'intérieur de la dynamique récente du versant puisqu'il ne s'est pas produit à l'intérieur d'une période d'instabilité. Toutefois, ce glissement de terrain s'inscrit au terme d'une dégradation lente mais constante du versant. Néanmoins, la chronologie des réponses dendrochronologiques indique qu'aucun autre événement comparable à celui de 1996 n'aurait déstabilisé autant le versant au cours des cinquante dernières années. La diminution relativement subite du nombre de réponses après 1997 confirmerait aussi le retour rapide à des conditions plus stables.

Les données dendrochronologiques des deux sites d'étude fournissent également un portrait global de l'instabilité qui a marqué l'évolution des versants au cours de la seconde moitié du dernier siècle. Ces données montrent que les versants argileux auraient été constamment instables et que l'instabilité se serait accrue graduellement dans le temps. Dans le secteur de Ville de La Baie, le nombre croissant de réponses dendrochronologiques suggère que le versant a été exposé à des phases d'instabilité de plus en plus importantes et de plus en plus étendues à l'échelle du versant : surtout dans le tiers supérieur du versant. Les enregistrements dendrochronologiques du secteur de Breckenridge montrent également la présence de phases d'instabilité de plus en plus nettes (au moins 3 importantes) qui témoignent de l'augmentation constante de l'instabilité. L'augmentation de l'instabilité au cours du temps mène à penser que les versants subissent l'effet cumulé des déformations qui les rend de plus en plus fragiles et prédisposés à d'éventuelles ruptures. Ainsi, avec le temps, de plus en plus d'arbres colonisant les versants sont susceptibles d'être affectés par les déformations. L'augmentation de l'instabilité du versant, reliée à l'accumulation des déformations dans le temps correspond vraisemblablement aux phénomènes de fatigue tel que proposé par Lacerda (1989). Ce phénomène, traduisant le relâchement des propriétés de consolidation et de cohésion des dépôts, a notamment été proposé par Demers *et al.* (1999) pour expliquer le déclenchement de certains glissements de terrain dans la région de Maskinongé.

Les événements de glissements de Breckenridge, tout comme celui de La Baie, qui se seraient produits pendant ou au terme de périodes d'instabilité, sont probablement le résultat de ce phénomène. Cette hypothèse rejoint les observations de Bégin et Filion (1985) réalisées lors d'une étude dendrochronologique d'un glissement de terrain en région subarctique. Ces auteurs ont montré que la rupture définitive d'une partie du versant en 1933 a été précédé par plusieurs phases d'instabilité enregistrées par les arbres impliqués dans le glissement. Ainsi, ils ont déterminé que le glissement ne correspond pas à un événement fortuit et isolé mais bien au résultat d'une évolution à long terme du versant. L'analyse dendrochronologique des versants de Breckenridge et de La Baie, au même titre que plusieurs autres effectuées ailleurs dans le monde (Shroder, 1978; Moya et

Corominas, 1996; Astrade *et al.*, 1998; Fantucci et Sorriso-Valvo, 1999), pourraient confirmer les affirmations de Flageollet (1996) : "We know that the generalised rupture phase and the sudden instantaneous slide is preceded, over a longer or shorter period by deformation of the slope..."

Bien qu'au fil du temps les déformations soient de plus en plus généralisées à l'échelle du versant (i.e. secteur de Breckenridge), les ruptures se produisent néanmoins à des moments donnés et à des endroits précis sur le versant. Certaines interrogations s'imposent alors: 1) pourquoi les ruptures se produisent-elles à un endroit précis sur le versant, là où apparemment, les conditions sont comparables à d'autres secteurs? 2) quels sont les facteurs environnementaux contrôlant leur distribution spatiale? Ces facteurs sont nombreux; parmi les plus importants, notons la géomorphologie et la géologie du site, la géométrie de la pente, la présence d'érosion en pied de talus et la configuration du cours d'eau et le couvert végétal. Dans le secteur de Breckenridge, trois des quatre glissements de terrain ont affecté des segments de versants déboisés correspondant à un couloir d'une ligne à haute tension. Il est donc possible que le déboisement des versants ait modifié les conditions de drainage et d'érosion en surface et ainsi favorisé les ruptures à ces endroits. Le rôle positif des arbres et de leur système racinaire sur la stabilité des pentes a d'ailleurs été signalé par plusieurs auteurs (Riestenberg, 1986; Greenway, 1987; Nilaweera et Nutalaya, 1999).

Les conditions climatiques et hydro-météorologiques jouent un rôle prédominant sur la dynamique des versants (Shroder, 1978; Bégin et Filion, 1985; Kashiwaya *et al.*, 1987, 1989; Gervreau *et al.*, 1991; Gostelow, 1991; Garland et Olivier, 1993; Del Prete *et al.*, 1995; Fantucci et McCord, 1995, Corominas et Moya, 1999; Dikau et Schrott, 1999). Dans le cadre de cette étude, les résultats ont mis en évidence que les périodes d'instabilité semblent correspondre à des événements climatiques particuliers (ponctuels) et/ou à l'effet cumulé et combiné de conditions climatiques (surtout humides) favorisant l'instabilité mais qui, toutefois, n'ont rien d'exceptionnels. Des conditions climatiques exceptionnelles ou particulières entraîneraient davantage les versants argileux vers une rupture définitive (e.g. glissements de terrain 1996 à La Baie). Selon Mitchell et Eden

(1972), des maxima saisonniers de la pression de l'eau souterraine ont causé les déformations enregistrées dans le secteur de Breckenridge (i.e. glissement de 1963 et de 1969). À long terme, il est clair que des périodes hydrogéologiques annuelles peuvent contribuer à la dégradation des pentes. Il est raisonnable de penser que les événements climatiques exceptionnels, surtout s'ils se produisent au printemps, exacerbent ces conditions hydrologiques favorables à l'instabilité. Ces auteurs, ont également montré que l'érosion active en pied de talus, toujours en situation printanière, augmente l'ampleur des mouvements.

Avec une approche différente, les travaux de Fantucci et McCord (1995) ont montré qu'environ 75 % des anomalies de croissance des arbres reliées à l'instabilité des versants (e.g. chute et reprise soudaine de croissance) correspondent à des conditions humides particulières à différentes saisons. D'autre part, ils ont mis en évidence que, dans certains cas, ces conditions humides étaient précédées de conditions climatiques saisonnières relativement sèches. Cependant, dans une étude ultérieure, Fantucci et Sorriso-Valvo (1999) ont démontré que peu d'événements saisonniers extrêmes seraient en cause dans l'explication des réponses dendrochronologiques reliées à l'instabilité des versants. Tous ces résultats impliquent que l'instabilité des versants est le résultat combiné de plusieurs facteurs favorables. Dans le cadre de notre étude, il a été établi que l'initiation et le maintien de phases instables sont généralement associés à l'effet cumulé de plusieurs conditions climatiques. Ceci n'exclut pas la possibilité que des événements climatiques de nature exceptionnelle s'insèrent à l'intérieur de ces conditions (conditions instables entre le décrochement de 1955 et celui de 1960 à Breckenridge). De plus, les événements climatiques exceptionnels (mensuels) ne permettent pas toujours d'expliquer à eux seuls une réponse dendrochronologique associée à une rupture ou à une phase d'instabilité importante. Dans ce cas, des conditions météorologiques à plus court terme (hebdomadaires ou journalières) doivent être considérées.

Enfin, l'étude de deux sites différents a permis de mettre en lumière le fait que des événements ou des contextes climatiques donnés n'ont pas le même impact sur les versants d'une région à l'autre. En d'autres termes, il ne semble pas exister de règles universelles régissant les relations entre les conditions hydro-météorologiques et la

dynamique des versants. Les caractéristiques régionales et locales, reliées surtout à la géomorphologie générale du site, aux propriétés des dépôts ainsi qu'à la nature du couvert végétal, peuvent ici être évoquées pour expliquer la spécificité de la réponse des versants aux mêmes événements climatiques.

L'analyse rétrospective de la dynamique à moyen terme des versants basée sur des techniques dendrochronologiques, peut s'avérer un outil pertinent dans l'évaluation de l'impact des changements climatiques anticipés sur les processus géodynamiques terrestres. La connaissance approfondie de la réaction des versants à différentes situations climatiques permettrait de prévoir les impacts potentiels des modifications futures du régime hydrique sur la stabilité des pentes et de proposer des scénarios d'adaptation appropriés.

4.1 Signification géotechnique des déformations enregistrées par les arbres

L'utilisation des données géotechniques de déformations des sites d'étude pour valider les déformations enregistrées par les arbres a été difficile à réaliser. Certaines limitations au niveau de la quantité et de la disponibilité des données géotechniques n'ont pas permis de corréler dans le temps les déformations éventuelles des pentes argileuses aux réponses dendrochronologiques. Par contre, les résultats obtenus par les profils inclinométriques ont permis de dégager des informations pertinentes sur le mécanisme des déformations des versants argileux en phase pré-rupture. Sur la base de ces informations, certaines hypothèses concernant la signification des enregistrements dendrochronologiques en situation de pré-rupture peuvent être proposées.

Les résultats obtenus lors de l'analyse des profils inclinométriques (R-1, G-1, G-2) ont révélé que les versants argileux de la région d'Ottawa se déforment sur plusieurs mètres de profondeur. Ce comportement en déformation est conforme à un mode de rupture progressive (voir p.e. Delisle et Leroueil, 2001). Ils indiquent que les déformations se manifestent non seulement au niveau de la surface de rupture potentielle, mais également

sur l'ensemble de la masse qui se situe au-dessus. Le même comportement dans la répartition des déformations est observé pour l'ensemble des sites à l'étude; pour un emplacement relatif similaire pour les inclinomètres, les déformations semblent s'initier vers 4 m de profondeur, et se manifester dans l'ensemble de la masse de dépôt potentiellement mobilisable. Ces observations de terrain sont compatibles, et viennent valider les résultats de simulation numérique présentés par Kovacevic (1994) et Potts *et al.* (1997) repris à la figure 19.

Les pentes en condition de pré-rupture se déformant ainsi, il est plausible de croire que les enregistrements dendrochronologiques fournissent des informations sur des instabilités qui sont vérifiables. Ceci, d'autant plus que les déformations qui affectent les versants argileux boisés sont ressenties sur l'ensemble de la masse en mouvement localisée entre la surface de rupture potentielle et la surface topographique du versant. Toutefois, les déformations cumulées en surface, ou à proximité, sont relativement limitées selon les résultats inclinométriques. Il a été démontré que les taux de déformation sont plus élevés lorsque la pente est sapée à sa base par l'érosion fluviale. Ces taux sont d'environ 1,7 cm/an. Pour les pentes non soumises à une érosion en pied de talus, les taux de déformation sont de l'ordre de 0,5 à 0,65 cm/an. De tels taux annuels de déformation, si faibles soient-ils, représentent tout de même un déplacement de près de un mètre pour toute la période considérée dans cette étude (50 ans). Un déplacement de cet ampleur apparaît nettement suffisant pour changer l'équilibre géotropique des arbres, déstructurer le système racinaire et provoquer une réponse sur le plan anatomique. De plus, comme l'ont montré les résultats de cette étude, ce déplacement n'a pas été constant au cours des 50 dernières années, mais plutôt centré sur des périodes distinctes pendant lesquelles les taux annuels de déformation devaient être plus élevés.

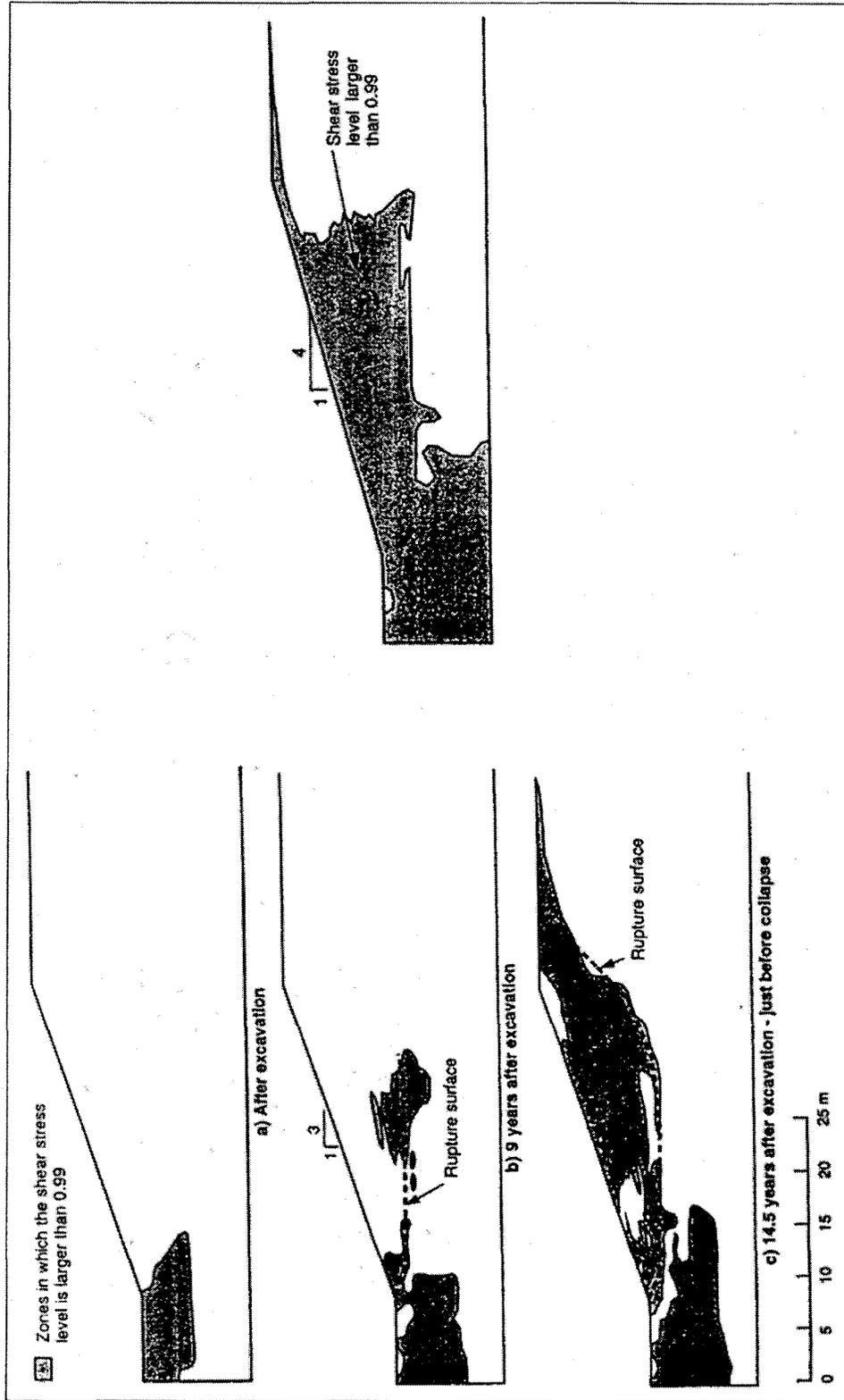


Figure 19 : Distribution des déformations dans une pente (d'après Kovacevic, 1994; Delisle et Leroueil, 2001).

4.4 La dendrochronologie comme outil d'analyse des versants : limitations et perspectives futures

L'analyse dendrochronologique est probablement un des outils les plus performants pour aborder la dynamique temporelle de l'évolution des versants. Elle permet un suivi annuel des déformations et des ruptures affectant les versants sur une période pouvant couvrir plusieurs centaines d'années. De plus, grâce aux caractéristiques physiques et anatomiques des cernes de croissance, une telle approche permettrait de reconstituer les conditions environnementales entourant les étapes qui ont marqué cette évolution. Enfin, parce que la plupart des versants sont colonisés par les arbres, l'analyse dendrochronologique peut être appliquée partout à travers le monde, dans différents contextes géologiques et géomorphologiques.

Dans le cadre de cette étude, certaines limitations liées surtout aux possibilités d'échantillonnage ont pu réduire la portée des résultats notamment dans le secteur de Breckenridge. La redondance des réponses dendrochronologiques, sur un grand nombre d'individus (*replication, sensu* Shroder, 1978) est en effet à la base de la validité de l'approche dendrogéomorphologique. Dans le cas de Breckenridge, la plupart des arbres susceptibles d'avoir enregistré les mouvements entourant la rupture de 1963 avaient été coupés la saison précédant notre échantillonnage. Certains individus ont pu être ré-échantillonnés sur la souche mais plusieurs autres ont dû être ignorés réduisant ainsi la représentativité de la population échantillonnée. Le fait d'effectuer l'étude en terrain privé ne facilite pas l'échantillonnage non plus; l'accès à plusieurs secteurs est limité, le nombre d'échantillons prélevés doit être généralement réduit au minimum et l'échantillonnage doit être non-destructeur pour les arbres. Or, on sait que les échantillons, sous forme de coupe transversale, sont les seuls à fournir l'ensemble de l'information relative aux mouvements des versants.

Les études futures en analyse dendrogéomorphologiques devraient davantage être ciblées dans des secteurs plus accessibles où l'échantillonnage ne serait pas limité. L'analyse d'un très grand nombre d'arbres (>50 par exemple), répartis sur l'ensemble du versant, permettrait d'aborder la distribution spatiale des déformations et d'identifier ainsi les

portions de versant les plus instables. À ce jour, peu d'études dendrogéomorphologiques ont été réalisées. L'application de cette approche à différents contextes géographiques et géomorphologiques mettrait notamment en lumière l'importance relative des facteurs autres que climatiques dans la dégradation progressive des versants. L'analyse comparative de versants de différentes expositions permettrait, par exemple, d'évaluer l'importance de la distribution et de l'épaisseur du couvert nival.

De façon complémentaire aux marqueurs couramment utilisés dans les études dendrogéomorphologiques (e.g. excentricité des cernes) l'analyse densitométrique des cernes de croissance apporterait des informations plus précises concernant l'initiation du bois de réaction. Il est probable que les variations densitométriques, reliées à la surlignification des parois cellulaires, puissent dater plus précisément, à l'intérieur de la saison de croissance, l'initiation de l'instabilité du versant et de relier cette dernière à des événements climatiques plus ponctuels. Dans cette perspective, il serait envisageable d'établir des seuils mensuels et journaliers de températures et de précipitations à l'origine des enregistrements dendrochronologiques associés aux mouvements du substrat.

CONCLUSION

L'étude de la reconstitution de la dynamique à moyen terme des versants argileux des régions de la rivière Breckenridge et de Ville de La Baie a permis d'identifier des phases d'instabilité et de dater des décrochements mineurs. Elle a également permis d'évaluer les conditions environnementales (climatiques) entourant chacun des événements qui ont marqué cette évolution. Enfin, les réponses dendrochronologiques associées à l'instabilité ont été comparées à des enregistrements géotechniques de déformations (secteurs de Breckenridge) afin de valider l'approche dendrogéomorphologique et de préciser la signification des enregistrements fournis par les arbres.

Les résultats de notre étude indiquent que de façon générale, la rupture des versants n'est pas un événement fortuit et isolé dans le temps. Dans les deux secteurs à l'étude, plusieurs phases d'instabilité auraient précédé les événements de glissement. Dans le secteur de Breckenridge, les glissements de terrain s'inscrivent à l'intérieur même de ces périodes d'instabilité. En revanche, il a été montré que le glissement de terrain de 1996 de la rue McNicoll n'appartient pas à une période d'instabilité, mais apparaît plutôt comme un événement isolé dans la dynamique récente du versant. Cependant, il survient au terme d'une dégradation à long terme (50 ans) marqué par plusieurs phases d'instabilité. Dans les deux secteurs à l'étude, l'instabilité se serait étendu à une plus grande portion de versant au fil du temps, ce qui suggère que les versants se fragilisent sous l'effet cumulé et combiné des déformations. Le phénomène de fatigue expliquerait cet accroissement de la fragilité.

L'analyse des conditions climatiques entourant les périodes d'instabilité a montré qu'il n'existe pas de scénario climatique universel associé aux déformations. Plusieurs combinaisons d'événements météorologiques et de conditions climatiques en sont

responsables. En somme, les glissements de terrain semblent correspondre à des événements climatiques exceptionnels alors que l'initiation et le maintien des périodes d'instabilité seraient plutôt associées à l'effet combiné et cumulé dans le temps de conditions climatiques qui peuvent n'avoir rien d'exceptionnel. De telles conclusions soulignent le fait que d'autres facteurs environnementaux sont à considérer dans la compréhension des phases récurrentes d'instabilité.

La distribution en profondeur des déformations observées par inclinométrie ne sont pas en contradiction avec les enregistrements dendrochronologiques. Elle indique que ces enregistrements correspondent à des déplacements pouvant atteindre plusieurs mètres de profondeur (vers 4 mètres) et qu'au terme de 50 ans, les versants soumis à l'érosion fluviale peuvent être affectés par des déplacements atteignant près d'un mètre. Ces déplacements apparaissent suffisants pour être enregistrés par les arbres.

L'analyse dendrochronologique s'avère donc une approche pertinente pour étudier l'évolution à moyen terme de la stabilité des versants argileux. De plus, elle permet d'évaluer le contexte climatique sous lequel se sont produits les périodes d'instabilité et les glissements de terrain. Son application à différents contextes géologiques et géomorphologiques contribuerait à augmenter la compréhension de la dynamique temporelle et spatiale des versants.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Alestalo, J. 1971. Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia*, **105**.
- Astrade, L., Bravard, J.-P., et Landon, N. 1998. Mouvements de masse et dynamique d'un géosystème alpestre : étude dendrogéomorphologique de deux sites de la Vallée du Boulc. *Géographie physique et Quaternaire*, **52** (2): 153-165.
- Bégin, C., et Filion, L. 1985. Analyse dendrochronologique d'un glissement de terrain de la région du Lac à l'Eau Claire (Québec nordique). *Canadian Journal of Earth Sciences*, **22**: 175-182.
- Bégin, C., and Filion, F. 1988. Age of landslides along the Grand Rivière de la Baleine estuary, eastern coast of Hudson Bay, Québec (Canada). *Boreas*, **17**: 289-299.
- Bégin, C., Paradis, S. J., Parent, M., and Michaud, Y. 1994. Relative stability of mobile terrain in the Petite Rivière de la Baleine area, northern Quebec. *Geological Survey of Canada, Open File Report 2848*. pp. 1-90.
- Bostok, H. S. 1969. Subdivisions physiographiques du Canada. *Géologie et ressources minérales du Canada, Commission géologique du Canada, vol. A*, pp. 12-34.
- Braam, R. R., Weiss, E. E. J., and Burrough, P. A. 1987a. Dendrogeomorphological analysis of mass movement: a technical note on the research method. *Catena*, **14**: 585-589.
- Braam, R. R., Weiss, E. E. J., and Burrough, P.A. 1987b. Spatial and temporal analysis of mass movement using dendrochronology. *Catena*, **14**: 573-584.
- Butler, D. R. 1979. Dendrogeomorphological analysis of flooding and mass movement, Ram Plateau, Mackenzie Mountains, Northwest Territories. *The Canadian Geographer*, **23** : 62-65.
- Campbell, R. H. 1975. Soil slips, debris flows and rainstorms in the Santa Monica mountains and vicinity, southern California. *United State Geological Survey, Professional Paper 851*.
- Canuti, P., Focard, P., and Garzonía, C. A. 1985. Correlation between rainfall and landslides. *Bulletin of the International Association Engineering Geology*, **32**: 49-54.

- Cook, E. R and Kairiukstis, L. A. 1990. Methods of dendrochronology; applications in the environmental sciences. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.
- Corominas, J., and Moya, J. 1999. Reconstructing recent landslide activity in relation to rainfall in the Llobregat River basin, Eastern Pyrenees, Spain. *Geomorphology*, **30**: 79-93.
- Crawford, C. B., and Eden, W. J. 1967. Stability of natural slopes in sensitive clay. *Journal of the soil mechanics and foundations division*, **93**: 419-436.
- Crozier, M. J. 1986. *Landslides: Causes, Consequences and Environment*. Croom Helm, London, United Kingdom.
- Delisle, M.-C., et Leroueil, S. 2001. Détection, à l'aide du piézocône, de zones ramollies dans des pentes argileuses et évaluations de leur comportement mécaniques. Ministère des Transport du Québec, Rapport GCT-2000-07.
- Del Prete, M., Gostelow, T. P., and Pininska, J. 1995. The importance of historical observations in the study of climatically controlled mass movement on natural slopes, with examples from Italy, Poland and UK. *Proceedings, International Symposium on Landslides*, Vol. 3, pp. 1559-1567.
- Demers, D., Leroueil, S., and D'Astous, J. 1999. Investigation of a landslide in Maskinongé, Quebec. *Canadian Geotechnical Journal*, **36** (6): 1001-1014.
- Denneler, B., and Schweingruber, F. H. 1993. Slow mass movement: a dendrochronological study in Gams, Swiss Rhine Valley. *Dendrochronologia*, **11**: 55-67.
- Dikau, R., and Schrott, L. 1999. The temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic change (TESLEC): main objectives and results. *Geomorphology*, **30**: 1-12.
- Dion, D.-J. 1986. Levé géotechnique de la région de Jonquière-Chicoutimi-La Baie. Ministère de l'Énergie et des Ressources. Gouvernement du Québec, Report MB 86-51.
- Eden, W. J., and Mitchell, R. J. 1970. The mechanics of landslides in Leda clay. *Canadian Geotechnical Journal*, **7**: 285-296.
- Eden, W. J. 1975. Mechanism of landslides in Leda Clay with special reference to the Ottawa area. *Proceedings, Mass wasting: 4th Guelph symposium on geomorphology*. University of Guelph, pp. 159-171.
- Eden, W. J. 1977. Evidence of creep in steep natural slopes of Champlain Sea clay. *Canadian Geotechnical Journal*, **14**: 620-627.

- Eyles, R. J., Crozier, M. J., and Wheeler, R. H. 1978. Landslips in Wellington City. *New Zealand Geographer*, **34** (2): 58-74.
- Fantucci, R., and McCord, A. 1995. Reconstruction of landslide dynamic with dendrochronological methods. *Dendrochronologia*, **13**: 43-58.
- Fantucci, R., and Sorriso-Valvo, M. 1999. Dendrogeomorphological analysis of slope near Lago, Calabria (Italy). *Geomorphology*, **30**: 165-174.
- Filion, L., Quinty, F., and Bégin, C. 1991. A chronology of landslide activity in the valley of rivière du Gouffre, Charlevoix, Québec. *Canadian Journal of Earth Science*, **28**: 250-256.
- Flageollet, J.-C. 1996. The time dimension in the study of mass movement. *Geomorphology*, **15**: 185-190.
- Flageollet, J.-C., Maquaire, O., Martin, B., and Weber, D. 1999. Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern French Alps, France). *Geomorphology*, **30**: 65-78.
- Fritts, H. C. 1976. *Tree rings and climate*. Academic Press, London.
- Gadd, N. R. 1987. Quaternary geology of the Ottawa region, Ontario and Québec, Commission Géologique du Canada, Paper 86-23, pp.1-9.
- Garland, G. G., and Olivier, M. J. 1993. Predicting landslide from rainfall in a humid, sub-tropical region. *Geomorphology*, **8**: 165-173.
- Gerrard, J. 1991. The status of temperate hillslope in the Holocene. *The Holocene*, **1** (1): 86-90.
- Gervreau, E., Durville, J. L., et Sève, G. 1991. Relations entre précipitations et cinématique des glissements de terrain, déduites du suivi de sites instables. *Proceedings, Sixth International symposium on Landslides, Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, Rapport 6*, pp. 409-414.
- Gostelow, T. P. 1991. Rainfall and landslides. *Proceedings, Natural Hazards and Engineering Geology. Prevention and Control of Landslides and Other Mass Movements, European School of Climatology and Natural Hazards, E.E.C. Course, Lisbon*, pp. 139-155.
- Greenway, D. R. 1987. Vegetation and slope stability. *In Slope stability*. John Wiley and Sons limited, pp. 188-230.
- Hétu, B. 1990. Évolution récente d'un talus d'éboulis en milieu forestier, Gaspésie, Québec. *Géographie Physique et Quaternaire*, **44** (2): 199-215.

- Hicks, D. L. 1995. A way to estimate the frequency of rainfall-induced mass movement. *Journal of Hydrology*, **33** (1): 59-67.
- Holmes, R. L. 1983. Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement. *Tree-Ring Bulletin*, **43**: 69-78.
- Hupp, C. R., Osterkamp, W. R., and Thornton, J. L. 1987. Dendrogeomorphic evidence and dating of recent debris flows on Mount Shasta, Northern California. U.S. Geological Survey, Professionnel Paper 1396-B, pages B1-B39.
- Hupp, C. R., and Carey, W. P. 1990. Dendrogeomorphic approach to estimating slope retreat, Maxey Flats, Kentucky. *Geology*, **18**: 658-661.
- Kashiwaya, K., Okimura, T., and Kawatani, T. 1987. Critical precipitation conditions for landslide and tree ring responses in the Rokko Mountains, Kobe, Japan. *In* The influence of climate change and climatic variability on the hydrologic regime and water resources (Proceedings of the Vancouver Symposium, august 1987), pp. 191-197.
- Kashiwaya, K., Okimura, T., and Kawatani, T. 1989, Tree ring information and rainfall characteristic for landslide in the Kobe district, Japan. *Earth Surface Processes and Landforms*, **14**: 63-71.
- Kashiwaya, K., and Okimura, T. 1990. Reconstruction of erosional force from tree ring information around the Rokko Mountains, Japan. *Quaternary Research*, **34**: 240-248.
- Kovacevic, N. 1994. Numerical analysis of Rockfill Dams, cut slopes and road embankments, Ph.D. Thesis, University of London.
- Lacerda, W. 1989. Fatigue of residual soil due to cyclic pore pressure variation. *Proceedings, 12th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Rio de Janeiro, Vol. 5, pp. 3085-3087.*
- Lafortune, M., Filion, L., et Héту, B. 1997. Dynamique d'un front forestier sur un talus d'éboulis actif en climat tempéré froid (Gaspésie, Québec). *Géographie physique et Quaternaire*, **51** (1): 67-80.
- Lasalle, P., et Tremblay, T. 1978. Dépôts meubles Saguenay-Lac-Saint-Jean. Ministère des richesses naturelles du Québec, Rapport géologique 191.
- Lebuis, J., Robert, J.-M., and Rissman, P. 1983. Regional mapping of landslides hazard in Québec. *Proceedings, Symposium on slopes in soft clays, Swedish Geotechnical Institute, Report no 17, pp. 205-262.*

- Leroueil S., Tavenas, F., et Le Bihan, J.P. 1983. Propriétés caractéristiques des argiles de l'est du Canada. *Canadian Geotechnical Journal*, **20**: 681-705.
- Ministère des Ressources Naturelles du Canada, 2000. Commission géologique du Canada. Division de la science des terrains.
http://sts.gsc.nrcan.gc.ca/urban/studyarea_fr.asp.
- Ministère des Ressources Naturelles. 2002. Gouvernement du Québec, Zone de végétation et sous-zones et domaines bioclimatiques.
<http://www.mrn.gouv.qc.ca/forets/quebec/quebec-milieu-zones.jsp>.
- Ministère des Transport du Québec. 2000. Gestion des risques de glissement de terrain liés aux pluies des 19 et 20 juillet 1996 au Saguenay–Lac-Saint-Jean. Service de la géotechnique et de la géologie et de la direction du laboratoire des chaussées, Québec, Rapport soumis au bureau de reconstruction et de relance du Saguenay–Lac-Saint-Jean.
- Mitchell, R. J. 1970. Landslides at Breckenridge, Pineviews Golf Club and Rockcliffe. Division of Building Research (Conseil National de Recherche du Canada), Technical paper no 322, Ottawa, pp. 1-19.
- Mitchell, R. J., and Eden. W. J. 1972. Measured Movements of Clay Slopes in the Ottawa Area. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **9**: 1001-1013.
- Mitchell, R. J., and Markell, A. R. 1974. Flowsliding in sensitive soils. *Canadian Geotechnical Journal*, **11**: 11-31.
- Moya, J., and Corominas, J. 1996. Determination of the spatial and temporal activity of landslides based on tree-ring analysis. Proceedings, International Symposium on Landslides, Trondheim, pp. 321-326.
- Nilaweera, N.S., and Nutalaya, P. 1999. Role of tree roots in slope stabilisation. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, **57** (4): 337-342.
- Occhietti, S., et Hillaire, C. 1977. Chronologie ^{14}C des évènements paléogéographiques du Québec depuis 14 000 ans. *Géographie physique et Quaternaire*, **31**(1-2) : 122-133.
- Parizek, E. J., and Woodruff, J. F. 1957. Mass Wasting and the deformation of trees. *American Journal of Science*, **255**: 63-70.
- Potts, D. M., Dounias, G. T., and Kovacevic, N. 1997. Finite element analysis of progressive failure of Carsington embankment. *Géotechnique*, **40** (1): 79-101.
- Paul, M. J. 1970. Landsliding in sensitive clay soils at Ottawa. M.Sc. Thesis, Queen's University, Kingston, Ontario.

- Richard, S. H., Gadd, N. R., and Vincent, J. S. 1974. Dépôts meubles et formes du relief, Ottawa-Hull. Commission géologique du Canada, carte 1425-A.
- Riestenberg, M.-M. 1986. Validity of models for describing tree root stabilization of landslide-prone hillslopes. *In* Ohio's research community; links with the world, 95th annual meeting of the Ohio Academy of Sciences, Toledo, Ohio. The Ohio Journal of Science. **86** (2), 10.
- Scurfield, G. 1973. Reaction wood: Its Structure and Function. *Science*, **179**: 647-665.
- Shroder, J. F. Jr. 1978. Dendrogeomorphological analysis of mass movement on a Table Cliffs Plateau, Utah. *Quaternary Research*, **9** : 168-185.
- Shroder, J.F. Jr. 1980. Dendrogeomorphology: review and new techniques of tree-ring dating. *Progress in Physical Geography*, **4**: 161-188.
- Stokes, M. A., and Smiley, T. L. 1968. An introduction to tree-ring dating. University of Arizona Press, Chicago.
- Strunk, H. 1997. Dating of geomorphological processus using dendrogeomorphological methods. *Catena*, **31** : 137-151.
- Tavenas, F. 1984. Landslides in Canadian Sensitive Clays- A State-of-the-Art. Proceeding, IV International Symposium on Landslides. University of Toronto, Vol. 1, pp. 141-154.
- Terasme, J. 1975. Dating of landslides in the Ottawa river valley by dendrochronology-a brief comment. Proceedings, Mass Wasting, 4th Guelph Symposium on Geomorphology, pp. 153-158.
- Théberge, J. 1986. Cartographie géotechnique dans la région de Gatineau-Aylmer-Hull. Gouvernement du Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources, MB 86-43.
- Van Asch, Th. W. J., and Van Steijn, H. 1991. Temporal patterns of mass movements in the French Alps. *Catena*, **18**: 515-527.
- Weiss, E. E. J. 1988. Tree ring patterns and the frequency and intensity of mass movements. Proceedings, 5th Symposium on Landslides. Lausanne, Vol. 1, pp. 481-483.
- Wilson, R. C., and Wieczorek, F. G. 1995. Rainfall threshold for the initiation of debris flows at La Honda, California. *Environmental and Engineering Geoscience*, **1** (1): 11-27.