

Éléments d'identification des modelés fluvioglaciaires issus des débâcles glaciaires

Identification of Characteristics Features Associated with Glacial Outburst

Elemente für die Identifizierung der durch Gletscherausbrüche entstandenen glazifluvialen Modellierungen

André Robitaille and Jean-Marie M. Dubois

Volume 49, Number 3, 1995

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/033065ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/033065ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (print)

1492-143X (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Robitaille, A. & Dubois, J.-M. M. (1995). Éléments d'identification des modelés fluvioglaciaires issus des débâcles glaciaires. *Géographie physique et Quaternaire*, 49(3), 435–457. <https://doi.org/10.7202/033065ar>

Article abstract

The Petite Rivière Pikauba valley was flooded following the failure of the Beloeil Dam, and its geomorphological description reveals a number of major modifications. The fluvial corridor, initially covered with thick till, now exhibits various erosion and disposition landforms which are surprisingly similar to those found in the fluvioglacial topographies of glacier outbursts or catastrophic fluvioglacial surges resulting from the sudden, drainage of glacial lakes. The most obvious identification features associated with fluvioglacial glacier outburst topographies are dry glacioacustrine basins, grooved morainic dams outburst deposits, deep grooves and terraces cut in till, fine sedimentation bars and islets, and bedrock erosion. Glacier outbursts are an extremely powerful phenomenon, likely to produce extensive geomorphological transformations. Consequently, they deserve serious consideration in the reconstruction of proglacial environments. The identifier elements were applied to a number of sites in Québec, revealing fluvioglacial glacier outburst topographies that had not been identified as such initially.

ÉLÉMENTS D'IDENTIFICATION DES MODELÉS FLUVIOGLACIAIRES ISSUS DES DÉBÂCLES GLACIAIRES

André ROBITAILLE et Jean-Marie M. DUBOIS, Ministère des Ressources naturelles, 880, chemin Sainte-Foy, Québec, Québec G1S 4X4 et Département de géographie et de télédétection, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, Québec J1K 2R1.

RÉSUMÉ La description géomorphologique de la vallée de la Petite rivière Pikauba remodelée par une crue consécutive à la rupture du barrage Belœil permet de mettre en lumière des transformations majeures. Le corridor fluvial touché, initialement tapissé de till épais, montre maintenant diverses formes d'érosion et de sédimentation qui révèlent d'étonnantes similitudes avec celles des modelés fluvio-glaciaires de débâcle glaciaire, soit des crues fluvio-glaciaires catastrophiques associées au déversement brusque et violent de lacs glaciaires. Les éléments d'identification les plus manifestes des modelés fluvio-glaciaires de débâcles glaciaires sont : les cuvettes glaciolacustres asséchées, les barrages morainiques entaillés, les « accumulations en nappe de débâcle glaciaire » (terme proposé comme équivalent d'*outburst deposit*), les entailles d'érosion profondes dans le till, les terrasses d'érosion dans le till, les bancs et îlots de sédimentation fine, les formes d'érosion dans le roc. Les débâcles glaciaires correspondent à une activité de grande puissance pouvant provoquer de profondes modifications géomorphologiques. En conséquence, elles méritent d'être sérieusement considérées dans la reconstitution des environnements proglaciaires. L'application des éléments d'identification à quelques sites québécois a permis de révéler des modelés fluvio-glaciaires de débâcle glaciaire qui n'avaient pas été interprétés ainsi au départ.

ABSTRACT *Identification of characteristic features associated with glacial outburst.* The Petite Rivière Pikauba valley was flooded following the failure of the Belœil Dam, and its geomorphological description reveals a number of major modifications. The fluvial corridor, initially covered with thick till, now exhibits various erosion and disposition landforms which are surprisingly similar to those found in the fluvio-glacial topographies of glacier outbursts or catastrophic fluvio-glacial surges resulting from the sudden, drainage of glacial lakes. The most obvious identification features associated with fluvio-glacial glacier outburst topographies are dry glaciolacustrine basins, grooved morainic dams outburst deposits, deep grooves and terraces cut in till, fine sedimentation bars and islets, and bedrock erosion. Glacier outbursts are an extremely powerful phenomenon, likely to produce extensive geomorphological transformations. Consequently, they deserve serious consideration in the reconstruction of proglacial environments. The identifier elements were applied to a number of sites in Québec, revealing fluvio-glacial glacier outburst topographies that had not been identified as such initially.

ZUSAMMENFASSUNG *Elemente für die Identifizierung der durch Gletscherausbrüche entstandenen glazifluvialen Modellierungen.* Die geomorphologische Beschreibung des Tals des kleinen Pikauba-Flusses, das nach dem Belœil-Dammbruch überflutet und neu modelliert worden war, läßt die wichtigen Veränderungen deutlich, erkennen. Der betroffene Flußkorridor, der ursprünglich mit dickem Till bedeckt war, zeigt jetzt verschiedene Erosions- und Sedimentierungsformen, welche erstaunliche Ähnlichkeiten mit den glazifluvialen Modellierungen von Gletscherausbrüchen oder den glazifluvialen katastrophalen Hochfluten aufweisen, die durch plötzlichen und heftigen Überlauf der glazialen Seen entstanden. Die deutlichsten Elemente für die Identifizierung der glazifluvialen Gletscherausbruchsmodellierungen sind: ausgetrocknete glaziallimnische Becken, eingeschnittene Moränen-Dämme, "deckenförmige Anhäufungen von Gletscherausbrüchen", tiefe Erosionseinschnitte in das Till, Erosionsterassen im Till, Bänke und Inseln feiner Sedimentierung, Erosionsformen im festen Gestein. Die Gletscherausbrüche sind äußerst mächtige Vorgänge und können tiefe geomorphologische Veränderungen bewirken. Folglich verdienen sie eine ernsthafte Berücksichtigung bei der Rekonstruktion der proglazialen Umwelten. Die Anwendung der Identifikationselemente auf einige Plätze in Québec machte glazifluviale Modellierungen erkennbar, die zuvor nicht als solche interpretiert worden waren.

INTRODUCTION

En 1985, la rupture du barrage Belœil a entraîné la vidange presque totale du lac Belœil situé au nord de Québec (fig. 1). L'action de l'eau fut d'une telle violence qu'elle a transformé complètement le fond de la vallée de la Petite rivière Pikauba. Ainsi, sur une distance de 6 km, 144 ha de forêt ont été dévastés et $2,1 \times 10^6 \text{ m}^3$ de matériaux meubles, principalement du till, ont été déplacés par la crue.

Le nouveau visage de la vallée de la Petite rivière Pikauba ressemble à celui d'autres vallées elles aussi remodelées par des crues engendrées par la rupture de barrages artificiels ; il s'apparente aussi de près au modèle des vallées transformées par des « débâcles glaciaires » par suite de la rupture de barrages glaciaires ou morainiques. Toutes proportions gardées, les débâcles glaciaires, selon leur ampleur, engendrent d'abord une érosion spectaculaire dans la partie amont, puis déplacent de grandes quantités de sédiments qui sont redéposés en aval. Les aires d'érosion et de sédimentation se succèdent dans l'espace ; il en résulte d'importantes modifications du lit fluvial et de son environnement immédiat.

L'objectif poursuivi ici est de décrire les éléments d'identification des modelés fluvioglaciaires façonnés, en partie ou en totalité, par des débâcles glaciaires provoquées par la vidange soudaine de lacs glaciaires et de préciser leur contexte. Ces éléments sont définis selon les particularités des corridors fluviaux, à savoir les formes d'érosion et d'accumulation, les caractéristiques des sédiments et leur position stratigraphique.

L'analyse détaillée de la géomorphologie de la Petite rivière Pikauba et une revue des travaux antérieurs ont permis d'atteindre l'objectif proposé.

Les études relatives aux conséquences géomorphologiques des débâcles glaciaires au front des inlandsis (tabl. I) et des glaciers alpins et nordiques (tabl. II) sont abondantes. Par contre, des nombreux travaux traitant des ruptures de barrages artificiels, peu offrent une description des corridors fluviaux (tabl. III).

Au Québec, aucune étude ne traite des effets des débâcles glaciaires sur la géomorphologie et, à notre connaissance, seuls Vincent (1989), Vincent et Hardy (1977) et Hardy (1976) signalent quelques effets d'une possible débâcle glaciaire : celle associée à la vidange du Lac Ojibway vers la Mer de Tyrrell. Cependant, de nombreux autres sites, notamment ceux immédiatement en aval de grands systèmes morainiques frontaux, ont peut-être connu des débâcles glaciaires. C'est le cas de la vallée de la rivière Matamec, en aval de la moraine frontale de Manitou-Matamec et, vraisemblablement, du cours supérieur de la rivière Portneuf.

MÉTHODOLOGIE

Une analyse des particularités géomorphologiques du corridor fluvial de la Petite rivière Pikauba, remodelée par la crue consécutive à la rupture du barrage Belœil, a été effectuée. Dès la fin du mois de septembre 1985, plusieurs visites sur le terrain ont permis de constater l'ampleur des changements. Elles furent suivies d'une cartographie



FIGURE 1. Localisation des sites à l'étude.

Location of research sites.

TABLEAU I

Conséquences géomorphologiques : méga-débâcles glaciaires

Auteur	Lieu	Type de barrage	Géomorphologie du corridor fluvial			
			Formes d'érosion	Formes d'accumulation		
				Formes	Caractéristiques des sédiments	Position stratigraphique
Pardee, 1910, 1942 Bretz, 1923, a, b, 1928, 1929, 1932, 1959, 1969; Bretz <i>et al.</i> , 1956 Baker, 1978, 1973; Baker <i>et al.</i> , 1987; Burns et Cordéro, 1993	États de Washington et Orégon, USA	Glacé	Entailles profondes dans le roc Chenaux anastomosés dans le roc Cataractes Parois rocheuses Marmites géantes Sillons Profil fluvial en bancs et en bassin (<i>pool and riffle</i>) Délavage des surfaces de till	Deltas Rides de courant géantes Champ de blocs avec ou sans matrice Chenaux anastomosés "Pendant bar" "Eddy bar" "Expansion bar"	Sable, gravier et cailloux stratifiés Sable, gravier et cailloux stratifiés Dépôts massifs Immenses bancs de sédimentation fluviale Éléments grossiers surtout, dépôts mal stratifiés Éléments de toute taille dépôts massifs Nappes de sédiments fins (turbidites)	
Gilbert, 1890; Stearns, 1936; Malde, 1968	Idaho, USA	Non connu	Entaille profonde dans le roc (basalte) Chenaux marginaux Cataractes Parois rocheuses Élargissement de la vallée	Énormes bancs de blocs et de gravier "melon gravel" Nappe de sable Sédimentation fine (lacs temporaires le long du corridor) Champ de blocs très épais	Dépôts massifs	
Kehew, 1982; Kehew et Clayton, 1983; Kehew et Lord, 1986; Lord et Kehew, 1987; Lord, 1991; Kehew, 1993; Kehew <i>et al.</i> , 1989; Kehew et Teller, 1994.	Saskatchewan et Manitoba, Canada, Dakota du Nord, Michigan, bassin du Mississippi, USA	Non connu	Entailles profondes dans le till Terrasses façonnées dans le till Talus verticaux Entailles dans le till sur le lit de la cuvette lacustre à l'amont des barrages Chenaux anastomosés dans le till Sillons dans le till Îlots et bancs de till résiduels non affectés	Épandages Deltas Terrasses Bancs fluviaux "Pendant bar" "Alcove bar"	Dépôts massifs Sable et gravier bien triés et bien stratifiés Dépôts massifs Sable et gravier massifs avec blocs et pierre anguleux Sable et gravier en vrac avec blocs et pierre anguleux Sable et gravier en vrac avec blocs et pierres anguleux	Sable et gravier sur till Sable et gravier sur till

TABLEAU II

Conséquences géomorphologiques : débâcles glaciaires en régions alpines et nordiques

Auteur	Lieu	Type de barrage	Géomorphologie du corridor fluvial			
			Formes d'érosion	Formes d'accumulation		
				Formes	Caractéristique des sédiments	Position stratigraphique
Agassiz, 1840	Suisse	Glacé et moraine	Entailles profondes Talus verticaux			
Rabot, 1905	Régions alpines et nordiques	Glacé et moraine	Entailles profondes dans le till	Champ de blocs Nappes de gravier et de pierres	Éléments anguleux à subanguleux Dépôts massifs grossiers	
Kerr, 1934, 1936	Colombie-Britannique, Canada	Glacé et moraine	Entailles dans les épandages fluvioglaciaires	Champ de blocs Nappes de sédiments grossiers caillouteux	Éléments arrondis à subarrondis Dépôts massifs	Dépôts grossiers mal triés sur dépôt fluvioglaciaire
Aitkenhead, 1960	Norvège	Glacé	Élargissement du lit fluvial			
Mathews, 1965	Colombie-Britannique, Canada	Glacé	Élargissement du lit fluvial			
Noff, 1966	Oregon, USA	Moraine	Entailles dans le till Entaille dans le moraine frontale Talus verticaux	Champ de blocs Nappes de sédiments fins au milieu subaquatique	Éléments anguleux à subanguleux	
Richardson, 1968	Washington, USA	Glacé et moraine	Chenaux peu profonds Terrasses entaillées dans le till Talus verticaux	Champ de blocs	Éléments anguleux à subanguleux	
Maag, 1969	Axel Herberg Island, Canada	Glacé	Entailles dans les épandages fluvioglaciaires et dans le till	Nappes de cailloux et de pierres	Dépôts massifs	
Fahnestock <i>et al.</i> , 1969	Alaska, USA	Glacé	Entailles dans les épandages fluvioglaciaires Talus verticaux	Dunes alluviales Nappes de cailloux et de pierres		Dunes alluviales récentes sur dunes alluviales anciennes
Post et Mayo, 1971	Alaska, USA	Glacé	Entailles profondes Talus verticaux	Rides de courant géantes Épaisses nappes de cailloux et de pierres	Dépôts massifs	
Bradley <i>et al.</i> , 1972	Alaska, USA	Glacé	Entailles dans l'épandage fluvioglaciaire Talus verticaux	Dunes alluviales Champs de blocs	Dépôts mal triés et massifs	
Vivian, 1974	Alpes occidentales	Glacé et moraine	Élargissement et surcreusement du lit fluvial Entailles profondes Talus verticaux	Nappes de sédiments grossiers		
Lliboutry <i>et al.</i> , 1977	Pérou	Moraine	Entailles dans le till et dans les épandages fluvioglaciaires	Cônes d'alluvions grossiers Champ de blocs	Dépôts massifs et grossiers Éléments anguleux à arrondis	
Theakstone, 1978	Norvège	Glacé	Entailles dans la moraine frontale Entailles profondes Talus	Nappes de débris caillouteux Nappes de débris silteux Champ de blocs		
Yesenov et Degovets, 1979	URSS	Glacé	Entailles profondes	Accumulation de blocs énormes Nappes de gravier		

TABLEAU II (suite)

Auteur	Lieu	Type de barrage	Géomorphologie du corridor fluvial			
			Formes d'érosion	Formes d'accumulation		
				Formes	Caractéristique des sédiments	Position stratigraphique
Jackson, 1979	Colombie-Britannique, Canada	Glacé	Entailles profondes dans le till	Cônes d'alluvions grossières	Dépôts massifs et grossiers	Cônes d'alluvions récentes sur cônes d'alluvions anciens
Young, 1980	Alaska, USA Yukon, Canada	Glacé	Entailles profondes Glissements dans la cuvette lacustre	Rides de courant géantes		
Xu, 1981	Tibet	Moraine	Entailles de la moraine frontale Entailles Élargissement du chenal	Nappes de gravier et de cailloux Levée de blocs Levée de blocs avec matrice sableuse Terrasses sableuses sur les rives convexes	Dépôts massifs Éléments grossiers (blocs à la surface)	
Yanamaka, 1982	Népal	Glacé et moraine	Entailles profondes	Nappes de gravier et de cailloux Terrasses	Éléments anguleux déposés en vrac Dépôts massifs	Nappes de sédiments grossiers sous les dépôts fluviaux
Beecorft, 1983	Suisse	Glacé	Entailles dans les épandages fluvio-glaciaires	Nappes de gravier	Dépôts massifs	
Hewitt, 1964, 1982; Qinghua, 1991	Himalaya, Asie Centrale	Glacé	Élargissement et surcreusement chenal Entailles profondes Talus verticaux Glissements sur les talus	Nappes de dépôts grossiers et formation de kettles		
Haeberli, 1983	Suisse	Glacé	Entailles dans le till	Champ de blocs de délavage		
Clague <i>et al.</i> , 1985	Colombie-Britannique, Canada	Moraine	Surcreusement du chenal Talus d'érosion Glissements sur les talus	Cônes d'alluvions grossiers Nappes de débris caillouteux	Dépôts massifs Éléments anguleux à arrondis	Nappe de débris anciens ?
Blown et Church, 1985	Colombie-Britannique, Canada	Moraine	Entailles dans le till	Cônes d'alluvions grossières contenant des blocs	Dépôts massifs	
Fushimi <i>et al.</i> , 1985	Népal	Moraine et glace	Terrasses d'érosion façonnées dans le till Entailles profondes			
Clague, 1987	Colombie-Britannique, Canada	Moraine	Entailles dans la moraine frontale	Rides de courants géantes Cônes d'alluvions grossières	Dépôts massifs Dépôts massifs	
Vuichard et Zimmerman, 1986, 1987	Népal	Moraine	Entailles dans le till Terrasses d'érosion Talus verticaux Glissements sur les talus Entailles dans les terrasses fluvio-glaciaires Entailles dans la moraine frontale	Nappes de graviers grossiers contenant des blocs Champ de blocs	Dépôts massifs	Nappes de graviers mal triés sur dépôts fluvio-glaciaires
McCarrol et Matthews, 1989	Norvège	Glacé	Surfaces rocheuses « striées »	Champ de blocs		

TABLEAU III

Conséquences géomorphologiques : quelques ruptures de barrages artificiels en régions jadis englacées

Auteur	Lieu	Type de barrage	Géomorphologie du corridor fluvial			
			Formes d'érosion	Formes	Formes d'accumulation	
					Caractéristiques des sédiments	Position stratigraphique
Scott et Gravelee, 1968	Californie (USA)	Béton	Approfondissement et élargissement du chenal Glissements sur les talus Entailles dans les terrasses fluvioflaciaires Entailles dans le till	Cordons de blocs Nappes de pierres et de blocs Flèches sableuses Terrasses de sédiments grossiers	Pierres et blocs anguleux Nappes de sédiments grossiers Stratifications horizontales	Champ de blocs sur till Nappes de pierres sur terrasses fluvio-glaciaires Sable stratifié sur till
Jarrett et Costa, 1986	Colorado (USA)	En terre	Entailles dans le till Talus verticaux Élargissement et approfondissement du chenal	Champ de blocs (délavage) Cône alluvial Nappes de gros blocs Levée de blocs Antidunes	Pierres et blocs anguleux Sable et gravier à stratification horizontale	

géomorphologique à l'échelle de 1/5 000 comprenant : 1) les formes et micro-formes liées à l'érosion, au transport et à la sédimentation ; 2) les accumulations et les structures sédimentaires associées ; 3) la position du lit de la rivière. Puis nous avons procédé à une étude exhaustive des travaux antérieurs portant autant sur les conséquences géomorphologiques des débâcles glaciaires consécutives à la vidange de barrages glaciaires que sur celles des ruptures de barrages artificiels.

Après avoir comparé les données de la Petite rivière Pikauba et celles des travaux antérieurs, des éléments d'identification ont été dégagés. Pour illustrer l'application des éléments d'identification, nous avons choisi de présenter un site confirmé et un site probable de débâcle glaciaire. Ces sites ont été repérés à la suite d'analyses sur des photographies aériennes et de problèmes d'interprétation stratigraphique concernant des dépôts quaternaires relevés dans des travaux antérieurs.

LA VALLÉE DE LA PETITE RIVIÈRE PIKAUBA

DESCRIPTION DU MILIEU

La Petite rivière Pikauba est située à 120 km au nord de la ville de Québec (fig. 1). Dans cette région, les grandes lignes du relief sont commandées par le substrat rocheux et le paysage reflète partout l'action glaciaire. Celle-ci a laissé sa trace de deux façons : abrasion du substrat rocheux cristallin et accumulation de sédiments meubles variés d'origine glaciaire, fluvio-glaciaire et glaciolacustre. L'amplitude altitudinale moyenne entre les talwegs et les sommets des collines arrondies est de l'ordre de 110 m. Les collines sont recouvertes de placages de till indifférencié de 1 m ou moins d'épaisseur. La

vallée de la Petite rivière Pikauba est peu encaissée et en grande partie comblée de till de fond, atteignant plusieurs mètres d'épaisseur. Ce till est peu à moyennement compact et constitué d'une matrice de sable silteux qui renferme des cailloux et des blocs cristallins d'un diamètre souvent supérieur à 1 m. Sa pierrosité ($d > 2$ mm) est de 40 % à 50 %. Par endroit, en bordure de la rivière, il est recouvert par de petits amas de sable et gravier d'origine fluvio-glaciaire.

Sur le plan hydrologique, le milieu étudié correspond à la tête du bassin versant de la rivière Chicoutimi et comprend trois composantes principales : le lac Belœil, la Petite rivière Pikauba et le lac Talbot.

En amont, le lac Belœil, situé à une altitude de 832 m, couvre une superficie de 2,3 km². Sa profondeur moyenne est d'environ 3,5 m ; il contient un peu plus de 9×10^6 m³ d'eau. Ce lac d'origine glaciaire doit son existence à la présence d'un bourrelet de till de 16 à 20 m d'épaisseur orienté NNE-SSE, perpendiculairement à la vallée de la Petite rivière Pikauba. Cette crête est constituée d'un till lâche de moindre pierrosité (10 %-20 %) et de couleur brunâtre. Le lit de la cuvette lacustre est tapissé d'une mince pellicule (10 à 50 cm) de sédiments glaciolacustres varvés à texture silto-argileuse. Cette couche de silt argileux masque un till de fond compact à pierrosité élevée (40 % à 60 %), constitué d'une matrice sableuse comprenant de nombreux cailloux et blocs cristallins. Ce till est de couleur grisâtre.

Exutoire du lac Belœil, la Petite rivière Pikauba a un débit moyen annuel d'environ 2 m³/s. Son profil longitudinal accuse une dénivellation de 75 m sur 5,9 km jusqu'au lac Talbot, pour une pente moyenne de 1,2 %. Toutefois, le profil longitudinal de la rivière se subdivise en quatre biefs

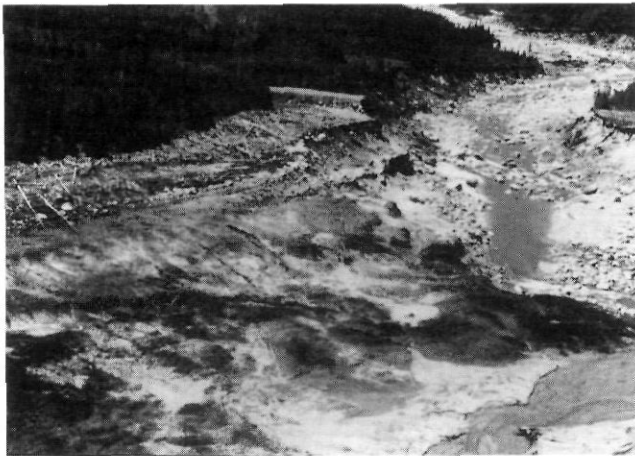


FIGURE 2. Vue aérienne d'une portion de la cuvette lacustre asséchée du lac Belcœil et du tronçon 1 de la Petite rivière Pikauba.

Aerial view of part of Lac Belcœil dry lacustrine basin and Section 1 of the Petite Rivière Pikauba.

successifs, de pente plus ou moins accentuée, formant des paliers ; le premier bief atteint 700 m de longueur et possède une dénivellation de 25 m, le second, 1 600 m de longueur et 10 m de dénivellation, le troisième 800 m de longueur et 20 m de dénivellation et le quatrième, 2 800 m de longueur et 20 m de dénivellation.

Enfin, le lac Talbot, d'origine artificielle, couvre une superficie de 3,2 km² et atteint rarement plus de 3 m de profondeur. Il se situe à 757 m d'altitude et alimente la rivière Pikauba qui débouche sur la rivière Chicoutimi et le lac Kénogami (altitude d'environ 160 m) près de la ville de Chicoutimi, à 60 km au nord.

GÉOMORPHOLOGIE DE LA VALLÉE REMODELÉE

Les phénomènes géomorphologiques qui nous intéressent, à la suite de la rupture du barrage Belcœil (fig. 2), concernent une partie de la cuvette asséchée du lac Belcœil, la totalité du corridor fluvial de la Petite rivière Pikauba et une portion de la cuvette lacustre du lac Talbot. Cet axe, long de 7 km décrit par Robitaille (1989, 1992, 1993) et Robitaille et Dubois (1989), représente le territoire étudié. Il se divise en six tronçons (numéros 1 à 6) de largeur et de longueur variables où sont représentés des processus dominants d'érosion ou de sédimentation (fig. 3). Chacun de ces tronçons présente des particularités géomorphologiques intimement liées aux caractéristiques physiques préexistantes de la vallée, lesquelles ont de toute évidence conditionné la puissance érosive de la crue. Les tronçons, qui présentent de profondes entailles d'érosion, correspondent aux biefs de pente plus forte où le fond de la vallée est étroit. Par contre, les tronçons peu entaillés par l'érosion, qui correspondent à des aires de sédimentation, sont associés de près aux biefs de pente moins forte où le fond de la vallée est plus large.

Les unités géomorphologiques observées dans la vallée semblent liées à deux phases distinctes d'écoulement de la crue. D'abord, l'onde de rupture a violemment décapé la

forêt et la partie superficielle du sol (1 à 2 m) sur une superficie de 144 ha. Ensuite, la vidange du lac a favorisé une concentration de l'écoulement, donc de l'érosion, dans l'axe de la ligne des grandes vitesses d'écoulement (fig. 4). Il en résulte principalement une succession de terrasses planes et discontinues, ainsi que d'entailles profondes, aux parois verticales, dans le till. C'est aussi durant cette phase que les aires de sédimentation ont été façonnées.

La crue consécutive à la rupture a vraisemblablement été caractérisée par un écoulement de rupture à débit maximal à croissance rapide puis à décroissance progressive. Nos observations appuient cette répartition de l'écoulement dans le temps. En effet, vers la dixième heure de l'événement, le débit n'atteint pas plus de 50 à 75 m³/s et décroît jusqu'à la normale (± 2 m³/s) vers la vingtième heure. Le débit maximal de la crue, estimé de façon empirique selon une méthode de calcul proposée par Costa (1985) pour ce type de barrage, aurait été de l'ordre de 2 800 m³/s. En recourant à celle d'Evans (1986), le débit maximal aurait même pu atteindre les 3 200 m³/s.

Chacun des six tronçons est décrit en s'appuyant sur les figures 3 et 5, et sur les caractéristiques géomorphologiques apparaissant au tableau IV.

Tronçon 1

Le tronçon 1 correspond à une aire d'érosion. Situé immédiatement en amont du barrage Belcœil dans la cuvette lacustre, il couvre une longueur totale de 200 m sur une largeur moyenne de 100 m. Sa profondeur moyenne est de 10 m. La quantité de sédiments érodés dans le till est estimée à $1,5 \times 10^5$ m³.

La principale particularité géomorphologique du tronçon consiste en une entaille aux parois verticales de 3 à 16 m de hauteur (fig. 2). Le fond de cette entaille présente une topographie relativement plane. Il est tapissé de cailloux et de blocs anguleux et subanguleux empilés sur plus de 1 m d'épaisseur. Ce type d'accumulation provient essentiellement du till local et correspond donc à un « champ de blocs de délavage ». Les blocs et les cailloux reposent vraisemblablement sur le till sous-jacent non perturbé. Sur le fond de l'entaille, on trouve de minces placages de sable grossier stratifié. Ces placages contiennent parfois des lits à texture plus fine de silt argileux.

De plus, à quelques centaines de mètres vers l'intérieur de la cuvette lacustre, on observe les cicatrices de glissement qui marquent le lit de la cuvette asséchée (Robitaille, 1993). Leur superficie est de l'ordre de 3 000 à 4 000 m². Les niches de ces glissements forment des hémicycles marqués d'un petit talus d'environ 1 m de hauteur. Les matériaux entraînés semblent correspondre à la couche de sédiments glaciolacustres et à la surface du till de fond sous-jacent. Aucun bourrelet d'accumulation ne peut être observé, car tous les matériaux ont été emportés par la crue.

Tronçon 2

Le tronçon 2 correspond aussi à une zone d'érosion. Il est toutefois plus important que le précédent puisqu'il s'étend sur une longueur totale de 600 m et qu'il atteint une largeur moyenne de 140 m ; sa profondeur moyenne est de 9 à 10 m. Nous estimons à environ 7×10^5 m³ le volume de sédiments érodés dans le till.

La géomorphologie du tronçon comprend deux unités géomorphologiques importantes, vraisemblablement associées aux deux phases d'écoulement de la crue : une terrasse puis une

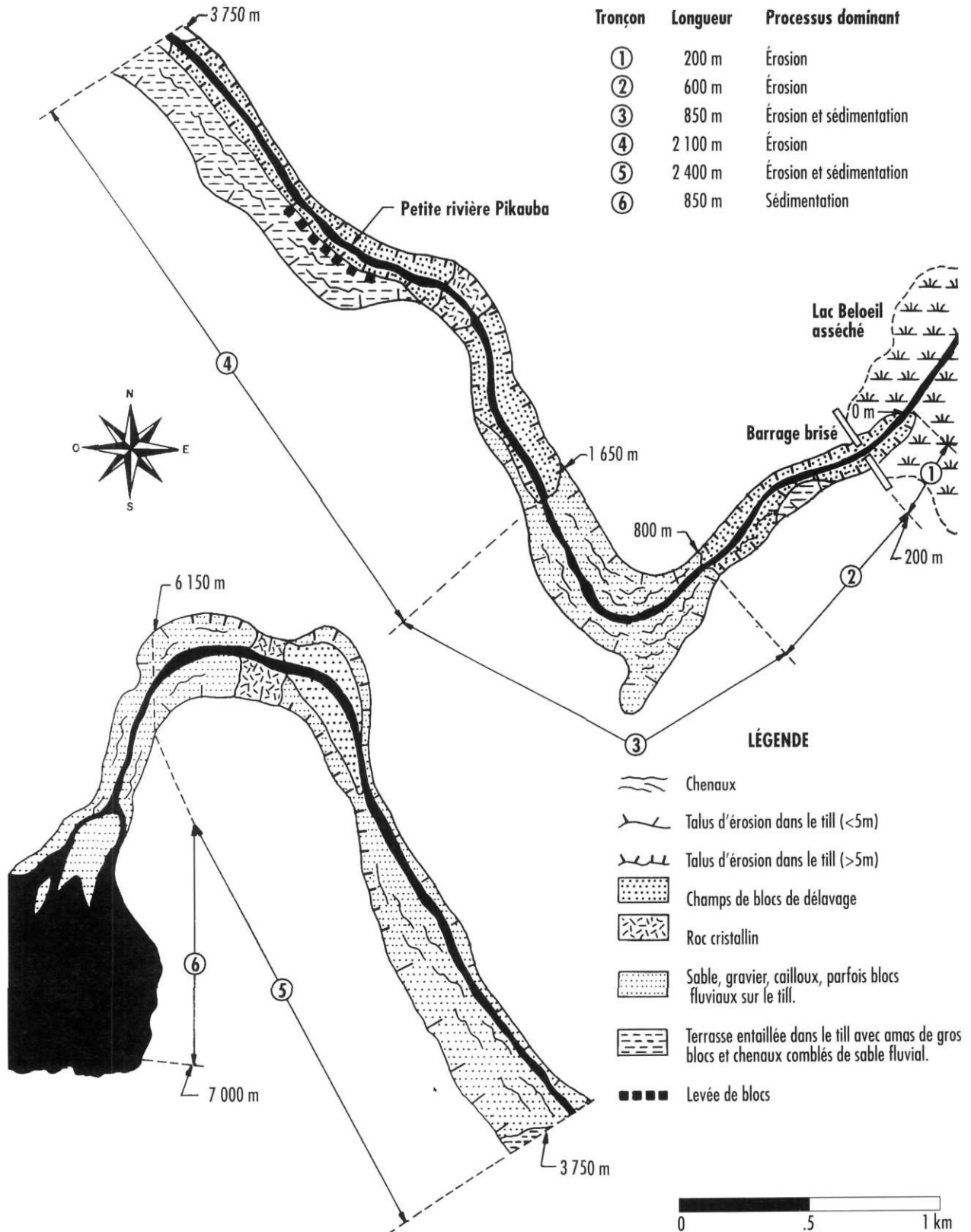


FIGURE 3. Principales caractéristiques géomorphologiques de la vallée de la Petite rivière Pikauba remodelée.

Main geomorphological features of the modified Petite Rivière Pikauba valley.

entaille. La terrasse relativement plane, d'une longueur de 200 m et d'une largeur moyenne de 50 m, est façonnée dans un till érodé sur une épaisseur d'environ 3 m, ce qui correspond à la première phase d'écoulement. Sa surface est parsemée de blocs et de cailloux toujours incorporés au till. Elle est aussi marquée par un chenal perché (ancien lit de la Petite rivière Pikauba) d'environ 2 m de profondeur, de 15 m de largeur et de 150 m de longueur. L'entaille a été façonnée dans le till lors de la deuxième phase d'écoulement. Les talus d'érosion qui la borde ont une hauteur variant entre 5 et 10 m sont essentiellement constitués de till (fig. 6). Le fond de l'entaille est pour sa part relativement plat et en

grande partie tapissé de champs de blocs de délavage. Les champs de blocs couvrent des superficies de l'ordre de 2 500 m² et ont une épaisseur variant de 1 à 2 m. Ils reposent sur le till sous-jacent demeuré intact. Les placages de gravier et de sable grossier reposant aussi sur le till couvrent des superficies similaires et ont une épaisseur de 0,5 à 2 m. Ils forment une surface parsemée de chenaux d'écoulement abandonnés qui ont été façonnés en fin de crue.

Tronçon 3

La géomorphologie du tronçon 3 témoigne à la fois des processus liés à l'érosion et à la sédimentation. Sa surface, initialement constituée de till, a d'abord été décapée par l'onde de rupture sur une épaisseur de 1 à 2 m (environ 100 000 m³). Par la suite, lors de la deuxième phase, elle a été comblée de matériaux divers (sable à blocs) provenant de l'amont (fig. 7). Pour cette raison, nous observons surtout des phénomènes liés à la sédimentation, estimée à environ 1,6 x 10⁵ m³.

Le tronçon 3 couvre une superficie de 175 000 m² et s'étend sur une longueur de 800 m sur une largeur moyenne de 250 m. Nous y distinguons trois types d'accumulation.

1. Dans la partie amont, une accumulation de cailloux et de blocs est contenue partiellement dans une matrice gravelo-sableuse non stratifiée. Les cailloux anguleux et les blocs subanguleux proviennent du till à l'amont et ont, de toute évidence, été mis en place avant la matrice gravelo-sableuse. En effet, celle-ci forme généralement de petites crêtes profilées à l'aval des blocs. Ce type particulier de sédimentation couvre une superficie d'environ 25 000 m².
2. Le second type d'accumulation correspond à une pellicule de sable et gravier, grossièrement stratifiés, d'environ 0,5 m d'épaisseur. Cette couche masque le till décapé par la crue sur une superficie d'environ 90 000 m² et présente une surface parsemée de chenaux d'écoulement et de gros blocs toujours incorporés au till sous-jacent.
3. Le troisième type correspond à une sédimentation de sable moyen bien trié, grossièrement lité (fig. 8). Cette importante accumulation, qui repose sur du till, se situe immédiatement en amont de la bifurcation, à angle droit, de la vallée vers le nord-ouest (fig. 3, 5 et 7). Elle atteint une épaisseur moyenne de 2 m et couvre une superficie d'environ 60 000 m². Dans cette accumulation, les lits ne sont pas très marqués et sont même difficilement repérables à certains endroits. Ils sont horizontaux et d'épaisseur variable, soit de 2 à 5 cm.

En surface, cette aire de sédimentation présente des formes profilées dans le sens de l'écoulement. Des flèches de sable atteignent parfois 30 m de longueur, une hauteur de 0,5 m et une largeur de 2 m. On note aussi de nombreux chenaux rectilignes encaissés de quelques dizaines de centimètres dans le dépôt de sable. Comme dans le tronçon 2, ces chenaux ont été entaillés en fin de crue.

Tronçon 4

Le tronçon 4 correspond à une aire d'érosion comparable à celle du tronçon 2. Ce tronçon qui s'étend sur une longueur de 2 100 m atteint une largeur moyenne de 125 m. Sa profondeur moyenne est de 6 m, mais certains talus ont une hauteur de 10 m. Le volume de sédiments érodés est d'environ 9 x 10⁵ m³.

Ce tronçon comprend deux unités géomorphologiques respectivement liées aux deux phases d'écoulement de la crue : une terrasse et une entaille. La terrasse est située sur la rive gauche de la rivière. Elle est relativement plane et atteint une longueur de 1 100 m et une largeur moyenne de 100 m (fig. 9). Elle est façonnée (première phase) dans un till décapé sur 1 m d'épais-

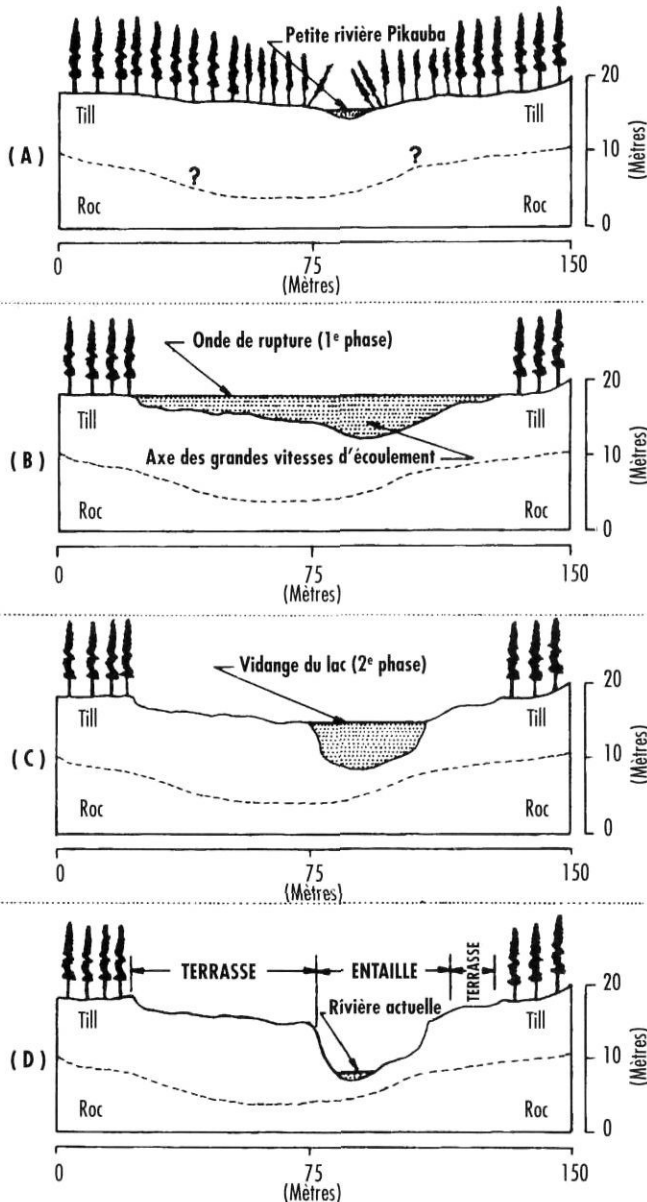


FIGURE 4. Phases d'écoulement de la crue : A. Profil en travers du fond de la vallée de la Petite rivière Pikauba avant la crue ; B. onde de rupture (première phase d'écoulement) ; C. vidange du lac Belœil (deuxième phase d'écoulement) ; D. profil en travers du fond actuel de la vallée.

Flood flow phases: A. Cross-section of the Petite Rivière Pikauba valley floor before flooding; B. Failure wave (first flow phase); C. Depletion of Lac Belœil (second flow phase); D. Cross-section of the present valley floor.

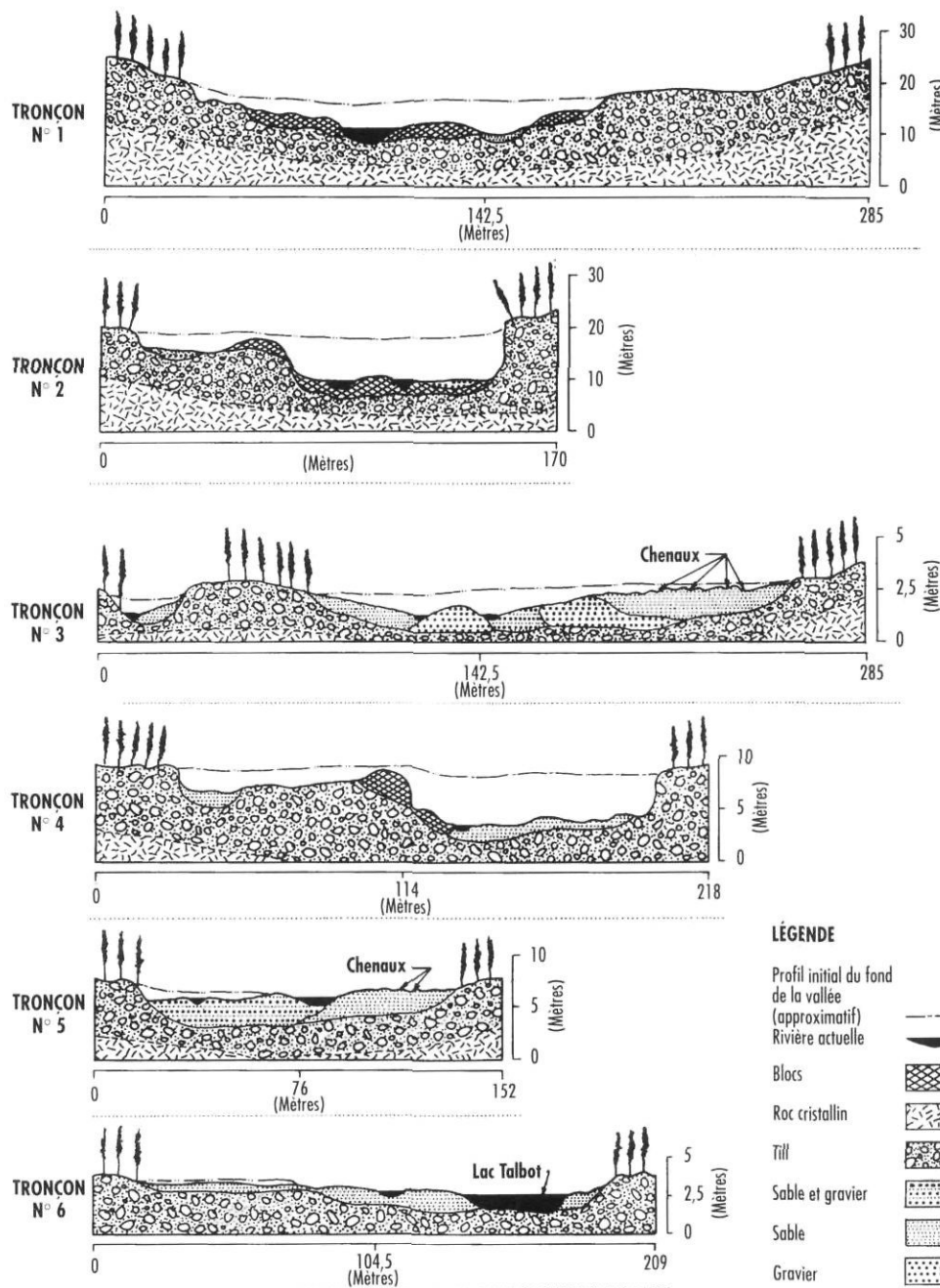


FIGURE 5. Profils transversaux représentatifs des tronçons 1 à 6 de la Petite rivière Pikauba.

Representative cross-sections of Sections 1-6 of the Petite Rivière Pikauba.

seur. En surface, elle est parsemée de blocs et de cailloux résultant du délavage de la partie superficielle du till (fig. 10). Elle montre aussi un chenal perché d'une longueur de 1 000 m et d'une largeur moyenne de 25 m, partiellement comblé de sable grossier sans structure sédimentaire apparente et est entaillé de chenaux.

L'entaille s'étend sur toute la longueur du tronçon 4. Dans une première portion, de 900 m de longueur, cette entaille est similaire à celle décrite pour le tronçon 2. Elle est bordée de talus d'érosion façonnés dans le till, lesquels atteignent parfois 10 m de hauteur. Le fond est relativement plat et est constitué de blocs et de cailloux d'origine locale. Ces éléments grossiers proviennent du till et forment des champs de blocs de délavage. Dans une deuxième portion de 1 200 m de longueur l'entaille aux parois verticales est aussi façonnée dans le till. Toutefois, cette dernière est moins profonde et s'atténue jusqu'à disparaître totalement en aval du

tronçon. À cet endroit, elle est comblée de sable et gravier non stratifiés d'une épaisseur d'environ 1 m. Plus en amont, on observe un cordon de blocs mis en place sur le till par la crue. Ce cordon d'une longueur de 200 m et d'une largeur de 15 m est de hauteur variable mais rarement plus de 4 m. Les blocs qui le composent sont relativement gros, soit environ 2 à 3 m de grand axe en moyenne, et témoignent de la puissance de la crue (fig. 11). Certains pèsent jusqu'à 20 t.

Tronçon 5

Le tronçon 5 correspond à une aire d'érosion et de sédimentation génétiquement comparable à celle du tronçon 3. Sa géomorphologie est aussi liée aux deux phases d'écoulement de la crue. Elle se caractérise par une large entaille peu profonde (érosion d'environ 250 000 m³ de sédiments) comblée de sable et gravier

TABLEAU IV
Conséquences géomorphologiques : rupture du barrage Belœil

Numéro de tronçon	Formes d'érosion	Géomorphologie du corridor fluvial		
		Formes d'accumulation		
		Formes	Caractéristiques des sédiments	Position stratigraphique
1	Entaille dans le till Talus verticaux Glissements sur les talus	Champs de blocs de délavage	Blocs anguleux à subanguleux	Champ de blocs sur till
2	Entaille dans le till Talus verticaux Chenaux rectilignes entaillés dans le till Terrasses façonnées dans le till	Champs de blocs de délavage Placages de sable et gravier mince	Blocs anguleux à subanguleux Absence de structure sédimentaire	Champ de bloc sur le till Sable et gravier sur till
3	Chenaux entaillés dans le till	Nappes de pierres et de blocs avec sable et gravier Crêtes sableuses profilées vers l'aval Bancs de sable et gravier Chenaux anastomosés	Absence de structure sédimentaire Absence de structure sédimentaire Dépôt grossièrement lité	Pierres et blocs sur till Sable sur till Sable et gravier sur till
4	Entaille dans le till Terrasses façonnées dans le till Glissements sur les talus Chenaux façonnés dans le till	Champ de blocs de délavage Levées ou cordons de blocs Nappes de sable et gravier Bancs et îlots de sable	Blocs anguleux à subanguleux Blocs anguleux à subanguleux Absence de structure sédimentaire Absence de structure sédimentaire	Champ de blocs sur till Cordon de blocs sur till Sable et gravier sur till Sable sur till
5	Chenaux façonnées dans le till Entailles d'érosion peu profondes dans le till	Levées ou cordons de blocs Nappes de sable et gravier Bancs et îlots de sable Flèches de sable profilées l'aval	Blocs anguleux à subanguleux Blocs anguleux à subanguleux Absence de structure sédimentaire Absence de structure sédimentaire	Champ de blocs sur till Cordon de blocs sur till Sable et gravier sur till Sabler sur till
6		Bancs et îlots de sable Bancs de sable et gravier Chenaux anastomosés	Absence de structure sédimentaire Absence de structure sédimentaire	Sable sur till Sable et gravier sur till

grossièrement lités. Nous estimons le volume total de la sédimentation dans ce tronçon à $1,2 \times 10^5 \text{ m}^3$.

Le tronçon 5 est d'une longueur de 2 400 m sur une largeur moyenne de 100 m. On y observe deux types de sédiments grossièrement lités : un dépôt de sable fin à grossier ainsi qu'un dépôt de sable et gravier qui masque le till (fig. 12). Dans les deux cas, ils présentent un granoclassement d'amont en aval. Les placages de gravier sont plus fréquents vers l'amont. En surface, ces accumulations forment une multitude de chenaux orientés parallèlement et perpendiculairement au sens de l'écoulement. En général, ils sont peu profonds mais atteignent plusieurs dizaines de mètres de longueur. Ils pourraient être le résultat d'une érosion en rigoles provoquée pendant l'abaissement du niveau de l'eau. Nous remarquons aussi la présence de flèches sableuses effilées en aval de certaines buttes de till qui ont résisté à la crue. Enfin, la topographie plane a favorisé la formation de bancs de sable. Certains atteignent 100 m de longueur et une largeur maximale de 60 m. Ils sont parsemés de petits chenaux d'environ 1 m de

profondeur. Vers l'aval, l'érosion a atteint le substrat rocheux cristallin et entaille le till plus profondément.

Tronçon 6

Le tronçon 6 se caractérise par deux zones de sédimentation, une première de type subaérien à l'embouchure de la rivière dans le lac Talbot et une deuxième de type subaquatique vers le centre du lac. Il s'agit d'une aire de sédimentation sableuse de plusieurs mètres d'épaisseur (fig. 13). La première zone montre en surface des bancs de sable de forme plus ou moins effilée. Ces bancs sont différents de ceux observés plus en amont, notamment par leur densité, leur forme allongée et par l'absence de petits chenaux sinueux à la surface. La deuxième zone correspond à une sédimentation de sable fin à moyen, de 2 à 3 m d'épaisseur, qui comble principalement la partie amont de la cuvette lacustre.

Le long de la Petite rivière Pikauba, le bilan sédimentaire est donc négatif. Nous estimons qu'environ $1,7 \times 10^6 \text{ m}^3$ de matériaux meubles ont atteint le lac Talbot et le système fluvial plus en aval.



FIGURE 6. Vue de la partie amont du tronçon 2 de la Petite rivière Pikauba. À droite, un talus d'érosion d'environ 10 m entaillé dans le till ; au centre, le fond de l'entaille est parsemée de blocs et de placages de gravier et de sable grossier déposés par la crue.

View of the upstream part of Section 2 of the Petite Rivière Pikauba. On the right, an erosion groove in the till, measuring approximately 10 m in the centre, boulders and veneers of gravel and coarse sand deposited by the flood are scattered across the floor of the groove.

FIGURE 7. Vue aérienne du tronçon 3 de la Petite rivière Pikauba. Aerial view of Section 3 of the Petite Rivière Pikauba.

ANALYSE DES TRAVAUX ANTÉRIEURS

L'étude de la documentation a permis d'identifier de nombreux travaux sur les ruptures de barrages tant glaciaires qu'artificiels et d'inventorier les effets géomorphologiques que les débâcles glaciaires et les crues peuvent engendrer. Elle a aussi permis de mettre en évidence de nombreuses similitudes avec le cas de la Petite rivière Pikauba.

On précise d'abord le sens et l'emploi du terme « débâcle glaciaire » en géomorphologie. Ensuite, on présente sommairement les effets géomorphologiques à partir des études qui mettent en lumière le rôle des débâcles glaciaires. Nous distinguons les effets liés à des méga-débâcles survenues en bordure des inlandsis, ceux associés à des débâcles glaciaires récentes observées dans les régions



FIGURE 8. Accumulation de sable grossièrement lité d'une épaisseur moyenne de 2 m.

Coarsely layered sand deposit, with an average thickness of 2 m.



FIGURE 9. Vue aérienne d'une portion du tronçon 4 de la vallée de la Petite rivière Pikauba. À gauche, une terrasse entaillée dans le till ; au centre, un chenal de 3 à 4 m de profondeur.

Aerial view of part of Section 4 of the Petite Rivière Pikauba valley. On the left, a terrace cut in the till; in the centre, a 3-4 m deep channel.

alpines et nordiques et, enfin, ceux correspondant à quelques ruptures de barrages artificiels (tabl. I, II et III).

TERMINOLOGIE : DÉBÂCLE GLACIAIRE

Le terme « débâcle glaciaire » est employé par les Européens francophones pour identifier le déversement brusque et violent d'un lac glaciaire (proglaciaire et poches d'eau sous, intra, ou supraglaciaire). Il s'agit donc d'une crue fluvio-glaciaire catastrophique. Au Québec, le terme « débâcle » est habituellement associé aux crues liées à la fonte de la neige au printemps. Certains dictionnaires généraux de langue française, le dictionnaire de géographie de George (1970) et le vocabulaire de géomorphologie de Baulig (1970) signalent ce dernier usage. Curieusement, le mot « débâcle » n'apparaît pas dans le dictionnaire de l'eau



FIGURE 10. Surface d'une terrasse façonnée dans le till lors de la première phase d'écoulement de la crue.

Surface of a terrace formed in the till during the first flood flow phase.

(Association québécoise des techniques de l'eau, 1981). Quoi qu'il en soit, le sens du mot « débâcle » (glaciel) crée une certaine confusion lorsqu'employé dans « débâcle glaciaire ». Baulig (1970) et Michel et Fairbridge (1980) les distingue nettement.

Le terme « débâcle glaciaire » est couramment utilisé, notamment depuis les travaux de Rabot (1905). Les équivalents employés par les anglo-saxons sont : *glacier burst*, *glacier outburst*, *glacial outburst*, *glacier flood* et *débris flow*. Les accumulations de dépôts produites lors des vidanges de lacs glaciaires sont des *glacier outburst deposits*, qui sont différents de l'*outwash* et des *ice-contact deposits*. À notre connaissance, cette distinction importante n'existe pas en français pour les accumulations de débâcle glaciaire ou « accumulations en nappe de débâcle glaciaire », locution que nous proposons ici.

D'autres équivalents existent pour traduire « débâcle glaciaire ». En Islande et aussi ailleurs, le terme *Jökulhlaup* décrit la vidange violente de poches d'eau sous, intra ou supra-glaciaires qui résultent d'éruptions volcaniques sous-glaciaires (Thorarinsson, 1956). Au Pérou, les débâcles glaciaires qui entraînent généralement d'énormes quantités de sédiments sont nommées *Alluvione* ou *Huayco* (Tufnell, 1984).

DÉBÂCLES GLACIAIRES : OUVRAGES DE RÉFÉRENCE ET ÉTUDES GÉNÉRALES

Peu d'ouvrages de référence traitent du rôle géomorphologique des débâcles glaciaires. Toutefois, les auteurs qui en discutent font toujours ressortir leur grande puissance d'érosion et leur grande capacité de transport. Elles sont considérées comme des événements d'importance majeure dans le façonnement des environnements proglaciaires. Ainsi, selon Tricart et Cailleux (1962, p. 375) « elles affectent presque toujours des centaines de milliers de m³ qui sont brusquement lâchés à la manière de chasse d'eau. Aucun lit pérenne ne peut les contenir ... ». Price (1973, p. 111) en parle aussi dans les mêmes termes : « *It's pos-*

sible for a channel to be initiated by a subglacial stream, to be enlarged by the catastrophic subglacial drainage of an ice dammed lake and to be subsequently utilized by a proglacial stream ». Enfin, selon Embleton et King (1975, p. 532), « *the method by which glacial lakes drain is equally diverse, but it is well established that the majority periodically empty, often catastrophically, by subglacial or englacial routes* ».

Les études générales relatives au domaine proglaciaire qui soulignent le rôle géomorphologique des débâcles glaciaires sont, elles aussi, relativement peu nombreuses. Parmi les plus importantes, mentionnons celles de O'Connor *et al.* (1993), de Blachut et Ballantyne (1976), d'Østrem (1973), de Fahnestock (1963), de Church et Gilbert (1975), de Derbyshire (1958, 1962), de Church (1972), de Clague (1975), de Thorarinsson (1939), de Frödin (1954) et de Maag (1969). Ainsi, Frödin (1954, p. 128) mentionne à propos d'un sandur du nord de la Suède : « *the conditions of sandur formation may in my opinion, have belonged, to either one of two mains types ... 2. When the water from the dammed up lakes of the ice lake region in the west began to discharge into the Baltic instead of the Atlantic, and the ice-barriers were broken, the new outlets and tapping streams suddenly poured into the Norrland valleys masses of water which were incomparably greater than they had carried before and capable of transforming the moraine deposits to extramarginal outwash plain. This was certainly the real period of sandur formation* ».

MÉGA-DÉBÂCLES GLACIAIRES : BORDURE DES INLANDSIS

Les études portant sur des méga-débâcles glaciaires survenues jadis au front des inlandsis concernent les grands lacs glaciaires Missoula (Spokane Flood), Bonneville (Bonneville Flood), Regina et Souris, tous situés au centre et à l'ouest de l'Amérique du Nord, de même que le Lac Agassiz dans l'est. Dans chacun des cas, les débits estimés impliquent plusieurs centaines de milliers de mètres cubes par seconde et les transformations géomorphologiques produites sont diversifiées, importantes et relèvent le plus souvent du domaine de l'érosion (Dawson, 1992). La plupart des formes atteignent des centaines de mètres carrés ou davantage. Les entailles profondes et les bancs de sédimentation, par exemple, ont servi de modèle à l'interprétation de méga-formes d'érosion et de sédimentation fluviale sur la planète Mars (Baker et Milton, 1974). Le tableau I présente les principales caractéristiques géomorphologiques relevées sur les terrains modelés par ces méga-débâcles glaciaires. Il s'agit principalement de deltas, rides de courant géantes, chenaux anastomosés entaillés dans le substrat rocheux (basalte), champs de blocs de délavage, bancs de sédiments non triés déposés en vrac, entailles d'érosion, cataractes abandonnées, marmites géantes, etc.

DÉBÂCLES GLACIAIRES : RÉGIONS ALPINES ET NORDIQUES

Les études détaillées portant spécifiquement sur les corridors fluviaux remodelés par des débâcles glaciaires survenues récemment dans les régions alpines et nordiques



FIGURE 11. Aperçu d'une levée de blocs orientée dans le sens de l'écoulement (de droite à gauche) ; les plus gros blocs pèsent jusqu'à 20 t. Remarquer la petite flèche de gravier derrière le bloc.

View of a block which ridge follows the flow direction (right to left); the largest boulders weigh up to 20 t. Note the small gravel spit behind the boulder.



FIGURE 12. Accumulation de sable reposant sur le till : tronçon 5 de la Petite rivière Pikauba.

Sand deposit on the till: Section 5 of the Petite Rivière Pikauba.

FIGURE 13. Vue aérienne de la portion amont du tronçon 6 de la Petite rivière Pikauba. En arrière plan, le lac Talbot.

Aerial view of the upstream part of Section 6 of the Petite Rivière Pikauba. In the background, Lac Talbot.

sont nombreuses (tabl. II). Il s'agit de débâcles glaciaires plus modestes que les précédentes. Elles concernent des réservoirs glaciaires contenant en général quelques millions de mètres cubes d'eau et les débits atteints sont de l'ordre de 500 à 5 000 m³/s. En conséquence, les transformations géomorphologiques sont moins diversifiées et moins imposantes.

Néanmoins, la grande compétence des eaux lors de ces débâcles glaciaires est étonnante. Ainsi, dans les cas relevés, les auteurs font toujours ressortir leur grande efficacité géomorphologique et leur puissance par rapport à tous les autres types d'écoulements fluvio-glaciaires. En ce sens, Vivian (1974, p. 199) écrit : « Les débâcles ne participent pas au régime ordinaire des torrents sous-glaciaires mais se superposent à lui. Tout les distingue des phases de grosses eaux (périodes de crues) : les débits décuplés, des cheminements différents sous le glacier, des possibilités de transport incomparablement plus grandes ».

La synthèse des travaux portant sur ce type de débâcle glaciaire permet de mettre en lumière de nombreuses caractéristiques géomorphologiques liées à des processus d'érosion ou de sédimentation.

Les formes d'érosion sont peu nombreuses, mais s'observent dans la majeure partie des axes fluviaux remodelés. Les principales formes relevées sont des entailles pro-

fondes aux talus verticaux, des terrasses d'érosion façonnées dans le till, des moraines frontales entaillées et des cicatrices de glissement de terrain dans les talus verticaux.

Les formes d'accumulation sont plus diversifiées. En outre, certaines de leurs caractéristiques sédimentaires (ex. : mauvais triage, structures peu apparentes) sont propres aux débâcles glaciaires. Les formes les plus fréquemment observées sont des champs de blocs de délavage du till, des accumulations en nappe de débâcle glaciaire, des rides de courant, des cônes d'alluvions grossières, des cordons de blocs et des terrasses tapissées de matériaux grossiers, ainsi que des flèches sableuses contenant des antidunes.

RUPTURES DE BARRAGES ARTIFICIELS : RÉGIONS JADIS ENGLACÉES

Les effets des crues consécutives à des ruptures de barrages artificiels ont été signalés dans diverses études, dont celles de Jarrett et Costa (1986) et de Scott et Gravelee (1968) (tabl. III). Ces études concernent des vallées jadis englacées, partiellement comblées de till et de dépôts fluvio-glaciaires, et elles impliquent des volumes d'eau du même ordre que ceux observés lors des débâcles glaciaires en régions alpines et nordiques. Il en résulte des transformations géomorphologiques similaires.

ANALYSE DES RÉSULTATS

L'examen des travaux antérieurs mène à deux constants :

1. les corridors fluviaux remodelés soit par des débâcles glaciaires, en régions alpines et nordiques, soit par des crues consécutives à la rupture de barrages artificiels, en régions jadis englacées, présentent des caractéristiques géomorphologiques similaires à celles de la vallée de la Petite rivière Pikauba (tabl. IV) ; la nature, la dimension et la répartition des formes d'érosion et d'accumulation se ressemblent ;

2. les territoires remodelés par les méga-débâcles glaciaires survenues en bordure des inlandsis sont aussi similaires à la vallée de la Petite rivière Pikauba, mais les formes n'ont pas la même échelle étant donné que les volumes d'eau, les débits maximaux et les superficies atteintes sont beaucoup plus grands.

Ces constats autorisent l'utilisation du cas de la Petite rivière Pikauba pour établir ou préciser plusieurs éléments d'identification des modelés fluvio-glaciaires de débâcle glaciaire. Ces éléments d'identification (tabl. V) correspondent à des formes d'érosion et d'accumulation réparties de façon particulière, mais liées aux caractéristiques physiques pré-existantes des vallées et aux effets de deux phases principales d'écoulement (onde de rupture et vidange). Ainsi, dans les tronçons fluviaux à pente plus forte, les formes d'érosion et de sédimentation se concentrent uniquement le long d'une entaille d'érosion plus ou moins profonde. Dans les tronçons de pente faible, là où les vallées sont plus larges, les formes sont réparties sur une ou des terrasses et dans des entailles formées respectivement par l'onde de rupture des débâcles et par la vidange des lacs.

Dans l'étude d'un cas donné, plus les éléments d'identification inventoriés sont nombreux, plus juste est la reconstitution de l'environnement proglaciaire. Par contre, pris individuellement, les éléments ont peu de valeur. Ils peuvent correspondre à d'autres événements géomorphologiques et ainsi induire en erreur. Examinons donc maintenant chacun de ces éléments d'identification.

CUVETTE GLACIOLACUSTRE ASSÉCHÉE

Dans le cas d'un lac proglaciaire, les formes caractéristiques des cuvettes glaciolacustres asséchées sont surtout concentrées en amont immédiat de l'exutoire du lac. Il s'agit d'abord de cicatrices d'érosion (glissement ?) larges et peu profondes qui incisent le fond de la cuvette lacustre. Vu des airs, elles rappellent de légères dépressions comparables à celles d'un réseau de drainage dendritique en milieu argileux. Toutefois, en l'absence de petits talus marquant la limite de la niche de glissement ou de buttes résiduelles constituées de dépôts glaciolacustres ou de till, ces cicatrices sont peu visibles au sol. La seconde forme caractéristique correspond à une entaille d'érosion qui se prolonge dans l'axe de la brèche, en s'atténuant vers l'intérieur de la cuvette (fig. 2 et 3). Cette entaille est généralement tapissée de blocs et bordée de talus. Ailleurs dans la cuvette asséchée, d'autres éléments contribuent à identifier une débâcle glaciaire : l'absence de ligne de rivage sous la

TABLEAU V

Éléments d'identification des modelés fluvio-glaciaires issus des débâcles glaciaires

Géomorphologie	Formes et sédiments associés
Cuvette glaciolacustre asséchée	<ul style="list-style-type: none"> - cicatrices de glissement et érosion ; - entailles dans le lit de la cuvette ; - champ de blocs de délavage ; - talus d'érosion.
Barrage morainique entaillé	<ul style="list-style-type: none"> - moraine frontale entaillée ; - entaille profonde ; - talus d'érosion ; - cône d'alluvions grossières ; - champ de blocs de délavage.
Entailles d'érosion	<ul style="list-style-type: none"> - talus d'érosion ; - champ de blocs de délavage ; - cicatrices de glissements sur les talus et les versants ; - cordons ou levées de blocs ; - champ de blocs (accumulation) ; - cônes d'alluvions grossières.
Accumulations en nappe de débâcle glaciaire	<ul style="list-style-type: none"> - terrasses continues ou en lambeaux ; - talus d'érosion ; - chenaux rectilignes ou anastomosés ; - méga-rides de courant ; - kettles ; - talus frontal ; - flèches sableuses ; - buttes profilées et bombées.
Terrasses d'érosion	<ul style="list-style-type: none"> - chenaux anastomosés ou rectilignes ; - talus d'érosion ; - champs de blocs de délavage.
Bancs et îlots de sédimentation fine	<ul style="list-style-type: none"> - deltas ; - chenaux anastomosés ; - buttes profilées et bombées.
Formes d'érosion dans le roc	<ul style="list-style-type: none"> - entailles ; - cataractes ; - marmites géantes ; - « stries ».

limite inférieure du délavage et la présence de sédiments glaciolacustres varvées non recouverts de matériaux de comblement comme des sables et graviers.

BARRAGE MORAINIQUE ENTAILLÉ

Dans le cas d'un lac de barrage morainique, la rupture du barrage constitué de till ou de dépôts fluvio-glaciaires et la vidange du lac entraînent la formation d'une profonde entaille (exutoire). En l'absence de noyau rocheux, cette entaille atteint le niveau de base de la cuvette lacustre, en se prolongeant sur le lit de cette dernière. Elle présente des talus adoucis par le colluvionnement du matériel meuble et elle est tapissée de blocs, parfois très gros, qui reposent sur le till ou sur la roche en place (fig. 2, 3 et 6).

Une forme d'accumulation est presque toujours associée à cette brèche. Immédiatement en aval de la moraine, un cône d'alluvions forme un éventail légèrement bombé. Dans l'axe de la brèche, il peut être érodé par l'action fluviale subséquente. Par contre, dans les parties distales, il est bien préservé. Ce cône d'alluvions est constitué de sédiments grossiers, anguleux à subarrondis, selon la nature des matériaux composant le lit de la cuvette lacustre et le barrage. Ces matériaux ne présentent pas de structures sédimentaires car ils sont sédimentés très rapidement. Ils montrent cependant un granoclassement très marqué (blocs à sable sur une distance de 200 à 300 m) et peuvent recouvrir diverses formations meubles (till, dépôt fluvio-glaciaire, etc.).

ENTAILLES D'ÉROSION

Les entailles d'érosion dans les matériaux meubles, qui se succèdent d'amont en aval dans les tronçons de pente plus forte, constituent une des particularités des modèles fluvio-glaciaires de débâcle glaciaire (fig. 3, 6 et 9). Elles témoignent de la puissance érosive des débâcles glaciaires, et leurs proportions dépassent largement la compétence des systèmes fluviaux. Il s'agit d'entailles d'érosion de longueur et de largeur très variables, qui forment des couloirs rectilignes ou légèrement courbes. Elles sont plus profondes et moins larges dans les tronçons de forte pente, alors qu'elles sont moins profondes et plus larges en présence de pentes plus faibles. Certains tronçons peuvent être totalement délavés de tout matériel meuble jusqu'au substrat rocheux. Ce dernier peut même parfois être marqué de « stries » produites lors du déplacement de gros blocs.

La plupart du temps, à l'emplacement de ces entailles, les accumulations fluvio-glaciaires présentes sont déblayées et l'érosion atteint le till sous-jacent. Ces entailles sont bordées de talus maintenant évasés et constitués par le colluvionnement du matériel meuble. Au fond, les entailles sont planes et tapissées de matériaux grossiers, qui forment des champs de blocs de délavage du till. Ceux-ci ne comprennent généralement pas de matrice. Toutefois, on peut supposer que diverses sources de sédiments, provenant du colluvionnement sur les talus des entailles ou de l'action fluviale subséquente, puissent engendrer à certains endroits de ces champs de blocs des apports de matériaux plus fins considérables.

D'autres formes, fréquemment associées à ces entailles, peuvent être repérées : glissements de terrain sur les talus, champs de blocs d'accumulation et cordons de blocs.

Dans les tronçons où les entailles d'érosion incisent d'épaisses formations meubles, de nombreuses cicatrices de glissement se forment sur les talus. Il en va de même dans les tronçons étroits des vallées où des glissements (ravins) surviennent. Dans les deux cas, ils forment des cicatrices rectilignes perpendiculaires à l'écoulement. Ils sont de taille et de forme très variées, et il n'y a jamais de bourrelets d'accumulation à la base.

Immédiatement en aval des entailles d'érosion, notamment lorsque l'on observe une rupture de pente marquée,

des blocs provenant de l'amont masquent la surface. Ces blocs sont inclus dans une matrice de sédiments fins, provenant aussi de l'amont, et recouvrent diverses formations meubles ou le plancher rocheux.

Les levées de blocs constitués de blocs empilés (fig. 11), se situent en aval des entailles d'érosion, au sommet des talus. Ils forment de longues crêtes de hauteur et de largeur variables.

ACCUMULATIONS EN NAPPE DE DÉBÂCLE GLACIAIRE

Les accumulations en nappe de débâcle glaciaire et les formes qui leur sont associées représentent, avec les entailles d'érosion, une des principales particularités des modèles fluvio-glaciaires issus de débâcles glaciaires. Elles témoignent d'un mode de mise en place rapide dans un environnement fluvial de très grande énergie, qui correspond à l'onde de rupture de la débâcle. Elles se distinguent surtout par la nature et la disposition des sédiments qui les composent. Les sédiments proviennent des surfaces érodées en amont, soit à la fois des moraines, des dépôts fluvio-glaciaires et d'autres formations meubles. En général, ils sont grossiers et contiennent un faible pourcentage de particules d'un diamètre inférieur à 2 mm. Ils sont sans structure sédimentaire apparente et sont mal triés. Par contre, les sédiments peuvent exceptionnellement être sableux et présenter de larges stratifications entrecroisées. Ces accumulations couvrent généralement de grandes surfaces et masquent diverses formations meubles avec des épaisseurs variant de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres (fig. 8).

Les accumulations en nappe de débâcle glaciaire sont mises en place dans les tronçons de pente faible à nulle des axes fluviaux et masquent la totalité de la surface. En général, elles sont entaillées dès la phase de vidange du lac qui suit l'onde de rupture de la débâcle, de sorte qu'elles forment des terrasses. Vues des airs, ces accumulations présentent quelques particularités propres aux épandages fluvio-glaciaires, comme une topographie relativement plane parsemée de kettles, de terrasses et de chenaux rectilignes (sillons) sinueux ou anastomosés. On y observe aussi de multiples marques de l'érosion fluviale subséquente (méandres, talus, etc.). Leur surface présente toutefois des formes de sédimentation généralement associées aux débâcles glaciaires : talus frontaux, flèches sableuses, rides de courant.

Les talus frontaux soulignent brusquement l'extrémité aval des accumulations en nappe. Ils sont orientés perpendiculairement au sens de l'écoulement et présentent un front sinueux en pente douce, dont la hauteur est comparable à celle de l'épaisseur de la nappe.

Les flèches sableuses se trouvent en aval de gros blocs ou d'autres obstacles à l'écoulement. Elles sont de longueur et d'épaisseur variables selon la dimension des obstacles. Elles présentent une forme profilée vers l'aval et peuvent renfermer des structures sédimentaires témoignant d'une grande énergie fluviale, telles les antidunes.

Les méga-rides de courant sont formées d'une succession de buttes asymétriques comparables à celles, plus modestes, couramment observées sur le lit des cours d'eau. Leur taille et leur composition varient considérablement selon la puissance de la débâcle. Leur hauteur peut atteindre quelques mètres et leur espacement, plusieurs dizaines de mètres. Elles sont généralement constituées de sable et de gravier mal triés.

TERRASSES D'ÉROSION

Les terrasses d'érosion se forment sur les rives initialement convexes et abritées des corridors fluviaux (fig. 9 et 10). L'onde de rupture de la débâcle décape d'abord la surface puis, les eaux de la vidange du lac entaillent profondément une portion de cette surface. Elles ont une topographie plane, parsemée de blocs de délavage, et présentent quelques formes particulières comme des chenaux rectilignes ou anastomosés. Les premiers sont généralement courts et peu profonds ; ils sont parfois comblés de sable et de gravier mal triés. Les seconds serpentent au travers de multiples bancs et îlots façonnés dans le till.

BANCS ET ÎLOTS DE SÉDIMENTATION FINE

Les bancs et les îlots de sédimentation fine (sable, gravier) se situent généralement dans la portion distale du corridor fluvial, là où la capacité de transport des eaux diminue considérablement. La perte de charge peut se produire dans un lac ou sur une très grande surface plane le long du corridor fluvial, mais elle se manifeste généralement vers l'embouchure (fig. 13). Ce type de sédimentation peut entraîner la formation de deltas.

Les bancs et les îlots de sédimentation fine sont surtout constitués de sable et de gravier. Ils sont mal triés mais présentent parfois des stratifications. Leur milieu de sédimentation est subaquatique ou subaérien. Vus des airs, ils forment un champ de bancs et d'îlots entrecoupés de chenaux anastomosés. Ces formes fluviales profilées dans le sens de l'écoulement présentent une surface bombée au centre.

FORMES D'ÉROSION DANS LE ROC

Les formes d'érosion façonnées dans le substrat rocheux résultent de très puissants agents d'érosion, comme ceux liés à des méga-débâcles glaciaires, et touchent les surfaces rocheuses peu massives et relativement friables. Il s'agit principalement de cataractes, d'entailles profondes, de marmites géantes et de « stries ».

DISCUSSION

L'importance de discerner les modelés fluvio-glaciaires issus de débâcles glaciaires lors de la reconstitution géomorphologique d'environnements proglaciaires est fondamentale. Leur identification permet d'éviter des erreurs d'analyse et d'interprétation. Elle permet aussi de différencier les formes d'érosion et de sédimentation liées aux débâcles glaciaires de celles façonnées dans les milieux fluvio-glaciaires proximaux (dépôts juxtaglaciaires, chenaux d'eau de fonte, etc.) et distaux (épandages, deltas, etc.).

Jusqu'à maintenant, cette distinction n'a été faite que par Kehew et Teller (1994), Kehew *et al.*, (1989), Kehew (1982, 1990, 1993), Kehew et Lord (1986), Lord et Kehew (1987) et Lord (1991) qui reconnaissent les *outburst deposits* liés aux débâcles glaciaires. Ils les distinguent des *outwash* et *ice-contact deposits*. Chez les auteurs francophones, cette distinction n'existe pas et on utilise le terme « accumulation en nappe de débâcle glaciaire » comme équivalent de *outburst deposit*.

Cette étude livre la liste la plus complète connue des éléments d'identification géomorphologiques des surfaces remodelées par les débâcles glaciaires. Elle montre que les débâcles glaciaires représentent un agent géomorphologique propre aux régions en voie de déglaciation. Elle fait aussi ressortir leur grande puissance d'érosion et leur grande capacité de transport. Les débâcles glaciaires sont capables de transformer et de remodeler, en partie ou en totalité, des environnements fluvio-glaciaires ou glaciaires. Elles peuvent leur donner, sur une très courte période de temps, des aspects géomorphologiques typiques ; c'est ce que nous a révélé l'étude de la Petite rivière Pikauba.

À l'instar de Tricart et Cailleux (1962), nous croyons que, de façon générale, les études des environnements fluvio-glaciaires ont trop souvent négligé le rôle des débâcles glaciaires. Comme Hugget (1994) et plusieurs autres, nous croyons que diverses formes de la surface terrestre sont le résultat de crues catastrophiques.

Au Québec, aucune étude centrée sur les effets de débâcles glaciaires n'a encore été effectuée. Pourtant, il est fort probable que de nombreuses formes localisées immédiatement en aval de grands systèmes morainiques frontaux comme ceux de Manitou-Matamec, Saint-Narcisse, Saint-Antoine, Sakami et de plusieurs autres accumulations plus modestes, soient le résultat de débâcles glaciaires. Quelques travaux relatifs à certains lacs glaciaires font tout de même allusion à des vidanges rapides, comme ça été le cas des lacs Agassiz et Ojibway. Au Lac Agassiz (Teller et Thorleifson, 1983 ; Farrand et Drexler, 1985 ; Teller, 1988 ; Smith et Fisher, 1993), les eaux se seraient déversées, entre autres, dans la vallée de l'Outaouais après la rupture d'un barrage de glace dans sa partie orientale. La construction d'importantes terrasses sableuses dans la vallée (Catto *et al.*, 1982) et la sédimentation des argiles rouges à l'intérieur des argiles à *Leda* de la Mer de Champlain (Graham et Teller, 1984 ; Teller et Thorleifson, 1983 et 1987) en seraient le résultat. Au Lac Ojibway, selon Vincent et Hardy (1977) et Hardy (1976), une vidange rapide des eaux se serait produite vers le nord après la séparation des calottes glaciaires d'Hudson et du Nouveau-Québec. Vincent (1989, p. 292) mentionne que « sous la limite inférieure du délavage, on ne retrouve aucune ligne de rivage, le niveau du lac s'étant trop rapidement abaissé pour qu'elles puissent se former ». Aussi, des coupes décrites par Hardy (1976), au Québec, et par Skinner (1973), en Ontario, présentent un diamicton qui recouvre les varves du lac Ojibway postérieures au Cochrane II. Selon Skinner (1973) « ce diamicton serait le résultat d'un courant de densité soudain et de grande envergure » (Vincent, 1989, p. 292). Vincent et Hardy (1977)

laissent aussi entendre que l'entaille dans les matériaux morainiques qui obstruaient la vallée de l'Outaouais, entre Deux-Rivières et Bissett, a donné lieu à un abaissement d'environ 75 m de l'exutoire d'Aylen qui retenait les eaux de la première phase du Lac Barlow.

Les données disponibles sur des lacs glaciaires vidangés et leurs exutoires peuvent servir de guide pour retracer des axes fluviaux modifiés par des débâcles glaciaires. En corollaire, il paraît possible d'identifier l'aire d'occupation d'un ancien lac glaciaire en identifiant un corridor fluvial ayant été touché par une débâcle glaciaire.

EXEMPLES D'APPLICATION DES ÉLÉMENTS D'IDENTIFICATION

Dans le but de vérifier l'applicabilité des éléments d'identification que nous avons reconnus, nous avons recherché des sites probablement liés à des débâcles glaciaires au Québec. Ceux-ci ont été repérés dans des travaux portant sur la géologie et la géomorphologie du Quaternaire dans des régions où se trouvent des moraines frontales et où ont été effectués des relevés pour fins de cartographie des dépôts de surface.

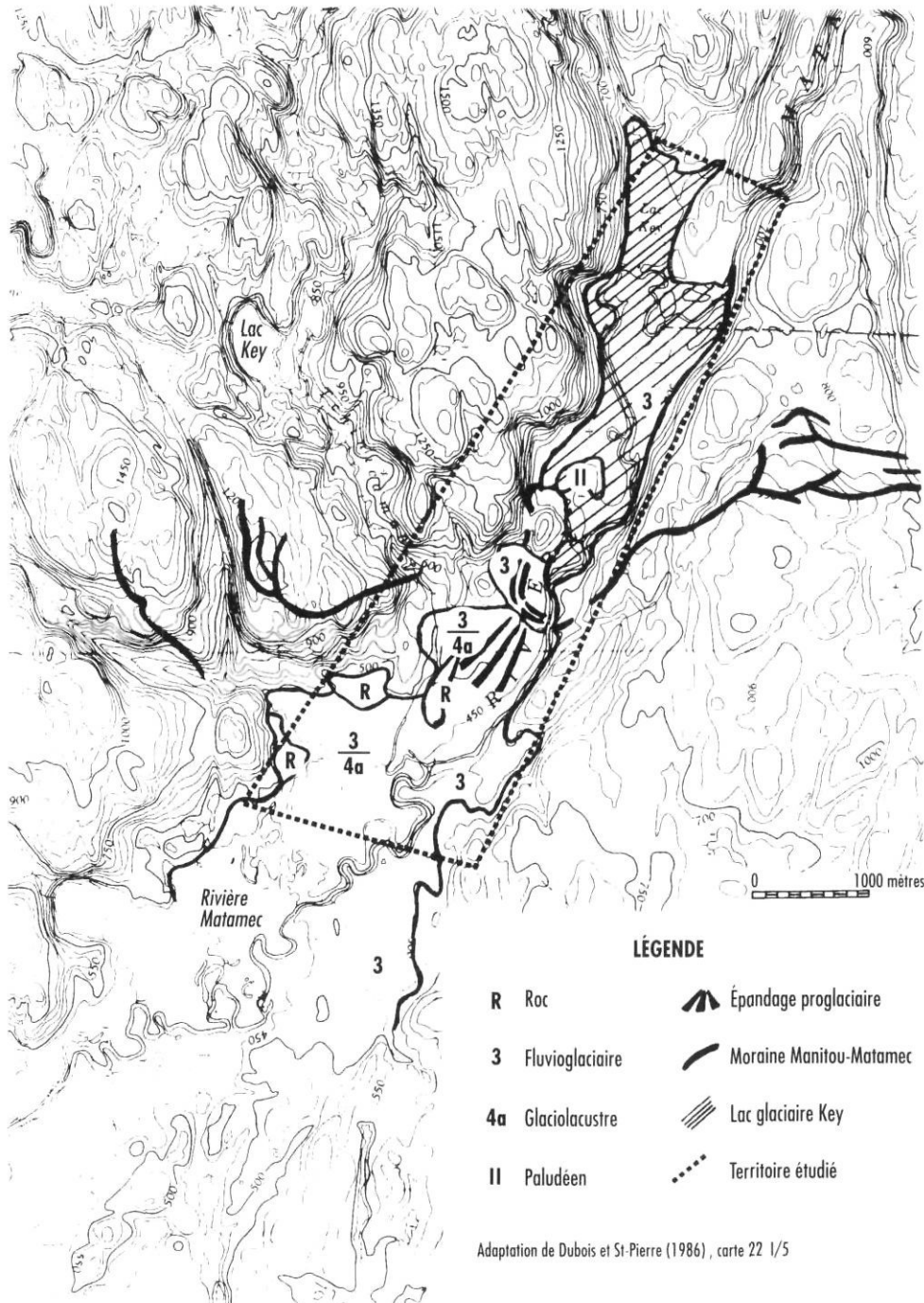


FIGURE 14. Localisation du cours inférieur de la vallée de la rivière Matamec.

Location of the lower Rivière Matamec valley course.

COURS INFÉRIEUR DE LA RIVIÈRE MATAMEC

Le premier secteur étudié se localise dans le cours inférieur de la vallée de la rivière Matamec, sur la Moyenne-Côte-Nord du Saint-Laurent. Situé au-dessus de la limite



FIGURE 15. Accumulation en nappe de débâcle glaciaire sur des dépôts lacustres dans le cours inférieur de la rivière Matamec.

Outburst deposit on the lacustrine deposits, in the lower Rivière Matamec course.

marine postglaciaire, il s'étend entre les lacs Matamec, en aval, et Key, en amont, soit entre 150 et 135 m d'altitude environ (fig. 14). Ce territoire a été étudié et cartographié par Dubois (1979), Desmarais (1981) et Dubois et St-Pierre (1986). À ce site, nous avons reconnu les éléments d'identification suivants : cuvette glaciolacustre asséchée, moraine frontale entaillée et accumulations en nappe de débâcle glaciaire.

L'analyse des photographies aériennes a d'abord permis de repérer la moraine frontale (Manitou-Matamec) entaillée, de même que la surface plane en amont qui comprend des sédiments glaciolacustres (Dubois, 1979). En aval de la moraine, la topographie plane, entaillée par la rivière Matamec, est parsemée de chenaux et s'apparente à un épandage fluvio-glaciaire.

À ce site, les relevés sur le terrain de Dubois (1979) et de Desmarais (1981) semblent confirmer l'hypothèse de la débâcle glaciaire. Derrière la moraine de Manitou-Matamec, il y a des sédiments glaciolacustres correspondant au lac glaciaire Key. Le barrage morainique est entaillé et montre des traces de délavage jusqu'à 127 m d'altitude. À l'aval immédiat de la moraine, un épandage « de chevauchement » (Dubois, 1979) recouvre les sédiments lacustres, théoriquement plus jeunes (fig. 15). Il s'agit d'une accumulation en nappe de débâcle glaciaire. Elle est constituée de

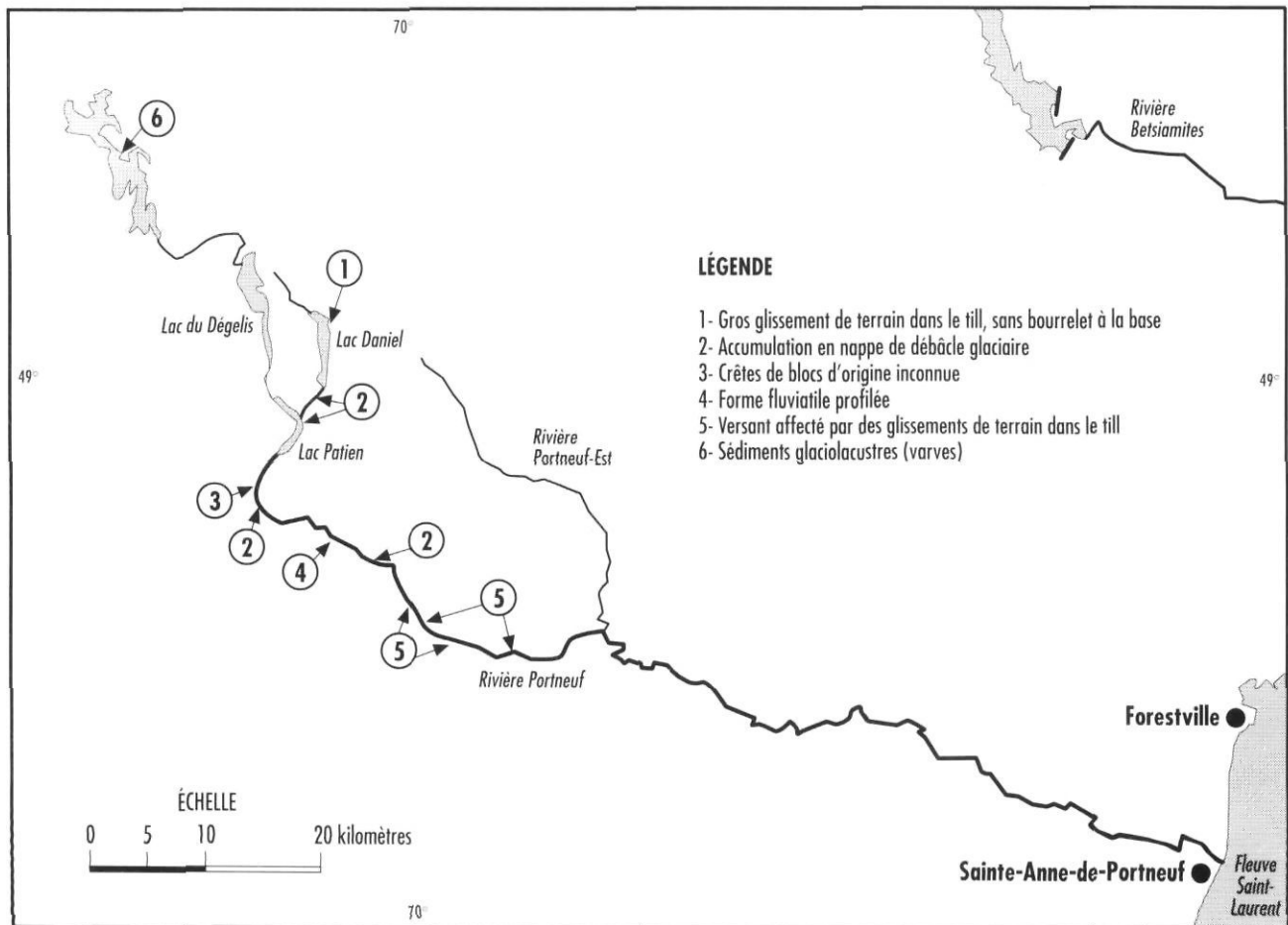


FIGURE 16. Localisation du cours supérieur de la rivière Portneuf. *Location of the upper Rivière Portneuf course.*

matériaux grossiers dont la nature et la taille se rapprochent du till associé au complexe morainique. Ils sont sans structure sédimentaire et comprennent des variations granulométriques brusques tant horizontales que verticales.

COURS SUPÉRIEUR DE LA RIVIÈRE PORTNEUF

Dans le cours supérieur de la rivière Portneuf sur la Haute-Côte-Nord, à environ 100 km en amont du village de Rivière-Portneuf (fig. 16), des relevés sur le terrain mettent en évidence un corridor fluvial vraisemblablement atteint par une ou des débâcles glaciaires. Le corridor a été repéré à l'aide des photographies aériennes, et plusieurs observations sur le terrain permettent de reconnaître plusieurs élé-

ments d'identification des modelés fluvioglaciaires issus de débâcle glaciaire sur plusieurs dizaines de kilomètres. Il s'agit notamment de glissements de terrain sans bourrelet à la base sur les versants de la vallée recouverts de till épais, d'accumulations en nappe de débâcle glaciaire (fig. 17, 18 et 19), de crêtes de blocs orientés dans le sens de l'écoulement et reposant sur des sédiments sableux, d'une forme fluviatile profilée (fig. 20) et localisée à l'aval immédiat d'un gros lac de kettle (un iceberg a-t-il permis le développement de cette forme profilée en créant un abri ? Son altitude maximale correspond à celle des terrasses d'accumulation en nappe de débâcle glaciaire), de sédiments glaciolacustres (varves) et d'entailles d'érosion.



FIGURE 17. Surface d'une terrasse d'accumulation en nappe de débâcle glaciaire dans le cours supérieur de la rivière Portneuf.
Surface of an outburst deposit terrace in the upper Rivière Portneuf course.

FIGURE 18. Sédiments grossiers mal triés constituant la terrasse de la figure 17.
Coarse, unsorted deposits forming the Figure 17 terrace.

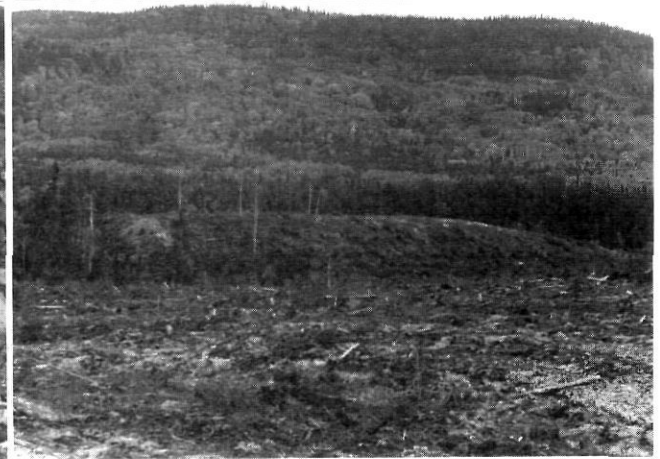


FIGURE 19. Front d'une accumulation en nappe de débâcle glaciaire. Il est perpendiculaire au sens de l'écoulement et légèrement sinueux.

Front of an outburst deposit. It is perpendicular to flow direction and slightly sinuous.

FIGURE 20. Forme profilée vers l'aval (à droite) située sur une basse terrasse du cours supérieur de la rivière Portneuf. Environ 250 m de longueur, 20 m de largeur et 15 m de hauteur et composée de matériaux grossiers non triés.

Form composed of coarse, unsorted materials, pointing downstream (to the right), on a low terrace of the upper Rivière Portneuf (around 250 m long, 20 m wide, and 15 m high).

CONCLUSION

La description détaillée de la géomorphologie de la vallée de la Petite rivière Pikauba, nous a permis d'étudier des phénomènes d'érosion et de sédimentation associés à la crue consécutive à la rupture du barrage Belœil. Les observations faites dans ce cas jumelées à l'analyse des études portant sur les effets géomorphologiques des débâcles glaciaires de diverses régions du globe ont rendu possible la préparation d'une liste d'éléments d'identification des modèles fluvio-glaciaires de débâcle glaciaire. Ces éléments sont liés entre eux et sont répartis selon un patron qui met en lumière diverses formes et sédiments typiques. Toutefois, compte tenu de leur utilisation encore restreinte, nous considérons qu'ils doivent être maniés avec prudence.

Appliqués aux territoires autrefois englacés, les éléments d'identification énoncés pourraient permettre la reconstitution d'événements reliés aux débâcles glaciaires et faciliter l'interprétation d'environnements proglaciaires particuliers ou complexes. Ces débâcles glaciaires peuvent remodeler, en partie ou en totalité, un modèle fluvio-glaciaire et même transformer un environnement glaciaire, constitué de till, en modèle fluvio-glaciaire.

REMERCIEMENTS

Nous adressons nos remerciements à Jean-Claude Dionne, de l'Université Laval, Denis St-Onge, de la Commission géologique du Canada, Ghismond Martineau, du ministère des Ressources naturelles du Québec, Pierre J.H. Richard et Nicole Carette, de l'Université de Montréal pour leurs remarques constructives. Madame Linda Boulay a dactylographié le manuscrit.

RÉFÉRENCES

- Agassiz, L., 1840. Études sur les glaciers Neuchâtel. Jent et Gassmann, Soleure, p. 144-146.
- Aitkenhead, N., 1960. Observations on the drainage of a glacier-dammed lake in Norway. *Journal of Glaciology*, 3 : 607-609.
- Association québécoise des techniques de l'eau, 1981. Dictionnaire de l'eau. Office de la langue française, Éditeur officiel du Québec, 545 p.
- Baker, V.R., 1973. Paleohydrology and sedimentology of Lake Missoula Flooding in Eastern Washington. *Geological Society of America, Special Paper 144*, 79 p.
- 1978. Large scale erosional and depositional features of the Channeled Scablands. In V.R. Baker et D. Nummendal, édité., *The Channeled Scabland*. National Aeronautics and Space Administration, Washington, D.C., 115 p.
- Baker, V.R. et Milton, D.J., 1974. Erosion by catastrophic floods on Mars and Earth. *Icarus*, 23 : 27-41.
- Baker, V.R., Greely, R., Swanson, D.A. et Waitt, R.B., 1987. Columbia and Snake River Plain. *Geological Society of America, Centennial Special*, 2 : 403-468.
- Baulig, H., 1970. Vocabulaire franco-anglo-allemand de géomorphologie. Édition Ophrys, Paris, 330 p.
- Beecroft, I., 1983. Sediment transport during an outburst from glacier De Tsidjore Nouvelle, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 29(101) : 185-189.
- Blachut, S.P. et Ballantyne, C.K., 1976. Ice dammed lakes a critical review of their nature and behaviour. Department of Geography, McMaster University, Hamilton, Discussion Paper 6, 90 p.
- Blown, I. et Church, M., 1985. Catastrophic lake drainage within the Homathko River basin, British Columbia. *Canadian Geotechnical Journal*, 22(4) : 551-563.
- Bradley, W.C., Fahnestock, R.K. et Rowekamp, E.T., 1972. Coarse sediment transport by flood flows on Knik River, Alaska. *Geological Society of America Bulletin*, 83 : 1261-1284.
- Bretz, J.H., 1923a. The channeled Scablands of the Columbia Plateau. *The Journal of Geology*, 8 : 617-649.
- 1923b. Glacial drainage in the Columbia Plateau. *Geological Society of America Bulletin*, 34 : 573-608.
- 1928. Bars of the Channeled Scablands. *Geological Society of America Bulletin*, 39 : 643-702.
- 1929. Valley deposits immediately east of the Channeled Scablands of Washington. *The Journal of Geology*, 37(5) : 393-427.
- 1932. The Grand Coulee. *American Geography Society, Special Bulletin 15*, 89 p.
- 1959. Washington's Channeled Scablands. Department of Conservation, Division Mines and Geology, Washington, Bulletin 45, 57 p.
- 1969. The Lake Missoula floods and the Channeled Scablands. Department of the Geophysical Sciences, University of Chicago, p. 505-543.
- Bretz, J.H., Smith, H.T.V. et Neff, G.E., 1956. Channeled Scablands of Washington : New data and interpretation. *Geological Society of America Bulletin*, 67(8) : 957-1049.
- Burns, S.F. et Cordero, D.I., 1993. Ancient Missoula Flood Deposits in Oregon. Third International Geomorphology Conference, August 23-28, 1993, Hamilton, Program with Abstracts, p. 116.
- Catto, N.R., Patterson, R.J. et Gorman, W.A., 1982. The late Quaternary geology of the Chalk River region, Ontario and Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19 : 1218-1231.
- Church, M.A., 1972. Baffin Island sandurs : A study of Arctic fluvial processes. *Geological Society, Canadian Bulletin*, 216, 208 p.
- Church, M.A. et Gilbert, R., 1975. Proglacial, fluvial and glaciolacustrine environments, p. 22-100. In A.V. Jopling and B.C. McDonald, édité., *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. Geological Association of Canada, Special publication 23.
- Clague, J.J., 1975. Sedimentology and paleohydrology of late Wisconsinan outwash, Rocky Mountains Trench, Southeastern British Columbia, p. 223-237. In A.V. Jopling and B.C. McDonald, édité., *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*. Geological Association of Canada, Special Publication 23.
- 1987. Catastrophic outburst flood. *Geos*, 16(2) : 18-21.
- Clague, J.J., Evans, S.G. et Blown, I.G., 1985. A debris flow triggered by the breaching of a moraine-dammed lake, Klattasine Creek, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22 : 1492-1502.
- Costa, J.E., 1985. Floods from dam failures. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, Denver, 40 p.
- Dawson, A.G., 1992. Superflood 'Events' and Ice-dammed lakes, p. 151-159. In A.G. Dawson, *Ice Age Earth ; Late Quaternary Geology and Climate*. Routledge, London.
- Derbyshire, E., 1958. The identification and classification of glacial drainage channels from aerial photograph. *Geografiska Annaler*, 40 : 188-195.
- 1962. Fluvio-glacial Erosion Near Knob-Lake, Central Quebec-Labrador, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, 73 : 1111-1126.
- Desmarais, G., 1981. Les environnements quaternaires et l'évolution post-glaciaire du bassin de la rivière Matamek, Côte-Nord du Saint-Laurent. Mémoire de maîtrise, Département de géographie, Université de Sherbrooke, 126 p.
- Dubois, J.-M.M., 1979. Environnements quaternaires et évolution post-glaciaire d'une zone côtière en émergence en bordure sud du Bouclier canadien : la Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent, Québec. Thèse de doctorat, Département de géographie, Université d'Ottawa, 754 p.

- Dubois, J.-M.M. et St-Pierre, L., 1986. Cartes des matériaux d'emprunt et des zones de risques sur la Moyenne-Côte-Nord du Saint-Laurent. Département de géographie, Université de Sherbrooke, Bulletin de recherche n° 92-93, 8 p., 14 cartes.
- Embleton, C. et King, C., 1975. Glacial geomorphology. Edward Arnold, 573 p.
- Evans, S.G., 1986. The maximum discharge of outburst floods caused by the breaching of man-made and natural dams. *Canadian Geotechnical Journal*, 23 : 385-387.
- Fahnestock, R.K., 1963. Morphology and hydrology of glacial stream — White River, Mount Rainer, Washington. *Physiographic and Hydraulic Studies of Rivers*, U.S. Geological Survey, Paper 422 A : 377-427.
- Fahnestock, R.K., Bradley, W.C. et Leveen, L.S., 1969. Bed forms and flow phenomena during a lake George breakout flood, Knik River, Alaska. *Geological Society of America, Abstracts with Program*, p. 61-62.
- Farrand, W.R. et Drexler, C.W., 1985. Late Wisconsinan and Holocene history of the Lake Superior basin, p. 17-32. In P.F. Karrow et P.E. Calkin, édit., *Quaternary evolution of the Great Lakes*. Geological Association of Canada, Special Paper 30.
- Frödin, G., 1954. The distribution of late glacial subfossil sandurs in northern Sweden. *Geografiska Annaler*, 36 : 112-134.
- Fushimi, H., Ikegami, K., Higuchi, K. et Shankar, K., 1985. Nepal study : Catastrophic floods, p. 125-130. In G.V. Young, édit., *Technic for prediction of runoff from glaciated areas*. International Association of Hydrological Sciences, Publication 149.
- George, P., 1970. *Dictionnaire de la géographie*. Presses universitaires de France, Paris, 485 p.
- Gilbert, G.K., 1890. Lake Bonneville. U.S. Geological Survey, Monograph 1, 438 p.
- Graham, J. et Teller, J.T., 1984. Leda clay from deep boreholes at Hawkesbury, Ontario ; Part I : Geology and geotechnique discussion. *Canadian Geotechnical Journal*, 21 : 733-734.
- Haeberli, W., 1983. Frequency and characteristics of glacier floods in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 4 : 85-90.
- Hardy, L., 1976. Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses terres de la baie de James. Thèse de doctorat Ph. D., McGill University, Montréal, 264 p.
- Hewitt, R., 1964. A Karakoram ice dam : *Industrial Journal of Water and Power Development Authority (West Pakistan)*, 5 : 18-30.
- 1982. Natural dams and outburst floods of the Karakoram Himalaya, p. 259-269. In J.W. Glen, édit., *Hydrological aspects of alpine and high-mountain areas*. International Association of Hydrological Sciences, Publication 138.
- Hugget, R.J., 1994. Fluvialism or diluvialism ? Changing views on superfloods and landscape change. *Progress in Physical Geography*, 18 (3) : 335-342.
- Jackson, L.E., 1979. A catastrophic glacial outburst flood (Jökulhlaup) mechanism for debris flow generation at the spiral tunnels, Vicking Horse River Basin, B.C. *Canadian Geotechnical Journal*, 16 : 806-813.
- Jarret, R. et Costa, J.E., 1986. Hydrology, geomorphology and dam break modeling of the July 15, 1982 : Lawn Lake dam and Cascade Lake dam failures, Larimer county, Colorado. U.S. Geological Survey, Professional Paper 1369, 78 p.
- Kehew, A.E., 1982. Catastrophic flood hypothesis for the origin of the Souris spillway, Saskatchewan and North Dakota. *Geological Society of America Bulletin*, 93 : 1051-1058.
- 1990. A glacial lake outburst in the Grand Valley, Michigan and its impact upon glacial lake Chicago. *CANQUA*, University of Waterloo, Program and Abstracts, p. 22.
- Kehew, A.E. et Teller, J.T., 1994. Glacial-lake spillway incision and deposition of a coarse-grained fan near Watrous, Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31 : 544-553.
- Kehew, A.E., 1993. Characteristics of glacier outburst flood in the Yorkant River, Karakowm Mountains. *Geojournal*, 25 (203) : 255-263.
- Kehew, A.E. et Lord, M.L., 1986. Origin and large scale erosional features of glacial lake spillways in the northern Great Plains. *Department of Geology, University of North Dakota*, 162-177.
- Kehew, A.E. et Clayton, L., 1983. Late Wisconsin floods and development of Souris-Pembina Spillway system in Saskatchewan and Manitoba. *Glacial Lake Agassiz*. Geological Association of Canada, Special Paper, 26 p.
- Kehew, A.E., Lord, M.L. et Lowrie, A., 1989. Tracing catastrophic glacial-lake outbursts from the southern margin of the Laurentide Ice Sheet to deposition along the Louisiana offshore. *Geological Society of America, Abstracts with Programs, Annual Meeting*, 86 : 657.
- Kerr, F.A., 1934. The ice dam and floods of the Tasekwe, British Columbia. *Geographical Review*, 24 : 643-645.
- 1936. Extraordinary natural floods of Tasekwe River, Taku District, Northern British Columbia and Southeastern Alaska. *Royal Society of Canada Translation, Serie 3, section 4*, 30 : 133-135.
- Lliboutry, L., Arnao, B.M., Pautre, A. et Schneider, B., 1977. Glaciology problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru, I : Historical failures of morainic dams their causes and prevention. *Journal of Glaciology*, 18 : 239-254.
- Lord, M.L., 1991. Depositional record of a glacial-lake outburst : Glacial Lake Souris, North Dakota. *Geological Society of America Bulletin*, 103 : 290-299.
- Lord, M.L. et Kehew, A.E., 1987. Sedimentology and paleohydrology of glacial lake outburst deposits in Southeastern Saskatchewan and Northeastern North Dakota. *Geological Society of America Bulletin*, 99 : 663-673.
- Maag, H.V., 1969. Ice dammed lakes and marginal glacial drainage : Canadian Arctic Archipelago, Axel Heiberg Island. *Research Reports*, McGill University, Montréal, 147 p.
- Malde, H.E., 1968. The catastrophic Late Pleistocene Bonneville flood in the Snake River Plain, Idaho, USA. U.S. Geological Survey, Professional Paper 596, 54 p.
- McCarrol, D. et Matthews, J.A., 1989. « Striations » produced by catastrophic subglacial drainage of a glacier-dammed lake, Mjølkedalsteen, Southern Norway. *Journal of Glaciology*, 35 (120) : 193-176.
- Mathews, W.H., 1965. Two self-dumping ice-dammed lakes in British Columbia. *Geographical Review*, 55 : 46-52.
- Michel, J.-P. et Fairbridge, R.W., 1980. *Dictionnaire des sciences de la terre anglais-français, français-anglais*. Masson, Paris, 411 p.
- Noff, B., 1966. Broken top breaks-floods released by erosion of glacial moraine. *The Ore Bin*, 28 (10) : 182-188.
- O'Connor, J.E., Costa, J.E., Clague, J.J. et Evans, S.G., 1993. Geomorphic consequences of 19th and 20th century glacier retreat in alpine basins of Western North America. *Third International Geomorphology Conference, August 23-28, 1993, Hamilton, Program with Abstracts*, p. 208.
- Østrem, G., 1973. Sediment transport in glacial meltwater streams. *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, Special Publication 23 : 101-122.
- Pardee, J.T., 1910. The Glacial Lake Missoula. *The Journal of Geology*, 18 : 376-386.
- 1942. Unusual currents in glacial lake Missoula, Montana. *Geological Society of America Bulletin*, 53 (11) : 1569-1599.
- Post, A. et Mayo, L.R., 1971. Glacier dammed lakes and outburst floods in Alaska. U.S. Geological Survey, Hydrologic Investigations, Atlas HA-455, 10 p.
- Price, R.J., 1973. *Glacial and fluvioglacial landforms*. Oliver and Boyd, Edinburgh, 242 p.
- Qinghua, F., 1991. Characteristics of glacier outburst flood in the Yorkant River, Karakowm Mountains. *Geojournal*, 25 (2-3) : 255-263.
- Rabot, C., 1905. Les débâcles glaciaires. *Bulletin de géographie historique et descriptive* n° 3, 57 p.

- Richardson, D., 1968. Glacier outburst floods in the Pacific Northwest. U.S. Geological Survey, Professional Paper 600-D : D79-D86.
- Robitaille, A., 1989. Géomorphologie d'une vallée remodelée à la suite de la rupture d'un barrage artificiel ; critères d'identification des modelés fluvio-glaciaires de débâcle glaciaire. Mémoire de maîtrise, Département de géographie et de télédétection, Université de Sherbrooke, 105 p.
- 1992. Les impacts géomorphologiques de la rupture du barrage Belœil dans la Vallée de la Petite rivière Pikauba, Conférence de l'Association canadienne de la sécurité des barrages, FQ92-3101, 39 p.
- 1993. Les impacts d'une rupture de barrage sur le milieu naturel, le cas du lac Belœil, Québec. Photo-interprétation, 1993 (2) : 95-101.
- Robitaille, A. et Dubois, J.-M.M., 1989. Une vallée se refait une beauté. *Geos*, 18 (2) : 23-29.
- Scott, K.M. et Gravelee, G.C., 1968. Flood Surge on the Rubicon River, California — Hydrology, hydraulics and transport boulder. U.S. Geological Survey, Professional Paper 422-M, 38 p.
- Skinner, R.G., 1973. Quaternary stratigraphy of the Moose River basin, Ontario. Geological Survey of Canada, Bulletin 225, 77 p.
- Smith, D.G. et Fisher, T.G. 1993. Glacial Lake Agassiz : The northwestern outlet and paleoflood. *Geology*, 21 : 9-12.
- Stearns, H.T., 1936. Origin of the large springs and their alcove along the Snake River in Southern Idaho. *The Journal of Geology*, 44 (4) : 429-450.
- Teller, J.T., 1988. Lake Agassiz and its contribution to flow through the Ottawa — St. Lawrence system, p. 281-289. In N.R. Gadd, éd., *The Late Quaternary development of the Champlain Sea basin*. Geological Association of Canada, Special Paper 35.
- Teller, J.T. et Thorleifson, L.H., 1983. The Lake Agassiz - Lake Superior connexion, p. 261-290. In J.T. Teller and L. Clayton, éd., *Glacial Lake Agassiz*. Geological Association of Canada, Special Paper 26.
- 1987. Catastrophic flooding into the Great Lakes from Lake Agassiz, p. 121-138. In L. Mayer and D. Nash, éd., *Catastrophic flooding*. Allen and Unwin, Boston.
- Theakstone, W.H., 1978. The 1977 drainage of the Austre Okstindbreen icedammed lake, its cause and consequences. *Norsk Geografiska Tidsskrift*, 32 : 159-171.
- Thorarinsson, S., 1939. Hoffellsjökull, its movements and drainage. *Geografiska Annaler*, 20 : 189-215.
- 1956. The jökulhlaups from the katta area in 1955 compared with other jökulhlaups in Iceland. *Jökul*, 7 : 21-25.
- Tricart, J. et Cailleux, A., 1962. Le modelé glaciaire et nival. Centre de documentation universitaire, Paris, 408 p.
- Tufnell, L., 1984. *Glacier hazards*. Longman, London, 97 p.
- Vincent, J.-S., 1989. Le Quaternaire du sud-est du Bouclier canadien, p. 266-295. In R.J. Fulton, éd., *Le Quaternaire du Canada et du Groenland*, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1.
- Vincent, J.-S. et Hardy, L., 1977. L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 (3-4) : 357-372.
- Vivian, R., 1974. Les débâcles glaciaires dans les Alpes occidentales, p. 199-205. In C.B. Castiglioni, éd., *La calamita naturali nelle Alpi*. Instituto di Geografica dell'Universita di Padova.
- Vuichard, D. et Zimmerman, M., 1986. The langmoche flush-flood, Khumbu Himal, Nepal. *Mountain Research and Development*, 6 : 90-94.
- 1987. The 1985 catastrophic drainage of a moraine-dammed lake, Krumbu Himal cause and consequences. *Mountain Research and Development*, 7 : 9-110.
- Xu, D., 1981. Characteristics of debris flows caused by outburst of glacial lake in Bogu River in Xizang, China, 1981. Lanzhou Institute of Glacial and Cryopedology, Academia Sinica, unpublished, 24 p.
- Yanamaka, H., 1982. Radiocarbon ages of Upper Quaternary deposit in central Nepal and their geomorphological significance. *The Science Reports of Tohoku University*, 7th series (Geography), 32 : 46-60.
- Yesenov, U.Y. et Degovets, A.S., 1979. Catastrophic mudflow on the Bol'shaya Almatinka River in 1977. *Society of Hydrology Bulletin*, 11 : 285-300.
- Young, C.J., 1980. Monitoring glacier outburst floods. *Nordic Hydrology An International Journal*, 11 (5) : 285-300.