3 Dynamique des cours d'eau

Mise en garde

Ce document se veut une source d'information générale et ne constitue pas une opinion ou un avis juridique.

L'exactitude, l'actualité et la fiabilité des informations qui s'y trouvent ne peuvent pas être garanties. Le document a été rédigé en fonction des lois et règlements en vigueur au moment de sa rédaction, les procédures peuvent être soumises à des changements à la suite de modifications des lois et règlements qui entourent la gestion des cours d'eau au Québec.

Le contenu de ce document vise à fournir des renseignements généraux et ne doit pas être interprété pour répondre à une situation spécifique.

3.1 Notions d'hydrologie

Hydrologie : science qui s'intéresse au cycle de l'eau et aux différents échanges entre l'atmosphère, la surface terrestre et le sous-sol.

3.1.1 Cycle de l'eau et bilan hydrique

L'eau a la particularité de se retrouver à la fois à l'état liquide, solide ou gazeux, ce qui fait en sorte qu'elle se véhicule en un cycle continu (figure 3.1.1) :

- Elle s'évapore au niveau des océans, des plans d'eau, des rivières (évaporation) et des plantes (évapotranspiration) et se retrouve ainsi dans l'atmosphère;
- Une fois dans l'atmosphère, la vapeur d'eau se condense et forme des précipitations liquides (pluie) ou solides (grêle, neige);
- Au sol, elle ruisselle, s'infiltre ou est stockée sous forme de neige suivant les caractéristiques du milieu;
- L'eau de ruissellement qui percole dans le sol se retrouve dans les rivières, les plans d'eau et les océans.

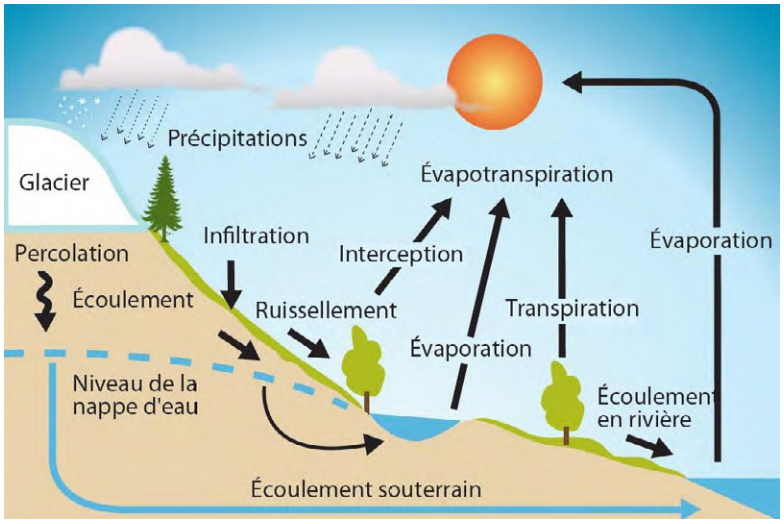


Figure 3.1.1

Le cycle de l'eau.

Source : Gagnon et Gangbazo, 2007 (adaptation).

Le bilan hydrique

Le bilan hydrique simplifié, tenant compte également de la composante pour les eaux souterraines, peut s'écrire (Novotny et Olem, 1994) :

$$P = Q + ET + \Delta \text{ Surface} + \Delta \text{ Souterraine} \quad (6\text{-}2)$$

Où :

P = précipitation

Q = ruissellement de surface

ET = Évapotranspiration

Δ Surface = changement de stockage en surface

Δ Souterraine = changement de stockage souterrain

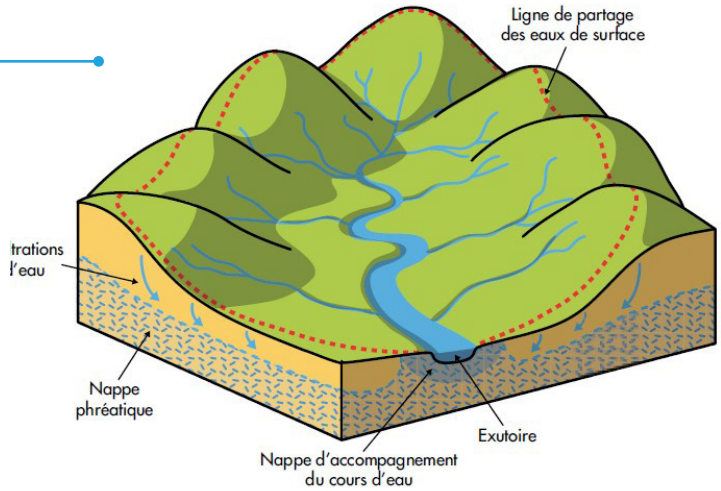
Ce simple calcul permet d'évaluer les modifications dans le cycle de l'eau d'un bassin versant donné à la suite des changements dans le processus hydrologique. Par exemple, si un changement d'utilisation du territoire (récolte forestière, agriculture, urbanisation) réduit l'évapotranspiration, le calcul d'un bilan hydrique permet de prévoir une augmentation de l'écoulement ou une augmentation du stockage (hausse de la nappe phréatique).

3.1.2 Le bassin versant

Un bassin versant est une aire délimitée par des lignes de partage des eaux à l'intérieur de laquelle les précipitations sont concentrées vers un même exutoire. La plupart du temps, la ligne de partage des eaux correspond aux lignes de crêtes qui définissent un **bassin versant topographique**, ce dernier étant utilisé dans la plupart des cas pour les calculs hydrologiques.

Figure 3.1.2

Le bassin versant.

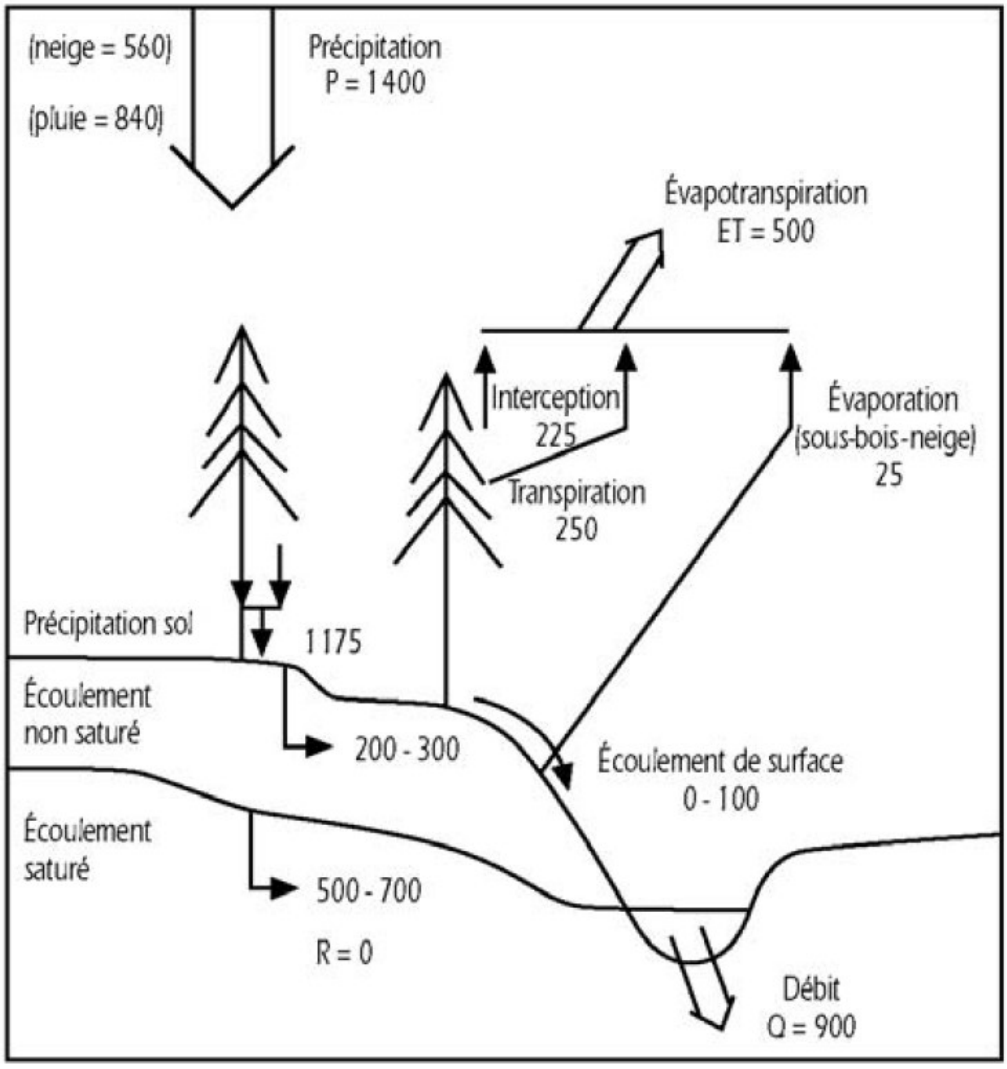


Source : Observatoire citoyen des zones humides, Alsace (France).

Les limites d'un bassin versant peuvent aussi être modifiées par des interventions anthropiques, comme la réalisation de nouveaux fossés de drainage, d'un réseau routier ou encore le déplacement d'un cours d'eau.

Il est important de préciser par ailleurs que la notion de bassin versant est intrinsèquement liée à l'endroit défini comme son exutoire. Il peut s'agir, par exemple, d'un ponceau situé à mi-parcours d'un cours d'eau dont le bassin versant est situé en amont et dont il faut connaître la taille et les caractéristiques hydrologiques.

Néanmoins, il est possible que les échanges souterrains ne suivent pas la topographie du terrain. C'est pourquoi, selon la finalité d'un aménagement, d'une étude ou encore dans des configurations géologiques particulières, il peut être intéressant d'avoir recours à un hydrogéologue afin de bien comprendre la limite des échanges entre la nappe d'eau souterraine et le cours d'eau. **Il est alors question d'un bassin versant hydrologique.**



Source : Barry, Plamondon, Bernier, Prévost, Seto, Stein et Trottier, 2009.

Figure 3.1.3

Cycle hydrologique terrestre et bilan en mm/an pour la forêt Montmorency.

3.1.3 Évaporation et évapotranspiration

Dans la réalisation d'un bilan hydrique, il ne faut pas oublier qu'une partie de l'eau s'évapore. L'eau liquide se transforme en vapeur d'eau sous l'effet de l'énergie procurée par le soleil. Cette eau ainsi évaporée se retrouve dans l'atmosphère. La figure 3.1.3 donne un exemple du cycle et du bilan hydrique pour la forêt Montmorency. On observe que, dans un peuplement forestier qui a 500 mm d'évapotranspiration, 250 mm proviennent de la transpiration, et 250 mm proviennent de l'évaporation (25 mm des plans d'eau et 225 mm de l'eau interceptée par les plantes). Cette interception par les plantes correspond à la différence entre les précipitations et la quantité d'eau qui atteint le sol.

3.1.4 Infiltration et ruissellement

Une fois dans l'atmosphère, l'eau se condense et forme des précipitations de diverses natures (pluie, grêle, neige, etc.). Une fois sur le sol, et à l'état liquide, l'eau peut être interceptée par la végétation, ruisseler, s'évaporer ou s'infiltrer dans le sol. La part de l'eau infiltrée dépend de la nature du sol, c'est-à-dire de sa perméabilité, de la pente et de la couverture végétale, qui peut ralentir l'écoulement de l'eau et favoriser son infiltration. La variation de la pente et l'intensité des précipitations vont aussi jouer un rôle dans la proportion d'eau infiltrée comparativement à celle d'eau de ruissellement.

3.1.5 Stockage

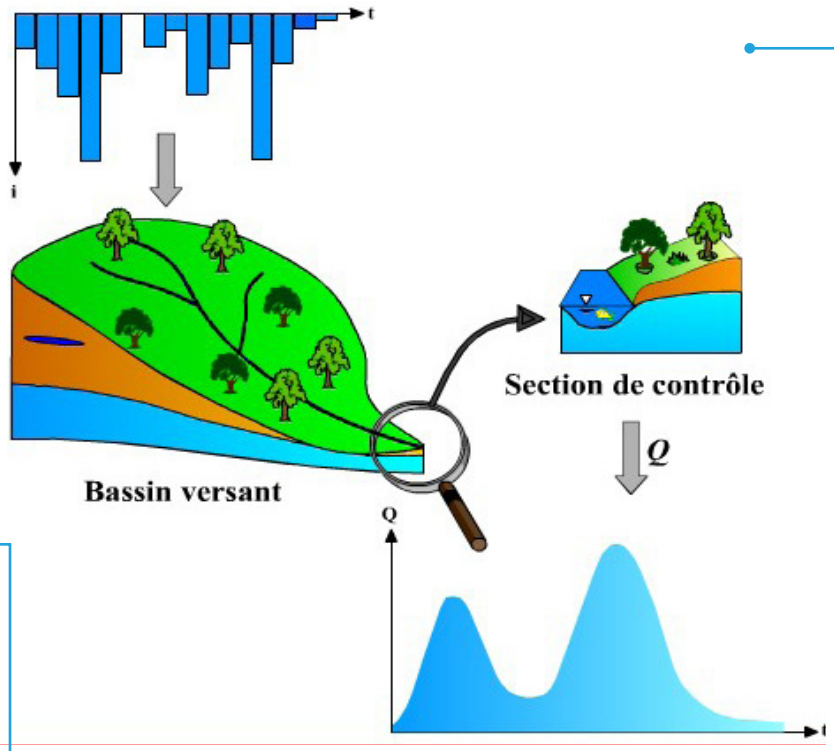
Le stockage correspond à la partie de l'eau qui est contenue dans le sol ou le sous-sol.

La part d'eau stockée influence grandement les variations des débits des cours d'eau. Si le sol contient un volume d'eau élevé à la suite d'apports importants comme une forte pluie ou la fonte des neiges, il contribuera à alimenter l'écoulement en cours d'eau sur une période prolongée. Toutefois, après une longue période sans précipitations, les réserves seront basses, ce qui peut affecter la croissance des plantes et réduire le débit des cours d'eau. Le stockage est donc le processus hydrologique qui fait en sorte que les ruisseaux et les rivières coulent même s'il ne pleut pas et qu'ils ne débordent pas après chaque précipitation d'importance.

En plus des lacs et des cours d'eau, certains milieux humides jouent différents rôles de stockage. Tous les milieux humides ne remplissent cependant pas le même rôle hydrologique, selon leur nature ou les conditions hydrologiques du moment. Les marais, les marécages et, plus généralement, les milieux humides riverains vont emmagasiner l'eau et ainsi éviter un pic de crue du cours d'eau récepteur, dans la mesure où ils ne sont pas déjà saturés. Les tourbières, quant à elles, sont constamment gorgées d'eau. Par conséquent, les apports sous forme de pluie ou de ruissellement en sont directement évacués à leur exutoire. Néanmoins, il existe presque toujours une zone appelée « lagg » en marge des tourbières, selon la topographie environnante de la tourbière. Cette zone de lagg joue aussi un rôle hydrologique important, tantôt en ralentissant l'écoulement vers un cours d'eau récepteur, limitant donc les pics de crue, tantôt en relarguant son surplus d'eau, permettant ainsi de maintenir le débit

Figure 3.1.4

La réponse hydrologique.



Légende :

Q : débit;

t : temps;

i : précipitations.

Source : Cours d'hydrologie générale du professeur André Musy (adaptation).

d'étiage du cours d'eau. Ainsi, dans le cas particulier des tourbières (fen, dite minérotrophe, ou bog dite ombrotrophe, ouverte ou boisée), on devrait en tout temps s'assurer qu'une zone tampon naturelle est maintenue; certains estiment qu'elle devrait être de 100 m (Poulin et collaborateurs, 1999). Même si, en pratique, cette norme est difficilement applicable, elle devrait néanmoins être considérée dans le cadre de l'élaboration d'un plan de gestion des milieux humides, par exemple.

La préservation des milieux humides est importante, puisqu'elle permet, d'un point de vue hydrologique, de réduire les impacts et la fréquence des épisodes d'étiage et d'inondations (voir section 2.1.5).

3.1.6 Réponse hydrologique

La réponse hydrologique correspond à la réaction d'un bassin versant lors d'événements climatiques comme la pluie ou la sécheresse (figure 3.1.4).

Interrelations pluie-débit

Le débit correspond à un volume d'eau qui circule par unité de temps. Dans le cas des cours d'eau, le débit (Q) est généralement exprimé en mètres cubes par seconde (m^3/s). Lors d'événements pluvieux, il est possible de réaliser un hydrogramme de crue, qui peut renseigner sur les relations pluie-débit d'un bassin versant étudié sur une échelle de temps.

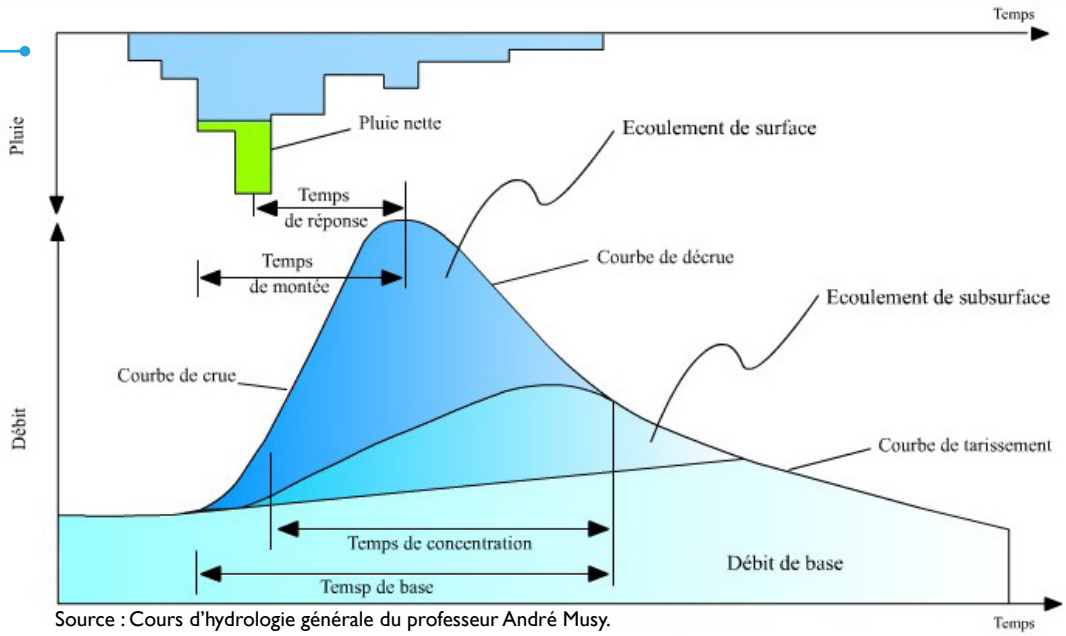
La figure 3.1.5 illustre la relation pluie-débit. Dans le haut, nous avons un pluviogramme qui reporte la quantité de précipitations sur une échelle de temps. Le diagramme du bas correspond quant à lui à la courbe de débit du cours d'eau. Les deux diagrammes sont représentés sur la même échelle de temps, ce qui permet de voir les différentes formes de réponse du cours d'eau.

On observe ainsi des données intéressantes, qui renseignent sur la réponse hydrologique d'un bassin versant donné par rapport aux précipitations liquides, notamment sur :

- Le temps de montée : intervalle de temps correspondant à l'augmentation du débit du cours d'eau, lié à la courbe de crue;
- Le temps de réponse : intervalle de temps entre le pic de pluie et le pic de crue;
- Le temps de concentration : temps requis pour qu'une goutte d'eau qui tombe à la partie la plus éloignée du bassin versant atteigne l'exutoire;
- Le temps de base : intervalle de temps regroupant la courbe de crue et la courbe de décrue.

Figure 3.1.5

Interrelations pluie-débit.



Source : Cours d'hydrologie générale du professeur André Musy.

Les crues

Les crues correspondent au débordement du cours d'eau de son lit mineur. Les caractéristiques anthropiques et naturelles du milieu (embâcles de glace, imperméabilité des sols, pente, couvert végétal, drainage, etc.), l'intensité d'un épisode pluvieux, sa durée, ou encore une augmentation brutale de la température au printemps sont les principales causes des crues.

Au Québec, la fonte des neiges et des glaces au printemps, accompagnée notamment de pluies et d'une augmentation de la température, provoque annuellement la montée des eaux. Ce phénomène est amplifié par la présence d'embâcles de glace, qui peuvent influer grandement sur les niveaux d'eau. Il est à noter que la majorité des zones inondables ont été déterminées

Source : *Le Soleil*. Photo : Johanne Martin.

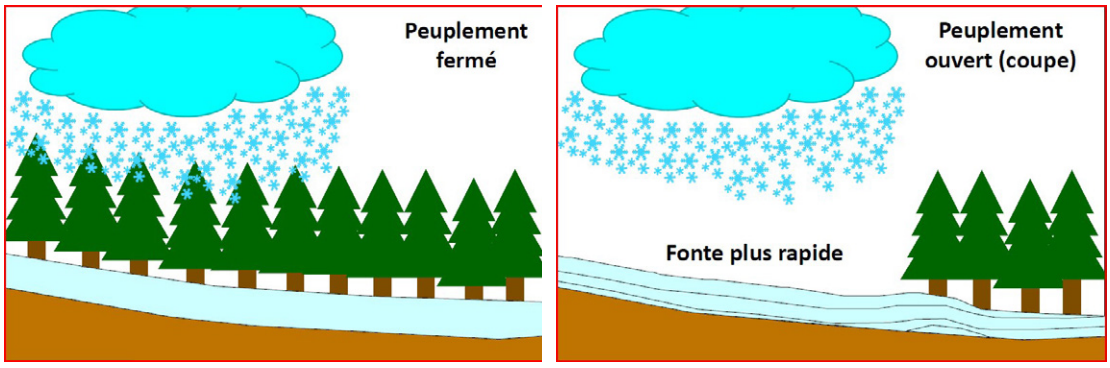
Photo 3.1.1

Rivière Sainte-Anne à Saint-Raymond, débâcle du 23 mars 2012.

à partir de cotes de crue obtenues par des calculs de débits en eau libre (voir section 3.1.9), ce qui ne permet pas, dans certaines situations, d'avoir une représentation réelle de la zone inondable. Dans certaines configurations particulières, par exemple, lors du resserrement d'un cours d'eau dû à la présence d'un pont ou d'un cap rocheux, il est primordial de prendre en compte la formation d'embâcles pour réaliser la délimitation de la zone inondable (voir section 3.4).

Impacts de la coupe forestière

Dans les zones boisées, la coupe forestière peut avoir un impact important sur les débits de pointe des cours d'eau récepteurs. L'étude du taux de fonte de la neige en couvert forestier permet d'avoir des données précises et moins coûteuses que d'autres méthodes pour connaître les impacts hydrologiques de la coupe forestière (Talbot et Plamondon, 2002). Le couvert forestier protège des rayons du soleil et évite une fonte trop rapide : le manteau neigeux fond ainsi doucement, et l'eau circule lentement vers les cours d'eau. À l'inverse, dans les zones de coupe, la fonte est accélérée, pouvant ainsi provoquer des variations importantes du niveau dans les cours d'eau récepteurs. La coupe à blanc de plus de 50 à 60 % de la surface



Source : Jutras, S (2014) Les rôles hydrologiques des milieux humides et forestiers.

Figure 3.1.6

Le rôle hydrologique des milieux humides et forestiers.

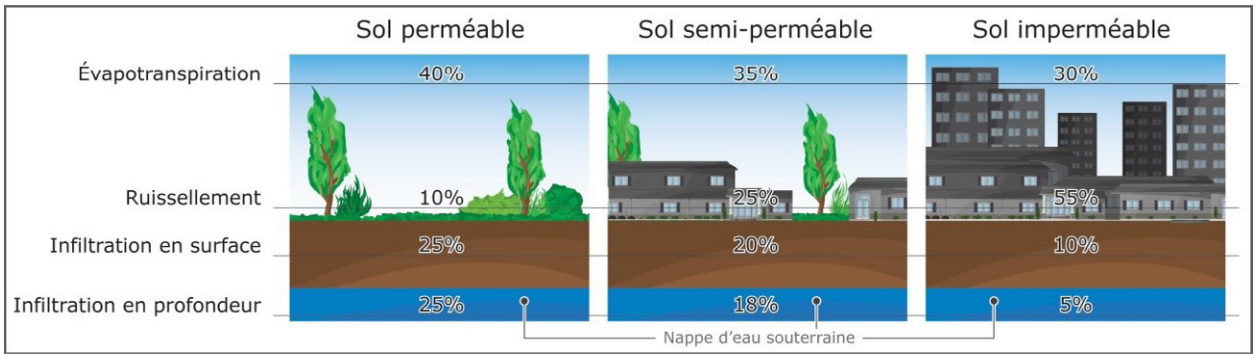
d'un bassin versant boisé peut augmenter les débits de pointe de plein bord de 50 % ou plus (Guillemette et coll., 2005; Plamondon, 2004), ce qui peut avoir des impacts significatifs sur la morphologie du cours d'eau (Plamondon, 2004). Actuellement, cette notion est appliquée pour la protection des bassins versants des rivières à saumon atlantique (*Salmo salar*) du Québec, où la coupe est limitée à 50 % de la superficie de tout sous-bassin de 100 km² ou plus.

Imperméabilisation des sols

L'essor du développement urbain entraîne l'imperméabilisation des sols : les routes, les toits et les trottoirs, entre autres, forment une couche imperméable sur une surface qui permettait auparavant l'infiltration de l'eau dans le sol (figure 3.1.7). Cet aspect a une incidence directe sur la réponse hydrologique d'un cours d'eau en cas d'épisode pluvieux. Cette eau, qui aurait dû circuler lentement dans le sol pour atteindre le cours d'eau récepteur, ruisselle directement

Figure 3.1.7

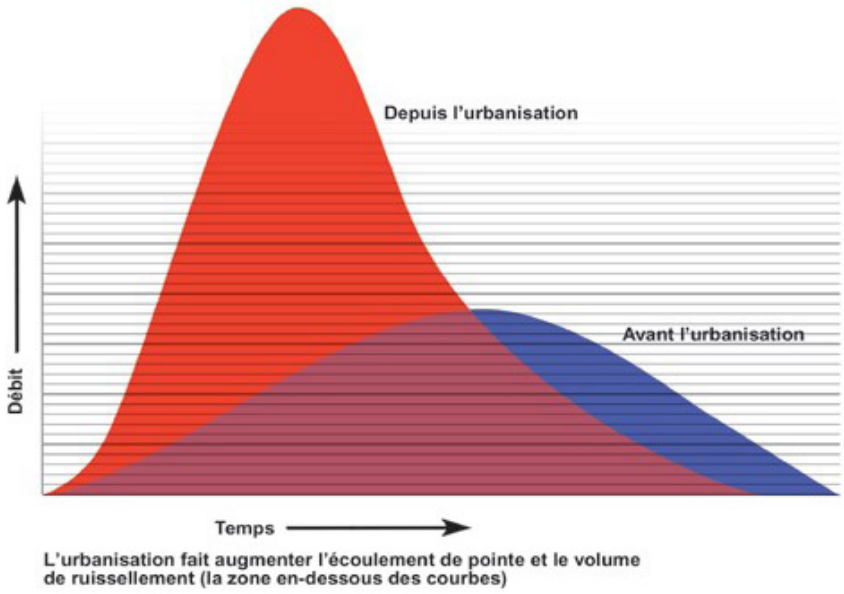
Impact de l'imperméabilisation des sols.



Source : MDDELCC.

Figure 3.1.8

Effet de l'urbanisation sur le volume et le débit de ruissellement.



en surface. La montée des eaux, qui aurait dû être lente et régulière, est plutôt soudaine (figure 3.1.8), provoquant de nombreux problèmes d'inondation ou encore d'érosion des berges. La décrue, dans le cas d'un secteur en partie imperméabilisé, est aussi très rapide. Ainsi, la nappe d'eau souterraine ne peut pas se recharger correctement et remplir son rôle d'alimentation en période d'étiage.

La battance

La battance correspond à la réduction des capacités d'infiltration du sol liée à la destruction et à la compaction de sa couche superficielle sous l'impact des gouttes de pluies, ce qui forme ainsi une croûte. Au Québec, on retrouve ce phénomène principalement sur des sols agricoles à nu ou encore sur des chemins de terre. Ainsi, le taux d'infiltration des sols battants est généralement inférieur à 10 mm/h et peut même atteindre 1 mm/h (Le Bissonnais et Singer, 1993; Hardy et coll., 1983). Ce phénomène peut donc jouer un rôle important dans la genèse des crues majeures de bassins versants agricoles (Papy et Douyer, 1991).

3.1.7 Définir un bassin versant

D'un point de vue réglementaire, il peut être essentiel de définir le bassin versant, par exemple pour la distinction entre un cours d'eau et un fossé de drainage (voir chapitre 1). Pour ce faire, il existe différentes méthodes.

Sans outils géomatiques, avec les courbes de niveau

Afin d'évaluer rapidement la dimension d'un bassin versant, on peut avoir recours à une carte topographique comportant des courbes de niveau, sur laquelle on relie les sommets les plus élevés entourant le cours d'eau et ses tributaires. L'inflexion et l'espacement des courbes de niveau donnent aussi un indice sur la nature du terrain. Bien évidemment, cette méthode simplifiée dépend grandement de la précision des courbes de niveau. Ainsi, lorsqu'on trace les limites d'un bassin versant sur une carte topographique, il faut respecter les règles suivantes (Langevin et Plamondon, 2004) :

- Traverser les courbes topographiques à angle droit à partir de l'embouchure jusqu'au point le plus élevé localisé sur une crête ou un sommet;
- Relier par une ligne tous les points les plus élevés;
- Faire en sorte que le tracé ne traverse jamais un cours d'eau ou un lac;
- En règle générale, voir à ce qu'en terrain plat, le contour soit localisé à mi-distance entre les deux courbes de même niveau.

À l'aide de données topographiques numérisées connues

Les données topographiques numérisées à partir de données connues (Base de données topographiques du Québec, Géoboutique, GéoGratis, IRDA) permettent, avec un logiciel de géomatique, de définir de façon plus précise les bassins versants sur le territoire. Néanmoins, la précision des relevés topographiques n'est pas toujours appropriée, et la marge d'erreur peut être grande.

Avec LiDAR : Light Detection and Ranging

Le LiDAR est une technologie utilisant un rayon laser émis d'un avion vers la surface de la Terre, qui est ensuite retransmis à un capteur. La vitesse du laser étant connue et correspondant à la vitesse de la lumière, il est possible de calculer la distance qui sépare le capteur du sol ou des objets opaques qui le recouvrent, et donc, leur altitude. Comme l'avion est localisé à l'aide d'un GPS, il en résulte un semis de points tridimensionnel (x, y, z), dont la précision est de plus ou moins 15 cm. On peut donc par la suite, en traitant ces données avec des logiciels appropriés, modéliser de façon précise les bassins versants. Par ailleurs, l'imagerie LiDAR permet également de repérer les anciens lits de cours d'eau qui ont pu être modifiés par l'homme, ce qui peut s'avérer très utile dans le cas de la détermination de cours d'eau au sens de l'article 103 de la Loi sur les compétences municipales.

3.1.8 Évaluation des débits de pointe : cas des petits bassins versants agricoles

La fiche technique Évaluation des débits de pointe pour les petits bassins versants agricoles du Québec (Beaulieu, Breune et Guillou, 2007), réalisée en partenariat entre Agriculture et agroalimentaire Canada (AAC) et le MAPAQ, permet de détailler les modes de calcul afin d'évaluer les débits de pointe de petits cours d'eau agricoles en fonction de la caractéristique de leur bassin versant.

3.1.9 Pour approfondir le sujet de l'hydrologie

Seuls les grands principes de l'hydrologie ont été abordés dans cette section. Pour obtenir de l'information plus technique, se reporter aux références suivantes :

Barry, R., Plamondon, A. P., Bernier, P., Prévost, M., Seto, M., Stein J. et Trottier, F., 2009, « Hydrologie forestière et aménagement du bassin hydrographique », Ordre des ingénieurs forestiers du Québec : manuel de foresterie, 2e éd., Éditions MultiMondes, Québec, p. 317-358.

Davie, T., 2008, Fundamentals of Hydrology, 2nd edition, Routledge, London (ISBN : 0415399874).

Anctil, F., Rousselle, J., Lauzon, N., 2012, Hydrologie : cheminements de l'eau, Presses internationales Polytechnique, Montréal (ISBN : 9782553016349).

3.2 Notions d'hydraulique à surface libre

L'objectif de ce chapitre est de se familiariser avec les termes appartenant au domaine de l'hydraulique qui sont couramment utilisés. Il est à noter que le calcul et le dimensionnement des ouvrages hydrauliques demeurent du champ de compétence de l'ingénieur.

3.2.1 Les paramètres hydrauliques

3.2.1.1 Morphologie du cours d'eau

La morphologie d'un cours d'eau correspond à ce qu'on peut observer de son tracé sur une carte topographique ou sur une photographie aérienne. Il peut être, par exemple, rectiligne (zones de montagne), méandreux (plaines) ou encore composé de chenaux d'écoulement multiples (tresses). La morphologie du cours d'eau dépend aussi des sédiments que celui-ci charrie et de la géologie de la région, impactant notamment les pentes des berges et la forme des zones inondables (voir section 3.3).

3.2.1.2 Pente

La pente longitudinale est un paramètre essentiel en matière d'hydraulique. Elle joue un rôle prépondérant dans le calcul de la vitesse d'écoulement et est présente dans tous les dimensionnements d'ouvrage. Elle a aussi un impact direct sur l'érosion des berges et du lit, ainsi que sur les matériaux constituant le lit du cours d'eau (voir section 3.3).

3.2.1.3 Section d'écoulement

Les sections d'écoulement sont des profils en coupe des cours d'eau qui sont effectués perpendiculairement à son axe longitudinal. Elles nous renseignent sur les paramètres physiques du cours d'eau nécessaires aux calculs hydrauliques, qui sont principalement les suivants :

- Profondeur (h) : distance verticale mesurée entre le fond du cours d'eau et la surface de l'eau. Cette profondeur est dépendante du débit, qu'elle permet souvent de caractériser;
- Section d'écoulement (A) : surface verticale du cours d'eau occupée par l'eau;
- Périmètre mouillé (Pm) : longueur du segment de la section qui est en contact avec l'eau;
- Rayon hydraulique (Rh) : rapport entre la surface d'écoulement et le périmètre mouillé (A/Pm);
- Largeur au miroir (l) : largeur à la surface du cours d'eau, mesurée perpendiculairement à l'écoulement.

Il est important de définir la ou les sections transversales les plus représentatives du cours d'eau. Choisir une section non représentative reviendrait à fausser complètement les résultats.

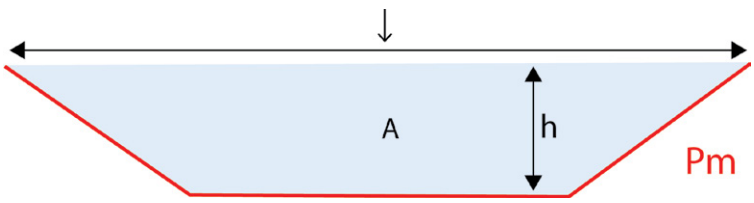


Figure 3.2.1 :

Les paramètres de la section d'écoulement.

L'idéal est de fonctionner sous forme de tronçons homogènes de cours d'eau possédant les mêmes caractéristiques. On peut alors procéder aux calculs sur un ensemble de sections réelles (relevés topographiques) à l'aide d'un modèle hydraulique 1D (comme le logiciel HEC-RAS, distribué par l'US Army Corps of Engineers), 2D (HEC RAS, DELFT) ou même 3D, qui permet d'estimer les répartitions de vitesse sur la latérale du cours d'eau et donc de mieux définir les zones d'érosion potentielle (voir section 3.3.5).

Il est plus aisé de fonctionner avec des formes géométriques simples (trapèze) afin de pouvoir définir ces différentes mesures à partir des relevés de terrain (figure 3.2.1). Néanmoins, comme il est expliqué dans le chapitre 3.3, qui traite de l'hydrogéomorphologie, une rivière naturelle n'a que rarement la forme d'un trapèze, et des géométries plus complexes doivent souvent être envisagées.

3.2.1.4 Composition du lit et des berges

La présence de végétation, de roches ou de tout autre obstacle modifie les conditions d'écoulement. Par exemple, la végétation sur les rives ralentit l'écoulement, ce qui explique que les vitesses d'écoulement y sont inférieures. La prise en compte de ces « irrégularités » permet de définir un coefficient de rugosité propre à chaque type de cours d'eau. Le coefficient de rugosité le plus couramment utilisé est celui de Manning-Strickler.

Le tableau 3.2.1 présente des exemples de coefficients de rugosité (K) obtenus à l'aide de la formule de Manning-Strickler (voir section 3.2.8).

Tableau 3.2.1

Exemples de coefficients de rugosité (K) obtenus avec la formule de Manning-Strickler.

Type de cours d'eau	Valeurs usuelles de K (m1/3/s)	Valeurs usuelles de n = 1/K (s/m1/3)
Canal bétonné, très lisse	75 à 100	0,01
Canal bétonné, état moyen	50 à 75	0,02
Canal en terre	30 à 60	0,02 à 0,033
Canal en enrochement	25 à 33	0,03 à 0,04
Rivière de plaine rectiligne sans végétation arbustive	30 à 40	0,025 à 0,033
Rivière de plaine sinueuse, végétation peu dense	22 à 30	0,033 à 0,045
Rivière de montagne pentue, galets	20 à 33	0,030 à 0,050
Rivière de montagne pentue, blocs	14 à 25	0,040 à 0,070
Lit majeur en prairie	20 à 33	0,030 à 0,050
Lit majeur, végétation arbustive peu dense	6,25 à 14	0,070 à 0,160
Lit majeur, végétation forêt	8 à 12,5	0,080 à 0,120

Source : Hydrologie 2, une science pour l'ingénieur (Hingray, Picouet et Musy, 2009).

3.2.2 Estimer le débit d'un cours d'eau en fonction de la hauteur d'eau

Le calcul du débit réel d'un cours d'eau doit prendre en compte de nombreux paramètres. Le but ici est d'avoir une version simplifiée du calcul du débit d'un cours d'eau. La formule universelle de calcul d'un débit (Q) donne le volume d'eau qui traverse une section perpendiculaire à l'axe du chenal par unité de temps :

$$Q = V \times A$$

- **Q : débit en m^3/s;**
- **V : vitesse en m/s;**
- **A : section d'écoulement en m^2.**

Une façon relativement simple d'estimer un débit rapidement est de mesurer les paramètres physiques du cours d'eau (voir section 3.2.1.3). À l'aide de ces paramètres, il est ensuite possible de définir la section d'écoulement (A). Dans ce cas, le plus complexe reste l'estimation de la vitesse d'écoulement.

La méthode la plus précise consiste à utiliser un moulinet hydrométrique (ou tout autre type de courantomètre), qui permet de mesurer la vitesse du courant à un endroit précis. Étant donné que la vitesse du courant n'est pas homogène dans toute la section d'écoulement (voir section 3.2.3), l'idéal est d'effectuer différentes mesures, tant sur la largeur que sur la profondeur du cours d'eau. Le quadrillage ainsi obtenu permet ensuite de définir la vitesse moyenne du courant.

Si on n'est pas outillé et qu'on a besoin d'une estimation rapide, mais moins précise, on peut tout simplement utiliser un flotteur (balle de ping-pong, bouchon en liège ou même tout simplement un morceau de bois ou une branche) et un ruban à mesurer. Il suffit ensuite de définir une longueur avec le ruban à mesurer (ex. : 1 m), de lancer le flotteur et, avec un chronomètre, de calculer le temps que celui-ci met à parcourir cette distance. En prenant ainsi quelques mesures sur toute la largeur du cours d'eau, on peut faire la moyenne, qui donnera une approximation de la vitesse du courant.

3.2.3 Les différents types d'écoulement

Dans la nature, l'écoulement d'un cours d'eau est rarement uniforme. En fonction des caractéristiques du lit mineur, des obstacles rencontrés, de la pente, etc., l'écoulement peut accélérer, décélérer, ou même former des ressauts (figure 3.2.2).

L'écoulement est *uniforme* lorsque la profondeur et la vitesse ne changent pas à l'intérieur du canal. Cette approche théorique ne se retrouve pas dans la nature : elle permet de conceptualiser de façon simple un écoulement dans des portions de cours d'eau dont le profil est homogène.

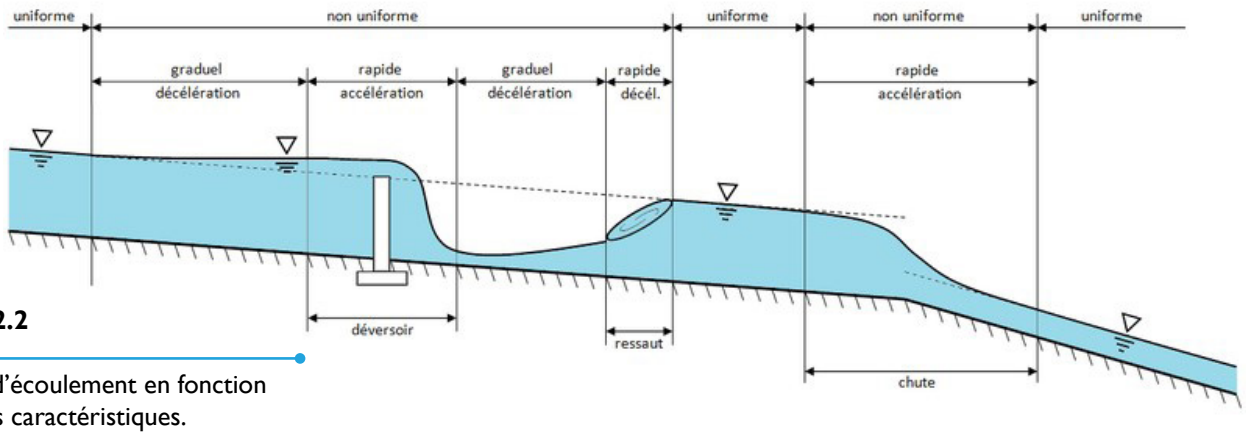


Figure 3.2.2

Les types d'écoulement en fonction de diverses caractéristiques.

Source : Hubert, J. Écoulement à surface libre.

L'écoulement est non uniforme, soit en accélération ou en décélération, lorsque la vitesse ou la profondeur changent à l'intérieur du canal. On distingue :

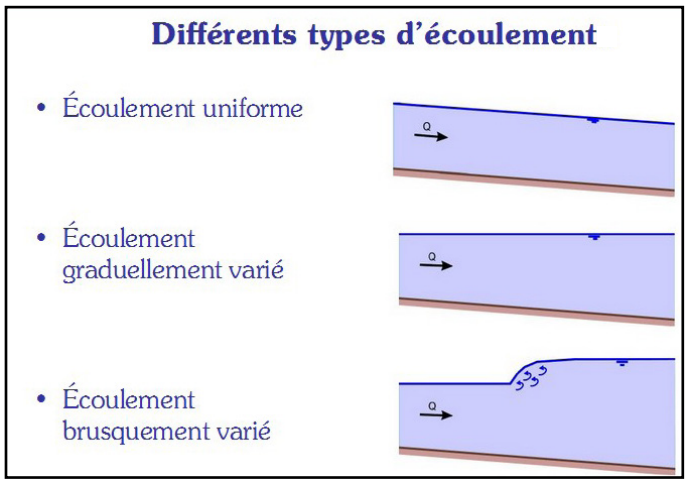
- L'écoulement graduellement modifié lorsque, par exemple, on a affaire à un changement de tirant d'eau dû à la présence d'un barrage;
- L'écoulement brusquement modifié, par exemple, en aval des ponceaux ou des barrages. C'est notamment dans les écoulements brusquement variés qu'on retrouve de la turbulence.

3.2.4 Surface libre ou en charge

Les écoulements, que ce soit en cours d'eau naturels ou canalisés, comportent un miroir : une interface entre l'eau et l'air. L'état normal d'une rivière est « à ciel ouvert », « à surface libre », avec un fil d'eau ou un miroir identifiable. Pourtant, il arrive que l'ensemble ou une partie du cours d'eau entre en charge, c'est-à-dire que l'écoulement n'est plus en contact avec l'air, et qu'il est contraint dans une section entièrement composée d'une interface eau-lit, dans

Figure 3.2.3

Différents types d'écoulement.



Source : Hubert, J. Écoulement à surface libre.

laquelle sa pression diffère de la pression atmosphérique. C'est le cas, par exemple, de certains ponceaux lors de crues importantes. Ce cas de figure doit rester marginal, pour la sécurité des ouvrages concernés, mais aussi pour éviter les inondations alentour, car leur submersion a souvent des incidences sur la vulnérabilité des zones voisines. Ils restent donc des ouvrages de longueur limitée. En zone urbaine, il est courant de rencontrer des cours d'eau canalisés, qui sont généralement dimensionnés afin de ne pas entrer en charge. Par contre, dans le cas d'un bassin de rétention d'eau pluviale, il est souvent nécessaire d'utiliser un ouvrage qui, entrant en charge, offre une restriction à l'écoulement et permet donc d'utiliser la retenue offerte par le bassin pour compenser la limitation de débit offerte par l'ouvrage s'écoulant en charge.

3.2.5 Régime permanent (stationnaire) ou non permanent (transitoire)

Le régime permanent désigne un écoulement dont les caractéristiques ne varient pas dans le temps. Le régime stationnaire désigne un écoulement dont les caractéristiques ne varient pas dans le temps durant la période considérée. Naturellement, le régime est dit non permanent ou transitoire lorsque les paramètres de l'écoulement varient dans le temps. Il peut s'agir, par exemple, d'une perturbation instantanée ou plus étalée dans le temps, comme une ouverture de vanne, une régulation de barrage, une crue lente ou rapide, une sassée d'écluse, une rupture d'ouvrage hydraulique, un pompage, etc. Dans la réalité, le régime permanent au sens strict n'est presque jamais rencontré. Selon la longueur de rivière et le laps de temps considérés, il est très souvent valide de faire l'hypothèse de permanence du régime. La grande majorité des formules utilisées par les ingénieurs sont basées sur un régime permanent ou stationnaire.

3.2.6 Les différents régimes d'écoulement

La caractérisation des écoulements en régimes hydrauliques est probablement l'un des outils les plus importants à la compréhension d'un cours d'eau. Mais comment déterminer si ce dernier est de type fluvial, torrentiel, ou entre les deux, c'est-à-dire critique?

Le régime hydraulique fournit la réponse à partir de la compréhension des niveaux d'énergie de l'écoulement. Un écoulement fluvial est caractérisé par des vitesses faibles et de plus grandes profondeurs d'eau. Il se produit donc lorsque le niveau d'énergie contenu dans l'écoulement est faible (nombre de Froude inférieur à 1). Par opposition, un écoulement torrentiel se produit dans un tronçon à pente forte et à vitesse élevée et correspond donc à un niveau d'énergie élevé (nombre de Froude supérieur à 1). Entre les deux, l'écoulement est dit critique.

Le niveau d'énergie est ainsi défini par le nombre de Froude (Fr) : le nombre de Froude est le résultat d'une expression sans dimension qui caractérise les conditions d'écoulement et met en relation les forces d'inertie et les forces de gravité ou, plus simplement, la vitesse et la profondeur de l'écoulement.

$Fr = \frac{V}{\sqrt{gh}}$	• V : vitesse moyenne (m/s); • g : accélération due à la gravité (9,8 m/s²); • h : profondeur d'écoulement (m²);

La valeur du nombre de Froude caractérise l'écoulement de la façon suivante :

- Fr < 1 : écoulement fluvial;
- Fr = 1 : écoulement critique;
- Fr > 1 : écoulement torrentiel.

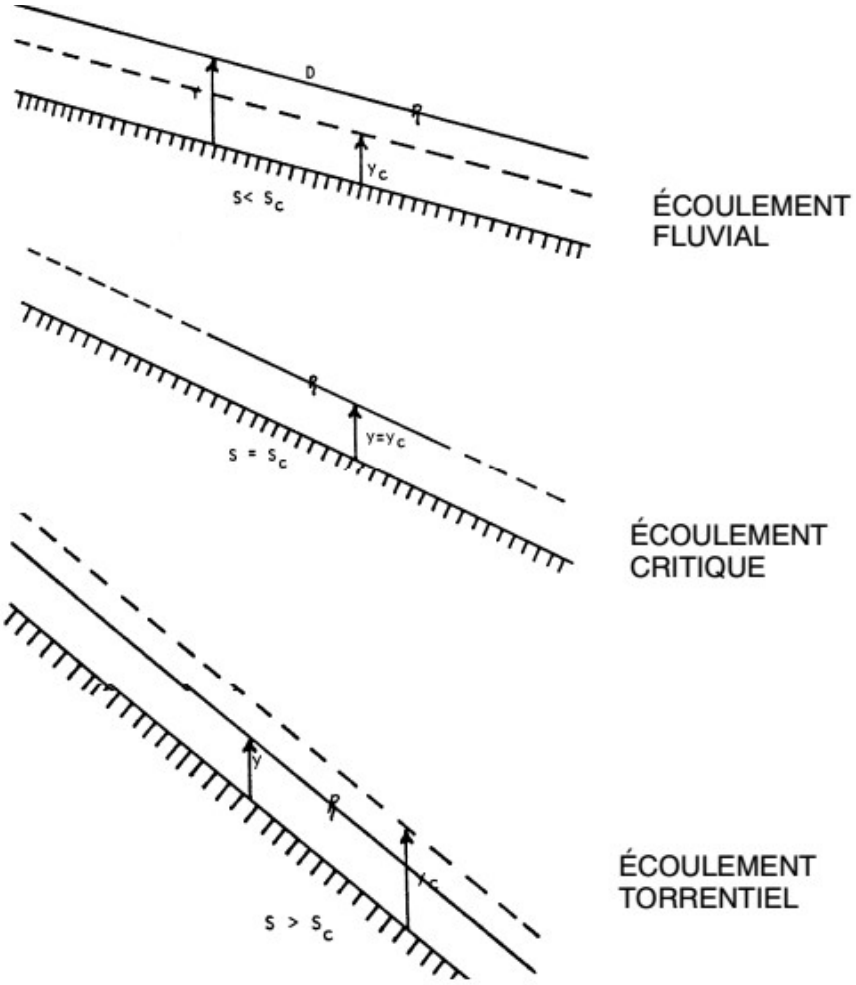


Figure 3.2.4

Types d'écoulement associés à la valeur du nombre de Froude.

Le passage d'un régime torrentiel à un régime fluvial dans un canal ou un cours d'eau s'accompagne d'un ressaut hydraulique (élévation du niveau d'eau) et d'une dissipation d'énergie. Dans un cours d'eau naturel, cette dissipation d'énergie peut avoir lieu en sortie de rapide, où le régime passe de torrentiel (rapides) à fluvial. En génie civil, les ouvrages reproduisant ce phénomène sont souvent nommés « fosse de dissipation ».

3.2.7 Variation de la vitesse de l'eau dans une section d'écoulement

La vitesse de l'eau à l'intérieur d'une section d'écoulement n'est pas uniforme. En effet, les plus grandes vitesses observées sont généralement au centre du cours d'eau dans une portion rectiligne et à l'extérieur d'un méandre lorsqu'il a un parcours sinueux. La vitesse moyenne d'un cours d'eau correspond donc à la moyenne des vitesses mesurées aux différents points de section du lit calculée à l'aide d'une formule unidimensionnelle de type Manning.

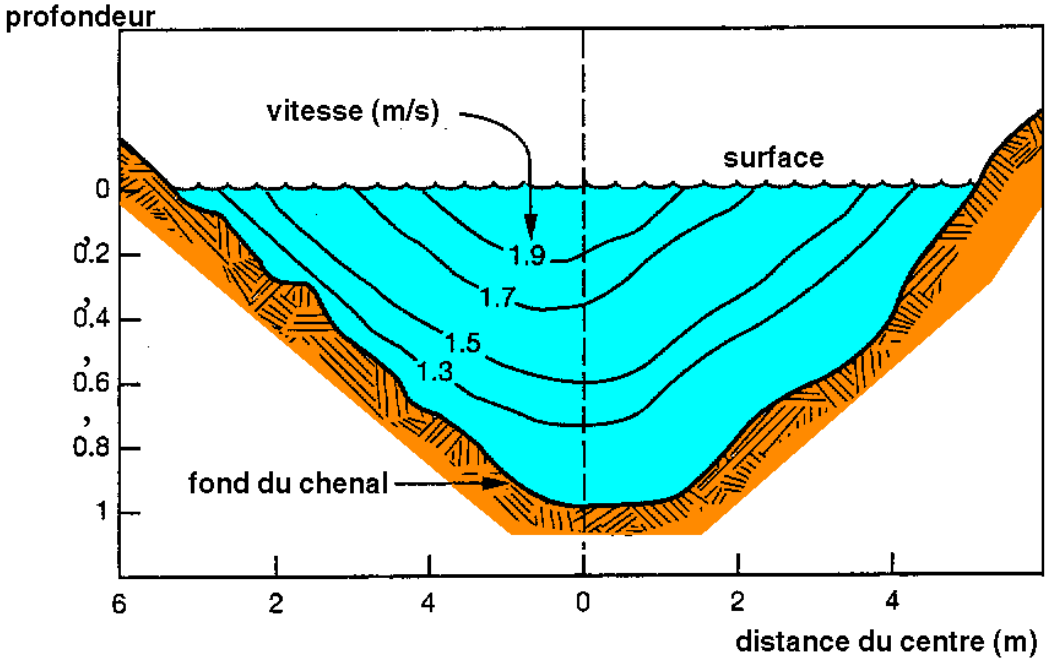


Figure 3.2.5

Variation de la vitesse de l'eau dans une section d'écoulement.

3.2.8 Vitesses d'écoulement et forces d'arrachement : des formules utiles au choix des concepts retenus

Étant donné la complexité des paramètres hydrauliques, un certain nombre d'équations, la plupart empiriques, ont permis de transcrire les paramètres physiques en formules mathématiques pouvant servir au dimensionnement d'ouvrage. En voici quelques-unes tirées du *Manuel de conception des ponceaux* (MTQ, 2004).

La formule de Manning-Strickler

L'équation la plus fréquemment utilisée est celle de Manning-Strickler. Elle a été développée pour des conditions uniformes d'écoulement pour lesquelles le profil de la surface et celui de la ligne d'énergie sont parallèles au lit. En pratique, l'équation est considérée comme valable

pour les cas d'écoulement non uniforme rencontrés dans la nature. Elle se présente sous la forme suivante :

$$V = K \cdot R_H^{2/3} \cdot S^{1/2}$$

- V : vitesse débitante (m/s);
- K : coefficient de Strickler;
- R_H : rayon hydraulique de l'écoulement (m);
- S : pente de l'écoulement (m/m).

Le coefficient K permet d'intégrer les irrégularités du lit et des berges du cours d'eau dans le calcul de la vitesse d'écoulement. Il permet aussi d'intégrer d'autres facteurs, tels que la présence de glace ou même de végétation (voir section 3.2.1.4).

La formule de Manning-Strickler est également employée sous une autre forme, impliquant le coefficient $n = 1/K$:

$$V = \left(R_H^{2/3} \cdot S^{1/2} \right) \div n$$

Force d'arrachement ou force tractrice

Le courant exerce sur les rives et sur les sédiments constituant le lit du cours d'eau une force appelée force tractrice ou force d'arrachement, qui implique le déplacement des particules de sols en place.

Par exemple, pour déterminer le type de protection de berge à mettre en place dans le cas d'une problématique d'érosion, il faut connaître les efforts auxquels elle est soumise, représentés par cette force. Son expression est la suivante :

$$\tau = \rho \cdot R \cdot S \text{ en } N/m^2$$

- ρ : poids volumique de l'eau, soit environ 1000 N/m;
- R : rayon hydraulique;
- S : pente du cours d'eau.

Pour avoir un facteur de sécurité supplémentaire, on peut prendre R = h, où h est la hauteur d'eau (cas des cours d'eau larges), ce qui donne des forces tractrices calculées plus importantes.

$$\tau = \rho \cdot h \cdot S \text{ en } N/m^2$$

Les deux formules suivantes intègrent la formule de Manning-Strickler et sont utilisées lorsqu'il est plus facile de connaître la vitesse que la hauteur d'eau :

Connaissant la pente du cours d'eau :

$$\tau = \rho \cdot S^{1/4} \cdot Ks^{-3/2} \cdot V^{3/2}$$

Connaissant le rayon hydraulique :

$$\tau = \rho \cdot R^{-1/3} \cdot Ks^{-2} \cdot V^{2}$$

Lorsque le cours d'eau est en méandre, il faut tenir compte du fait que la sinuosité augmente la force tractrice dans les courbes extérieures du méandre. Pour obtenir cette force, on multiplie alors le résultat donné par la formule précédente par un facteur compris entre 1,1 et 1,7, en fonction de la sinuosité du cours d'eau.

Valeur critique

La force tractrice critique est la valeur de la force pour laquelle les éléments du fond commencent à se déplacer. Les rives ou le lit d'une rivière sont généralement constitués d'éléments non cohérents et relativement grossiers, quoique ce ne soit pas le cas pour les limons ou l'argile, courants au Québec. La force tractrice critique sur le fond est alors donnée par :

$$\tau_c = 8\ d_{75}(cm)$$

d_{75} : 75 % de la granulométrie est inférieure à ce diamètre.

Plus le cours d'eau est sinueux, plus la force critique est basse. On multiplie donc le résultat par un coefficient compris entre 0,9 et 0,6 (de légèrement sinueux à très sinueux).

Sur les berges, comme le terrain n'est pas horizontal, il faut ajouter encore une fois un coefficient (λ) pour tenir compte de la pente de la berge.

$$\tau_c \text{berge} = \lambda * 8 * d_{75}(cm)$$

où

$$\lambda = \cos\varphi \sqrt{1 - \frac{tg^2\varphi}{tg^2\theta}}$$

L'angle de frottement interne, qui dépend du diamètre et de la forme des grains, est généralement compris entre 20° et 30° pour des diamètres de 0,25 à 2 cm et compris entre 30° et 40° pour des diamètres de 2 à 10 cm.

Le tableau 3.2.2 présente des valeurs de force d'arrachement correspondant aux principales techniques de stabilisations les plus communes.

Tableau 3.2.2

Valeurs de force d'arrachement pour des ouvrages de stabilisation de berges.

Technique		Résistance mécanique en τ en N/m2		
		À la Réalisation	1 à 2 ans après	3 ou 4 ans après
Enherbement		4[3] -20[3]	25-30[3]	30[3] -100[2]
Boutures		10[3]	60-150[3]	7-60[3]
Boudin d'hélophytes		10[3] -30[2]	20-60[3]	50[3] -165[1]
Clayonnages		10[2,3]	10-15[3]	10[3]-120[4]
Fascines		20[3] -60[2]	50[3] -60[3]	80[2] -250[4]
Saules			50 -70[4]	100 -140[4] 800 (20 ans)[4]
Plantation d'arbre		20[2]		120[2]
Lit de plants et plançons		20[2,3]	120[3]	140[2,3]
Couches de branches à rejet		50[2,3] -150[3]	150[3] -300[3]	300[2,3] -450[3]
Caissons végétalisés		500[3]	600[3]	600[3]
Enrochements	**Végétalisés**	100[3] -200[2]	100[3] -300[3]	300[2] -350[3]
	Nus	250[2]	250[2]	250[2]

Source : Geni'alp, André Évette

Tableau 3.2.3

Caractéristiques du cours d'eau utilisé en exemple.

DONNÉES	UNITÉ	VALEURS
Superficie du bassin versant	m²	3 000 000
Superficie du bassin versant	Ha	300,0
Longueur du bassin versant	M	1,500
Longueur – 85 %-10 % (de l'aval)	M	1,125
Élévation – amont du bassin	M	88
Élévation – 15 %, amont du bassin	M	89
Élévation – 10 %, aval du bassin	M	74
Élévation – exutoire	M	69
Delta, altitude – total	M	19,0
Pente moyenne du bassin	m/m	1,3 %
Pente 85-10	m/m	1,8 %
Temps de concentration (milieu naturel)	min	117,1
Temps de concentration (milieu urbain)	min	24,08
Temps de concentration (milieu agricole)	min	59,1

3.2.9 Exemple concret

Cet exemple est basé sur un cours d'eau dont le bassin versant a d'abord été forestier, puis agricole, et plus récemment une zone industrielle. Le bassin versant d'une superficie totale de 3 km^2 présente peu de dénivelé. Lorsque le territoire était couvert d'une forêt, l'eau se drainait naturellement vers les points bas de la topographie et formait un petit cours d'eau et plusieurs milieux humides. Ses caractéristiques sont présentées dans le tableau 3.2.3.

On remarque la diminution de temps de concentration au fur et à mesure de l'évolution de l'occupation du territoire. À la suite des récents aménagements, l'occupation du bassin versant a évolué. Le tableau 3.2.4 reprend les évolutions de cette occupation.

Les pluies statistiques utilisées dans le cadre de l'étude ont été extraites des courbes d'intensité, de durée et de fréquence (IDF) fournies par Environnement Canada (figure 3.2.6).

Une modélisation du bassin versant permettant d'estimer le débit de pointe de la crue a été faite avec HEC-HMS. Le débit de la crue biennale estimé en condition naturelle est de 1,0 m^3/s,

Tableau 3.2.4

Occupation du bassin versant.

		Occupation du sol										CN
		Pelouse	Chemin de gravier	Chemin d'asphalte	Coupe forestière	Eau	Foin / Pâturage	Forêt	Friche	Milieu humide	Bâtiment	
Conditions actuelles	Superficie	10	0	60	0	0	0	28	0	0	202	
	%	3.3	0.0	20.0	0.0	0.0	0.0	9.3	0.0	0.0	67.3	90
Conditions avant développement	Superficie	0	0	0	0	0	272	28	0	0	0	
	%	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	90.7	9.3	0.0	0.0	0.0	44
Conditions naturelles	Superficie	0	0	0	0	0	0	300	0	0	0	
	%	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	35

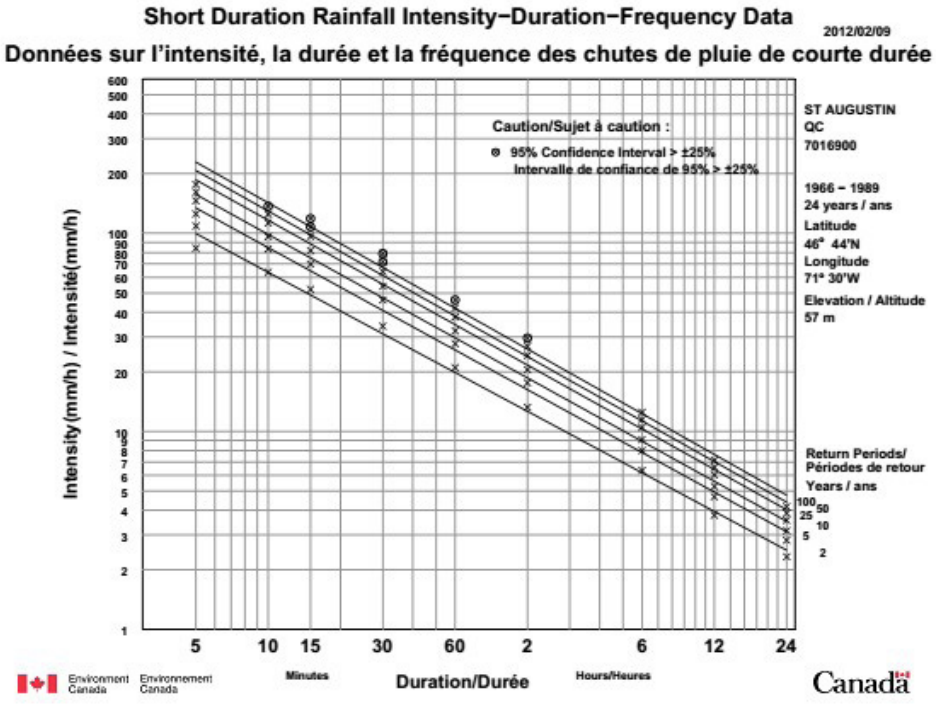


Figure 3.2.6

Courbe IDF, Environnement Canada.

1,2 m^3/s en conditions agricoles et 5,8 m^3/s en condition urbaine. L'urbanisation a donc dans ce cas impliqué une augmentation de plus de 5 fois le débit de la crue biennale. On peut alors aisément comprendre la forte érosion qui a touché le cours d'eau depuis l'urbanisation de son bassin versant. Le cours d'eau est simplement en train de s'adapter aux nouvelles conditions hydriques qui lui ont été imposées.

Ainsi, l'augmentation des débits de pointe a impliqué l'augmentation des vitesses d'écoulement lors des crues. Naturellement, ces vitesses ne dépassaient pas 1 m/s et donc impliquaient des forces tractrices maximales de l'ordre de 30 N/m^2. À l'état naturel, un simple enherbement suffisait à empêcher l'érosion lors des crues. À la suite de l'augmentation des débits de pointe, la vitesse d'écoulement atteint aujourd'hui 2 m/s sur certains tronçons du cours d'eau et implique donc des forces d'arrachement de près de 80 N/m^2, qui nécessiteraient de denses saulaies pour contrer l'érosion.

Les débits de pointe pour différentes crues peuvent aussi être estimés grâce à la méthode rationnelle, qui donnera certainement des résultats plus conservateurs.

Dans un tel cas, il faut d'abord s'occuper de la source du problème : la gestion des eaux de ruissellement. De nombreuses options permettent d'éviter une augmentation des débits de pointe : bassins de rétention, détournement des débits de crue vers des annexes hydrauliques, implantation d'une technique de gestion durable des eaux pluviales sur l'ensemble du bassin versant (noues, zones de biorétention, noues, toits végétalisés, etc.).

Dans le cadre de ce projet, il a été choisi d'aménager plusieurs annexes hydrauliques se rechargeant en eau lors des crues. Cette option permet de limiter le débit de la crue biennale à 2 m^3/s. Le cours d'eau sera ensuite restauré à l'aide d'épis et de fascines afin de l'aider à retrouver son équilibre. Les annexes hydrauliques représentent également des écosystèmes d'intérêt pour le cours d'eau, notamment des zones de reproduction pour la faune.

Photo 3.2.1

Érosion du cours d'eau.

Source : Environnement XM et Ville de Saint Augustin de Demaure.

3.3 Notions d'hydrogéomorphologie

La dynamique des cours d'eau est complexe : l'application des concepts d'hydrologie et d'hydraulique ne permet pas à elle seule de bien englober tous les paramètres physiques qui la régissent. En effet, l'hydrologie et l'hydraulique ne considèrent pas de manière explicite le changement dans le temps et l'espace des formes fluviales et des flux de sédiments. L'hydrogéomorphologie est donc un complément à l'hydrologie et à l'hydraulique dans le domaine de la gestion des cours d'eau, car elle permet de cerner plusieurs processus entourant leur évolution, notamment leur relation avec les éléments minéraux (sols, roches, sédiments). L'hydrogéomorphologie est la combinaison des termes « hydro », qui représente l'hydrologie, science qui étudie l'eau, et « géomorphologie », science qui a pour objet la description des formes et des processus qui les façonnent sur le relief terrestre.

La seule prise en compte des aspects hydrauliques du cours d'eau a souvent été le lot des aménagements des cinquante dernières années. Il en est résulté des travaux qui ont d'abord perturbé, puis détruit l'équilibre naturel des cours d'eau. De nouveaux états d'équilibre ont pu apparaître, mais ces derniers sont bien souvent incompatibles avec la notion de développement durable et perturbent, voire éliminent les services écosystémiques rendus par les cours d'eau. Ces travaux comprennent la linéarisation généralisée des cours d'eau par la suppression des méandres, l'endiguement des cours d'eau, l'enrochement des berges, le dragage des lits et des bancs de gravier, la canalisation de tronçons de cours d'eau, le nettoyage systématique des bois morts et l'élargissement du lit mineur (lit actif). Malgré les avantages spécifiques de ces interventions à court terme, on sait aujourd'hui qu'elles peuvent avoir des impacts majeurs sur la dynamique fluviale (érosions régressives ou latérales en aval des travaux, augmentation des risques d'inondation, etc.) et sur les écosystèmes qui en dépendent. L'intégration de concepts et d'outils issus de l'hydrogéomorphologie par les gestionnaires des cours d'eau permet d'avoir un point de vue sur la dynamique des cours d'eau qui tient compte à la fois du débit liquide (l'eau) et du débit solide (les sédiments). Cette approche complémentaire à l'hydrologie et l'hydraulique permet de dresser un portrait plus juste de la dynamique naturelle des cours d'eau et, finalement, de prendre des décisions plus éclairées en matière d'aménagement des cours d'eau.

L'hydrogéomorphologie est un domaine disciplinaire proposant plusieurs concepts et outils menant à une meilleure compréhension des processus œuvrant dans les cours d'eau.

3.3.1 Concepts fondamentaux

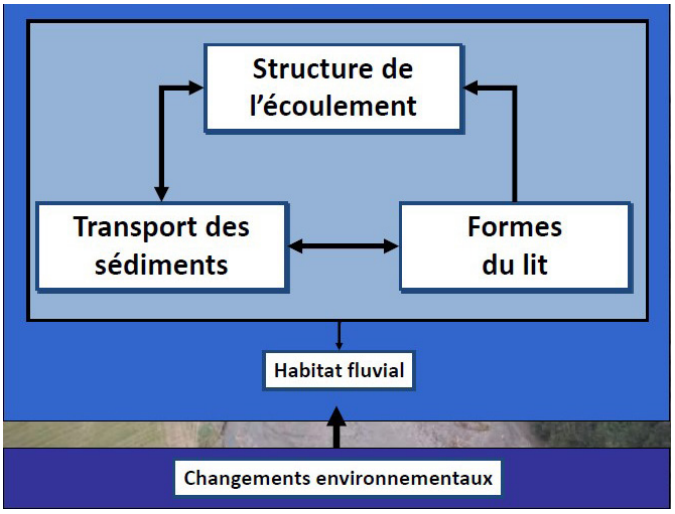
Les modèles conceptuels de la dynamique des cours d'eau visent à simplifier la complexité des interactions et composantes régissant le fonctionnement des cours d'eau. Plusieurs modèles ont été proposés au fil des ans pour expliquer et décrire ces interactions. Ces modèles mènent à une compréhension de la dynamique des cours d'eau qui peut être intégrée dans des approches de gestion.

3.3.1.1 La trinité de Leeder (1983)

La figure 3.3.1 présente la trinité de Leeder, l'un des modèles les plus simples pour représenter la dynamique fluviale. Ce modèle repose sur la reconnaissance des interrelations entre trois composantes principales : la structure de l'écoulement, le transport des sédiments et le développement des formes du lit. Ce modèle proposé par Leeder (1983) constitue un cadre d'analyse minimal, mais pédagogiquement puissant pour décrire le fonctionnement d'un cours d'eau, et ce, à toute échelle spatiale ou temporelle.

Figure 3.3.1

La trinité de Leeder (1983).



La structure de l'écoulement représente la combinaison de l'hydrologie et de l'hydraulique d'un cours d'eau. Cette composante décrit et définit les nombreuses particularités d'un écoulement dans une section transversale, et ce, à plusieurs échelles de temps et d'espace. À l'échelle annuelle, par exemple, on peut reconnaître et définir la forme de l'hydrogramme annuel pour un bassin versant donné. À l'échelle événementielle, on peut caractériser l'hydrogramme d'une crue lié à une précipitation ou encore observer les vecteurs de vitesse dans une boucle de méandre. À l'échelle de la seconde, on peut s'intéresser aux fluctuations des vitesses de l'écoulement et à leur variabilité dans l'espace d'une section de rivière.

Le transport des sédiments comprend le phénomène lié à la mobilité des sédiments dans les cours d'eau. On reconnaît deux grands types de transport : le transport en charge de fond se produisant sur le lit et le transport en suspension se produisant dans la colonne d'eau. Cette composante peut aussi être décrite à plusieurs échelles de temps et d'espace. À l'échelle annuelle, on peut comparer les volumes de sédiments transportés en charge de fond comparativement au volume transporté en suspension par un cours d'eau. À l'échelle événementielle, on peut s'intéresser au volume de sédiments transportés durant une crue et, surtout, au moment pendant la crue où survient le maximum de transport. À l'échelle du sédiment, on peut s'intéresser au rôle de la taille des sédiments quant à leur probabilité d'être entraînés en charge de fond ou en suspension.

La morphologie du lit comporte l'ensemble des formes qui le composent. Ces formes se retrouvent à plusieurs échelles spatiales. À l'échelle du bassin versant, on retrouve, par exemple, le profil en long de la rivière. À l'échelle d'un tronçon, on retrouve les caractéristiques morphométriques du chenal principal (sinuosité, largeur, etc.). À l'échelle du lit, on retrouve les formes créées par l'agencement des sédiments (dunes, amas de galets), mais aussi la rugosité du lit provenant de la taille des sédiments le composant.

Le cadre d'analyse de la trinité de Leeder suggère de reconnaître et de caractériser ces composantes pour ensuite s'intéresser à leurs interrelations pour expliquer la dynamique d'un cours d'eau à l'échelle qui nous interpelle. Il existe par exemple une forte relation entre la structure de l'écoulement, le transport des sédiments et la morphologie du lit dans les boucles de méandres d'une rivière. Il est reconnu que l'augmentation de la vitesse d'écoulement dans un cours d'eau implique une augmentation de la taille et du volume des sédiments mobilisés (Charlton, 2008). Ceci est facilement observé dans une boucle de méandre alors que des sédiments plus grossiers se retrouvent du côté de la berge concave, là où les vitesses sont les plus élevées, alors que des sédiments plus fins se trouvent sur le banc de convexité, là où les vitesses sont plus faibles. De la même manière, le transport des sédiments est intimement lié au développement des formes du lit. En effet, la quantité et le type de sédiments transportés modifient le lit en créant soit des formes d'érosion ou des formes d'accumulation (Lane et Richards, 1997). À l'échelle d'un méandre, les sédiments arrachés à la berge concave produisent une forme d'érosion marquante, alors que ceux déposés sur la berge convexe produisent un banc d'accumulation. Finalement, les formes du lit ont un impact sur la structure de l'écoulement en modifiant la rugosité ou encore en redirigeant l'écoulement. C'est le cas dans un méandre où le développement de la sinuosité est intimement lié au développement des structures hélicoïdales de l'écoulement contribuant à l'érosion des berges concaves et à l'accumulation des berges convexes.

Le cadre d'analyse de Leeder peut être appliqué à plusieurs dynamiques pour comprendre et décrire le fonctionnement d'un cours d'eau. Il peut aussi être utilisé pour anticiper les changements dans la dynamique fluviale si une modification à l'une des composantes survient. Pour reprendre l'exemple des méandres, comment pourrait-on utiliser la trinité pour expliquer l'ajustement du cours d'eau à la suite de sa linéarisation? La coupure d'un méandre implique un changement dans la pente du cours d'eau, car la distance entre deux points de différentes hauteurs est réduite. Le changement dans la pente du cours d'eau influence la structure de l'écoulement par une augmentation des vitesses, qui à son tour implique une augmentation du transport des sédiments et, par conséquent, le développement de formes d'érosion et d'accumulation. Cette chaîne de rétroaction peut être facilement illustrée et expliquée à l'aide de la trinité de Leeder.

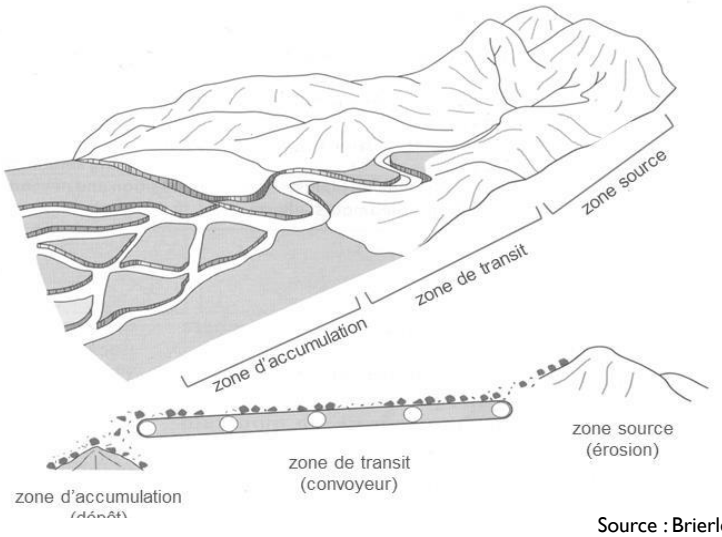
La trinité de Leeder peut être ajustée et développée pour décrire des situations plus complexes. Allard (2010), par exemple, s'est inspiré de la trinité pour présenter un modèle intégrant le rôle de la glace dans la dynamique fluviale (voir section 3.4).

3.3.1.2 Le convoyeur détraqué de Kondolf

La figure 3.3.2 illustre le convoyeur détraqué proposé par Kondolf (1994) pour décrire l'organisation simplifiée de la dynamique fluviale et sédimentaire dans un bassin versant. Cette organisation repose sur l'identification d'une zone de production de sédiments en amont du bassin, d'une zone de transit des sédiments dans la portion médiane, et d'une zone d'accumulation dans la portion en aval du bassin versant. En d'autres mots, les sédiments sont produits dans les régions montagneuses et ils sont transportés vers les estuaires, où les rivières rencontrent les lacs, mers ou océans. L'aspect détraqué du convoyeur veut souligner la composante sporadique du transport des sédiments : les sédiments ne sont pas transportés en continu de l'amont vers l'aval, mais plutôt par sauts successifs lorsque des crues surviennent et les mobilisent.

Figure 3.3.2

Le convoyeur de sédiments.



Source : Brierley et Fryirs, 2005 (adaptation).

Ce modèle simplifié permet de souligner deux points importants de la dynamique fluviale. D'abord, il établit clairement le lien entre une zone d'érosion et une zone d'accumulation. Ce lien exprimé à l'échelle du bassin versant par le modèle de Kondolf est également valable à l'échelle de corridors fluviaux et même de morphologies fluviales à l'intérieur d'un tronçon de rivière. On peut, par exemple, utiliser l'analogie du convoyeur détraqué pour expliquer la formation des méandres qui sont composés de zones d'érosion et de zones d'accumulation. Le lien entre les zones d'érosion et d'accumulation peut sembler évident, mais il importe qu'il soit intégré de manière systématique à la compréhension des problématiques liées à la dynamique des cours d'eau. L'apparition d'un banc d'accumulation sous un pont ou à proximité d'une berge peut s'expliquer par la structure de l'écoulement à cet endroit, mais aussi, et surtout, par l'activation d'une source de sédiments. La recherche de solutions pour régler un problème d'accumulation peut ainsi passer à la fois par une réflexion sur les processus d'accumulation, mais aussi sur les processus présents dans les zones productrices de sédiments.

Ensuite, le modèle révèle les liens étroits existant entre les processus d'érosion et d'accumulation et les formes d'érosion et d'accumulation. Les ravins et canyons sont des formes d'érosion que l'on retrouve principalement dans les zones de production de sédiments. De la même

manière, les cônes alluviaux et les deltas se retrouvent dans les zones d'accumulation. Ce lien entre forme et processus est crucial, car il permet d'anticiper les processus risquant de survenir pour cause d'une interprétation des formes fluviales présentes (voir section 3.3.2.1).

3.3.1.3 La balance de Lane

La figure 3.3.3 présente la balance de Lane (1955). Ce modèle conceptuel suggère que les morphologies et dynamiques d'un cours d'eau résultent de la recherche d'un équilibre influencé par les contributions relatives des débits liquide (Q) et solide (Qs). En d'autres mots, la balance de Lane suggère que des changements dans le débit liquide ou le débit solide entraînent des ajustements de la morphologie. Une augmentation du débit liquide dans un cours d'eau provoque un déséquilibre vers un état d'érosion du lit et des berges. De la même façon, une augmentation du débit solide provoque un débalancement vers un état d'aggradation du lit, à moins que l'augmentation de sédiments soit compensée par une augmentation du débit.

La mise en place d'un barrage sur un cours d'eau permet d'illustrer adéquatement ces principes de la balance de Lane, puisqu'il entraîne parfois une coupure du transit sédimentaire. Dans cette situation, la portion de la rivière située en aval du barrage subit une diminution du débit solide. Une telle diminution provoque un déséquilibre, et le cours d'eau en aval du barrage se retrouve dans une phase d'érosion. Cette situation est simplifiée, mais la balance de Lane permet de bien expliquer et de comprendre le sens de l'ajustement d'un cours d'eau suivant une perturbation dans l'une des deux variables majeures de la dynamique fluviale (débits liquide et solide). La balance de Lane peut être complexifiée en ajoutant la pente et la taille granulométrique comme des variables contribuant à l'état d'équilibre.

L'équilibre n'est jamais réellement atteint en milieu naturel (Knighton, 1998); les quantités respectives et, par conséquent, le rapport des deux débits fluctuent à différentes échelles de

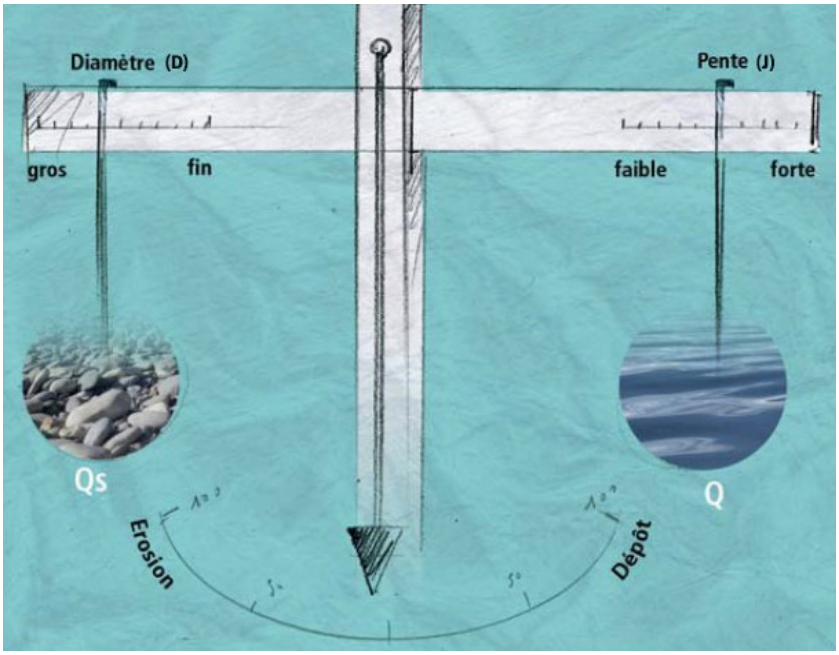


Figure 3.3.3

Adaptation de la balance de Lane (1955).

temps, si bien que le système est dit en équilibre dynamique. Lors de dysfonctionnements hydrogéomorphologiques, le déséquilibre perdure, provoquant des ajustements majeurs de la morphologie du cours d'eau qui peuvent s'avérer extrêmement dommageables, tant pour les infrastructures anthropiques que pour les écosystèmes.

3.3.1.4 Espace de liberté d'un cours d'eau

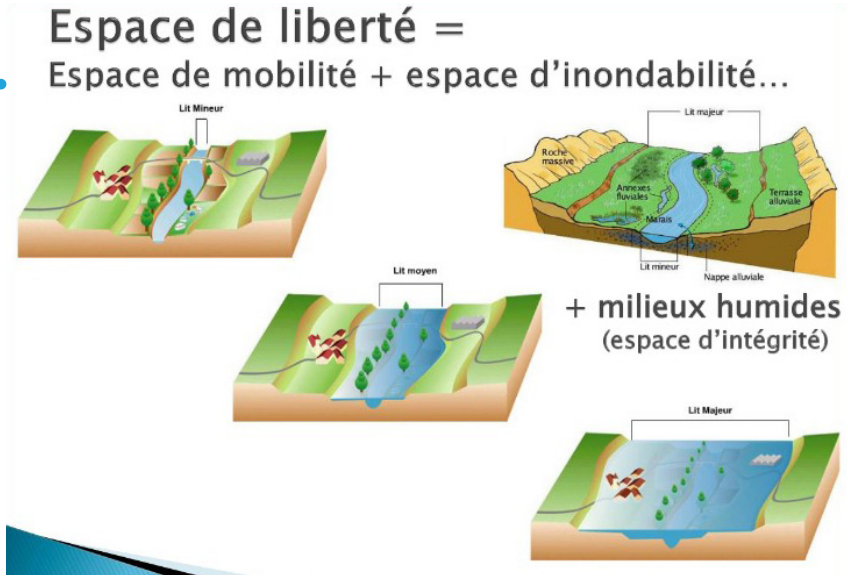
Les cours d'eau sont des objets complexes qui se caractérisent par un état d'équilibre dynamique, mais qui sont également ajustables à des perturbations plus profondes de composantes fondamentales. Ceci implique que les cours d'eau sont mobiles et qu'ils occupent dans le temps un espace qui excède le chenal d'écoulement que nous pouvons observer en période estivale. Par exemple, en fonction des caractéristiques géomorphologiques du cours d'eau, des méandres se forment, migrent latéralement, se recoupent, puis disparaissent; des bancs d'alluvions apparaissent et disparaissent; des berges s'érodent, le lit se charge en gravier ou s'incise, des avulsions s'opèrent (processus naturel de relocalisation du tracé du cours d'eau) ou encore des chenaux secondaires se forment. Cet espace peut être défini comme l'espace de mobilité du cours d'eau.

Un tel espace est déjà connu lorsque l'on décrit les inondations. En effet, une plaine inondable est un espace qui devient occupé à une fréquence donnée par le débordement de l'eau lorsque le débit excède la capacité d'écoulement du chenal. Cet espace peut être défini comme étant un espace d'inondabilité.

Au Québec, le concept d'« espace de liberté » est la combinaison de l'espace de mobilité et de l'espace d'inondabilité, auxquels s'ajoutent les milieux humides riverains, qui jouent un rôle clé, tant du point de vue hydrologique qu'écologique (figure 3.3.4). Le concept d'espace de liberté a vu le jour dans le cadre d'une étude réalisée en 2013 par Biron et collaborateurs, jetant les

Figure 3.3.4

Espace de liberté.



Source : Biron et coll. (2013) *Espaces de liberté : un cadre de gestion intégrée pour la conservation des cours d'eau dans un contexte de changements climatiques.*

bases de la mise en œuvre d'une telle approche comme outil de gestion des cours d'eau. Cette approche de gestion possède plusieurs équivalents aux États-Unis et en Europe.

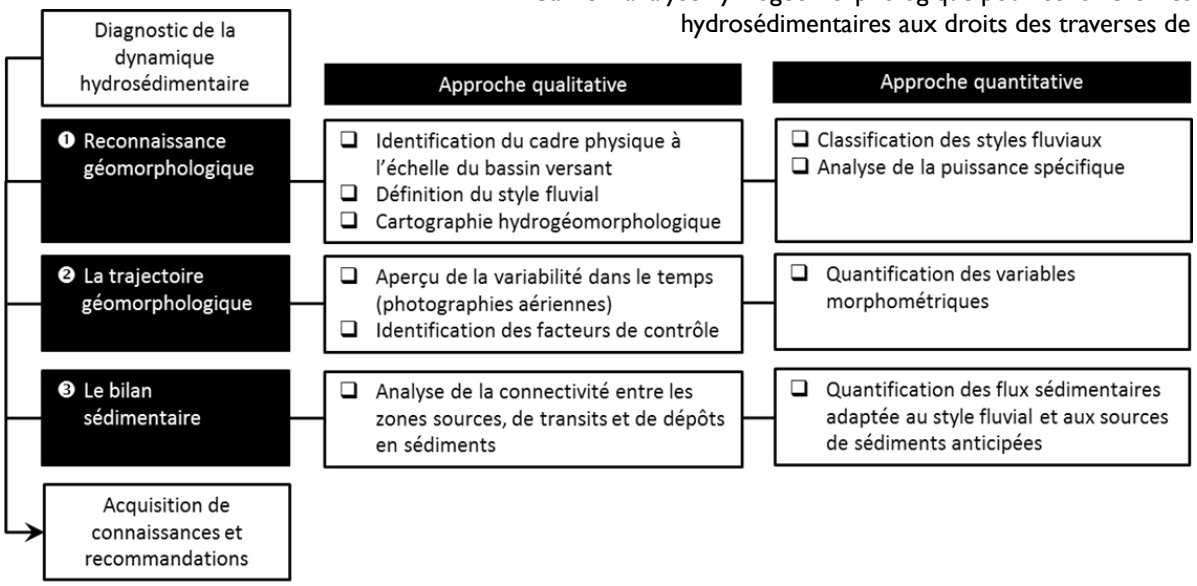
Ce concept considère les cours d'eau comme des objets dynamiques dans l'aménagement du territoire, mais surtout, il reconnaît le rôle de ce dynamisme dans les services écosystémiques et de sécurité civile. Les cours d'eau ont longtemps été considérés comme des éléments relativement statiques de notre paysage. Ils ont été endigués, canalisés, harnachés avec des barrages, dans le but de les domestiquer et de les figer dans le temps et dans l'espace afin qu'ils soient compatibles avec des activités présentes dans les plaines alluviales. Pourtant, leurs tracés évoluent continuellement dans le temps, et ce, malgré nos efforts. L'intégration de l'espace de liberté des cours d'eau dans l'aménagement du territoire favorise la présence de cours d'eau en bonne santé, dont la résilience diminuera les risques pour les infrastructures et la sécurité publique dans le contexte des changements climatiques (Biron et coll., 2013).

3.3.2 Outils pour guider l'aménagement des cours d'eau et des plaines alluviales

Il existe de nombreux outils permettant de mieux connaître et comprendre la dynamique de nos cours d'eau. Certains de ces outils nécessitent des mesures s'échelonnant sur plusieurs années dans le cadre d'un suivi serré, mais d'autres nécessitent des mesures qui s'étendent seulement sur quelques jours. Demers et collaborateurs (2015) ainsi que Buffin-Bélanger et collaborateurs (2015) ont déposé au MTQ un rapport méthodologique proposant des outils menant à la réalisation d'un diagnostic hydrogéomorphologique de cours d'eau à proximité de traverses. Ce diagnostic repose sur trois grandes catégories d'outils et d'analyse des cours d'eau et se concentre particulièrement sur la dynamique hydrosédimentaire (figure 3.3.5). Bien que toutes les analyses ne soient pas nécessaires pour toutes les situations, ce diagnostic

Figure 3.3.5

Cadre d'analyse hydrogéomorphologique pour considérer les dynamiques hydrosédimentaires aux droits des traverses de cours d'eau.



permet de décrire les grandes catégories d'analyses permettant de comprendre la dynamique des cours d'eau et de planifier des interventions ou des aménagements en adéquation avec ce dynamisme. Voici les éléments de cette méthode diagnostique et les grandes lignes de ces trois étapes.

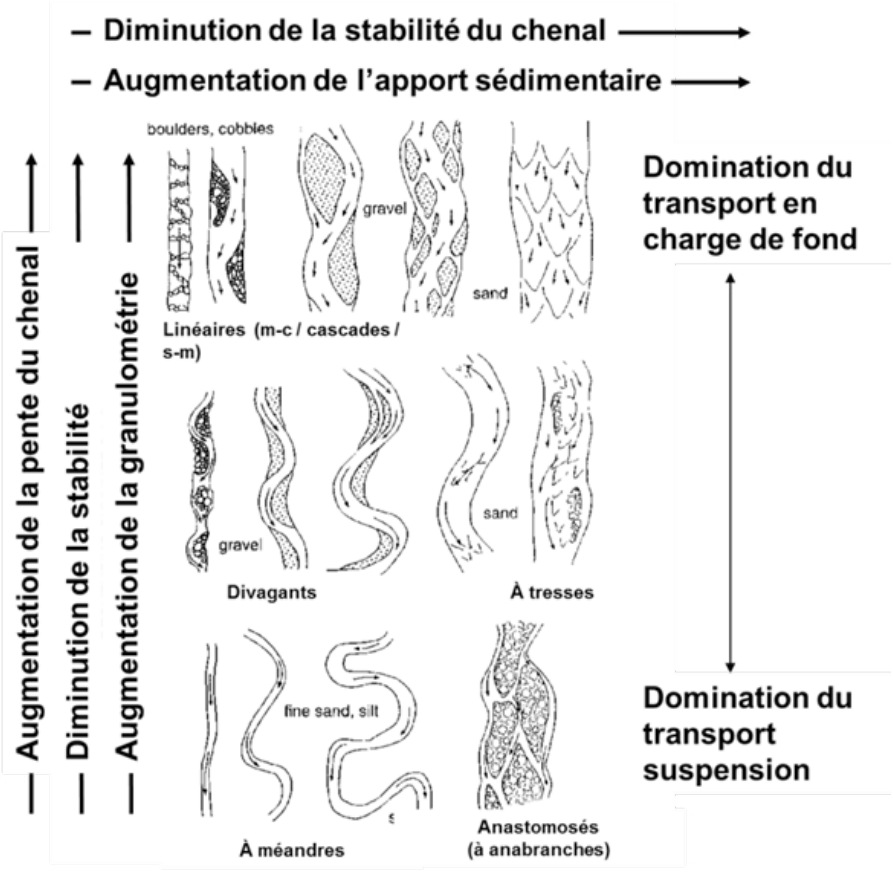
3.3.2.1 Reconnaissance géomorphologique

La reconnaissance géomorphologique vise à reconnaître la diversité des formes fluviales pour en inférer les processus fluviaux dominants, et ce, à plusieurs échelles. Cette étape est la plus simple, mais également la plus significative, car elle place les bases d'une compréhension qui pourra guider les interventions, mais aussi les analyses plus exhaustives pour décrire les processus en cours. Dans le contexte de l'analyse d'un cours d'eau, on peut reconnaître deux échelles d'analyse : le style fluvial et la morphologie fluviale.

Le style fluvial est l'expression morphologique du cours d'eau, et plusieurs classifications ont été présentées pour le définir. Ces classifications se basent généralement sur les caractéristiques dominantes du chenal d'écoulement : la forme de la section d'écoulement, la sinuosité, la présence de tressage ou de bancs d'accumulation, etc. La classification de Church (2006), par exemple, est basée sur des critères qualitatifs où apparaissent principalement le

Figure 3.3.6

Classification des styles fluviaux.



Source : Robert, 2003 et Church, 2006 (adaptation).

calibre des sédiments, leurs modes de transport (suspension, charge de fond) et l'agencement des formes d'accumulation (figure 3.3.6). Cette classification a le potentiel de distinguer les chenaux avec des degrés différents de stabilité et d'identifier les ajustements morphologiques en fonction des changements dans l'un ou l'autre des critères de classification. Par extension, la classification permet d'identifier des patrons d'ajustements morphologiques possibles en réponse à des interventions anthropiques sur la rivière ou à des changements dans l'utilisation du sol dans le bassin versant. Ainsi, la détermination du style fluvial d'un cours d'eau permet d'évaluer, de façon qualitative, les processus hydrogéomorphologiques dominants (transport, charge sédimentaire en transit) qui contrôlent, en partie, l'évolution morphologique du cours d'eau. Le tableau 3.3.1, tiré de Buffin-Bélanger et collaborateurs (2015), présente des styles fluviaux courants et indique pour chacun les processus morphogènes dominants

La **morphologie fluviale** apparaît dans la continuité de la démarche d'identification des styles fluviaux, mais elle se situe à une échelle plus large que le cours d'eau lui-même. La reconnaissance de la forme principale où évolue le cours d'eau (morphologie fluviale) permet de rendre compte de l'espace qui peut être sollicité par les processus fluviaux lors d'événements extrêmes. Les morphologies fluviales sont nombreuses et s'expriment en tailles très variables. La morphologie fluviale la plus reconnue est sans aucun doute la plaine alluviale. La plaine alluviale est une forme d'accumulation construite à la fois par les processus de migration latérale des cours d'eau et par les processus d'accumulation lors des débordements du cours d'eau. La plaine alluviale est le reflet direct des processus qui la mettent en place, et

Tableau 3.3.1

Les principaux styles fluviaux et leurs processus morphogènes dominants.

Linéaire – Seuil-mouille

- *Migration latérale;*
- *Succession de seuils et de mouilles;*
- *Érosion dans les mouilles et accumulation dans les seuils.*

Méandres stables

- *Débordements sur plaine alluviale (limons).*

Méandres dynamiques

- *Migration latérale avec banc de convexité;*
- *Recoupement de méandres.*

Divagant

- *Migration latérale avec bancs centraux et de convexité;*
- *Chenaux secondaires;*
- *Avulsion : changement brusque du chenal.*

En tresses

- *Migration latérale avec bancs centraux;*
- *Chenaux multiples;*
- *Changements périodiques du chenal le plus actif.*

Anastomosé

- *Débordements sur plaine alluviale (limons);*
- *Avulsion.*

Source : Buffin-Bélanger et coll., 2015.

il en va de même pour l'ensemble des morphologies fluviales. Le tableau 3.3.2, tiré de Buffin-Bélanger et collaborateurs (2015), présente des morphologies fluviales courantes et indique pour chacune les processus morphogènes dominants.

Il est clair qu'il existe une certaine adéquation entre le style fluvial et la morphologie fluviale, mais il importe de distinguer les deux d'un point de vue morphogénétique, car plusieurs styles différents peuvent se trouver sur une même morphologie fluviale. Bien que chaque grande

catégorie de morphologie puisse être divisée en sous-groupes, une première reconnaissance de la morphologie fluviale dominante est une étape importante dans la compréhension des dynamiques hydrosédimentaires ayant cours.

La cartographie hydrogéomorphologique permet d'illustrer les composantes de l'espace fluvial. Elle peut prendre plusieurs formes. Elle peut, par exemple, représenter à la fois les formes fluviales et les styles fluviaux présents dans un corridor fluvial. Elle peut aussi représenter l'espace sollicité par les processus fluviaux lors d'événements

Tableau 3.3.2

Les principales morphologies fluviales.

Plaine alluviale dominée par l'accrétion verticale

- *Inondation;*
- *Dépôts de débordements (limons).*

Plaine alluviale dominée par la migration latérale

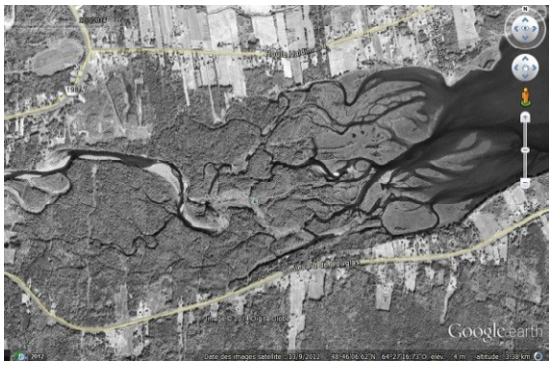
- *Migration latérale avec bancs centraux et de convexité;*
- *Chenaux secondaires;*
- *Avulsion : changement brusque du chenal.*

Cône alluvial

- *Aggradation;*
- *Avulsion.*

Anastomosé

- *Avulsion;*
- *Migration latérale;*
- *Dépôts de débordements (limons).*



Canyon

- *Incision.*

Source : Buffin-Bélanger et coll., 2015.

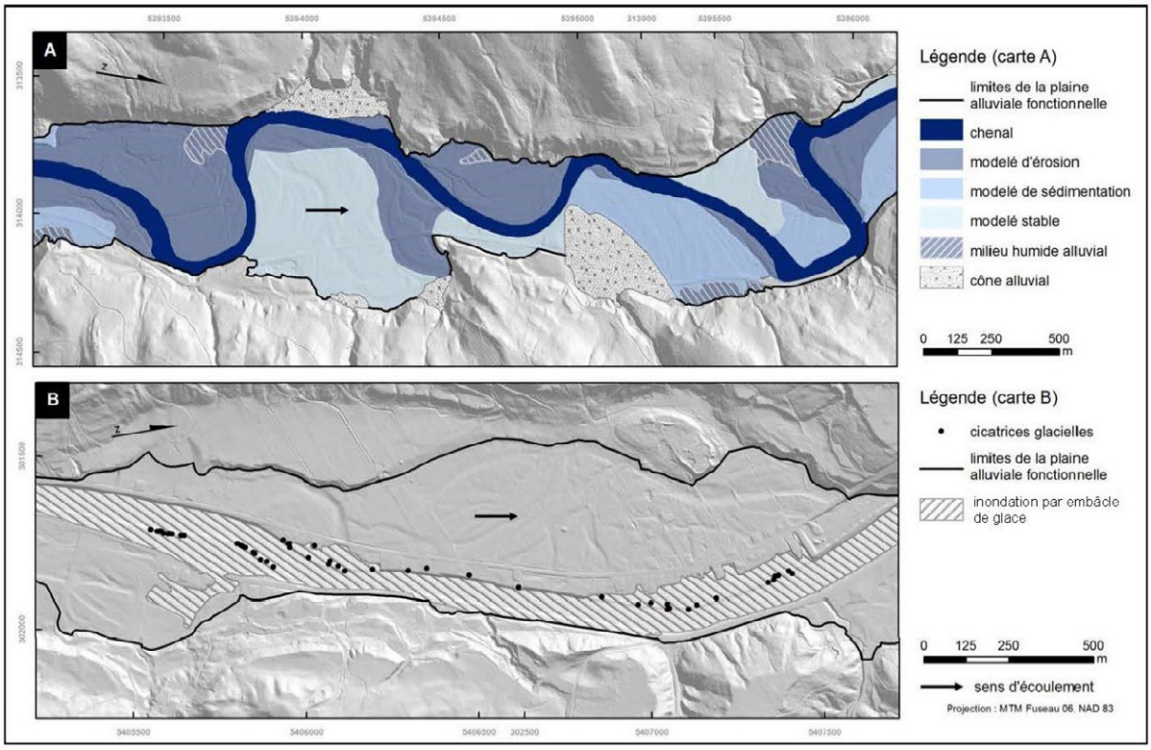
extrêmes. La figure 3.3.7 présente un exemple de cartographie réalisée dans le cadre d'une étude sur la rivière Matane en 2014. Dans ce cas-ci, la cartographie hydrogéomorphologique est appliquée à l'aléa d'inondation et cible les morphologies construites par les processus de débordement sur la plaine. Une deuxième carte a été produite afin de pouvoir identifier les zones inondables par embâcle de glace, à l'aide notamment des cicatrices glacielles. Ici, la cartographie hydrogéomorphologique permet d'anticiper la présence d'axes d'écoulement qui peuvent s'avérer préjudiciables, par exemple, pour des infrastructures routières, des habitations, des ponts, etc. Lors de la planification de travaux d'aménagement de cours d'eau majeurs, cette étape peut donc s'avérer être un outil essentiel afin de bien comprendre les impacts de l'aménagement et de le réaliser en conséquence.

3.3.2.2 Trajectoire géomorphologique

La trajectoire géomorphologique représente l'évolution de la morphologie et du dynamisme d'un cours d'eau dans le temps (figure 3.3.8). La trajectoire géomorphologique repose sur l'étude historique du dynamisme fluvial et a pour but de permettre de visualiser rapidement les changements survenus dans le temps ou encore les tendances dans le dynamisme fluvial. L'étude de photographies aériennes permet par exemple d'observer rapidement des ajustements géomorphologiques d'un cours d'eau dans le temps. À partir de ces photos, on peut penser extraire et représenter l'évolution dans le temps du style fluvial, de la largeur ou de la profondeur d'un cours d'eau, de la sinuosité ou encore du nombre et de la superficie des bancs d'accumulation. L'un des intérêts de procéder à la représentation de la trajectoire géomorphologie est qu'elle permet de comprendre les réponses possibles du cours d'eau à des perturbations survenues dans le temps. Ces perturbations peuvent être d'ordre

Figure 3.3.7

Cartographie hydrogéomorphologique.

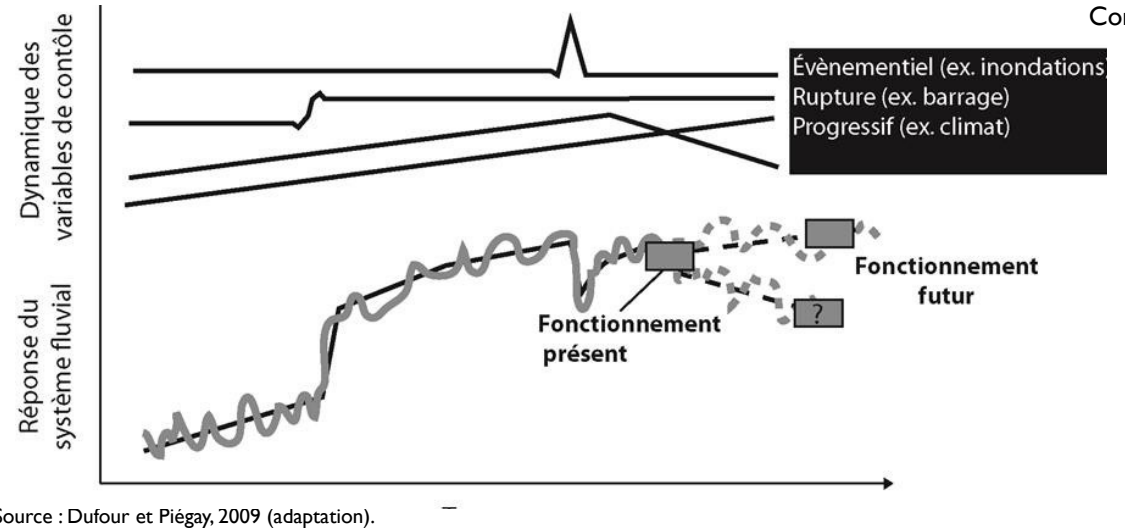


Source : Demers et coll., 2014.

hydrologique et liées à des changements environnementaux ou encore d'ordre anthropique et liées à des aménagements dans le cours d'eau ou des changements dans l'utilisation du sol. Parce qu'elle permet de comprendre les réponses possibles d'un système fluvial à des perturbations, mais aussi d'observer les tendances des morphodynamiques fluviales, la trajectoire géomorphologique permet d'anticiper des ajustements potentiels du cours d'eau à des aménagements prévus ou à des changements environnementaux anticipés.

Figure 3.3.8

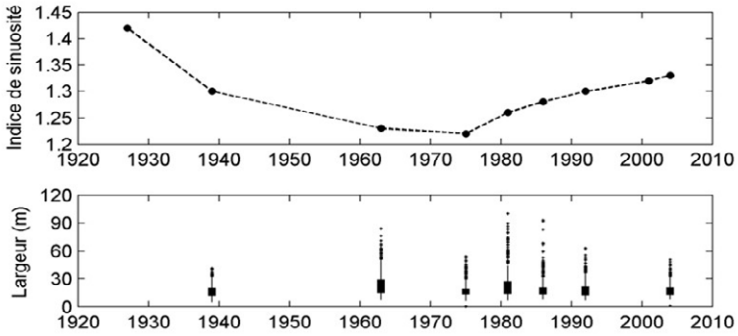
Concept de trajectoire morphologique.



Source : Dufour et Piégay, 2009 (adaptation).

Figure 3.3.9

Trajectoire géomorphologique de la rivière Marsoui.



La figure 3.3.9 présente l'exemple de trajectoire géomorphologique de la rivière Marsoui selon l'indice de sinuosité et la largeur du cours d'eau. La sinuosité diminue de manière importante dans la période de 1930 à 1975, puis elle augmente significativement. Pour ce qui est des largeurs, les tendances sont moins nettes, mais les périodes où les largeurs sont plus élevées apparaissent au milieu des années 1980. Les interventions anthropiques conséquentes à l'activité de la drave de 1940 à 1970 consistent principalement en la linéarisation du tracé fluvial, ce qui explique la diminution de la sinuosité entre 1927 et 1975, et le dragage des sédiments du lit vers les berges, ce qui explique un élargissement artificiel du chenal entre 1939 et 1963. Aussi, les travaux nécessaires à ces manœuvres ont eu pour effet de détruire la végétation riveraine, ce qui peut contribuer au maintien temporaire d'un chenal large en raison de la faible cohésion des berges en présence de l'action hydraulique des écoulements de la rivière.

3.3.2.3 Bilan sédimentaire

Le bilan sédimentaire est le fruit d'une analyse des flux sédimentaires transitant par un système fluvial, depuis la zone source d'un cours d'eau, en passant par la zone de transit, puis enfin dans la zone d'accumulation. Le bilan sédimentaire peut être réalisé par une approche qualitative ou quantitative plus détaillée. Les trois composantes qui y sont étudiées sont les sources de sédiments, le transit sédimentaire et les formes d'accumulation.

Dans une approche qualitative, le bilan sédimentaire cherche à caractériser et à définir la connexion entre les zones où les sédiments sont introduits, échangés ou stockés dans le système fluvial (Hooke, 2003). Cette approche permet d'avoir une vue d'ensemble du système et d'avoir une meilleure compréhension de la dynamique hydrosédimentaire. Dans une approche quantitative, qui nécessite des moyens financiers importants, la récolte des données se fait par des mesures du taux de transport en sédiments à l'entrée et à la sortie d'un système, ainsi qu'à l'évaluation du stockage des sédiments pour des tronçons spécifiques.

L'identification des sources de sédiments peut se faire principalement par une analyse de l'évolution de la géométrie des berges, pouvant être obtenue grâce à des relevés LiDAR, par des relevés topographiques ou en déterminant le taux de transport provenant d'un tributaire. Une fois les sources d'apport de sédiments identifiées, le taux de transport peut être évalué

soit à l'aide d'équations empiriques ou encore à l'aide d'instruments sur le terrain. Cette étape permet ainsi de cerner les processus de transport de sédiments à travers le système.

La dernière étape du bilan sédimentaire consiste à étudier le stockage des sédiments. Bien souvent, cette étude se résume à une analyse de l'évolution du lit et des berges. Pour ce faire, deux méthodes sont principalement utilisées : la comparaison de photographies aériennes sur plusieurs années et la mesure du stockage par l'utilisation de modèles numériques de terrain (relevés topographiques).

Le bilan sédimentaire permet de mieux comprendre les liens entre les différentes composantes d'un système fluvial, ce qui peut s'avérer précieux avant de réaliser des travaux d'envergure sur un cours d'eau ou encore de mieux cibler les interventions pour corriger une problématique. Par exemple, le bilan sédimentaire va pouvoir orienter une intervention sur un cours d'eau non pas au seul endroit de la problématique (par exemple, lors du retrait des sédiments sur un ponceau qui en est chargé), mais aussi à la principale zone source identifiée.

3.4 Dynamique des glaces de rivière

Tous les cours d'eau du Québec, des ruisseaux au fleuve Saint-Laurent en passant par les petites et grandes rivières, sont affectés par les glaces. Le *régime des glaces de rivière a une incidence sur les habitats aquatiques et riverains, sur la morphologie des chenaux d'écoulement et de la plaine inondable, sur les infrastructures hydrauliques et celles situées sur les rives, sur les décisions prises par les gestionnaires de ressources de l'eau, ainsi que sur la pratique d'activités récréatives hivernales. Parmi les effets des glaces que l'on peut qualifier d'invasives, on note :*

- Les inondations causées par les glaces (majoritairement par des embâcles, mais également par le frasil ou la glace de fond);
- L'endommagement d'ouvrages (murets, enrochements, clôtures, fondations, piliers, ponts, ponceaux, routes, chemins de fer, prises d'eau, etc.), d'habitations et d'édifices par les trains de glaces et les embâcles, principalement lors de redoux;
- L'obstruction des prises d'eau municipales, industrielles et hydroélectriques par le frasil et la glace de fond, principalement lors de vagues de froid;
- L'endommagement de plantes aquatiques et riveraines ainsi que d'arbres matures, principalement lors de débâcles;
- L'abrasion et l'érosion des berges directement (glaces et sédiments) et indirectement (glaces, eau et sédiments) causées par les mouvements de glaces de la débâcle;
- La mortalité de certaines espèces aquatiques, surtout à cause du frasil, de la glace de fond et des trains de glaces associés à la débâcle;
- La difficulté de mesurer la qualité de l'eau et la présence de polluants (par exemple, lors de déversements);
- La difficulté de mesurer et de prévoir le débit d'un cours d'eau en présence de glace.

Il est à noter que certains effets négatifs sont parfois attribués à tort à la crue printanière, puisque le chenal d'un cours d'eau devient seulement visible à la suite de cette crue. Une crue représente une augmentation de débit provenant du ruissellement, tandis que la débâcle représente le départ plus ou moins chaotique des glaces (en plusieurs blocs et plaques) lorsque le débit augmente (souvent à un débit inférieur au débit maximal de la crue). Il est souvent difficile de différencier leurs effets respectifs.

Les processus de glace, au Québec comme dans toutes les régions froides, apportent également des bénéfices :

- La possibilité de circuler avec ou sans véhicule motorisé sur un couvert de glace et ainsi d'établir des liens terrestres entre des communautés isolées;
- La possibilité de mettre en place de véritables villages sur le couvert de glace pour la pratique de la pêche blanche;
- L'apport de nutriments à la plaine inondable lors de la débâcle (le niveau d'eau en présence d'embâcles étant parfois supérieur à celui atteint lors de crues à l'eau libre);
- La possibilité pour la faune terrestre d'utiliser les cours d'eau pour se déplacer et pour atteindre des territoires difficilement accessibles;
- La protection de certains habitats aquatiques (un couvert de glace protège le milieu aquatique du froid et des prédateurs).

La recherche et le développement des connaissances dans le domaine des glaces permettent désormais de comprendre, de quantifier et même de modéliser certains phénomènes de glace et leurs impacts. Il existe également des techniques, éprouvées ou expérimentales, permettant d'atténuer les risques associés au régime des glaces sur les populations et les infrastructures (voir section 3.4.7). Il est important de souligner que la dynamique des glaces est complexe et que certains phénomènes ont des origines et des effets souvent contre-intuitifs. Il est recommandé de consulter la littérature scientifique et un expert du domaine avant de prendre une décision impliquant un cours d'eau affecté par la glace et pouvant entraîner des conséquences sur la sécurité des individus et du milieu bâti.

3.4.1 Formation de différents types de couverts de glace

Le type de couvert de glace qui se développe sur un tronçon de cours d'eau donné peut être déterminé selon les *conditions locales d'écoulement* (vitesse du courant, profondeur moyenne, taille des sédiments au niveau du lit et des berges, débit, etc.). Cette approche requiert des mesures sur le terrain et il existe une incertitude importante entre ces conditions et les processus de formation. Une méthode plus simple consiste à classifier le cours d'eau en question selon sa morphologie (principalement selon sa forme et sa pente) et selon l'intensité de l'hiver (largement variable entre l'extrême sud du Québec et son extrémité nord). Cette approche est présentée en détail dans un article scientifique (Turcotte et Morse, 2013a) et est synthétisée dans les sous-sections suivantes. Il est à noter qu'il existe une dynamique

(évolution spatiotemporelle) de formation des glaces à l'échelle d'un même bassin versant. De récentes études (ex. : Turcotte et coll., 2012) à ce sujet indiquent que certains cours d'eau d'un même bassin versant se couvrent de glace plusieurs semaines avant les autres.

Cours d'eau à forte pente (plus de 3 m par km)

Dans les tronçons de cours d'eau présentant une pente de plus de 0,3 %, c'est-à-dire les cours d'eau agités à écoulement torrentiel (voir section 3.2.6) dont le lit est dominé par la présence de gravier, galets, roches et rochers, l'hiver débute par la formation de *glace projetée* (gouttelettes et vagues qui gèlent; figure 3.4.1) sur les surfaces froides émergentes. Ce couvert évolue très lentement, et il est parfois suivi d'une période de production de *frasil* (fins cristaux de glace qui se forment dans l'écoulement turbulent exposé au froid; figure 3.4.2).

Photo : B. Turcotte

Figure 3.4.1

Glace projetée le long d'une cascade sur un rocher émergent.

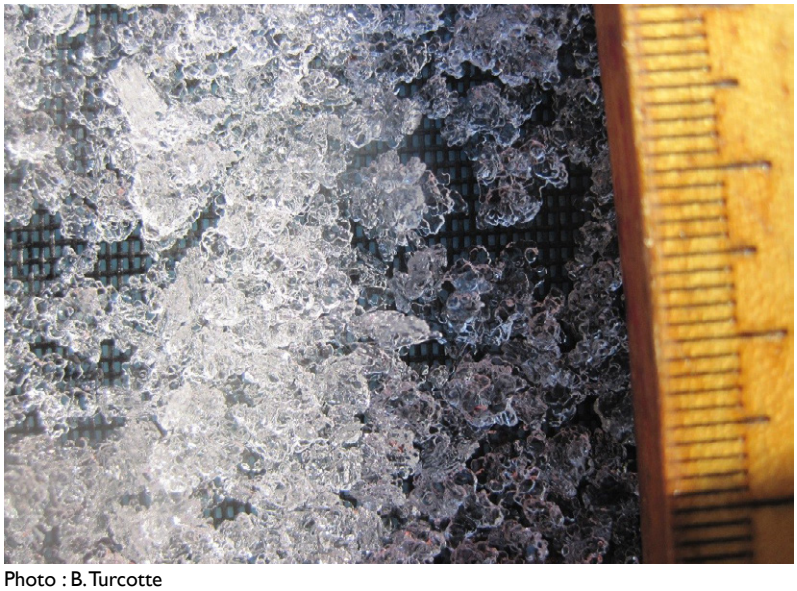


Photo : B. Turcotte

Figure 3.4.2

Cristaux de frasil retirés de l'écoulement (échelle à droite en mm).

Par la suite (et lors de vagues de froid plus intenses), de la *glace de fond* (glace comparable à de la neige mouillée et compactée qui colle au lit du cours d'eau; figure 3.4.3) se forme. Cette glace peut former des *seuils* ou *des barrages de glace* (figure 3.4.4) mesurant parfois plus de 1 m de haut et se développant d'une berge à l'autre à raison d'**environ 1 cm vertical par heure.** La succession de barrages de glace génère des zones d'écoulement tranquille qui se couvrent rapidement d'une glace uniforme. Un second scénario de développement d'un couvert de glace dans les rapides est la formation d'îles de glace accrochées à des rochers émergents qui s'allongent vers l'aval. Ces Îles forment des chenaux multiples qui se rétrécissent avec le temps pour éventuellement former un couvert complet (figure 3.4.5). Globalement, ces deux processus de formation d'un couvert de glace (par des barrages et par des îles de glace) dans les cours d'eau à forte pente sont graduels et peuvent durer de plusieurs jours (dans les petits ruisseaux) à plusieurs semaines (dans les rivières), selon l'intensité et la durée des vagues de froid.

Durant le processus de formation d'un couvert de glace dans les rapides et les cascades, ce dernier peut être inondé (phénomène surtout visible lors de matins froids), puisqu'il est fixe, c'est-à-dire qu'il est souvent partiellement ou totalement fusionné au lit et aux berges et qu'il ne peut pas flotter, du moins initialement. Il en résulte un épaississement par le haut, le glaçage. La surface d'un couvert de glace dans les sections à forte pente est irrégulière (présentant souvent des marches d'escalier plus ou moins espacées aux endroits des barrages; figure 3.4.6) et peut être fragile et présenter des ouvertures dangereuses, que la neige et la poudrerie couvriront éventuellement. Les personnes qui s'aventurent sur ces cours d'eau durant l'hiver doivent faire preuve de prudence, puisque le couvert de glace peut s'effondrer soudainement.

Cours d'eau à faible pente (moins de 1 m par km)

Dans les tronçons de cours d'eau présentant une pente inférieure à 0,1 %, c'est-à-dire les cours d'eau présentant un écoulement majoritairement fluvial (voir section 3.2.6) et dont le lit est composé d'un ratio important de sable ou de matériel plus fin, l'hiver débute par la formation d'un couvert de glace flottant le long des rives, qui migre graduellement vers le centre du

Figure 3.4.3

Glace de fond sur un cours d'eau à lit graveleux (profondeur d'environ 80 cm).

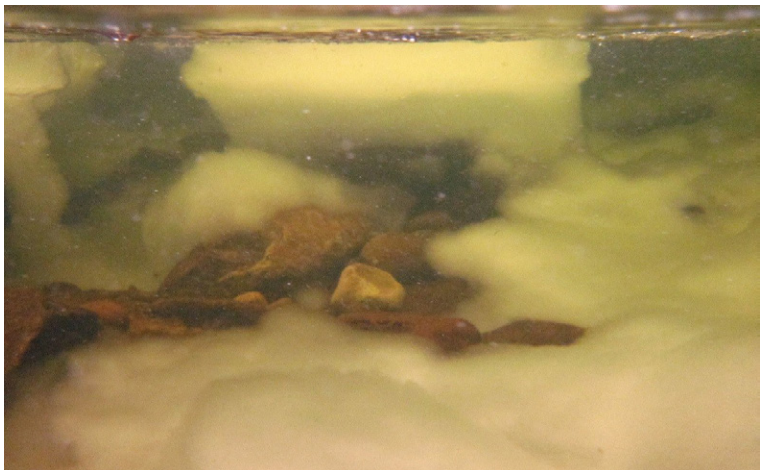


Photo : B. Turcotte

Photo : B. Turcotte

Figure 3.4.4

Barrages de glace de fond (partie centrale blanche et verdâtre de la photo) d'environ 1 m de haut (largeur du chenal : environ 60 m).

Figure 3.4.5

Évolution des îles de glace pendant 12 jours sur un cours d'eau dont la pente est d'environ 0,3 % (largeur : environ 100 m).

Photo : B. Turcotte

Figure 3.4.6

Dénivellation d'environ 0,5 m de haut à l'endroit d'un barrage de glace sur un couvert de glace fixe (haut de la photo) en phase d'achèvement.

Photo : B. Turcotte

chenal (figure 3.4.7) tout en s'épaississant. Ce couvert peut se former dès les premières nuits froides et possiblement plus rapidement que sur les lacs environnants (où la formation d'un couvert de glace est affectée par le vent). Sa surface est normalement uniforme, et des fissures apparaissent généralement le long des berges lors de variations de débit, ce qui lui permet de flotter librement.

Le frasil formé en amont, dans les affluents et les tronçons à plus forte pente, de même que la neige qui tombe directement dans l'eau contribuent largement à la formation rapide d'un tel couvert de glace (figure 3.4.8). La mobilisation d'un couvert fragile nouvellement formé peut se comparer à une débâcle soudaine (voir section 3.4.3). Les *événements de consolidation* qui s'en suivent (en aval) sont caractérisés par une compaction du frasil (ou de la sloche de neige) et par une augmentation potentiellement rapide, mais limitée du niveau d'eau. Ces événements se produisent souvent à l'entrée des lacs et des réservoirs, en aval de rapides et dans les tronçons de pente intermédiaire. La surface du couvert est alors raboteuse et caractérisée par de nombreuses crêtes.

À la suite de la formation d'un couvert de glace consolidé, l'apport additionnel de frasil provenant de tronçons à forte pente situés en amont peut générer un *barrage de frasil* sous le couvert en place. Un tel phénomène est initialement difficile à identifier, et il peut graduellement mener à une inondation, à raison de **quelques centimètres verticaux par heure pendant plusieurs jours.**

Cours d'eau de pente intermédiaire (entre 1 et 3 m par km)

Dans les cours d'eau de pente intermédiaire (généralement entre 0,1 % et 0,3 %), qui sont souvent caractérisés par une succession de petits rapides (les *seuils)* et de sections lentes et profondes *(les mouilles),* la formation d'un couvert de glace est dite mixte. Un scénario possible est la formation rapide d'un couvert de glace flottant dans les mouilles, tandis que les seuils produisent du frasil et de la glace de fond pendant plusieurs semaines additionnelles.

Figure 3.4.7

Glace de rive migrant vers le centre du chenal. Présence de frasil dans l'écoulement central (largeur du chenal libre de glace : environ 10 m).

Photo : B. Turcotte

Photo : B. Turcotte

Figure 3.4.8

Couvert de glace complet formé en une seule nuit par l'arrêt du frasil produit en amont (largeur du chenal : environ 15 m).

Un second scénario est la formation dynamique d'un couvert de glace compacté composé de frasil et de sloche de neige, qui peut progresser rapidement vers l'amont, surtout lors de vagues de froid intense et de tempêtes de neige au début de l'hiver. Ce couvert de glace est d'épaisseur largement variable dans le temps, sur la largeur du chenal et sur la longueur du cours d'eau. Il peut être accoté sur les berges et les bancs de gravier et présenter une surface raboteuse et vallonnée (figure 3.4.9). Lors de sa formation, ce couvert de glace est hautement instable, et les événements de consolidation (comparables à des débâcles) sont imprévisibles. De tels événements peuvent entraîner une augmentation du niveau d'eau de **plus de 1 m en quelques minutes.**

Photo : B. Turcotte

Figure 3.4.9

Couvert de glace vallonné indiquant une origine de formation par du frasil compacté (largeur du chenal : environ 80 m).

Figure 3.4.10

Machinerie enlisée dans le frasil et la glace trop mince d'une rivière, dont la pente est de 0,2 %.

Photo : B. Turcotte

Dans tous les cas, des chenaux peuvent s'ouvrir subitement, et des endroits où la glace est mince et instable sont communs. Un tel couvert peut être largement différent d'une année à l'autre et représente un risque important pour les personnes qui s'y aventurent, surtout au début de l'hiver (figure 3.4.10).

Cours d'eau de température tiède

Sur les cours d'eau du sud du Québec qui sont situés en tête d'un bassin versant (les plus petits cours d'eau), sur les cours d'eau situés à la sortie d'un lac ou d'un réservoir et sur les cours d'eau en milieu urbain, la chaleur (de la nappe phréatique ou anthropique) peut prévenir la formation d'un couvert de glace, même par temps très froid. Les plus petits chenaux peuvent se couvrir d'un pont de neige, tandis que les plus larges demeurent complètement libres de glace. Le couvert de glace des cours d'eau dans lesquels se jettent de tels affluents tièdes peut présenter des ouvertures ou une faible épaisseur. Ces confluences représentent des refuges thermiques pour certaines espèces aquatiques (Power et coll., 1999).

3.4.2 Épaississement des couverts de glace

Couvert de glace flottant

L'épaisseur d'un couvert de glace flottant (cours d'eau de faible pente) dépend largement de l'intensité ou de la froideur de l'hiver et de la quantité de neige reçue. En général, les épaisseurs maximales de glace varient entre moins de 40 cm dans le sud du Québec et plus de 100 cm dans le nord du Québec. Ces épaisseurs et même la présence de glace sont appelées à évoluer dans un contexte de changements climatiques.

Le couvert de glace est normalement composé de deux couches très distinctes : la glace *thermique* ou *transparente*, qui se forme sous le couvert de glace par une perte de chaleur, et la glace de *neige* ou *blanche*, qui se forme lorsque le poids de la neige sur le couvert de glace provoque une inondation de ce dernier et un gel de la couche inférieure de neige imbibée

Photo : B. Turcotte

Figure 3.4.11

Plaque de glace d'un embâcle montrant une couche inférieure de glace transparente (noire) d'environ 25 cm d'épaisseur surmontée d'une couche de glace de neige (grisâtre) d'environ 20 cm.

(figure 3.4.11). Des pluies hivernales suivies de températures froides peuvent donc contribuer à un épaississement du couvert de glace par formation de glace blanche. Les hivers froids et secs entraînent une dominance de glace transparente, tandis que les hivers doux et neigeux sont associés à une dominance de glace blanche, le tout variant également en fonction des types de cours d'eau.

Il existe deux manières de déterminer l'épaisseur (ou le taux d'épaississement) d'un couvert de glace flottant. La première méthode, dite des *degrés-jours*, se base uniquement sur la température de l'air. Dans ce cas, la somme de degrés-jours de gel cumulés est utilisée comme intrant à l'équation de *Stefan,* qui suit, pour déterminer l'épaisseur de glace en cm (ou le taux d'épaississement en cm par jour) :

$$\text{Épaisseur (cm)} = \alpha \sqrt{\text{degrés - jours de gel cumulés}}$$

La valeur de α peut varier entre 1,4 et 2,7 (Ashton et Beltaos, 2013). À titre indicatif, un hiver moyen du sud du Québec compte généralement environ 800 degrés-jours de gel, tandis qu'un hiver moyen dans le Grand Nord peut en compter plus de 3000. Il est nécessaire de calibrer la valeur de α à un site donné pendant plusieurs hivers avec des mesures d'épaisseur avant d'utiliser l'équation à des fins de prévision d'épaisseur. Une fois que la valeur de α est connue, cette équation peut tout de même être imprécise lorsque l'hiver est inhabituellement froid et sec ou neigeux. On ne peut se baser uniquement sur celle-ci lorsque la sécurité de personnes est en jeu.

La seconde méthode, dite du *bilan thermique*, considère plusieurs paramètres météorologiques (température, pression, humidité, conditions du ciel, vitesse du vent, etc.), les chutes de neige, ainsi que certains paramètres associés au cours d'eau (pente, température de la nappe phréatique, etc.). Elle est plus précise que la méthode des degrés-jours, mais requiert l'utilisation d'équations plus complexes, qui peuvent être trouvées dans certains ouvrages de référence (ex. : Beltaos, 2013).

Il est à noter que la présence d'une couverture de neige de faible densité contribue largement à diminuer l'épaississement d'un couvert de glace par un effet d'isolation. À l'opposé, l'absence ou la compaction de la neige peut mener à un épaississement plus rapide du couvert. Ainsi, les routes de glace et les pistes de motoneige traversant des cours d'eau présentent normalement une épaisseur de glace plus importante que la glace environnante, ce qui peut avoir un impact négatif lors de la débâcle.

La capacité portante d'un couvert de glace flottant doit normalement être attestée par des personnes compétentes dans le domaine. Pour plus d'information, la Commission des normes, de l'équité, de la santé et de la sécurité du travail (CNESST) — anciennement la Commission de la santé et de la sécurité du travail (CSST) — publie un document qui s'intitule Travaux sur les champs de glace.

Couvert de glace fixe ou émergent

Le couvert de glace dans les cours d'eau de pente intermédiaire ou forte (0,1 % ou plus) peut demeurer fragile ou partiel durant tout l'hiver et peut même s'amincir après sa formation, malgré le froid. Plusieurs raisons peuvent expliquer ce comportement :

- Ce couvert est possiblement supporté par des rochers émergents (il est souvent en condition de porte-à-faux), il n'est donc pas en contact avec l'eau qui coule en dessous et il ne peut donc pas s'épaissir;
- Ce couvert et le frasil accumulé sous ce couvert sont exposés à de multiples sources de chaleur (nappe phréatique, friction, etc.). Cette chaleur, qui ne peut s'échapper dans l'atmosphère à cause de couches isolantes superposées (glace et neige), peut provoquer une fonte de la glace, même par temps froid;
- Les chutes d'eau et certains rapides sont assez turbulents et profonds pour ne pas se couvrir de glace au début de l'hiver. Par la suite, ces ouvertures évacuent la chaleur provenant de la friction et de la nappe phréatique, et la neige qui y tombe est entraînée par le courant, prévenant ainsi la formation de glace.

En général, un couvert de glace présentant des ouvertures ou une surface en escalier ou vallonnée est non sécuritaire pour les personnes et les véhicules.

3.4.3 Débâcles, trains de glaces et embâcles

Une débâcle débute officiellement lorsque le couvert de glace d'un cours d'eau commence à se détériorer (à perdre son intégrité, à se morceler et à fondre) et elle se termine lorsque les glaces ne sont plus présentes (localement et en amont d'un point d'intérêt). Cet événement peut donc durer de quelques minutes (débâcle soudaine généralisée) à plusieurs semaines (débâcle graduelle), selon le type de cours d'eau et les conditions hydrométéorologiques.

Dynamique de la débâcle

Pour un cours d'eau donné, la débâcle est habituellement caractérisée par une fracturation du couvert et des mouvements de plaques de glace qui génèrent initialement des amoncellements

Photo : B. Turcotte

Figure 3.4.12

Amoncellement de glaces d'une longueur équivalente à la largeur du chenal, soit 50 m.

sans augmentation notable du niveau d'eau (figure 3.4.12). La mobilisation de ces amoncellements vers l'aval sous la contrainte du courant libère une quantité de glaces et d'eau qui forment des *trains de glaces*, c'est-à-dire des coulées de blocs et de plaques de glace à la surface de l'eau. L'arrêt, souvent difficile à prévoir, d'un train de glaces peut être causé par la présence d'un couvert plus résistant, d'un adoucissement de la pente, d'une courbe ou d'un rétrécissement dans le chenal, ou par la présence d'un pilier de pont ou d'une structure hydraulique. Cet arrêt engendre immédiatement la formation d'un *embâcle* (figure 3.4.13), qui est caractérisé par un refoulement significatif du niveau d'eau pouvant mener à des inondations, même lorsque le débit est nettement inférieur au seuil d'inondation à l'eau libre (voir section 3.4.4). Un embâcle peut mesurer de quelques dizaines de mètres (dans les petits cours d'eau) à plusieurs kilomètres (dans les rivières) et il n'y a pas vraiment de corrélation entre sa longueur et son impact potentiel sur les niveaux d'eau.

Photo : B. Turcotte

Figure 3.4.13

Vue d'un embâcle de glaces vers l'amont (largeur du chenal : environ 60 m).

Figure 3.4.14

Mur de cisaillement à la suite du passage d'un train de glaces (hauteur : environ 3 m).

Photo : F. Pigeon.

La mobilisation, tout aussi difficile à prévoir, d'embâcles majeurs peut mener à la formation de trains de glaces importants entraînant une grande quantité de glaces et une augmentation significative et soudaine du débit (voir section 3.4.4). Ces trains de glaces peuvent causer des dommages et des inondations vers l'aval. La mobilisation d'un embâcle et le passage d'un train de glaces laissent souvent des murs verticaux de blocs de glace et de neige compactée le long des berges. Ces *murs de cisaillement* mesurent parfois plusieurs mètres de haut (figure 3.4.14) et témoignent de l'intensité du phénomène. Ces murs peuvent s'étendre sur plusieurs kilomètres le long des rives et sont souvent décorés de débris végétaux et de sédiments.

La vitesse d'élévation du niveau d'eau associée aux embâcles et aux trains de glaces peut être de **plusieurs mètres en quelques minutes**, ce qui est largement plus rapide que ce que produisent les inondations sans glace. Il n'est donc pas surprenant que les riverains et la sécurité publique soient parfois pris au dépourvu lors d'une débâcle.

Certains cours d'eau se vident de leurs glaces de l'aval vers l'amont, limitant ainsi le nombre possible d'embâcles. En revanche, plusieurs cours d'eau se débarrassent de leurs glaces de l'amont vers l'aval de manière chaotique, produisant des embâcles plus ou moins dommageables sur une base quasi annuelle. Chaque bassin versant nordique présente sa propre dynamique spatiotemporelle de débâcle, avec des variations souvent importantes en fonction des conditions météorologiques des mois, des semaines, des jours et des heures précédant la débâcle. Il est donc clair que les changements climatiques modifieront la dynamique de la débâcle de certains bassins versants du Québec. Des recherches sont en cours sur le sujet.

Beltaos (2008) présente un ouvrage de référence sur la débâcle des glaces et sur les embâcles en général.

Scénarios de débâcle

Les débâcles soudaines (dites mécaniques ou précoces) sont généralement causées par une pluie importante ou par un redoux considérable accompagné d'ensoleillement (qui engendre une fonte de neige rapide et donc un ruissellement qui équivaut à celui causé par une pluie importante). Une débâcle dynamique et soudaine survient généralement lorsque le couvert de glace est pratiquement intact et très résistant. Le débit doit alors être élevé pour réussir à déloger un tel couvert. Certaines régions du Québec connaissent régulièrement des *débâcles hivernales* (entre la mi-décembre et le début du mois de mars), qui sont majoritairement de ce type. Indépendamment du type de cours d'eau, les débâcles dynamiques soudaines sont celles qui causent le plus de dommages, principalement par la formation d'embâcles et de trains de glaces.

En revanche, certaines conditions météorologiques, souvent des redoux timides avec des nuits froides et peu de pluie, mènent à des débâcles graduelles (dites thermiques), pendant lesquelles le couvert de glace se détériore en restant en place avant d'être emporté par un débit inférieur au débit de mobilisation d'un couvert de glace intact. Ces débâcles sont souvent associées à des embâcles bénins qui ne causent pas d'inondations, puisque le chenal dans lequel ils se produisent est « habitué » à (ou « formé » de manière à) contenir des phénomènes plus dynamiques.

Certains tronçons de cours d'eau génèrent toujours des embâcles, indépendamment du scénario de débâcle. À l'opposé, certains secteurs sont toujours épargnés par les inondations associées à la débâcle. La morphologie des cours d'eau joue un rôle important dans la dynamique de la débâcle (voir section 3.4.6).

Il est à noter qu'une débâcle par temps très froid, sans ruissellement, est possible sur les cours d'eau à forte pente. En effet, lors de leur développement, les barrages de glace sont fragiles et retiennent une quantité d'eau importante. Leur rupture peut entraîner un effet en cascade qui mène à une débâcle généralisée. Ce phénomène contre-intuitif a été observé en Scandinavie et documenté au Québec.

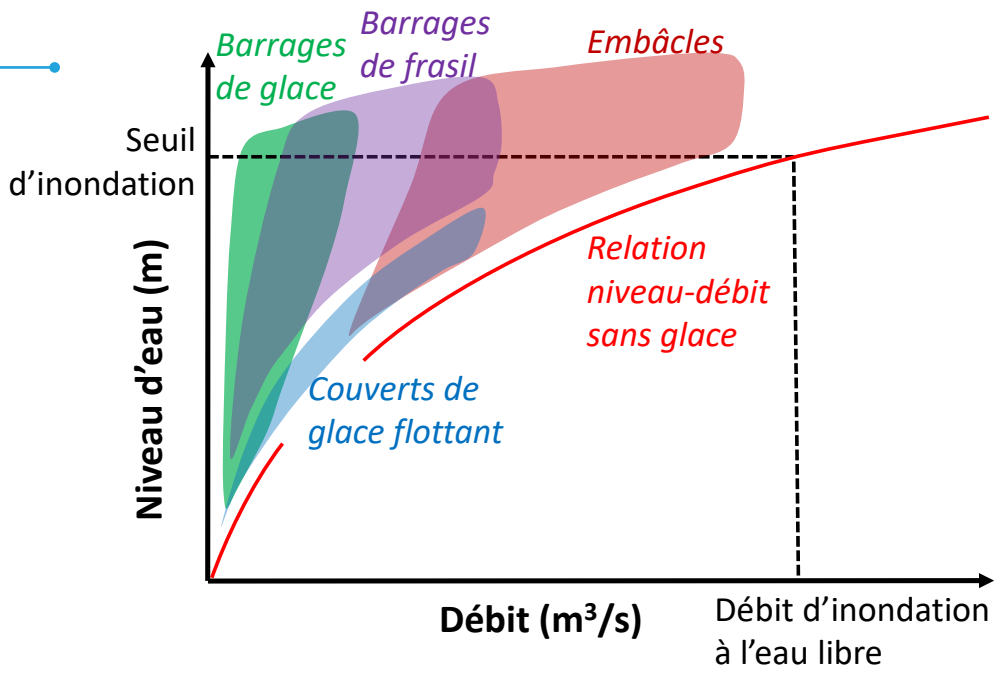
Enfin, sur les cours d'eau qui sont régularisés (en aval de barrages dont le niveau du réservoir est gérable par des vannes et des turbines), une débâcle peut survenir à tout moment durant la période hivernale. Les propriétaires de barrages adaptent normalement leurs opérations afin de ne pas mettre les personnes et les infrastructures en danger. Des débâcles causées par une gestion de réservoir (ou de barrage) devraient être rapportées, puisqu'il peut s'agir d'une erreur humaine ayant des conséquences potentielles sur les infrastructures, les riverains et l'habitat aquatique.

3.4.4 Hydrologie hivernale (effet des glaces sur le débit)

Les processus de glace ont un effet sur les conditions hydrauliques des cours d'eau (niveaux d'eau et vitesses d'écoulement) et donc sur leur débit. Cet effet est surtout remarquable lors de la formation du couvert de glace et lors de la débâcle.

Figure 3.4.15

Relation schématisée entre le niveau et le débit d'un cours d'eau à un endroit donné sans présence de glace (courbe en rouge) et avec présence de différents types de glace.



Source : F. Pigeon.

Relation niveau-débit en présence de glace

La figure 3.4.15 montre un graphique conceptuel présentant la forme typique d'une relation niveau d'eau-débit (courbe en rouge) à un endroit donné sur un cours d'eau. Cette relation unique entre le niveau d'eau et le débit ne s'applique qu'en l'absence de glace immobile dans le chenal. En condition d'eau libre, la connaissance d'un paramètre peut donc servir à déterminer l'autre.

Ce graphique illustre également que la présence d'un couvert de glace flottant (zone en bleu) génère un refoulement (d'environ 30 %, plus l'épaisseur de glace multipliée par sa densité de 0,92), c'est-à-dire une augmentation du niveau d'eau pour un débit donné comparativement à une condition sans glace. Donc, en présence d'un couvert de glace, la connaissance d'un paramètre (par exemple, le niveau) ne peut plus directement servir à déterminer l'autre (le débit). Le graphique montre enfin que les barrages de glace (en vert), les barrages de frasil (en mauve) et les embâcles (en rose) peuvent générer des inondations, même lorsque le débit est nettement inférieur au débit d'inondation à l'eau libre. Enfin, le graphique illustre que les barrages de glace sont en général moins résistants qu'un couvert de glace flottant ou qu'un embâcle lorsque le débit augmente.

Hydrologie de la formation du couvert de glace

Lors des premiers froids automnaux et hivernaux, la glace immobile qui se forme ou qui est interceptée à l'échelle d'un bassin versant (et qui est retirée du débit, contrairement au frasil et aux plaques de glace à la dérive) peut représenter une quantité d'eau (gelée) considérable. De plus, la formation de glace immobile provoque une augmentation des niveaux d'eau (figure 3.4.15), ce qui représente également une quantité d'eau (liquide) retirée du débit.

En conséquence, tant que de la glace immobile se forme dans un bassin versant, le débit à son exutoire subira une *dépression* (ex. : Prowse et Carter, 2002; Turcotte et coll., 2014). Cette dépression peut atteindre **plus de 50 % du débit** sur certains cours d'eau lors de vagues de froid intense, surtout si le couvert de glace est absent ou partiel. La figure 3.4.16 illustre une dépression de débit associée à une vague de froid.

Les dépressions de débit sont souvent « brouillées » par la formation de glace immobile aux endroits où le débit est estimé (figure 3.4.15). Cette formation de glace provoque une hausse du niveau d'eau alors que le débit est souvent en baisse. Des solutions à ce problème sont : 1) d'estimer la dépression de débit; 2) de mesurer la vitesse de l'eau (en m/s) pour ensuite calculer le débit réel (en m^3/s) en fonction du niveau d'eau (en m) et de la largeur du cours d'eau (en m); ou 3) d'installer les instruments de mesure de débit à un endroit où la glace ne se forme pas ou encore où les processus de formation de glace sont simples, monotones et documentés.

La conséquence d'une dépression de débit, surtout lorsqu'elle est brouillée par la formation locale de glace, peut avoir une incidence sur la consommation d'eau, laissant croire aux utilisateurs qu'il y a plus de débit disponible qu'il y en a en réalité. Les concentrations de polluants peuvent également augmenter, puisque le pouvoir de dilution des cours d'eau diminue. Une dépression marquée de débit, même passagère, peut affecter la faune et la flore aquatique.

Il est à noter que certains phénomènes du début de l'hiver (les événements de consolidation du couvert de glace, la formation et la relâche de glace de fond, des mouvements de masse de frasil, des tempêtes de neige, etc.) en amont d'une station de mesure de niveau d'eau peuvent générer des vagues et des instabilités du débit qui compliquent davantage son estimation.

Hydrologie de la période hivernale

Une fois le couvert de glace formé, la succession de redoux et de vagues de froid qui caractérise le climat du Québec peut mener à des oscillations plus ou moins fortes du débit. Les oscillations les plus importantes sont susceptibles de survenir sur des bassins versants avec peu de lacs et où le couvert de glace des différents cours d'eau n'est que partiel. Au contraire, le débit des cours d'eau dont le couvert de glace est entier réagit très peu aux variations de température de l'air.

Durant l'hiver, sans apport de précipitation liquide, le débit des cours d'eau suit généralement une *courbe de récession* ou *de tarissement* (figure 3.4.16). Dans le centre et le nord du Québec, le débit d'étiage des cours d'eau est normalement atteint pendant l'hiver. Dans le sud du Québec, les fortes précipitations automnales, les précipitations liquides hivernales occasionnelles et la faible évapotranspiration hivernale sont associées à des débits hivernaux qui sont souvent plus élevés que les débits estivaux. Ces réalités hydrologiques, dont certaines compliquent l'estimation du débit hivernal, devraient être affectées par les changements climatiques.

Figure 3.4.16

Débit évalué par le Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ) et débit évalué par une courbe hypothétique de récession. La différence montre l'amplitude de la dépression de débit (distance entre les deux courbes) et le volume d'eau stockée dans le bassin versant (aire entre les deux courbes), rivière Montmorency (2011).

Débâcle

Lors de la débâcle, le couvert de glace morcelé qui se met en mouvement et la relâche de l'eau que le couvert de glace retenait représentent des débits qui sont additionnés au ruissellement. Cette addition peut s'effectuer beaucoup plus soudainement que la durée de la dépression de débit décrite précédemment. Si cette dépression du début de l'hiver était faible (ex. : 5 m^3/s), mais durait plusieurs jours, l'addition de débit pourrait quant à elle être significative (100 m^3/s), mais ne durer que quelques heures. Par exemple, s'il tombait 20 mm de pluie dans un bassin versant donné, le débit du cours d'eau à un endroit donné pourrait ne pas occasionner de débâcle et n'atteindre qu'une valeur de 100 m^3/s. Par contre, s'il tombait 21 mm et que le ruissellement provoquait une débâcle, le débit du cours d'eau au même endroit pourrait atteindre plus de 200 m^3/s à cause de l'addition d'eau et de glaces au ruissellement. Il va de soi que la modélisation hydrologique de la débâcle doit tenir compte de cette réalité, ce qui est un défi technique, puisque les mouvements de glaces menant à la débâcle et provoquant une augmentation du débit sont difficiles à prévoir dans le temps et dans l'espace que représente le réseau de drainage d'un bassin versant. Aussi, l'estimation du débit passé, intrant nécessaire à la modélisation hydrologique, continue de dépendre des conditions de glace à l'endroit de la station hydrométrique, lesquelles peuvent évoluer graduellement ou rapidement.

La formation d'un embâcle génère habituellement une dépression soudaine de débit en aval de celui-ci, puisque l'embâcle génère une augmentation brusque du niveau d'eau vers l'amont. On parle alors d'une *vague négative* voyageant vers l'aval. Lorsque l'embâcle atteint un état d'équilibre, le débit en amont de l'embâcle doit de nouveau correspondre au débit en aval de celui-ci. Lors de la mobilisation de l'embâcle et lorsque le train de glaces se met en mouvement, l'eau (l'inondation) stockée par l'embâcle est libérée soudainement, ce qui provoque une *vague positive*. Ce sont souvent les vagues provenant de différents endroits dans le bassin versant qui contribuent à déstabiliser les embâcles et les sections de couvert de glace intactes situées en aval, provoquant parfois la formation de vagues d'amplitude encore plus élevée. Le passage d'un train de glaces peut être accompagné ou précédé d'une vague **de plus de 1 m de haut** et dont la vitesse vers l'aval peut atteindre de **5 à 10 m/s.**

3.4.5 Qualité de l'eau en présence de glace

Si la quantité d'eau dans un cours d'eau (le débit) est difficile à mesurer durant l'hiver, il existe également très peu de données de qualité de l'eau mesurées en continu dans les cours d'eau affectés par la glace. L'importance de l'hiver est souvent négligée dans le bilan environnemental annuel. Le paramètre le mieux documenté est sans aucun doute la température de l'eau, qui a fait l'objet de plusieurs publications. Des études menées par l'Université Laval durant l'hiver 2011-2012 (données non publiées lors de la préparation de ce document) ont investigué les paramètres suivants à un pas de temps horaire sur plusieurs types de cours d'eau : température, conductivité, oxygène dissous et turbidité. Les paragraphes suivants résument brièvement ces résultats.

Ruisseaux en milieu montagneux (Laurentides)

Les ruisseaux (de tête de bassin versant) de zones montagneuses ne gèlent habituellement pas, et leur température demeure au-dessus du point de congélation durant tout l'hiver (sauf dans les régions où la température moyenne annuelle de l'air est sous le point de congélation). Plus en aval, leur température tombe à 0 °C durant les vagues de froid, mais la formation d'un couvert de glace isolant en porte-à-faux (voir section 3.4.1) permet subséquemment à la température de l'eau de demeurer au-dessus du point de congélation, même lorsque la température de l'air est largement sous le point de congélation.

Le mélange de l'eau dans les cascades et les rapides, combiné au contact maintenu entre l'air et l'eau, fait en sorte que le taux d'oxygène dissous peut demeurer élevé pendant tout l'hiver. Les résultats obtenus lors de l'hiver 2011-2012 suggéraient qu'en remontant vers l'amont, le taux d'oxygène dissous diminuait, probablement à cause de la proximité de la source phréatique peu oxygénée. Les plus fortes conductivités annuelles étaient causées par le ruissellement de chaussées où du sel de déglaçage était épandu. Enfin, la turbidité moyenne des ruisseaux de montagne était en général très faible, et leur maximum hivernal était atteint lors de débâcles ou de la crue printanière. En matière de transport de sédiments durant une année complète, la débâcle est probablement l'événement annuel qui contribue le plus au déplacement de gravier, roches et gros rochers dans ce type de cours d'eau.

Rivières en milieu montagneux (Laurentides)

La température de l'eau des rivières (centre et exutoire de bassin versant) de zones montagneuses du sud et du centre du Québec chute au point de congélation durant toute la période de formation du couvert de glace et elle peut demeurer à cette température durant tout l'hiver, à condition que le couvert de glace demeure en contact avec l'eau. Si le couvert de glace est en porte-à-faux (fixe sans contact avec l'eau), il est possible que certains tronçons présentent des températures de quelques dixièmes de degrés au-dessus de 0 °C. Leur niveau d'oxygène dissous peut demeurer élevé à cause du mélange de l'eau dans les remous et à cause de la présence d'une ouverture dans le couvert de glace, qui permet des échanges avec l'atmosphère. La conductivité de telles rivières durant l'hiver 2011-2012 était légèrement plus élevée que celle de leurs affluents, mais cette logique ne doit pas prévaloir

partout. Les premières heures d'événements de ruissellement hivernaux et printaniers étaient accompagnées de valeurs nettement plus élevées de conductivité, probablement entre autres à cause de la présence de sel de déglaçage sur les routes du bassin versant. La turbidité de l'eau était faible durant tout l'hiver, et le maximum hivernal était causé par les débâcles et la crue printanière. Le transport de sable et de matière organique en suspension dans l'eau semblait être la source principale de turbidité. Comme pour les ruisseaux de montagne, la ou les débâcles annuelles sont probablement responsables d'un ratio important du bilan sédimentaire par charge de fond (gravier, galets, roches et rochers).

Ruisseau agricole (Beauce)

La température du ruisseau agricole instrumenté lors de l'hiver 2011-2012 chutait au point de congélation durant les premiers froids, mais elle remontait légèrement par la suite, indiquant la présence d'un dôme de glace et de neige isolant qui veillait à conserver la chaleur de la nappe phréatique. Le taux d'oxygène dissous était élevé au début de l'hiver, mais il présentait une chute graduelle hivernale, atteignant des valeurs anormalement basses à la fin de l'hiver et lors de la débâcle (ces résultats doivent encore être expliqués et comparés avec d'autres pour établir leur fiabilité). Les valeurs d'oxygène dissous remontaient à la suite du départ des glaces. La conductivité de ce cours d'eau était très élevée durant toute l'année, sauf en situation de crue (à cause de la présence massive de ruissellement de surface). Des valeurs de conductivité très élevées (et dont la fiabilité et l'origine doivent être documentées) étaient enregistrées à la fin de l'hiver, avant la débâcle. Le sel de déglaçage et la nature des sols sont possiblement à l'origine de ces valeurs. Enfin, la turbidité était à sa plus faible valeur annuelle durant l'hiver, et elle était élevée avant et pendant la débâcle. Dans le futur, il serait pertinent de documenter d'autres paramètres afin d'établir les liens entre les pratiques agricoles du printemps à l'automne et la qualité de l'eau des ruisseaux agricoles durant l'hiver.

Rivière agricole (Beauce)

La nature flottante du couvert de glace des cours d'eau à faible pente impose une température de 0 °C durant tout l'hiver (tant que la glace est présente). En 2011-2012, le taux d'oxygène dissous était élevé et en légère récession durant l'hiver, possiblement à cause du manque d'échange avec l'atmosphère. La conductivité était à son maximum annuel à la fin de l'hiver, avant la débâcle, probablement à cause de l'apport dominant d'eau ayant séjourné longtemps sous terre. La turbidité du cours d'eau demeurait faible durant l'hiver, et la relation entre le débit et la turbidité était différente en présence de glace comparativement au reste de l'année, indiquant une capacité de transport ou une disponibilité de sédiments distincts. Si une relation directe existait entre la turbidité et la charge de sédiments en suspension, environ 25 % des sédiments (et 18 % du débit) auraient été transportés par la rivière instrumentée durant la débâcle et la crue printanière. On notera donc que la quantification de la qualité de l'eau lors de la débâcle et de la crue printanière est primordiale pour comprendre le bilan environnemental annuel des cours d'eau.

Il existe quelques publications dans la littérature scientifique concernant la qualité de l'eau des cours d'eau durant la période hivernale (ex. : Chambers et coll., 2000; Prowse, 2001a).

3.4.6 Effet des glaces sur la morphologie des cours d'eau

Les processus de glace ont un impact direct et indirect sur le transport de sédiments et sur la stabilité des cours d'eau. Il n'est donc pas surprenant que les caractéristiques d'un cours d'eau (largeur, profondeur, alignement, morphologie en général) soient influencées de manière considérable par le régime des glaces. Par exemple, pour une même fréquence, une débâcle dynamique dispose de plus de puissance pour déplacer des sédiments (dont les plus gros rochers) qu'une crue à l'eau libre. En rétroaction, comme il a été décrit à la section 3.4.1, la morphologie dicte largement le type de couvert qui se formera et la nature des processus de glace le long d'un cours d'eau donné. Les glaces de rivière sont donc au centre de la dynamique morphologique des cours d'eau nordiques. Des articles sur le sujet incluent Bergeron et collaborateurs (2011), Prowse (2001b), ainsi que Turcotte et Morse (2013a). Quelques exemples concrets sont résumés ici :

- Des barrages de frasil se forment dans certaines zones profondes d'un cours d'eau, souvent en aval de sections générant du frasil durant des périodes prolongées telles que des rapides et des chutes. Un barrage de frasil, en plus de pouvoir provoquer des inondations, peut occuper une partie importante de la section d'écoulement du chenal, forçant le courant à accélérer le long du lit de la rivière. Il peut en résulter une érosion locale du lit pendant l'hiver. Les barrages de frasil contribuent donc à maintenir la profondeur des zones les plus creuses de certains cours d'eau par un processus rétroactif (ex. : Allard et coll., 2011);
- Lors de débâcles, des embâcles de glace se forment souvent aux endroits où : 1) la plaine inondable est basse; 2) le chenal se sépare en deux (présence d'une île); 3) il existe des chenaux secondaires. Les raisons sont simples : lorsqu'un train de glaces atteint ces endroits, l'eau qui pousse et transporte les glaces trouve une voie de contournement. Puisque la force de poussée sur les glaces en mouvement diminue et que l'énergie se dissipe sur une plus grande surface, les trains de glaces s'immobilisent à ces endroits pendant que l'eau est évacuée : 1) par la plaine inondable; 2) de l'autre côté de l'île; ou 3) par les chenaux secondaires. Le chenal principal étant bloqué par l'embâcle, le passage d'un fort débit de crue à ces différents endroits peut engendrer de l'érosion, une destruction de la végétation et une augmentation de la capacité d'écoulement. Ces phénomènes de glace font donc partie de l'équilibre dynamique de ces sites autour d'une morphologie qui leur est spécifique (voir section 3.3). Ces sites encouragent la formation subséquente d'embâcles, année après année (ex. : Hicks, 1993).

La construction dans les cours d'eau, le long de leurs berges et sur la plaine inondable doit tenir compte de leur dynamique hivernale et du lien rétroactif entre les glaces, le transport de sédiments et l'hydrogéomorphologie. Il en va de même pour la mise en place d'aménagements visant particulièrement à atténuer les effets indésirables des processus de glace. La compréhension des dynamiques sédimentaires et glacielles permet, dans certains cas, d'utiliser et de favoriser des processus naturels en effectuant des interventions stratégiques qui seront plus durables et efficaces. Des experts en glace de rivière peuvent être consultés pour tout projet dans le milieu fluvial ou riverain afin qu'ils donnent leur avis ou corroborent la durabilité et la rentabilité d'aménagements variés qui ont une incidence, parfois subtile, sur le cours d'eau.

3.4.7 Atténuation des risques associés aux glaces de rivière

3.4.7.1 Impacts potentiels des processus de glace

Plusieurs phénomènes de glace de rivière ont des effets directs et indirects sur les infrastructures et sur la société, tant dans le chenal que sur la plaine inondable. Voici une liste de phénomènes de glace et de leurs impacts potentiels.

Formation rapide d'un couvert de glace à l'échelle d'un bassin versant

- Dépression de débit affectant la consommation d'eau (municipale ou industrielle) et le milieu aquatique (habitats exposés au gel);
- Hausse rapide du niveau d'eau dans certains secteurs;
- Instabilité du débit et des niveaux d'eau compliquant l'estimation du débit réel;
- Possibilité d'une débâcle ou de mouvements de glace soudains dans les tronçons à forte pente.

Frasil actif

Le frasil actif, de minuscules cristaux de glace, se développe dans la colonne d'eau turbulente lorsqu'elle est exposée à l'air froid (couvert de glace absent ou partiel). Ce frasil est dit « actif », puisqu'il peut adhérer aux surfaces froides avec lesquelles il entre en contact.

- Blocage partiel ou complet de prises d'eau municipales et industrielles. L'ancienne prise d'eau de Sainte-Foy (ville de Québec) est un exemple d'infrastructure affectée par ce phénomène (Richard et Morse, 2008). La littérature est également enrichie par l'expérience acquise en Europe et chez nos voisins du Sud (ex. : Daly et Ettema, 2006);
- Perte de production hydroélectrique (fermeture forcée des turbines);
- Gel de structures comprenant des pièces mécaniques (ex. : vannes);
- Impact sur l'habitat du poisson (ex. : Bergeron et Enders, 2013);
- Formation de glace de fond (voir plus bas).

Frasil passif

Le frasil passif s'écoule en aval des zones de production de frasil alors que la température de l'eau se trouve exactement au point de congélation. Il ne possède plus de propriété adhérente comme le frasil actif, mais peut tout de même générer une congestion du chenal d'écoulement.

- Formation de barrages de frasil dans les zones où l'écoulement est lent;
- Formation dynamique (vers l'amont) d'un couvert de glace dans les chenaux de pentes intermédiaires (voir section 3.4.1);
- Augmentation importante du niveau d'eau à bas débit et/ou par temps froid (ex. : Thériault et Taha, 2013);
- Modification et adaptation de la morphologie locale (dans les zones récurrentes de barrages de frasil);
- Interception des trains de glaces lors d'une débâcle subséquente et possibilité de formation d'embâcles importants (voir plus bas).

Il est à noter que la neige qui tombe dans l'eau d'un cours d'eau se comporte partiellement comme du frasil actif (matériel cohésif) et partiellement comme du frasil passif (formation de barrages de « sloche » de neige).

Glace de fond

La glace de fond est initialement formée par du frasil actif (ou passif) qui s'accumule sur (ou entre) les sédiments du lit d'un cours d'eau. En présence de températures d'air froides et d'un écoulement turbulent, les cristaux de glace de fond peuvent croître en place et/ou intercepter du frasil à la dérive.

- Inondations à bas débit et par temps froid causées : 1) par l'accumulation progressive de glace de fond; 2) par la formation progressive de barrages de glace; ou 3) par la rupture de barrages de glace générant une débâcle hivernale soudaine;
- Endommagement ou blocage de structures de transport telles que des ponts et ponceaux par la glace de fond et par le *glaçage (minces couches d'eau gelant successivement les unes sur les autres lorsque la capacité de transport d'eau sous le couvert de glace est insuffisante pour le débit qui prévaut);*
- Inondation lors d'événements de ruissellement subséquents (les barrages de glace peuvent résister à une augmentation modérée de débit);
- Endommagement partiel de la flore aquatique et mortalité possible de la faune aquatique (Bergeron et Enders, 2013);
- Augmentation du débit à la fin d'une nuit froide ou d'une vague de froid par la relâche massive de glace de fond qui se joint à l'écoulement (ex. : Jasek, 2015).

Embâcles

- Inondations soudaines et difficilement prévisibles lors de leur formation (blocage du chenal par les glaces);
- Endommagement de structures en rive et sur la plaine inondable par les glaces lors de leur immobilisation;
- Érosion locale par l'eau (sous l'embâcle) et abrasion locale par les glaces (sous et sur les flancs de l'embâcle) lors de leur immobilisation;
- Modification et adaptation de la morphologie locale (dans les zones d'embâcles récurrents ou à la suite d'un embâcle majeur);
- Endommagement de la flore aquatique et riveraine;
- Mortalité de certains individus de la faune aquatique;
- Obstruction temporaire de la navigation (fleuve Saint-Laurent).

Les inondations par les glaces représentent environ 30 % à 40 % des inondations au Canada. Les embâcles sont responsables de la grande majorité de ces phénomènes (Beltaos, 1995).

Trains de glaces

- Inondations soudaines et difficilement prévisibles sur une certaine distance (largement variable selon la quantité de glaces disponible et la morphologie du cours d'eau) à la suite de la relâche d'un embâcle et/ou lors de la rupture soudaine et mécanique d'un couvert de glace;
- Abrasion du lit et des berges du chenal par les glaces en mouvement;
- Modification de la morphologie locale (transport de sédiments par l'eau et la glace en aval des zones d'embâcles récurrents);
- Endommagement de la flore aquatique et riveraine et mortalité de certaines espèces de la faune aquatique (poissons, écrevisses, larves, etc.).

3.4.7.2 Mitigation – Atténuation du risque

Le risque peut se définir par une combinaison de la fréquence d'un phénomène qui cause des dommages (ex. : une fois par dix ans) et de la vulnérabilité de la zone pouvant subir des dommages (ex. : présence d'infrastructures d'une valeur d'un million de dollars). Le risque en ingénierie s'exprime donc en $/an (ex. : moyenne de 100 000 $/an).

Plusieurs mesures de mitigation du risque associé à des phénomènes de glace sont documentées dans la littérature (ex. : Burrell, 1995). Par contre, certaines de ces mesures demeurent expérimentales et leur conception ainsi que leur mise en place doivent reposer sur une connaissance quantitative des effets visés et des impacts collatéraux possibles (ex. : impact indirect sur la morphologie locale et sur la plaine inondable). Chaque rivière et chaque tronçon d'un même cours d'eau étant uniques, les mesures de mitigation sont rarement transférables d'un site à un autre. Dans la plupart des cas, des études menées par des experts du domaine sont requises pour quantifier et établir les liens entre les régimes hydrologique (débit, crues, étiages), cryologique (ou glaciel), thermique (échanges de chaleur) et morphologique (transport de sédiments, stabilité des berges et du lit, etc.), et ce, non seulement au site affecté par un phénomène indésirable, mais également sur une certaine distance en amont et en aval.

Les études de faisabilité, la conception et la mise en place de certaines mesures de mitigation constituent des actes d'ingénierie selon la Loi sur les ingénieurs, et le présent document ne peut faire mention de techniques de mitigation spécifiquement applicables pour contrer les effets nuisibles d'un phénomène de glace en particulier. La mise en place de certaines mesures peut avoir des conséquences néfastes et inattendues, et il est recommandé de demander l'avis d'experts dans le domaine, même pour des interventions aussi simples que de casser un couvert de glace. Cela dit, voici une liste non exhaustive d'interventions possibles :

Mesures structurelles

- Barrages, seuils et structures de contrôle des glaces pour protéger des sites situés en aval;
- Estacades flottantes permettant d'intercepter et de prévenir la formation de certains types de glace;
- Clôtures antiglaces, digues conventionnelles ou digues construites en retrait du lit mineur;
- Modification du chenal ou de la plaine inondable dans le but d'altérer les conditions d'écoulement la dynamique locale des glaces, ou encore de protéger les berges contre l'érosion et l'abrasion;
- Immunisation, adaptation ou déplacement de résidences et d'édifices vulnérables;
- Modification et adaptation des infrastructures (système de drainage urbain, voies de transport ou autres) pour résister aux phénomènes de glace et à leurs conséquences.

Comme mentionné à la section 3.3.3, il est recommandé de connaître et de travailler de concert avec la dynamique morphologique du cours d'eau afin d'optimiser la durabilité des mesures, de minimiser les coûts d'entretien et de préserver l'environnement.

Mesures non structurelles

- Affaiblissement thermique — direct (chaleur) et indirect (modification de la réflectivité du couvert de glace) — préventif de la glace pour protéger un site situé immédiatement ou loin en amont;
- Affaiblissement mécanique préventif de la glace avec de la machinerie (flottante ou non) pour protéger un site situé immédiatement ou loin en amont;
- Intervention mécanique directe sur un phénomène de glace indésirable;
- Prévision de la débâcle dans le but d'avertir les intervenants et la population;
- Détection précoce de la débâcle dans le but d'avertir les intervenants et la population;
- Documentation et quantification du régime des glaces dans le but d'améliorer le protocole et les techniques d'intervention.

Il est à noter que des experts en glace peuvent modéliser des phénomènes de glace aussi chaotiques et dynamiques que des embâcles et des accumulations de frasil, ce qui permet d'évaluer les niveaux d'eau qui leur sont associés et ainsi de quantifier le risque et la rentabilité de mesures de mitigation potentielles. Cet effort rend également possible la délimitation approximative des zones inondables par les glaces, qui peuvent largement différer des zones associées aux crues à l'eau libre (voir section 3.4.4). Il est à noter que la délimitation de la zone inondable par les embâcles peut être réalisée par des approches :

- Numériques (modélisation basée sur les données hydrologiques hivernales);
- Synthétiques (modélisation basée sur une quantité limitée de données et d'observations);

- Historiques (archives, journaux, données gouvernementales rapportant des événements passés);
- Morphologiques (indicateurs sédimentaires et formes spécifiquement associées à la dynamique des glaces);
- Biologiques — lignes de végétation (détruite par des embâcles récurrents) et cicatrices d'impacts de glaces (laissées sur les arbres) pouvant être datées.

La délimitation de la zone inondable par les phénomènes de glace est une science relativement jeune et dont certains détails sont décrits par Burrell et collaborateurs (2015).

3.4.7.3 Exemples pratiques

Le Zoo sauvage de Saint-Félicien a été affecté par un embâcle au mois de mars 2012 (Turcotte et Morse, 2013b). À la suite de cet événement sans précédent, il a fallu comprendre et quantifier le phénomène par :

- La visite des lieux pendant et après la période hivernale;
- L'analyse de photos, de vidéos et de témoignages au sujet de l'événement;
- La consultation d'archives sur les inondations passées et l'analyse de données hydrométéorologiques historiques;
- La modélisation hydrodynamique de la rivière et la simulation d'embâcles.

Des mesures de mitigation possibles ont été déterminées dans le contexte d'une étude de préfaisabilité :

- Mise en place d'un système d'alerte précoce de la débâcle;
- Construction d'une structure de contrôle des glaces en amont de la zone affectée;
- Modification mineure de la géométrie du chenal en amont de la zone affectée;
- Modifications mineures du chenal dans la zone affectée;
- Affaiblissement annuel ou au besoin du couvert de glace en aval de la zone affectée.

La ville de Saint-Raymond a été affectée par des inondations en présence de glace en 2003, 2004, 2005, 2012 et 2014. Il a été établi que le frasil et les embâcles à différents endroits menaçaient la ville et que de multiples mesures devraient probablement être mises en place pour réduire le risque d'inondation. À ce jour (Turcotte et Morse, 2015), les études visant à déterminer des mesures de mitigation ont inclus :

- La consultation d'archives et de rapports d'ingénierie;
- Plusieurs rencontres avec les intervenants et la population;
- La visite de la rivière Sainte-Anne et de ses affluents plus d'une centaine de fois durant l'automne, l'hiver et le printemps;
- L'instrumentation automatisée de 30 km de rivière et d'affluents pendant deux hivers;

- La prise de mesures et la quantification *in situ* de certains paramètres et phénomènes;
- L'analyse de données;
- La modélisation hydrodynamique, hydrologique, cryologique et thermique de la rivière;
- La quantification préliminaire du transport de sédiments;
- La quantification du risque;
- La modélisation de l'efficacité de certaines mesures structurelles;
- L'évaluation de la rentabilité de certaines mesures de mitigation.

Les mesures de mitigation déterminées à ce jour visent, entre autres, à :

- Stocker du frasil en amont de la ville;
- Intercepter les trains de glaces en amont de la ville;
- Affaiblir le couvert de glace en aval et au niveau de la ville;
- Prévoir et détecter la débâcle.

Dans ces deux cas, les mesures de mitigation visent une réduction optimale du risque en sachant que le risque ne peut être entièrement éliminé. Les mesures doivent également être rentables, présenter un minimum d'impact sur la dynamique naturelle du cours d'eau et considérer l'effet des changements climatiques.

Références

Allard, G., Buffin-Bélanger, T., Bergeron, N. E., 2011, « Analysis of Frazil Ice as a Geomorphic Agent in Frazil Pools », *River Research and Applications*, vol. 27, p. 1136-1148.

Ashton, G. D., Beltaos, S., 2013, « Thermal Growth of Ice Cover », *River Ice Formation*, Beltaos, S. (éditeur), Committee on River Ice Processes and the Environment, Canadian Geophysical Union, Hydrology Section, Edmonton.

Beltaos, S., 2013, *River Ice Formation*, Committee on River Ice Processes and the Environment, Canadian Geophysical Union, Hydrology Section, Edmonton.

Beltaos, S., 2008, *River Ice Breakup*, Water Resources Publications, Highlands Ranchs, Colorado.

Beltaos, S., 1995, *River Ice Jams*, Water Resources Publications, Highlands Ranchs, Colorado.

Bergeron, N. E., Enders, E. C., 2013, « Fish Response to Freezeup », *River Ice Formation*, Beltaos, S. (éditeur). Committee on River Ice Processes and the Environment, Canadian Geophysical Union, Hydrology Section, Edmonton.

Bergeron, N. E., Buffin-Bélanger, T., Dubé, J., 2011, « Conceptual Model of River Ice Types and Dynamics Along Sedimentary Links », *River Research and Applications*, vol. 27, p. 1159–1167.

Burrell, B. C., 1995, « Mitigation », *River Ice Jams*, Beltaos, S. (éditeur.), Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado.

Burrell, B. C., Huokuna, M., Beltaos, S., Kovachis, N., Turcotte, B., Jasek, M., 2015, *Flood Hazard and Risk Delineation of Ice-Related Floods: Present Status and Outlook*, Proceedings of the 18th CGU-HS CRIPE Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers, Québec, QC, Canada.

Chambers, P. A., Brown, S., Culp, J.M., Lowell, R. B., Pietroniro, A., 2000, « Dissolved Oxygen Decline in Ice-Covered Rivers of Northern Alberta and Its Effects on Aquatic Biota », *Journal of Aquatic Ecosystem Stress and Recovery*, vol. 8, p. 27-38.

Daly, S. F., Ettema, R., 2006, « Frazil Ice Blockage of Water Intakes in the Great Lakes », *Journal of Hydraulic Engineering*, vol. 132, no 8, p. 814-824.

Hicks, F. E., 1993, *Ice as the Geomorphologic Agent in an Anastomosing River System*, Proceedings of the NHRI Workshop on Environmental Aspects of River Ice, National Hydrology Research Institute, Saskatoon, SK, Canada.

Jasek, M., Shen, H.T., Pan, J., Paslawski, K., 2015, *Anchor Ice Waves and Their Impact on Winter Ice Cover Stability*, Proceedings of the 18th CGU-HS CRIPE Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers, Québec, QC, Canada.

Power, G., Brown, R. S., Imhof, J. G., 1999, « Groundwater and Fish: Insights from Northern North America », *Hydrological Processes*, vol. 13, p. 401-422.

Prowse, T. D., 2001a, « River-Ice Ecology: I. Hydrologic, Geomorphic, and Water-Quality Aspects », *J. Cold Reg. Eng.*, vol. 15, p. 1-16.

Prowse, T.D., 2001b, « River-Ice Ecology: I. Biological Aspects », *J. Cold Reg. Eng.*, vol. 15, p. 17-33.

Prowse, T. D., Carter, T., 2002, « Significance of Ice-Induced Storage to Spring Runoff: a Case Study of the Mackenzie River », *Hydrol. Processes*, vol. 16, p. 779-788.

Richard, M., Morse, B., 2008, « Multiple Frazil Ice Blockages at a Water Intake in the St. Lawrence River », *Cold Regions Science and Technology*, vol. 53, p. 131-149.

Thériault, I., Taha, W., 2013, *Level Increase Due to the Presence of a Hanging Dam During Early Spring Floods*, GHU-HS Committee on River Ice Processes and the Environment, Edmonton.

Turcotte, B., Morse, B., 2015, *Ice-Induced Flooding Mitigation at St. Raymond, QC, Canada*, Proceedings of the 18th CGU-HS CRIPE Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers, Québec, QC, Canada.

Turcotte, B., Morse, B., Anctil, F., 2014, « The Hydro-Cryologic Continuum of a Steep Watershed at Freezeup », *Journal of Hydrology*, vol. 508, p. 397-409.

Turcotte, B., Morse, B., 2013a, « A Global River Ice Classification Model », *Journal of Hydrology*, vol. 507, p. 134-148.

Turcotte, B., Morse, B., 2013b, *Ice Jam Mitigation at the St. Félicien Zoo*, 17th CGU-HS CRIPE Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers, Edmonton, AB, Canada.

Turcotte, B., Morse, B., Anctil, F., 2012, « Cryologic Continuum of a Steep Watershed », *Hydrological Processes*, vol. 28, no 3, p. 809-822.