Université du Québec Institut National de la Recherche Scientifique Centre Eau Terre Environnement

## Analyse hydrométéorologique multivariée et modélisation déterministe des crues de la rivière Richelieu, Québec

Par

Christian Saad

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

#### Jury d'évaluation

Président du jury et examinateur interne

Erwan Gloaguen INRS-Eau Terre Environnement

Examinateur externe

Fahim Ashkar Département de mathématiques et de statistique, Université de Moncton

Directeur de recherche

André St-Hilaire INRS-Eau Terre Environnement

Codirecteur de recherche

Philippe Gachon UQÀM-Centre ESCER

© Droits réservés de Christian Saad, 2014

#### REMERCIEMENTS

Ces deux dernières années de maîtrise en science de l'eau ont été remplies de découvertes, de moments mémorables et de belles rencontres pour lesquelles je suis très reconnaissant. Tout d'abord, je veux remercier mon directeur André St-Hilaire de m'avoir offert une place dans son équipe de recherche pleine de dynamisme et d'humour ainsi que pour avoir eu confiance en moi à travers ce projet. J'apprécie énormément le temps, le soutien et toutes les connaissances que tu m'as apportés en plus des contacts et des portes que tu m'as ouvertes durant les différentes étapes de cette aventure. Je te remercie également de m'avoir constamment aidé à trouver des solutions lorsque je me trouvais face à des murs. Sur une note quelque peu différente, j'éprouve également beaucoup de gratitude pour les opportunités de terrain que tu m'as offertes par l'intermédiaire des divers projets des membres du laboratoire. Ces expériences m'ont formé différemment et m'ont permis de découvrir un nouvel intérêt pour le travail de terrain. Merci pour tout André!

J'aimerais également remercier mon codirecteur Philippe Gachon pour son encadrement et son appui étroit et continu avant, pendant et après ma maîtrise. Philippe, tu as été une influence importante dans mon cheminement de carrière ainsi que dans ma vie personnelle et je t'en suis énormément reconnaissant. Merci pour les connaissances que tu m'as données à travers les années et la confiance en moi jusqu'à aujourd'hui. Merci de m'avoir constamment trouvé de nouveaux projets et des obstacles à surmonter, me motivant ainsi à en apprendre davantage dans les différentes sphères de la science. Je te remercie également de m'avoir intégré dans ton équipe de recherche, rendant plus agréables le quotidien du bureau et les activités de groupe.

Merci à vous deux pour l'enrichissement scientifique et culturel que j'ai acquis durant ces deux dernières années de maîtrise à Québec et dans mes voyages en Saskatchewan et au Nouveau-Brunswick.

J'aimerais aussi remercier énormément le coauteur et mon mentor en statistique, le professeur à l'Université de Moncton, Salaheddinne El-Adlouni. Merci beaucoup, Salaheddine pour le temps et l'effort que tu as investi en moi. Merci pour ta patience et tes conseils lorsque je m'enfargeais dans certains concepts statistiques. Je te remercie également de m'avoir fait confiance à travers notre collaboration. J'ai beaucoup de gratitude pour les connaissances que tu

m'as apportées pendant cette maîtrise. J'apprécie beaucoup le complément que tu as procuré à ma formation par ta participation dans cette recherche. Je suis content d'avoir fait ta connaissance et j'en garderai de beaux souvenirs.

Merci aux réviseurs de ce mémoire pour vos conseils, commentaires et suggestions critiques permettant l'amélioration de cette œuvre. Merci aux professeurs du centre ETE de l'INRS pour toutes les connaissances apportées en hydrologie, mathématiques, statistique, limnologie et méthodologie à travers nos cours et vos interventions à l'extérieur des classes. Tous ces éléments ont contribué d'une manière ou d'une autre à l'avancement de ce projet et à mon développement intellectuel alors j'en suis très reconnaissant. Merci également au professeur honoraire Guy Morin pour son aide précieuse lors de ma familiarisation avec le modèle hydrologique CEQUEAU utilisé dans le cadre de cette étude et durant le processus de calibration du modèle.

J'aimerais également remercier toutes les membres de l'équipe d'André et de Philippe qui m'ont tous apporté différentes expériences, connaissances et/ou souvenirs à travers cette maîtrise. Un gros merci à Sébastien, Valérie, Anik, Audrey, Myriam, Dae, Laurie, Deepti, Julien, Alida, Bouchra, Jaewon, Rabah, Guillaume, Milka, Philippe M. et Émilia. Je tiens à remercier également ma cohorte de Chaoborus pour les bons moments en classe, en conférence, au 3e étage, sur le terrain et à l'extérieur du cadre académique. Merci d'avoir rendu cette expérience de maîtrise plus qu'une expérience universitaire.

Merci également au conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada, à Environnement Canada, au projet FACE et au centre ETE de l'INRS pour le soutien financier et les autres ressources procurées en continu à travers ce projet de recherche. Merci au projet *Données Accès Intégration* (DAI), à Environnement Canada, aux *National Climatic Data Center*, au Comité de concertation et de valorisation du bassin versant de la rivière Richelieu et aux autres institutions et gouvernement ayant permis d'accéder aux données utilisées dans le cadre de cette étude.

Enfin, mais non les moindres, je dédie ce mémoire à mon amour, ma famille et mes amis que je tiens à cœur pour leur encouragement et leur support continu à travers cette aventure.

#### **AVANT-PROPOS**

Ce mémoire par article présente le projet de recherche entrepris dans le cadre de mes études de 2<sup>ème</sup> cycle en science de l'eau. Le premier chapitre inclut une synthèse de la revue de littérature des domaines pertinents, suivi d'une description détaillée des données et de la méthodologie adoptée, des résultats obtenus puis des conclusions générales ainsi que sur diverses opportunités de recherche. Le deuxième chapitre couvre une partie essentielle des travaux présentés et qui a été soumis comme article scientifique à la revue *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*.

#### 1. Contribution de l'étudiant

Le projet de recherche en question m'a été proposé par mon directeur de maîtrise, André St-Hilaire, et par mon codirecteur, Philippe Gachon, durant une discussion concernant la problématique principale de cette étude, qui marquait l'actualité du Québec à ce moment : la crue importante de la rivière Richelieu en 2011. Durant mes 2 années et demie d'étude, j'ai complété la majeure partie des travaux exécutés, incluant la définition des objectifs, la revue de la littérature, l'élaboration et l'application de la méthodologie, puis l'analyse des résultats.

J'ai exécuté le traitement de données hydrométéorologiques à partir des bases de données disponibles provenant de différentes agences gouvernementales et institutions. J'ai sélectionné une période commune d'étude pour laquelle les données manquantes étaient minimisées et pour laquelle des années particulièrement anormales sont incluses et couvraient la plus longue période de temps possible. J'ai ensuite procédé à la sélection et au calcul d'indices climatiques annuels, saisonniers et mensuels tels que définis par les projets *STARDEX* et *ETCCDI* à partir des données observées en utilisant le logiciel de calcul numérique *MATLAB* afin de caractériser les contextes hydrométéorologiques de la région d'étude en analysant les anomalies interannuelles standardisées et les corrélations non paramétriques entre les variables.

Une fois que les évènements météorologiques pertinents à l'analyse de crue ont été déterminés, j'ai procédé au développement d'un algorithme de simulation multivariée d'évènements hydrométéorologiques exploitant une loi de probabilité conjointe par l'intermédiaire de copules suite à la suggestion de mon directeur de maîtrise et à l'encadrement

du Professeur Salaheddine El-Adlouni. Cette activité a demandé beaucoup d'effort pour que je me familiarise avec les fondements statistiques de l'analyse fréquentielle et de l'approche par copules afin de développer et d'évaluer la performance de deux modèles par copules archimédiennes hiérarchiques trivariées dans le contexte hydrométéorologique du bassin versant étudié. Le professeur El-Adlouni a fourni les enseignements nécessaires ainsi que les algorithmes initiaux pour compléter cette partie du projet. Par la suite, j'ai appliqué ce modèle statistique pour caractériser la probabilité d'occurrence d'une pointe de crue extrême observée au printemps 2011 dans la rivière Richelieu et le bassin du lac Champlain. De plus, j'ai utilisé la même approche statistique pour élaborer des scénarios météorologiques plausibles pouvant engendrer des crues particulières de cette rivière d'intérêt.

Finalement, j'ai produit une dizaine des scénarios hydrométéorologiques élaborés selon l'approche par copule en appliquant un incrément quotidien sur les séries temporelles observées des observations météorologiques de 1998 et 2011. Ma familiarisation avec le modèle hydrologique CEQUEAU et sa calibration pour l'analyse de sensibilité hydrologique des scénarios générés ont été complétées avec l'encadrement de mon directeur et du professeur honoraire Guy Morin. Par la suite, j'ai procédé à l'analyse des résultats de simulation des scénarios hydrométéorologiques afin de souligner les avantages et désavantages de la méthodologie proposée, puis pour suggérer des pistes d'amélioration et des opportunités de recherche. L'ensemble des connaissances acquises ou des résultats obtenus et des développements méthodologiques fait donc l'objet de cette présente thèse ainsi que l'article soumis pour publication.

#### 2. Contribution des coauteurs

Le directeur et le codirecteur de recherche, André St-Hilaire et Philippe Gachon, m'ont encadré à travers toute cette étude. En premier lieu, ils ont suscité mon intérêt à la problématique et m'ont encouragé à entreprendre ce travail de recherche. Ils m'ont tous deux orienté et aidé à définir les objectifs de cette étude puis ont balisé le traitement méthodologique. Ils ont contribué à l'amélioration de ce mémoire et de l'article contenu au chapitre 2 à travers leurs révisions et commentaires constructifs. Le professeur St-Hilaire a assuré un encadrement et un transfert assidu de connaissance lors de ma familiarisation avec le modèle hydrologique puis lors de sa calibration et validation. Il m'a conseillé par rapport au choix des indicateurs hydrologiques utilisés pour la caractérisation de la rivière d'intérêt. Il m'a également mis sur la piste des copules lorsque je cherchais une solution pour quantifier les risques d'inondations et pour élaborer des scénarios hydrométéorologiques plausibles. Le professeur Gachon a apporté au projet et à ma formation une expertise essentielle et un encadrement diligent concernant l'analyse climatologique sur le territoire canadien par l'intermédiaire de son implication dans le projet *Données Accès Intégration (DAI)*. Il m'a procuré les connaissances nécessaires pour calculer des indicateurs d'évènement météorologiques, puis m'a offert des conseils importants quant à leur interprétation et à leur analyse. Il m'a également expliqué le fonctionnement de différentes techniques statistiques descriptives et d'analyse de dépendance.

Le professeur Salaheddine El-Adlouni a également grandement contribué avec son temps, son énergie et son expertise en statistique à me former sur tout ce qui a trait à l'analyse fréquentielle et à la technique des copules, des éléments primordiaux de cette étude. Il m'a procuré des outils de base et des ressources fondamentales, qui ont permis le développement du modèle par copule proposé dans le cadre de cette recherche. Il m'a également suivi étroitement lors de la rédaction de l'article scientifique en proposant constamment des astuces pour améliorer le texte.

#### 3. Contribution du mémoire

Les travaux présentés dans ce mémoire contribuent à l'avancement des connaissances en sciences de l'eau et plus particulièrement à l'élaboration éventuelle d'outils de gestion de risque d'inondation. Dans le cadre d'une application hydrométéorologique, le mémoire propose une approche innovatrice pour l'estimation de risque d'inondation à l'aide de copule archimédienne hiérarchique trivariée.

Dans un premier temps, ce mémoire offre une caractérisation détaillée des contextes hydrologique, météorologique et climatologique couvrant la période de 1981 à 2011 du bassin versant de la rivière Richelieu et du lac Champlain. Cette caractérisation permet de déterminer le contexte dans lequel s'inscrit la crue exceptionnelle du printemps 2011 ayant marqué l'histoire de la Montérégie au Québec, Canada. De plus, des variables météorologiques expliquant une partie des occurrences de crue aussi intense que celle de 2011ont été identifiées comme étant le régime de précipitation totale entre novembre et mars, la variabilité de la température intrasaisonnière en hiver et l'intensité des précipitations printanières extrêmes. La considération de tels évènements peut servir au développement d'outil de gestion de risque d'inondation dans un contexte similaire. En parallèle, ce mémoire a permis de classifier les stations météorologiques recensées sur le bassin versant de la rivière Richelieu et du lac Champlain en groupe de stations homogènes selon les 3 caractéristiques citées ci-dessus.

Un modèle probabiliste multivarié par copule archimédienne hiérarchique est proposé et utilisé pour caractériser la probabilité de dépassement de quantiles des crues extrêmes de la rivière Richelieu. L'adaptation et l'utilisation de cette méthode statistique pour l'interprétation des causes potentielles des crues extrêmes sont une contribution importante au développement d'outil d'analyse multivariée du risque d'inondation. L'approche multivariée en question permet également de proposer des pistes de solution pour l'élaboration de scénarios météorologiques statistiquement fondés pouvant être utilisés dans le cadre d'analyse de sensibilité hydrologique du bassin versant à l'étude.

Par ailleurs, le mémoire présente la calibration et la validation d'un modèle hydrologique déterministe sur la région d'étude puis offre une modélisation appropriée des crues de la rivière Richelieu. Le modèle est en mesure d'être utilisé pour une analyse de sensibilité de la réponse hydrologique de la rivière Richelieu selon divers facteurs météorologiques, comme le démontrent les exemples décrits dans le mémoire. De plus, ce dernier pourrait également être utilisé pour la prévision des niveaux d'eau quotidiens de la rivière Richelieu en période de crue.

Le mémoire contribue également à des pistes de recherche et d'amélioration possible dans le cadre de développement d'outil d'analyse et de gestion du risque d'inondation. Par exemple, l'intégration de techniques statistiques non stationnaires permettra l'application de la méthodologie proposée dans un contexte de changement climatique.

Finalement, l'article soumis est une contribution originale en hydrologie, qui propose un outil efficace et utile à la caractérisation des crues de la rivière Richelieu.

## RÉSUMÉ

Les inondations printanières majeures de la rivière Richelieu (Québec, Canada) et de son bassin versant, comme celle qui a affecté cette région au printemps de 2011, représentent une des préoccupations importantes pour les décideurs, les agriculteurs, la population et tous les intervenants impliqués dans la gestion et la surveillance des infrastructures affectées par la montée des eaux dans cette région. Dans la perspective d'améliorer la gestion des risques d'inondation, une approche combinant des techniques d'analyse statistique et de modélisation déterministe des extrêmes hydrométéorologiques est proposée et évaluée en se basant sur les évènements historiques d'envergures similaires et distincts de la crue record de 2011 de la rivière Richelieu. En effet, les évènements de crues printanières ont pour origine une combinaison de facteurs directs et indirects provenant de la distribution temporelle et spatiale des variables météorologiques clés, ayant un effet sur les niveaux d'eau, tels que le cumul de précipitation, l'intensité des évènements pluvieux ainsi que la variabilité intrasaisonnière de la température. Il est donc important d'analyser les régimes de précipitation et de température en terme d'intensité, de durée, d'occurrence et de fréquence à l'origine des conditions météorologiques favorisant l'apparition et la sévérité des crues exceptionnelles, comme celle de 2011.

Dans le but d'acquérir une compréhension approfondie des risques d'inondations de la rivière Richelieu et de mieux anticiper les cas de crues importantes dans le futur, les principaux objectifs de cette étude sont de : (1) Développer un modèle probabiliste multivarié par l'intermédiaire de copules, afin de (2) caractériser les effets isolés et conjoints d'évènements météorologiques sur les crues de la rivière Richelieu, dont la crue record de 2011. Dans un deuxième temps, cette étude a permis (3) d'élaborer des scénarios météorologiques plausibles pouvant générer des crues particulières afin (4) d'évaluer la réponse hydrologique de la rivière Richelieu à différents facteurs ou scénarios météorologiques via l'utilisation d'un modèle hydrologique déterministe.

Afin de prendre en compte l'effet combiné de facteurs et d'aléas météorologiques variés reliés à l'occurrence, l'intensité et la durée des crues printanières, plusieurs indicateurs annuels, saisonniers et mensuels du régime de précipitation, de la température et de l'hydrologie de la rivière Richelieu sont calculés pour la période récente de 1981 à 2011. Les contextes

météorologique et hydrologique de l'évènement de 2011 par rapport à la climatologie (calculée sur la période 1981-2011) sont caractérisés selon les indicateurs les plus appropriés à partir des précipitations totales et des températures minimum et maximum quotidiennes, ainsi que des débits journaliers. Des analyses des anomalies interannuelles standardisées et de la dépendance entre les évènements hydrométéorologiques permettent ainsi d'évaluer la variabilité des régimes étudiés et d'apprécier les interrelations potentielles entre les variables à l'étude et les épisodes de crues printanières au cours du temps.

L'ajustement de lois statistiques pour l'estimation de probabilités d'occurrence conjointes et conditionnelles, de durée et d'intensité de crue à l'aide d'une approche statistique par copule permet de quantifier les effets séparés et conjoints de divers évènements météorologiques sur les inondations printanières. La technique proposée consiste à utiliser 2 modèles de copule archimédienne hiérarchique trivariée, dont ceux de Frank et Clayton. Suite à une évaluation de la distribution, de la fréquence et de la structure de dépendance des valeurs simulées, ces modèles se sont avérés applicables dans le contexte hydrométéorologique de la rivière d'intérêt. Ceci a donc permis de quantifier la récurrence de l'intensité de la crue du printemps 2011 selon les conditions observées avant et durant son apparition, soit une fois par 11 à 13 ans sous les conditions observées de précipitation totale tombée entre novembre 2010 et mars 2011 et de nombre de jours avec cycle quotidien de gel/dégel durant ce même hiver. De plus, la récurrence du maximum de crue de 2011 est estimée à une fois par 7 à 52 ans lorsque les mêmes conditions observées de précipitation totale entre novembre et mars ont lieu conjointement avec le 90<sup>ème</sup> centile de pluie printanière observée en 2011 dans la vallée du lac Champlain. Par conséquent, le régime de précipitation totale de novembre à mars, la variabilité intrasaisonnière des températures hivernales ainsi que l'intensité des précipitations extrêmes au printemps expliquent en partie les inondations d'intensité majeures observées en 2011 puisque les probabilités d'occurrence de la crue de 2011 conditionnelle à ces variables sont élevées. De plus, cette méthode a permis de quantifier la probabilité d'occurrence selon différentes combinaisons trivariées des évènements hydrométéorologiques observés en 2011 cités ci-dessus. Le risque d'inondation de la rivière Richelieu pour un évènement similaire à 2011 est ainsi estimé en termes d'amplitude et de probabilité d'occurrence.

La technique proposée sert également à établir différents scénarios hydrométéorologiques de crue particulière. Le modèle multivarié par copule permet d'élaborer diverses combinaisons plausibles de conditions météorologiques pouvant engendrer des intensités de crue importante pour la rivière Richelieu. Les risques des évènements de crues ciblées sont estimés par les périodes de retour conjointes et conditionnelles selon les différents scénarios trivariés. Ces derniers servent à l'analyse du régime hydrologique de la rivière Richelieu selon différents facteurs météorologiques et ultimement à contribuer au développement d'un système de gestion de risque d'inondation.

Une fois calibré et validé adéquatement, l'utilisation du modèle hydrologique déterministe et semi-distribué CEQUEAU permet d'analyser la sensibilité ou la réponse hydrologique de la rivière Richelieu à 10 scénarios de combinaisons d'évènements météorologiques qui sont des variantes des conditions observées durant les années 1997-1998 et 2010-2011. Un incrément saisonnier est appliqué aux différentes séries temporelles observées pour ces 2 années afin d'atteindre les cibles saisonnières des scénarios élaborés par copule multivariée. La pertinence de produire plusieurs séries temporelles météorologiques en variant la distribution temporelle des évènements quotidiens intrasaisonniers pour chaque scénario est évaluée afin de prendre en considération une gamme de scénarios équiprobables. Il est démontré que la sévérité d'une crue sous des conditions météorologiques similaires à celles de 2011, sauf en ce qui a trait aux précipitations totales tombées entre novembre et mars, ou à l'intensité des précipitations tombées durant la crue, est réduit d'un statut majeur, tel qu'observé durant le printemps 2011, à un statut médium. L'effet d'une réduction de l'intensité des pluies au printemps sur la réduction du débit de pointe du Richelieu est moins important que l'effet d'une réduction des précipitations totales tombées entre novembre et mars à échelle comparable. De plus, l'effet combiné de ces 2 conditions sur le débit de pointe réduit celui-ci sous le seuil d'inondation mineure. D'autre part, les scénarios où le nombre de jours avec cycle quotidien de gel/dégel en hiver est modifié, ne semblent pas avoir d'impact sur les crues simulées, sans doute à cause d'une incompatibilité entre cet indice et les paramètres du modèle hydrologique qui gèrent le processus effectif de fonte du couvert nival. Il serait donc utile dans de futurs travaux d'analyser plus en détail l'effet de la variabilité des températures au cours de l'hiver, et notamment l'effet des cycles de gel/dégel, sur les caractéristiques du couvert nival disponible pour la fonte au printemps ainsi que leurs influences sur la modélisation de la pointe de crue.

Les résultats présentés dans ce mémoire apportent une contribution originale à la science de l'eau et plus particulièrement ils posent les jalons d'un éventuel développement d'outil de gestion de risque d'inondation, tout en offrant une caractérisation hydrométéorologique de la rivière Richelieu et de son bassin versant.

#### ABSTRACT

The major spring floods of the Richelieu River (Quebec, Canada), such as the record flood of 2011, represent important preoccupations to decision makers, agricultural workers, the local population and individuals responsible for the monitoring and the management of infrastructures affected by water levels in the study area. In a perspective to improve flood risk management systems, an approach combining statistical techniques with deterministic modeling of extreme hydrometeorological events is proposed and evaluated based on historical flood events including the 2011 record spring flood of the Richelieu River. Therefore it is important to analyse the precipitation and temperature regimes in terms of intensity, duration, variability and frequency of the conditions behind the occurrence and severity of flood characteristics such as the 2011 spring flood.

With the main goal of acquiring a more comprehensive understanding of flood risks for the Richelieu River and in order to be better prepared in the case of future flood events, the following objectives are explored: (1) To develop a multivariate probabilistic model with the use of copulas in order to (2) evaluate the separate and joint effects of various meteorological events on the flow response of the Richelieu river, especially in the case of a record flood such as the one of 2011. In addition, the developed model is to be used to elaborate plausible multivariate meteorological scenarios which can lead to particular extreme conditions in order to (4) evaluate the flow response of the Richelieu River according to those scenarios using a deterministic hydrological model.

In order to account for the combined effect of various meteorological factors on the occurrence, intensity and duration of spring floods, several annual, seasonal and monthly indicators of precipitation, temperature and hydrological regimes are calculated for the recent 31 year period of 1981 to 2011. The climatological, meteorological and hydrological context of the Richelieu River watershed are characterised using these indicators as well as the daily total precipitation, minimum and maximum temperature and flow observations for that common period. Inter-annual standardised anomalies and dependence analyses conducted on these hydrometeorological variables describe adequately the variability of the studied regimes.

The proposed technique to quantify the separate and joint effects of meteorological events on flood intensity and duration consists of 2 fully nested Archimedean copulas, the Clayton and Frank copulas. Using these copulas, the recurrence of the 2011 spring flood intensity conditional on the observed total precipitation fallen between November 2010 and March 2011 and the number of frost/thaw episodes that same winter in the Lake Champlain valley was estimated at once every 11 to 13 years; whereas the recurrence of that same flood conditional on the observed cumulative precipitation fallen between November 2010 and March 2011 and the 90<sup>th</sup> percentile of rainfall in spring 2011 for that same region was estimated at once every 7 to 52 years. Consequently, this analysis confirmed that the flood intensity of the 2011 events are partially explained by the precipitation regime fallen between November and March, the intraseasonal temperature variability in winter as well as the intensity of extreme precipitation events in spring upstream of the hydrometric station studied since the probability of occurrence of such a flood is high under those conditions. Therefore, a flood risk for the Richelieu River similar to the 2011 spring flood is estimated in terms of its magnitude and likelihood of occurrence.

The proposed technique also serves as a statistical basis to construct plausible meteorological scenarios, which could generate particular floods of the studied river. The copulas are used to develop several combinations of meteorological events that would likely produce floods of significant magnitude. The risks associated with the flood events of interest are estimated using the joint and conditional return periods of the hydrometeorological scenarios elaborated. Those scenarios are used in a sensitivity analysis of the hydrological response of the Richelieu River to various meteorological factors and ultimately as a first step to the development of a flood risk management tool.

A possible application of the proposed approach is demonstrated with the use of the semidistributed and deterministic hydrological model, CEQUEAU. The model is calibrated and validated appropriately using current high resolution physiographic data as well as daily hydrometeorological data of the afore-mentioned recent period. It is then used to simulate extreme flows of the Richelieu River according to 10 scenarios of various combinations of meteorological conditions based on the observed time-series of 1997-1998 and 2010-2011. Seasonal increments are applied to the observed time-series of those 2 hydrological years in order to meet the meteorological targets of the scenarios elaborated using the multivariate copula

xiv

model. This exercise pointed out the importance of producing several simulated time-series with varying temporal distributions of the daily events for each scenario in order to consider a range of meteorological possibilities. Results show a reduction in flood severity (ie. from major to medium flood) for scenarios of similar meteorological conditions as 2011 with the exception of lower total November to March precipitation quantities, or lower spring liquid precipitation intensities, equivalent to 2-year return periods. Furthermore, a reduction in the flood severity from major to less than minor flood is observed when both of these precipitation conditions are met in the same hydrological year. On the other hand, scenarios with higher number of frost/thaw episodes than those observed in winter 2010-2011 do not appear to have significant impacts on the simulated flow regime in spring. This could possibly be due to an incompatibility between the method used to produce these scenarios and the mathematical equations used to explore in future studies the production of scenarios with the use of additional conditions, which account for the caracteristics of the modelled snowmelt processes, and thereby evaluating the effects of frost/thaw cycles in winter on spring flood peaks.

The results presented in this M. Sc. thesis bring about an original contribution to the field of hydrology and more particularly to the development of flood risk management tools, while offering a hydrometeorological characterisation of the Richelieu River and its watershed.

# TABLE DES MATIÈRES

RF	EMERCI	IEMENTS	III
A١	ANT-P	ROPOS	V
RÉ	ÉSUMÉ.		IX
AF	BSTRAC	Т	. XIII
ТА	BLE DI	ES MATIÈRES	XVII
CF	IAPITR	E 1: MISE EN CONTEXT ET SYNTHÈSE DU MÉMOIRE	XXV
1		MISE EN CONTEXTE	1
2		REVUE DE LITTERATURE	2
	2.1	VARIABLES ET MODELES DETERMINISTES UTILISES DANS LA PREVISION DES CRUES ET DES RISQUES	
	211	D'INONDATION	2
	2.1.1	Les conditions meteorologiques avant et pendant la periode des crues	2
	2.1.3	La prévision des crues : les principaux modèles déterministes utilisés	4
	2.2	ANALYSE ET MODELISATION STATISTIQUES DES CRUES	7
3		QUESTION DE RECHERCHE, HYPOTHESE ET OBJECTIFS	10
4		METHODOLOGIE	12
	4.1	DESCRIPTION DE LA REGION D'ETUDE	
	4.1.1	Conditions physiographiques générales de la région	12
	4.1.2	Le climat de la région	14
	4.2	DONNEES : COLLECTE ET TRAITEMENT	17
	4.3	ANALYSES HYDROMETEOROLOGIQUES UNIVARIEES	19
	4.3.1	Description et sélection des indices hydrométéorologiques	19
	4.3.2	Analyse frequentielle univariee	22
	4.4 <i>4 4 1</i>	Description générale des conules	24 24
	4.4.2	Développement, évaluation et application des modèles multivariés par copule	27
	4.5	MODELISATION HYDROLOGIQUE	29
	4.5.1	Description et fonctionnement du modèle	29
	4.5.2	Bilan hydrologique et fonction de transfert	33
	4.5.3	Calibration et validation	
	4.5.4	Sélection et génération des scénarios hydrométéorologiques	40
5		RESULTATS	43
	5.1	ANALYSES HYDROMETEOROLOGIQUES UNIVARIEES	43
	5.1.1	Météorologie	43
	5.1.2	Hydrologie	45
	5.2	APPROCHE MULTIVARIEE PAR COPULE.	47
	5.2.1	Evaluation des modeles trivaries par copule	4/
	5.2.2 hvi	Anaiyse munivariee de la crue recora du Kicheneu el elaboration de scenarios drométéorologiques	48
	5.3	ANALYSE DE SCENARIOS PAR MODELISATION HYDROLOGIOUF	
	5.3.1	Calibration et validation du modèle hydrologique déterministe	49
	5.3.2	Simulation des scénarios hydrométéorologiques et analyse de sensibilité	57
6		DISCUSSION	62
	6.1	IMPLICATIONS DES RESULTATS	62

	6.2 6.2.1 6.2.2	FORCES ET FAIBLESSES DE L'APPROCHE PROPOSEE 6   Données utilisées 6   Méthodes statistique et déterministe appliquées 6	4 4 5				
7		CONCLUSION	8				
	7.1 7.2	ATTEINTE DES OBJECTIFS	8 1				
CH HY RIV	CHAPITRE 2 (ARTICLE): A NESTED MULTIVARIATE COPULA APPROACH TO HYDROMETEOROLOGICAL SIMULATIONS OF SPRING FLOODS: THE CASE OF THE RICHELIEU RIVER (OLIÉPEC, CANADA) RECORD FLOOD						
AB	STRAC	Т	5				
1		INTRODUCTION	5				
2		METHODOLOGY	9				
	2.1 2.1.1 2.1.2 2.1.3 2.2 2.2.1 2.2.2	ANALYSIS OF HYDROMETEOROLOGICAL EVENTS 7   Hydrometeorological indicators 7   Interannual variability analysis 8   Univariate frequency analysis 8   MULTIVARIATE ANALYSIS 8   Copula theory 8   Proposed simulation algorithm. 8	9 9 1 1 2 6				
3		STUDY REGION AND DATA9	0				
4		RESULTS	2				
	4.1 4.2 <i>4.2.1</i> <i>4.2.2</i> <i>4.2.3</i>	HYDROMETEOROLOGICAL ANALYSIS 9   MULTIVARIATE ANALYSIS 9   Evaluation of simulation algorithm 9   Multivariate characterisation of the Richelieu River record flood 10   Hydrometeorological scenarios 10	2 7 7 1 5				
5		DISCUSSION AND CONCLUSION	6				
AC	RONY	MS11	0				
AC	KNOW	LEDGEMENTS	1				
RE	REFERENCES						
AN	ANNEXE						

# LISTE DES TABLEAUX

#### CHAPITRE 1

TABLEAU 1.4.1	CARACTERISTIQUES DU CLIMAT DU BASSIN VERSANT ENTRE 1981 ET 2011.	15
TABLEAU 1.4.2	CARACTERISTIQUES MENSUELLES DU CLIMAT.	16
TABLEAU 1.4.3	INDICATEURS (OU INDICES) D'EVENEMENTS HYDROMETEOROLOGIQUES SAISONNIERS.	21
TABLEAU 1.4.4	SCENARIOS METEOROLOGIQUES BASES SUR LES ANNEES 2010-2011 ET 1997-1998 UTILISES P L'ETUDE DE SENSIBILITE	OUR 42
TABLEAU 1.5.1.	CRITERES NUMERIQUES D'EVALUATION DE LA PERFORMANCE DU MODELE HYDROLOGIQUE	54
TABLEAU 1.5.2	COEFFICIENTS DE NASH DU DEBIT QUOTIDIEN DE CHAQUE ANNEE MODELISEE	55

#### CHAPITRE 2

TABLE 2.2.1	DESCRIPTION OF THE GENERATING FUNCTIONS, PARAMETER CONSTRAINTS AS WELL AS OF THE
	RELATIONSHIPS BETWEEN COPULA PARAMETER AND KENDALL'S TAU FOR ARCHIMEDEAN COPULAS83
TABLE 2.3.1	DETAILS OF THE HYDROMETRIC AND METEOROLOGICAL OBSERVATION STATIONS OF PARTICULAR
	INTEREST WITH LOCATION RELATIVE TO THE HYDROMETRIC STATION AND ALTITUDE IN METERS ABOVE
	MEAN SEA-LEVEL
TABLE 2.4.1	MARGINAL DISTRIBUTIONS AND PARAMETERS OF HYDROMETEOROLOGICAL INDICES
TABLE 2.4.2	Hydrometeorological events of 2011 compared to their 1981-2011 mean values
TABLE 2.4.3	KENDALL'S RANK CORRELATION COEFFICIENT OF HYDROMETEOROLOGICAL INDICES FOR THE SOUTH
	Hero meteorological station and the Rapides Fryer hydrometric station under $90$ and
	95% CONFIDENCE INTERVALS
TABLE 2.4.4	Simulated and observed univariate exceedance probabilities of the $2011$
	HYDROMETEOROLOGICAL EVENTS USING THE CLAYTON AND FRANK COPULAS
TABLE 2.4.5	Joint and conditional trivariate return periods of the $2011$ hydrometeorological events
	OBSERVED AT THE SOUTH HERO AND RAPIDES FRYER STATIONS
TABLE 2.4.6	LOWER AND UPPER ESTIMATED JOINT AND CONDITIONAL RETURN PERIODS OF TRIVARIATE SCENARIOS
	OF MINOR AND MAJOR FLOODS UNDER OBSERVED P90LiqMAM and PrecTOTNM CONDITIONS106
TABLE 2.4.7	SAME AS TABLE 2.4.6, BUT FOR OBSERVED FRTHSEQDJF AND PRECTOTNM CONDITIONS106

# LISTE DES FIGURES

CHAPITRE 1		
FIGURE 1.4.1	CARTE DE LA REGION D'ETUDE	.13
FIGURE 1.4.2	HISTOGRAMMES DU CUMUL MOYEN (1981-2011) DE PRECIPITATION	.16
FIGURE 1.4.3	SCHEMA DE DIFFERENTES LOIS DE PROBABILITE SELON LE TYPE DE QUEUE	.23
FIGURE 1.4.4	SCHEMA DE PRODUCTION DU MODELE CEQUEAU.	.31
FIGURE 1.4.5	DIAGRAMME DE HAMAC INTERANNUEL REPRESENTANT LA DISTRIBUTION DES DEBITS QUOTIDIENS	.38
FIGURE 1.5.1	CARTE REPRESENTANT LES STATIONS METEOROLOGIQUES SELON 4 GROUPES HOMOGENES	.44
FIGURE 1.5.2	Exemples graphiques du temps de reponse de la riviere Richelieu	.50
FIGURE 1.5.3	REPRESENTATION DU POURCENTAGE DE COUVERTURE SPATIALE DE FORET, LACS ET RIVIERES PUIS D	ЭE
	MARAIS PAR CARREAU ENTIER DE LA GRILLE DU MODELE HYDROLOGIQUE	.51
FIGURE 1.5.4	HYDROGRAMME DU DEBIT MOYEN MENSUEL SANS ET AVEC LA RECONSTITUTION DU LAC	.52
FIGURE 1.5.5	COURBE DE FREQUENCE DE DEPASSEMENT DES DEBITS OBSERVES ET SIMULES.	.53
FIGURE 1.5.6	REPRESENTATION GRAPHIQUE DES DEBITS OBSERVES ET SIMULES POUR LES PERIODES DE	
	CALIBRATION ET VALIDATION.	.54
FIGURE 1.5.7	HYDROGRAMME DU DEBIT QUOTIDIEN SIMULE ET OBSERVE DE LA RIVIERE RICHELIEU EN 2011	.56
FIGURE 1.5.8	REPRESENTATION GRAPHIQUE DES LAMES D'EAU DES RESERVOIRS SOL, NAPPE PHREATIQUE ET LACS	.57
FIGURE 1.5.9	HYDROGRAMME DES DEBITS OBSERVES ET SIMULES SELON LES SCENARIOS 1 A 5	.58
FIGURE 1.5.10	) IDEM QUE LA FIGURE 5.9, MAIS POUR LES SCENARIOS 6 A 10.	.59
FIGURE 1.5.11	HISTOGRAMME REPRÉSENTANT LA DIFFÉRENCE ENTRE LES FONTES QUOTIDIENNES SIMULÉES ET	
	OBSERVÉES EN HIVER SUITE AU SCÉNARIO 4.	.61
CHAPITRE 2		
FIGURE 2.2.1	SCHEMATIC REPRESENTATION OF A FULLY NESTED TRIVARIATE ARCHIMEDEAN COPULA	.85
FIGURE 2.2.2	GRAPHICAL REPRESENTATIONS OF THE TRIVARIATE FULLY NESTED FRANK COPULA PARAMETER	
	CONSTRAINT, WHERE VALUES WITHIN WHITE SPACES SATISFY THE CONSTRAINTS	.86
FIGURE 2.4.1	GRAPHICAL REPRESENTATION OF THE STANDARDIZED INTERANNUAL ANOMALIES OF	
	HYDROMETEOROLOGICAL INDICES OBTAINED FROM OBSERVATIONS AT THE RAPIDES FRYER AND	
	SOUTH HERO STATIONS	.93
FIGURE 2.4.2	BOX-AND-WHISKER PLOTS OF THE SIMULATED AND OBSERVED CUMULATIVE SOLID PRECIPITATION IN	N
	WINTER, MAXIMUM SPRING FLOW AND $90^{\text{TH}}$ percentile of spring rainfall indices for the	
	CLAYTON AND FRANK COPULAS.	.98
FIGURE 2.4.3	GRAPHICAL REPRESENTATIONS OF QMAX <sub>SPR</sub> , PRECSOL DJF AND P90PLiQMAM VALUES AS SIMULATE	ED
	BY THE TRIVARIATE NESTED CLAYTON AND FRANK ALGORITHMS IN 3 AND 2-DIMENSIONAL	
	PERSPECTIVES.	100
FIGURE 2.4.4	Conditional return periods for the occurrence of the $2011$ flood peak and duration	
	UNDER METEOROLOGICAL CONDITIONS CORRESPONDING TO THE 2, 20, 50 AND 100-YEAR EVENTS	
	OBTAINED FROM THE MARGINAL DISTRIBUTIONS.	102

## LISTE DES ABRÉVIATIONS

- AIC : Akaike Information Criteria
- AO: Artic oscillation
- **BIC : Bayesian Information Criteria**
- CEHQ : Centre d'Expe Hydrique du Québec
- DAI : Données Accès et Intégration
- EC : Environnement Canada
- ETCCDI: Expert Team on Climate Change Détection and Indices
- ESA : European Space Agency
- ESRI : Environmental Systems Research Institute
- FNA: Fully Nested Archimedean
- INRS: Institut National de la Recherche Scientifique
- LCR: Lac Champlain et rivière Richelieu
- NCDC : National Climatic Data Center
- NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration
- SIG: Système d'Information Géographique
- STARDEX : STAtistical and Regional dynamical Downscaling of EXtremes for European regions

Chapitre 1

Mise en contexte et synthèse du mémoire

#### **1 MISE EN CONTEXTE**

Les inondations printanières majeures comme celle de 2011 sur la rivière Richelieu représentent des préoccupations importantes pour les décideurs, les populations, les agriculteurs et tous les intervenants impliqués dans la gestion et la surveillance des infrastructures et activités humaines affectées par la montée des eaux sur ce bassin versant. Des cartes de zones inondables produites en 2004 par le Centre d'Expertise Hydrique du Québec (CEHQ), division du Ministère du Développement Durable de l'Environnement et de la Faune du Québec, permettent d'identifier les plaines à risques d'inondations selon des cotes de crues de période de récurrence de 2, 20 et 100 ans. Cependant, la révision de ces seuils est souhaitable compte tenu des changements climatiques, de l'érosion des berges et de la modification de l'écoulement des eaux qui ont eu lieu le long de la rivière Richelieu au cours de la dernière décennie, et en particulier lors de cet évènement record de 2011 du lac Champlain et de la vallée du Richelieu.

Par ailleurs, les évènements de crues printanières majeures peuvent s'expliquer en partie par une combinaison directe et indirecte d'évènements météorologiques, ainsi que de leurs distributions temporelles et spatiales, puisque ces derniers ont un effet d'entrainement sur les niveaux d'eau et les débits des rivières. Il est donc important d'analyser la variabilité des régimes de précipitation et de température en matière d'intensité, de durée et de fréquence qui caractérisent ces conditions météorologiques particulières, et qui favorisent l'occurrence et la sévérité des crues exceptionnelles, en particulier celle de 2011. Ceci s'applique aux évènements historiques d'envergures similaires et distincts de ceux ayant eu lieu au cours de l'année 2010-2011, afin de bien comprendre la dynamique hydrologique de cette région au cours du temps. Afin de quantifier l'effet combiné d'une variété de facteurs ou d'aléas météorologiques sur les crues pour la région d'intérêt, on peut faire appel à plusieurs méthodes, dont le développement de loi conjointe de probabilité d'occurrence d'évènements de précipitations, de températures et de débits, par le truchement d'une approche par copule (Sklar, 1959). Les approches statistiques et déterministes considérées pour l'identification des co-variables d'intérêt et leur mise en relation dans l'analyse hydrométéorologique des crues printanières sont brièvement présentées dans la suite ainsi que les variables d'intérêt. Puis, certains fondements des prévisions de crue et des risques d'inondation sont également présentés.

## 2 **REVUE DE LITTÉRATURE**

Cette étude est de nature multidisciplinaire et fait conséquemment appel à plusieurs concepts en hydrologie, en météorologie et en statistique. Ces domaines sont introduits par une brève revue de la littérature scientifique en lien avec le thème de recherche du présent mémoire.

# 2.1 Variables et modèles déterministes utilisés dans la prévision des crues et des risques d'inondation

En hydrologie, la caractérisation de l'écoulement en rivière nécessite la compréhension des processus physiques qui gèrent le mouvement des masses d'eau continentales via son cycle naturel (Anctil et al., 2012). Dans le contexte de l'analyse des crues printanières de la rivière Richelieu localisée au Sud-Est du Canada, certains termes couramment utilisés en hydrologie sont définis ici, en insistant sur ceux qui font directement l'objet de notre étude. Comme les crues printanières dans cette région sont largement conditionnées par la rétention d'eau sous forme de couvert nival en hiver (Lawford et al., 1995), une description des inondations et des débits au printemps est présentée dans la suite.

#### 2.1.1 Les conditions météorologiques avant et pendant la période des crues

Les crues s'expliquent en grande partie par les conditions de précipitation et de température avant et pendant l'occurrence des hauts niveaux d'eau printaniers. Au nord-est de l'Amérique, il a été démontré que l'intensité des crues printanières est principalement due à l'accumulation de la neige en hiver, au taux de fonte du couvert nival (qui dépend entre autre de l'accumulation et du type de neige présente au sol) ainsi qu'à l'intensité des précipitations liquides au printemps (Turcotte et al., 2010; Villarini et al., 2011; Mazouz et al., 2012). De plus, selon Kingston et al. (2006), lors des tempêtes se dirigeant sur la côte Est du continent au printemps, les vents provenant du sud favorisent l'apparition plus ou moins soudaine de températures plus douces et de quantités plus élevées de précipitation à l'origine de crues importantes dans la région à proximité de la frontière entre l'est du Canada et des États-Unis d'Amérique. Ces vents peuvent également augmenter les niveaux d'eau à proximité des côtes d'un lac lorsqu'ils soufflent dans une direction privilégiée pour une longue période de temps

(Baird et al., 2000). Par exemple, si les vents se dirigent vers l'exutoire d'un lac pendant plusieurs heures, les niveaux d'eau à cet endroit sont amplifiés. Pour ces multiples raisons, le début du printemps et de l'automne sont les périodes les plus propices à l'occurrence des crues majeures et des inondations puisque ces saisons sont marquées par des occurrences plus fréquentes de tempêtes et d'averses de pluie couvrant une large superficie dans l'Est canadien et plus spécifiquement, sur la province de Québec (Lawford et al., 1995). L'occurrence, l'intensité, la durée et la fréquence d'évènements saisonniers et mensuels de précipitation et de température peuvent être quantifiées à l'aide d'indicateurs développés par le groupe Expert Team on Climate Change Detection and Indices (ETCCDI, 2013) et dans le cadre du projet Européen Statistical and Regional Dynamical Downscaling of Extremes for European regions (STARDEX, 2005) ou l'étude de Gachon et al. (2005) réalisée dans l'Est canadien. Par exemple, l'indice du 90ème centile de précipitation est utilisé par Roy et al. (2012) afin d'évaluer la performance de deux versions du modèle régional canadien du climat à représenter les intensités extrêmes de précipitations quotidiennes observées au nord-est de l'Amérique du Nord. Un tel indice est également pertinent pour l'analyse des risques d'inondations, car les évènements de précipitations liquides de forte intensité, ayant lieu au printemps, contribuent considérablement aux niveaux d'eau des lacs et des rivières. Cependant, jusqu'à présent, de tels indices n'ont pas été utilisés pour quantifier l'effet séparé et combiné d'évènements météorologiques sur les crues et les risques d'inondation dans cette région avec une approche fréquentiste multivariée.

#### 2.1.2 Les risques d'inondation

Il est important de noter la distinction entre une inondation et une crue, puisque la première est communément définie en hydrologie comme un évènement où le niveau d'un cours d'eau excède celui associé au débit plein bord (c.-à-d. : débordement du lit mineur; Eisenbies et al., 2007). Comme reporté par Brooks et al. (2001), entre 1900 et 1997, 168 inondations désastreuses ont été observées au Canada. Ces inondations peuvent être classifiées selon divers seuils de débit plus ou moins critiques et selon les conséquences de ces évènements lorsque certains seuils sont dépassés. Par exemple, le Ministère de la Sécurité Publique du Québec (2012) a défini empiriquement différents seuils d'inondations pour plusieurs rivières du Québec sous 3 classes pour lesquelles les conséquences écologiques et humaines diffèrent ou s'accentuent selon qu'il s'agit d'une inondation mineure, moyenne ou majeure. Les

conséquences d'une inondation mineure se limitent au premier débordement d'un cours d'eau où les champs, routes et résidences au bord de l'eau peuvent être menacés, isolés et/ou légèrement inondés. Une inondation moyenne peut affecter les secteurs habités d'une dizaine de résidences et peut être à l'origine d'une évacuation des habitants. De plus, les conditions routières commencent à être difficiles ou problématiques, certains ponts et/ou routes pouvant être fermés. Une inondation majeure affecte une plus grande superficie d'un secteur habité, incluant des centaines de résidences et de commerces qui peuvent se retrouver isolées, menacées et/ou inondées. Dans ce cas, plusieurs zones de plaines plus rarement affectées sont alors inondées, ce qui peut également menacer certaines infrastructures et retarder, voire même mettre fin à plusieurs activités économiques et/ou humaines. De plus, des pannes d'électricité sont couramment observées et les risques de débordement des réseaux d'égouts sont plus élevés dans de telles conditions. Les inondations ont également des conséquences néfastes sur les écosystèmes puisqu'ils peuvent engendrer des écoulements rapides et de grandes quantités d'eau transportant des débris nuisibles à la végétation (Sigafoos, 1964), et des eaux variablement contaminées. Somme toute, le risque hydrologique correspond donc au degré d'exposition à des évènements indésirables induits par l'eau précipitée en phase liquide ou solide (ex. : inondations et débâcles glaciaires), en fonction de leur probabilité d'occurrence ou de dépassement, et de l'ampleur de leurs conséquences (Ancey, 2013; Carbonet et al., 1996; US Army Corp. of Engineers, 1988).

#### 2.1.3 La prévision des crues : les principaux modèles déterministes utilisés

Un modèle hydrologique peut s'avérer utile pour, entre autres, mieux comprendre les processus hydrologiques à l'intérieur d'un bassin versant, et comprendre la dynamique des crues et des risques d'inondation. En fait, un modèle est une représentation simplifiée d'une réalité plus ou moins complexe qui fait intervenir plusieurs facteurs ou co-variables. Dans le contexte hydrologique, il s'agit d'une représentation conceptuelle du bilan et des processus d'échange vertical d'eau, le plus souvent accompagnée d'une schématisation de l'écoulement de l'amont vers l'aval. Ces modèles sont utilisés notamment pour la protection contre les inondations, la gestion des plaines inondables (Singh et al., 2002), puis également pour reconstituer ou analyser à postériori les crues extrêmes d'une rivière (Giannoni et al., 2003). Les équations

mathématiques au sein de ces modèles sont continues dans le temps et l'espace, mais elles sont rarement résolues analytiquement (Singh et al., 2002). Des méthodes numériques sont utilisées pour résoudre numériquement les équations différentielles dont la solution algébrique est plus ou moins connue dans le temps et/ou dans l'espace. Par exemple, lorsque seulement la dimension temporelle est prise en compte, et que le débit est modélisé à un seul emplacement géographique, des équations différentielles ordinaires sont utilisées et le modèle est qualifié comme étant global (« lumped ») (Singh et al., 2002). Par contre, lorsque les dimensions spatiales et temporelles sont considérées simultanément pour modéliser le débit dans l'espace et dans le temps, des équations différentielles partielles sont utilisées et le modèle en question est qualifié comme étant « distribué » (Singh et al., 2002). Un modèle semi-distribué comporte les 2 types d'équations étant donné qu'il considère seulement la spatialisation de certains phénomènes physiques pour le bassin de drainage évalué. Suivant ces principes, une multitude de modèles mathématiques ont été développés, mis à jour et/ou adaptés, et sont utilisés depuis 1960 en hydrologie (Singh et al., 2002). Une liste exhaustive des modèles populaires est présentée par le Bureau de Réclamation du gouvernement des États-Unis d'Amérique (1991) et dans les travaux de Singh et al. (2002). Ils peuvent être classifiés selon 6 catégories définies par Singh (1995), selon les critères suivants à considérer : (1) la description du processus modélisé, (2) l'échelle temporelle et (3) spatiale, (4) les méthodes utilisées pour obtenir les solutions d'intérêt, (5) l'occupation du sol et (6) l'utilisation du modèle. Le choix du modèle pour la prévision des crues doit donc être effectué en considérant ces critères. En général, le modèle global du National-Weather service-River Forecast System (NWS; Burnash et al., 1973) est le plus couramment utilisé à travers le monde pour une telle tâche (Singh et al., 2002). En Australie, les modèles évènementiels et globaux Runoff Routing (RORB ; Laurenson, 1964) puis Watershed Bounded Network (WBN ; Boyd et al., 1979) sont les plus fréquemment utilisés pour la prévision de crues (Singh et al., 2002). Tandis qu'au Canada, les modèles University of British Columbia (UBC ; Quick et al., 1977) et WATFLOOD (Kouwen, 2000), respectivement global et distribué, sont couramment utilisés pour les simulations hydrologiques puisqu'ils incluent la simulation de processus de fonte de la neige, indispensable dans les régions nordiques. Toutefois, le modèle distribué HYDROTEL (Fortin et al., 1995) est principalement utilisé par le Centre d'Expertise Hydrique du Québec (CEHQ) pour la prévision des crues printanières au Québec (Turcotte et al., 2010). Le CEHQ effectue également des vérifications de leurs simulations hydrologiques via les modèles semidistribué et global respectifs, CEQUEAU (Morin et al., 2007) et MOHYSE (Fortin et al., 2006), respectivement. Ainsi pour une prévision efficace des crues de rivières, il est préférable de choisir un modèle hydrologique adapté au contexte et aux données disponibles localement.

En Europe, le système « European Flood Alert System » (EFAS), est utilisé communément par 17 pays de l'Union Européenne dans l'objectif de prévenir des pertes de vies et les dommages excessifs aux centres urbains et à l'environnement durant les crues. Cette prévention passe par une meilleure évaluation et une gestion des risques d'inondations à court terme (3 à 10 jours ; Demeritt et al., 2013). Pour accomplir cette tâche, l'EFAS estime la probabilité qu'une inondation est lieu selon les simulations du modèle hydrologique LISFLOOD pour un ensemble de 51 membres de prévisions de précipitations générées par le modèle du « European Centre for Medium Range Weather Forecasting ». La considération de plusieurs membres de prévisions et l'utilisation de méthodes probabilistes offrent une mesure de l'incertitude des prévisions, permettant ainsi une estimation et une gestion plus efficace des risques d'inondations (Demeritt et al., 2013). Au Québec, le Ministère de la Sécurité Publique travaille en collaboration avec le CEHQ et Environnement Canada pour développer et maintenir de façon opérationnelle un système de vigilance et de surveillance des crues des rivières de la province du Québec (Ministère de la Sécurité Publique, 2012). Il permet d'avertir le public et les autorités en cas de crues potentielles, selon les prévisions météorologiques à court terme d'Environnement Canada, et ce afin de préparer les intervenants à réagir en cas d'inondation. Cependant, d'après le Ministère de la sécurité Publique et le CEHQ, aucun système d'alerte aux inondations, combinant des méthodes probabilistes et de modélisation hydrologique détermnisite, pour divers scénarios d'évènements plausibles de précipitation et de température à moyen terme, n'a été développé pour la région d'intérêt.

#### 2.2 Analyse et modélisation statistiques des crues

En hydrologie, la prévision à moyen terme de l'occurrence et de l'intensité des débordements des rivières est également réalisée à partir de différentes approches ou méthodes statistiques. En fait, le risque d'inondation est une mesure combinant la probabilité qu'un tel évènement ait lieu ainsi que l'ampleur de ces caractéristiques spatio-temporelles d'intensité et de durée. Afin de quantifier ce phénomène, l'analyse fréquentielle est utilisée. Celle-ci consiste en une méthode d'inférence, qui prend en compte l'occurrence et l'intensité d'évènements passés afin d'en prédire les probabilités d'apparitions futures en appliquant plusieurs concepts statistiques (Meylan et al., 2008). Ce type d'analyse implique l'ajustement aux séries d'extrêmes hydroclimatiques d'un modèle fréquentiel sous forme d'une loi statistique (fonction de densité de probabilité qu'un événement d'une amplitude donnée soit égalée ou dépassée pour une période donnée, en moyenne. Ces probabilités servent à quantifier la fréquence probable d'occurrence d'un évènement (US Army Corp. of Engineers, 1988). En hydrologie, on associe généralement cette fréquence d'occurrence à une période de retour T (Khaliq et al., 2006) en utilisant la relation présentée à l'équation 1.1.

$$T = \frac{1}{P(X \ge x)} \tag{1.1}$$

où *x* correspond au seuil de dépassement, *X* est la valeur de la variable d'intérêt et P(X = x) correspond à la probabilité de dépassement du seuil posé. Par exemple, un débit maximum printanier de 1550 m<sup>3</sup>/s, correspondant à une période de retour de 90 ans pour une rivière en particulier, signifie qu'un tel débit est observé ou dépassé, en moyenne 1 fois tous les 90 ans. Ce critère ne veut pas nécessairement dire que le débit en question ne peut pas avoir lieu 2 fois en 90 ans, ou même aucune fois pendant la même période, mais il permet plutôt de donner une idée relative de la rareté de l'occurrence d'un tel évènement. Ainsi, par l'intermédiaire de l'analyse fréquentielle, il est possible de quantifier le risque d'inondation.

L'approche conventionnelle en analyse fréquentielle considère uniquement la variable d'intérêt dans le modèle d'inférence (p. ex. : le débit maximum annuel). Par contre, les risques d'inondations dépendent rarement d'un seul phénomène (Lawford et al., 1995) ou d'une seule variable. La prise en considération de 2 variables ou plus, celle d'intérêt et une seconde explicative (p. ex. : la précipitation solide hivernale), est possible et appliquée en hydrologie par l'intermédiaire d'une distribution de probabilité bivariée (p. ex. : via la loi normale ou GEV bivariée; Yue, 1999; Escalante, 2007) ou en modélisant les paramètres d'une distribution univariée en fonction d'une seconde variable explicative (e.g. cadre non-stationnaire, El-Adlouni et al., 2007). De plus, des distributions considérant 3 variables, dont 2 explicatives (p.ex. : la précipitation solide hivernale et la précipitation liquide printanière) et celle d'intérêt, ont également été développées et utilisées dans des études d'évènements extrêmes en hydrologie (p.ex. : via la distribution GEV trivariée ; Escalante et al., 2008). Ces approches sont limitées par certaines conditions, dont l'ajustement d'une seule distribution de probabilité afin de définir les caractéristiques statistiques de toutes les variables considérées. Cela n'est pas toujours le cas en pratique, puisque ces diverses variables peuvent suivre différentes lois de probabilité. De plus, certaines de ces méthodes sont basées sur l'hypothèse que les variables considérées sont indépendantes l'une de l'autre (Zhang, 2005), ce qui peut aller à l'encontre de l'hypothèse initiale soit que la variable d'intérêt est expliquée et donc dépendante des autres variables considérées. Pour ces raisons, la construction d'une distribution multivariée selon différentes distributions marginales prenant en compte la dépendance entre les variables considérées est requise. Dans cette optique, l'utilisation des copules peut s'avérer utile.

Les copules sont des fonctions de répartition à plusieurs dimensions (Sklar, 1959), qui exploitent la dépendance entre plusieurs variables afin d'obtenir une distribution de probabilité multivariée à partir de leurs distributions de probabilités marginales (Nelsen, 2006). Ainsi, les copules permettent de représenter la structure de dépendance entre les variables considérées, indépendamment des distributions marginales. Par cette intermédiaire, il est possible de produire des algorithmes de simulations d'évènements hydrologiques se rapprochant davantage de la réalité multidimensionnelle du phénomène de crue (Favre et al., 2004). L'utilisation des copules en hydrologie est relativement récente, mais a permis entre autres de calculer les probabilités d'occurrence conjointe et conditionnelle d'évènement hydrologique particulier (Salvadori et al., 2007), de déterminer les caractéristiques hydrologiques de bassins versants non jaugés (Nazemi et al., 2012) ou même d'évaluer l'effet combiné du débit d'une rivière et d'un lac en aval sur des risques d'occurrences d'évènements hydrologiques (El Adlouni et al., 2008a). Dans la majorité des études en hydrologie, les copules sont considérées dans un cas bivarié, cependant plusieurs

formes de copules *n*-variées (n > 2) existent, dont les copules archimédiennes de formes longitudinale et hiérarchique (équation 1.2 et 1.3, respectivement; Huard et al., 2004).

• Longitudinale :  $C(u, v, w) = \{ {}^{-1}(\{ (u) + \{ (v) + \{ (w) \} )$  (1.2)

• Hiérarchique : 
$$C(u, v, w) = \left\{ {}_{2}^{-1} \left[ \left\{ {}_{2} \left( \left\{ {}_{1}^{-1} \left[ \left\{ {}_{1} \left( u \right) + \left\{ {}_{1} \left( v \right) \right] \right) + \left\{ {}_{2} \left( w \right) \right] \right] \right. \right.$$
(1.3)

où *u*, *v* et *w* correspondent respectivement aux distributions de probabilités marginales (c.-à-d. :  $F_x(x)$ ,  $F_y(y)$  et  $F_z(z)$ ) des variables considérées et correspond aux fonctions génératrices permettant le calcul des copules. La distinction entre ces 2 approches est explorée davantage dans la section 4.4 du 1<sup>er</sup> chapitre de cette thèse, afin de justifier et d'évaluer le développement puis l'utilisation d'une copule hiérarchique trivariée pour l'analyse des crues extrêmes de la rivière Richelieu, Québec (Canada). De plus, l'élaboration de scénarios hydrométéorologiques afin d'analyser la sensibilité du réseau hydrologique à des facteurs météorologiques particuliers par l'intermédiaire de cette approche est évaluée dans un contexte canadien (section 4.4.2). À la connaissance de l'auteur, la complémentarité des 2 formes de modélisation - statistique et déterministe - pour caractériser les crues printanières et pour quantifier les risques d'inondations du bassin versant du lac Champlain et de la rivière Richelieu n'a pas été évaluée auparavant. Ce cadre d'étude novateur est ainsi abordé dans ce mémoire.

### **3** QUESTION DE RECHERCHE, HYPOTHÈSE ET OBJECTIFS

Suite aux inondations dévastatrices de la rivière Richelieu au printemps 2011, l'identification des variables en cause et notamment de la combinaison des facteurs hydrométéorologiques concernés dans le temps persiste. Ceci est d'autant plus important que le suivi et la prévision ou l'anticipation de tels évènements sont indispensable afin d'en réduire les risques et les conséquences pour les populations et les infrastructures. Ainsi, la question de recherche du présent travail est : « Quelles sont les combinaisons de conditions hydroclimatiques (telles que décrites par certaines variables et indices) qui contribuent à la genèse des inondations d'intensité et de durée extrêmes comme celle de 2011, dans le bassin de la rivière Richelieu? »

L'hypothèse mise de l'avant par Environnement Canada est que l'inondation désastreuse de 2011 a été causée en partie par l'occurrence conjointe de plusieurs évènements météorologiques pendant les saisons hivernales et printanières de l'année en question (Cantin, 2011). Par conséquent, la question de recherche et l'hypothèse proposée sont explorées et quantifiées dans la présente étude avec l'objectif principal d'acquérir une connaissance approfondie des risques d'inondation de la rivière Richelieu, afin ultimement d'améliorer la résilience des communautés et des infrastructures de la région affectée par de tels évènements. Quatre objectifs spécifiques sont poursuivis :

- (1) Développer un modèle probabiliste multivarié par l'intermédiaire de copules servant à modéliser les extrêmes hydrométéorologiques.
- (2) Caractériser les effets séparés et conjoints de phénomènes météorologiques susceptibles d'avoir contribué à la génération de crues extrêmes de la rivière Richelieu, en particulier la crue record de 2011, en utilisant l'approche développée.
- (3) Élaborer des scénarios météorologiques plausibles pouvant générer des crues d'importance similaire à l'aide du modèle statistique multivarié par copule.
- (4) Évaluer la réponse hydrologique de la rivière Richelieu à différents facteurs météorologiques selon les scénarios élaborés par le truchement d'un modèle hydrologique déterministe.
Dans la suite, les activités suivantes seront réalisées:

- Définir les caractéristiques géographiques, physiographiques, hydrographiques et climatologiques de la région d'étude;
- Identifier les conditions de précipitation et de température quotidiennes et saisonnières menant à des évènements de crues extrêmes;
- Développer et appliquer un algorithme de simulations multivariées par copules pour estimer les probabilités d'occurrence conjointes et conditionnelles d'évènements hydrométéorologiques;
- Rassembler et préparer les données pour la simulation hydrologique;
- Calibrer et valider le modèle hydrologique;
- Analyser certains scénarios de crue sur la rivière Richelieu.

La première partie de cette étude consiste alors en une analyse hydrométéorologique du bassin versant de la rivière Richelieu puis propose le développement et l'application de deux modèles statistiques de copule trivariée afin d'analyser la crue record de la rivière Richelieu, et d'élaborer des scénarios de crues extrêmes, fondés sur une caractérisation statistique plus complète que la simple analyse des débits observés. Dans la deuxième partie, la sélection et la génération de certains scénarios hydrométéorologiques élaborés dans l'étape précédente sont présentées afin de réaliser une analyse de sensibilité de la rivière Richelieu à différents facteurs météorologiques par l'intermédiaire du modèle hydrologique déterministe semi-distribué, CEQUEAU. Cette approche combinant la modélisation statistique et déterministe servira potentiellement de base à l'élaboration d'un outil de gestion de risque et de caractérisation hydrométéorologique, dans des futurs travaux ou développements quant à la gestion des alertes de crues.

# 4 MÉTHODOLOGIE

Dans cette section, le site d'étude est présenté en premier temps à la section 4.1, suivi de la description des données utilisées (section 4.2) puis d'un résumé des méthodes d'analyses hydrométéorologiques univariées (section 4.3), et multivariées par copule (section 4.4). Les détails de ces derniers sont offerts au chapitre 2 (article). De plus, le modèle hydrologique déterministe et son application sont décrits en détail à la section 4.5 de ce chapitre.

# 4.1 Description de la région d'étude

### 4.1.1 Conditions physiographiques générales de la région

La région d'étude correspond aux bassins versants interconnectés de la rivière Richelieu et du lac Champlain (LCR). La région géographique d'intérêt comprend la rivière Richelieu de son exutoire, soit depuis la rive sud du fleuve St-Laurent, en allant vers l'amont jusqu'à l'extrémité sud du lac Champlain (figure 1.4.1). Selon la topographie de la région d'étude, il y a 2 principaux bassins versants interconnectés dont une petite partie est à l'intérieur du Canada (environ 3 979 km<sup>2</sup> ou 17 % de la superficie totale du bassin versant du LCR) et la majorité aux États-Unis d'Amérique (approximativement 20 026 km<sup>2</sup> ou 83 % de la superficie totale du bassin versant du LCR). La latitude moyenne de ces bassins, situé à environ 44.5°N, a une incidence directe sur le nombre d'heures de rayonnement solaire potentiel reçu à la surfarce du LCR (Morin et al., 2007). Ces bassins sont caractérisés par des reliefs variés allant jusqu'à 1 629 mètres d'altitude au mont Marcy, dans l'état de New York (États-Unis d'Amérique), étant donné que le bassin du lac Champlain est entouré à l'Ouest et à l'Est par les chaînes montagneuses des Adirondacks et des montagnes vertes, respectivement (figure 1.4.1). Par contre, le nord du bassin versant faisant partie de la vallée du fleuve St-Laurent est caractérisé par des altitudes moins élevées et un relief moins accidenté.



Figure 1.4.1 Carte de la région d'étude indiquant les limites du bassin versant LCR, les stations hydrométéorologiques utilisées dans cette étude (d'Environnement Canada, EC, au Canada, et du NCDC, National Climatic Data Center, aux USA, identifiées au tableau A – 1 en annexe), les frontières politiques (Canada-USA), les cours d'eau et la topographie (en m).

D'autre part, l'eau de surface s'écoule généralement du sud vers le nord du bassin versant de la rivière Richelieu et du lac Champlain. La rivière Richelieu est l'exutoire principal du lac Champlain, qui agit comme un réservoir naturel, pouvant emmagasiner une grande quantité d'eau compte tenu de sa large superficie. Cependant, lorsque les niveaux excèdent la capacité de stockage du lac, un débit important se déverse directement dans la rivière Richelieu, augmentant ainsi rapidement ses niveaux d'eau (F. Brissette, comm. pers.). Étant donné que le relief de la vallée du St-Laurent est relativement plat et de basse altitude, l'eau qui déborde de la rivière peut donc se propager latéralement sur de grandes superficies et causer d'important dommage aux environs ou le long des berges. De plus, lorsque de forts vents du Sud soufflent en continu dans la même direction pendant plusieurs heures, les niveaux d'eau au nord du lac Champlain augmentent, favorisant davantage les risques d'inondations ponctuelles au nord du lac (F. Brissette, comm. pers.). Par ailleurs, il est important de noter qu'il n'y a aucun barrage le long de la rivière Richelieu, mais il y a un haut fond approximativement à la hauteur de la ville de Saint-Jean-sur-Richelieu qui a pour effet de retenir un certain volume d'eau en amont de ce tronçon. À noter qu'aux fins de la présente étude, l'occupation du territoire durant la période d'analyse est supposée constante.

## 4.1.2 Le climat de la région

La région à proximité de la rivière Richelieu est caractérisée par un climat continental modéré subhumide à hiver froid, à été chaud et à longue saison de croissance (180 - 209 jours) selon la classification de Lytinsky (COVABAR, 2009). Selon les observations quotidiennes de température minimum et maximum, et de précipitation totale provenant des stations météorologiques de la région d'étude (tableau A – 1 en annexe), les températures moyennes maximale et minimale sont respectivement de 11,6 °C et 1,3 °C sur la période climatologique 1981-2011 (Tableau 1.4.1). La température maximale moyenne au mois de juillet est de 26,1 °C et la température minimale moyenne au mois de janvier est de -14,7 °C (Tableau 1.4.2). De plus, la moyenne annuelle des précipitations liquides quotidiennes est de 2,3 mm/jour et celle des précipitations solides est de 4,9 mm/jour avec les plus fortes intensités moyennes de précipitations liquides en juin (3,2 mm/jour) et de précipitations solides en janvier (13,8 mm/jour). Les accumulations mensuelles maximale et minimale de précipitations liquides ont lieu respectivement au mois de juillet (98,6 mm) et de février (28,7 mm; Figure 1.4.2a). Tandis

que l'accumulation mensuelle maximale de neige a lieu au mois de janvier (426,4 mm; Figure 1.4.2b).

Variable climatologique	Valeurs
Minimum absolu de la température quotidienne	-42 °C
Maximum absolu de la température quotidienne	37,8 °C
Moyenne de la température quotidienne minimale	1,3 °C
Moyenne de la température quotidienne maximale	11,6 °C
Cumul annuel moyen de précipitation	850,2 mm
Cumul annuel moyen de neige	1795 mm
Moyenne des précipitations liquides quotidiennes	2,3 mm/jou
Moyenne des précipitations solides quotidiennes	4,9 mm/jou

Tableau 1.4.1Extrêmes et moyennes climatologiques calculées dans le bassin versant d'intérêt à partir des<br/>précipitations et températures quotidiennes observées entre 1981 et 2011.

Mois/Caractéristiques	Précipitation moyenne quotidienne	Neige moyenne quotidienne	Cumul de pluie moyen	Cumul de neige moyen	Tmax moyen	Tmin moyen
Janvier	1,1	13,8	34,3	426,4	-4,9	-14,7
Février	1,0	13,4	28,7	377,8	-2,6	-12,9
Mars	1,3	8,9	40,4	277,2	3,1	-6,8
Avril	2,4	2,9	73,1	88,2	11,9	1,1
Mai	2,8	0,10	87,8	3,2	19,2	7,4
Juin	3,2	0	96,9	0	24,1	12,7
Juillet	3,1	0	98,6	0	26,1	14,9
Août	2,9	0	91,0	0,2	24,8	13,6
Septembre	2,9	0,1	88,6	3,7	19,9	9,1
Octobre	3,0	1,0	93,1	32,6	12,4	2,10
Novembre	2,5	5,4	75,2	162,2	5,3	-2,5
Décembre	1,4	13,7	42,4	423,7	-1,7	-10,2

Tableau 1.4.2Caractéristiques mensuelles du climat calculées à partir des mêmes données qu'au Tableau1.4.1.



Figure 1.4.2 Histogrammes du cumul moyen (1981-2011) de précipitation liquide (a) et solide (b) tombée par mois.

## 4.2 Données : collecte et traitement

Parmi les données nécessaires à ce projet, celles permettant une caractérisation physiographique du bassin versant sont requises pour la modélisation déterministe des débits. Étant donné que le bassin versant est transfrontalier, des données gérées par des institutions canadiennes, des États-Unis d'Amérique et de source internationale sont considérées. Une liste exhaustive des données recensées est présentée aux Tableau A - 1 et Tableau A - 2 en annexe. Les principales données physiographiques, dont l'occupation du sol et la topographie, sont obtenues via des images satellitaires prétraitées par l'Agence Spatiale Européenne (aussi connue sous l'acronyme ESA) et de l'institut de recherche sur les systèmes environnementaux (aussi connue sous l'acronyme ESRI), respectivement. Les produits offerts par ces 2 sources couvrent le globe entier à différentes résolutions. L'occupation du sol comporte 22 classifications à environ 0,1 km<sup>2</sup> de résolution, qui ont été regroupées en 3 catégories compatibles avec le modèle hydrologique par l'intermédiaire d' un système d'information géographique (SIG) produit par ESRI (ArcGIS; cf. Tableau A - 3 et Tableau A - 4 en annexe). Ces 3 catégories incluent les forêts, les marais puis les lacs et les rivières pour lesquels les relations mathématiques de production et de transfert d'eau du modèle hydrologique, décrit ultérieurement au chapitre 4.5.1, diffèrent (les superficies de sol imperméable peuvent également être prises en compte). Par la suite, les pourcentages d'occupation du sol de chacune de ces catégories ainsi que de ceux des superficies des plus petites unités hydrographiques (c.-à-d. : unité spatiale), prises en compte par le modèle, sont calculés afin d'ajuster adéquatement le transfert d'eau à l'intérieur du bassin versant. La description et les détails du fonctionnement du modèle hydrologique sont présentés à la section 4.5.

Par ailleurs, la topographie est extraite d'un modèle numérique de terrain pour la région d'intérêt à une résolution de 1 km<sup>2</sup>. Cette topographie est ensuite utilisée pour délimiter le bassin versant du LCR, pour déterminer la direction de l'écoulement de l'eau dans le bassin versant préalablement à la modélisation, puis afin de déterminer les altitudes approximatives de la région d'étude. Si désirée, cette dernière partie d'information peut être utilisée pour des corrections de température ou de précipitation en fonction de l'altitude par l'intermédiaire du modèle hydrologique. L'orientation amont-aval de l'écoulement de l'eau de chaque unité hydrographique est déterminée en calculant le mode des directions d'écoulement d'eau de cette information topographique à plus fine résolution.

Des données de débit sont aussi nécessaires pour calibrer et valider le modèle hydrologique. Une seule station hydrométrique est utilisée afin de caler et valider le modèle ainsi que pour exécuter l'analyse de sensibilité de la rivière Richelieu. Celle-ci est opérée et gérée par Environnement Canada sur la rivière en question à la hauteur des rapides de Fryer que l'on nommera désormais la station des rapides Fryer (45.398 °N, 73.241 °O ; identifiée station #0 sur la figure 1.4.1). Des observations quotidiennes de débit y sont disponibles depuis 1937, et ce jusqu'à aujourd'hui. Cependant, la période commune avec les données météorologiques disponibles sur 31 ans seulement (1981-2011) est utilisée pour cette étude. La période commune pour les différentes variables est sélectionnée selon les critères suivants :

- Un maximum de 20% de données manquantes pour chaque série temporelle de la période commune;
- Une période commune suffisamment longue afin d'exécuter des analyses statistiques et afin d'avoir une bonne représentation de la variabilité temporelle du phénomène d'intérêt;
- La période doit inclure des données hydrométéorologiques disponibles pour l'année 2011;
- Une couverture spatiale adéquate des observations météorologiques sur le bassin versant.

Par conséquent, 27 stations météorologiques, dont 17 gérées par Environnement Canada et 10 par le *National Climatic Data Center* (NCDC) de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) sont recensées et considérées pour cette recherche (cf. leurs emplacements à la figure 1.4.1). Au préalable, un contrôle de qualité a été exécuté respectivement par chacune des sources (Environnement Canada, 2013 b; National Climatic Data Center, 2009). Cependant, a posteriori, les données manquantes ou erronées sont identifiées et remplacées par les valeurs -990 et -10 pour les variables de température et de précipitation, respectivement, par l'intermédiare du logiciel de calcul numérique, *MATLAB*. Ces stations enregistrent des observations quotidiennes de température minimum et maximum ainsi que les précipitations totales au même pas de temps. Ces dernières sont séparées en précipitation solide et liquide lorsque la température moyenne quotidienne est respectivement inférieure ou supérieure à un seuil de température également utilisé dans le modèle hydrologique (c.-à-d. : - 0.22 °C). Plusieurs outils informatiques sont utilisés pour l'ajustement des formats et pour procéder à la conversion des unités de ces données afin qu'ils soient compatibles avec les différentes analyses (Tableau A - 5 à Tableau A - 8 fournis en annexe). La station météorologique South Hero du NCDC (station #28 de la figure 1.4.1) est utilisée pour la majorité des analyses hydrométéorologiques puisqu'elle est à proximité, en amont de la station hydrométrique d'intérêt (station #0 de la figure 1.4.1) et comporte peu de données manquantes.

## 4.3 Analyses hydrométéorologiques univariées

## 4.3.1 Description et sélection des indices hydrométéorologiques

Une analyse de l'évolution historique hydrométéorologique saisonnière et mensuelle du bassin versant d'intérêt offre des indications des causes et conséquences de divers évènements de crues. Des indices hydrométéorologiques tels que le débit maximum, la durée de crue et l'intensité moyenne de précipitation liquide sont calculés sur différentes échelles temporelles afin de caractériser l'occurrence, l'intensité, la durée et la fréquence d'évènements particuliers. La majorité de ces indices ont été définis par le groupe *Expert Team on Climate Change Detection and Indices* (ETCCDI, 2013) puis dans le cadre du projet *Statistical and Regional Dynamical Downscaling of Extremes for European regions* (STARDEX, 2005). Une liste exhaustive des indices utilisés, développés, et potentiellement associés aux crues printanières dans le cadre de ce projet est présentée au tableau 1.4.3. Les définitions détaillées de certains d'entre eux sont incluses au *Chapitre 2*.

Le calcul de ces indices est basé sur les données quotidiennes de température et de précipitation. En premier lieu, les séries temporelles de ces variables sont séparées par mois et par saison [hiver (décembre, janvier et février : DJF), printemps (MAM), été (JJA) et automne (SON)]. Par la suite, les indices sont calculés selon ces différentes échelles temporelles afin d'obtenir une valeur mensuelle ou saisonnière pour chaque année. Par exemple, l'indice de débit maximal printanier inclut 31 valeurs, qui correspondent aux débits maximums observés au printemps de chaque année de la période commune 1981-2011. La saison printanière est ciblée puisque les pointes de crues les plus importantes sont principalement observées durant cette période de l'année pour la rivière Richelieu.

D'autre part, les valeurs de l'indice de durée de crue sont calculées annuellement (n = 31) en considérant les débits quotidiens observés pendant la saison étendue entre mi-février et début septembre, pour laquelle les crues sont régulièrement observées dans la région d'étude (figure A – 1 fournie en annexe). Une méthode de dépassement de seuil (Karmakar et Simonovic 2009) est utilisée pour compter le nombre de jours pour lesquels le débit quotidien dépasse le seuil de 672 m<sup>3</sup>/s, marquant le début et la fin d'une crue. Ce seuil est calculé en multipliant le débit moyen annuel de la rivière à un facteur de 1,7, qui est déterminé selon 2 critères : maximiser le nombre d'années pour lesquelles l'indice détecte une crue, tout en considérant l'effet de ce seuil sur la corrélation entre la pointe et la durée de crue. En fait, les travaux de Karmakar et Simonovic (2009) démontrent lorsque cette méthode de dépassement de seuil est utilisée, la corrélation entre le débit maximum et la durée de crue est amplifiée au moment où le seuil de détection de crue augmente. Pour éviter une surestimation de la dépendance entre ces 2 indicateurs hydrologiques, il est prudent de sélectionner un seuil de détection de crue ayant peu ou pas d'effet sur leur corrélation. Par conséquent, le facteur multiplicatif de 1,7 est sélectionné parmi les valeurs 1.0 à 2.4, puisqu'il permet de détecter la présence de crue pour 28 des 31 années considérées (tableau A - 9 en annexe) et correspond à un facteur qui précède le point d'inflexion de la courbe croissante des corrélations entre le débit de pointe et la durée de crue (figure A - 2 fournie en annexe).

Indices	Périodes	Description et définition
CWD	Printemps (MAM) et juin	Nombre maximum de jours humides consécutifs ( 1mm de précipitation totale) pour certains mois printaniers et estivaux (en jours).
PrecSol	Hiver (DJF)	Cumul de <u>précipitation</u> solide tombée pendant les mois hivernaux de décembre à février (en cm); (1 mm d'eau = 1 cm de neige).
PrecTOT	Novembre à avril	Cumul de <u>précipitation</u> totale tombée pendant les mois de novembre à avril; règle du pouce utilisée (mm d'équivalent en eau).
P90p precLiq	Printemps (MAM)	90 <sup>e</sup> centile de <u>précipitation</u> liquide tombée pendant les mois printaniers de mars à mai (en mm) et calculé selon la formule de Cunnane (1978) ; un minimum de 15 jours de précipitations ( 1mm/jour) est requis.
SDII precLiq	Printemps (MAM)	Intensité moyenne de <u>précipitation</u> liquide pendant les mois printaniers de mars à mai (en mm/jours humides avec 1mm/jour).
R5D precLiq	Printemps (MAM)	Cumul maximum de <u>précipitation</u> liquide sur 5 jours consécutifs pendant les mois printaniers de mars à mai (en mm).
FrThSeq	Novembre à avril et en hiver (DJF)	Nombre de jours avec séquence intrajournalière de gel-dégel pendant les mois de novembre à avril et en hiver (en jours); déterminé par les <u>températures</u> minimale et maximale quotidiennes.
DJFonte (ou DDmelt) <sup>1</sup>	Février, mars et avril (FMA)	Cumul potentiel de fonte de neige basé sur une formule empirique du degré jour de fonte pour un milieu boisé, calculé via la <u>température</u> moyenne sur les mois de février à avril (en mm). <sup>1</sup>
Qmax <sub>spr</sub>	Printemps (MAM) et été (JJA)	<u>Débit</u> maximal pendant les mois printaniers de mars à mai et estivaux de juin à août (en $m^3/s$ ).
Durée de crue (ou Durfl)	Mi-Février à septembre	<u>Nombre de jours</u> où le débit de la rivière est supérieur au seuil de crue (1.7 fois le débit moyen climatologique de $395.48 \text{m}^3/\text{s}$ ), cf. : tableau A - 9 et figure A – 1 en annexe).

Tableau 1.4.3Indicateurs (ou indices) d'évènements météorologiques et hydrologiques saisonnierspotentiellement associés aux crues printanières.

Les anomalies interannuelles standardisées des indices présentés au tableau 1.4.3 sont calculées et analysées sur la période commune afin de repérer les évènements

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>  $h=0.05*(t_{moy}-32)$ , où h est la hauteur potentielle de fonte en pouce (convertie en mm par un facteur de 1/25.4) et  $t_{moy}$  est la température moyenne de la journée en degré Farenheit. L'intervalle de température pour que cette relation soit valide est de 1 à 19°C pour  $t_{moy}$  (Anctil et al., 2012).

hydrométéorologiques atypiques. Cette étape consiste à calculer l'anomalie de chaque indice par rapport à la période climatologique de 1981-2011 puis de standardiser cette valeur en divisant l'anomalie par l'écart-type de l'indice. Cette procédure permet donc de comparer les anomalies des indices entre-elles et entre les différentes saisons ou mois.

La dépendance entre les indices sélectionnés a d'abord été évaluée à l'aide du calcul des corrélations de Kendall (1938). Les pairs d'indices ayant une corrélation significative pour au moins 40% des stations d'observation sont sélectionnés pour la suite des analyses. De plus, seulement 2 indices hydrologiques et 3 indices météorologiques sont retenus pour caractériser les crues de la rivière Richelieu et ainsi utilisés dans la suite. Ces indices incluent le débit maximum printanier, la durée de crue, la fréquence d'épisode de gel/dégel en hiver, la précipitation totale tombée entre novembre et mars et le 90<sup>ème</sup> centile de pluie tombée au printemps.

De plus, une classification ascendante hiérarchique exécutée sur la moyenne climatologique de ces indices météorologiques permet de définir des groupes de stations d'observation ayant des caractéristiques météorologiques relativement homogènes dans l'espace. Les analyses subséquentes sont exécutées entre l'unique station hydrométrique (staion #0 de la figure 1.4.1) et une des stations météorologiques faisant partie du groupe de stations homogènes, couvrant la plus grande superficie en amont de la station hydrométrique ; la station South Hero du NCDC. Afin de simplifier la démonstration de l'approche proposée, les relations établies entre les indicateurs de ces 2 stations sont supposées similaires à celles des autres stations météorologiques du même groupe homogène et de la station hydrométrique des rapides Fryer.

## 4.3.2 Analyse fréquentielle univariée

Pour toute analyse fréquentielle classique, les hypothèses de stationnarité, d'indépendance et d'homogénéité des données étudiées doivent être vérifiées au préalable. La stationnarité implique que les caractéristiques probabilistes d'une variable quelconque soient stationnaires ou invariantes dans le temps (Brockwell et Davis, 1987). Par exemple, si une tendance temporelle vers un réchauffement des températures est détectée, la variable en question est dite non-stationnaire et par conséquent les caractéristiques des températures observées dans le passé ne sont plus nécessairement représentatives du futur (Laing, 2013).

Le test de détection de tendance de Mann-Kendall (Kendall, 1990) est exécuté afin de déterminer si chaque indice est stationnaire dans le temps selon des intervalles de confiance de 90 et 95%. La vérification de l'hypothèse de stationnarité de ces indices est une condition essentielle pour la considération de ces derniers dans les analyses fréquentielles et multivariées par copule. Les hypothèses d'indépendance, d'homogénéité de la variable aléatoire à pas de temps fixe sont vérifiées via les tests statistiques de Wald-Wolfowitz, et de Wilcoxon respectivement (Bobée et Ashkar, 1991 tel que cité par El Adlouni et al., 2008b). Par la suite, la famille de lois qui semble la plus appropriée est sélectionnée selon une méthodologie semiautomatisée développée par El Adlouni et al. (2008b). Étant donné que l'objectif de cette étude est de caractériser des évènements extrêmes, les lois à queues lourdes, provenant de l'anglais « heavy tail », sont favorisées et ajustées à l'aide des observations (Figure 1.4.3). Afin de sélectionner le modèle fréquentiel optimal à partir de la classe suggérée, les critères d'Akaike (AIC; Akaike, 1974) et bayésien d'information (BIC; Schwarz, 1978) sont utilisés. Ces critères prennent en compte non seulement l'efficacité du modèle à représenter les observations, mais aussi le nombre de paramètres du modèle évalué (critère de parcimonie). De plus, il est important de considérer que le critère BIC a tendance à sélectionner des modèles ayant moins de paramètres que ceux préconisés par le critère AIC (Chebana, 2012). Par la suite, un dernier test statistique tel que le test du Chi-carré (Dodge, 2008) confirme que l'échantillon est représenté adéquatement par la loi en question.



Figure 1.4.3 Schéma de différentes lois de probabilité selon le type de queue ; légère à gauche et lourde à droite (extrait de El Adlouni et al., 2008 b).

L'analyse fréquentielle univariée prend donc en considération une seule variable pour le modèle d'inférence, cependant plusieurs variables peuvent expliquer certains phénomènes hydrologiques. Par exemple, une crue printanière peut dépendre non seulement des accumulations de neige l'hiver précédent, mais aussi des degrés-jours de fonte au printemps et de l'intensité de la précipitation printanière. De ce fait, la considération conjointe de multiples phénomènes ou variables météorologiques par l'intermédiaire de copules multivariées constitue une source d'information additionnelle pour une appréciation plus complète des risques de crues extrêmes.

## 4.4 Approche multivariée par copule

## 4.4.1 Description générale des copules

Une analyse fréquentielle multivariée permet une compréhension plus complète des risques d'inondations en considérant lus d'une variable explicative. Dans le cadre de ce projet, une analyse fréquentielle multivariée est exécutée par le truchement de 2 modèles par copule. Les copules sont des fonctions de répartition à multiples dimensions, qui établissent un lien entre les distributions de probabilités marginales (univariées) afin d'obtenir une distribution multivariée (Nelsen, 2006). Dans le cas de 2 variables, cette dernière est exprimée à l'aide des lois marginales uniformes [ $F_X(x)$ ,  $F_Y(y)$ ] des variables d'intérêts (X, Y) ainsi que de la fonction de dépendance (C) entre ces dernières telle que présentée à l'équation 1.4.

$$F(X,Y) = C(F_X(x), F_Y(y))$$
(1.4)

Où X et Y sont des variables continues aléatoires et C représente la copule. Il existe plusieurs types de copule ayant des propriétés et applications différentes, dont les copules elliptiques, archimédiennes et à section quadratique. En hydrologie, les copules archimédiennes sont couramment utilisées à cause de la simplicité de leur forme et de leur flexibilité d'application. En fait, dans un cas bivarié, ces copules requièrent l'estimation d'un seul paramètre afin de représenter des dépendances positives ou négatives entre les variables d'intérêts. Ce paramètre peut être estimé par la méthode des moments selon des approches analytique ou numérique en se basant sur un coefficient de corrélation tel que le *Tau* de Kendall. Par ailleurs, plusieurs variantes existent parmi la famille archimédienne, incluant les copules de Clayton (1978) et Frank (1979). Ils se distinguent principalement par leur fonction génératrice () pour lesquelles (1) = 0,

 $(F_X(x))<0$ ,  $(F_Y(y))<0$ ,  $(F_X(x))>0$  et  $(F_Y(y))>0$ . Dans un cas bivarié, les équations 1.5 et 1.6 décrivent les copules de Clayton et Frank, respectivement.

Clayton: 
$$Q(F_X(x), F_Y(y)) = (F_X(x)^{-} + F_Y(y)^{-})^{-1/}$$
 (1.5)  
où:  $\ddagger = \frac{r}{r+2}$ 

Frank :  

$$Q(F_{x}(x), F_{y}(y)) = \frac{1}{r} \ln \left\{ 1 + \frac{\left[ \exp(r F_{x}(x)) - 1 \right] \left[ \exp(r F_{y}(y)) - 1 \right]}{\exp(r) - 1} \right\}$$
(1.6)  
où :  

$$t = 1 - \frac{4}{r} \left\{ 1 - D_{1}(r) \right\}$$
  

$$D_{k}(r) = \frac{k}{r^{k}} \int_{0}^{r} \frac{x^{k}}{e^{x} - 1} dt$$

où correspond au Tau de Kendall, au paramètre de la copule et  $D_1$  correspond à la fonction « Debye » d'ordre 1, qui est résolue numériquement par un algorithme de minimalisation (Brent, 1973). Ces deux copules se distinguent également par leur capacité à représenter différents types de dépendances; la copule de Clayton représente mieux la dépendance entre des valeurs extrêmes tandis que la copule de Frank représente mieux la dépendance des valeurs centrales (Genest et Favre, 2007). Il existe d'autres copules archimédiennes tel que la copule de Gumbel; cependant, uniquement les copules de Frank et de Clayton sont utilisées dans le cadre de ce projet afin de développer des distributions de probabilité multivariée entre les indices hydrométéorologiques saisonniers. Ces distributions de probabilité multivariée sont donc utilisées pour estimer les périodes de retour conjointes et conditionnelles d'évènements hydrométéorologiques. La copule archimédienne la plus appropriée pour les différentes combinaisons de variables hydrométéorologiques est sélectionnée selon le critère objectif *K* (Durrleman et al., 2000), en calculant la distance quadratique entre les valeurs théoriques (*K*) de chaque copule aux valeurs empiriques ( $\hat{K}$ ) de ce critère tel que présenté respectivement par les équations suivantes :

$$K_{\text{E}} = z - \frac{\{(z)\}}{\{(z)\}}$$
, où correspond à la fonction génératrice de la copule évaluée (1.7)

$$\hat{K}(z) = \frac{1}{S} \sum_{s=1}^{T} \mathbf{1}_{[w_i \le z]}$$
(1.8)

où : 
$$w_i = \frac{1}{S-1} \sum_{s=1}^{S} \mathbf{1}_{[x_1^s < x_1^i, y_2^s < y_2^i]}$$
 et  $s = 1, ..., S$ .

Les équations sont évaluées selon des valeurs uniformes (z) pour les variables hydrométéorologiques X et Y d'intérêt pour une taille d'échantillon S. La copule avec la plus petite distance est ainsi sélectionnée.

Étant donné que les crues printanières de la rivière Richelieu s'expliquent par plus d'un phénomène météorologique et que par conséquent, plus d'une variable météorologique est impliquée, une généralisation des copules archimédiennes bivariées au cas trivarié est proposée et appliquée selon une approche hiérarchique (traduit de l'anglais « *Fully Nested* »; Trivedi et al., 2005; Huard et al., 2004). Dans une telle approche, les 3 variables interdépendantes sont séparées en 2 groupes mutuellement exclusifs pour lesquels 2 paramètres de copule sont estimés séparément entre chaque paire de variables tel que présenté à la figure 2.2.1. L'avantage d'utiliser 2 paramètres au lieu d'un seul pour représenter les dépendances entre les 3 variables permet d'obtenir une plus grande flexibilité de représentation des différentes structures de dépendance entre les diverses combinaisons de variables.

Deux algorithmes de simulations faisant appel aux copules archimédiennes trivariées de Frank et Clayton sont développés selon l'approche hiérarchique décrite dans la section suivante (4.4.2), puis elles sont utilisées en tant que procédés aléatoires pour estimer les probabilités d'occurrence conjointes et conditionnelles d'évènements hydrométéorologiques [ie : P(X > x, Y > y) et P(X > x | Y > y), respectivement]. L'estimation de ces probabilités de dépassement (*P*) ainsi que des périodes de retour équivalentes (*T*) des variables hydrométéorologiques (*X* et *Y*) est basée sur les équations suivantes :

$$P(X > x, Y > y) = [1 - P(X \le x)] + [1 - P(Y \le y)] - 1 + C(F_x(x), F_y(y))$$
(1.9)

$$P(X > x | Y > y) = \frac{P(X > x, Y > y)}{P(Y > y)}$$
(1.10)

$$T_{X > x, Y > y} = \frac{1}{P(X > x, Y > y)}$$
(1.11)

$$T_{X > x|Y > y} = \frac{1}{P(X > x \mid Y > y)}$$
(1.12)

Les périodes de retour conjointes sont généralement de valeurs plus élevées que les périodes de retour conditionnelles. En fait, l'interprétation de ces 2 concepts diffère puisque dans le cas conjoint, on exprime la probabilité qu'un évènement météorologique (X) ait lieu la même année qu'un évènement de crue (Y), alors que dans le cas conditionnel, la récurrence quantifie le lien de cause à effet entre les indicateurs météorologique et hydrologique. Conséquemment, plus la période de retour conditionnelle est faible, plus l'indice météorologique explique le phénomène hydrologique.

## 4.4.2 Développement, évaluation et application des modèles multivariés par copule

Le fonctionnement général des 2 modèles trivariés consiste à : (1) estimer les probabilités non-dépassement des valeurs saisonnières (ou annuelles) de 3 indicateurs de hydrométéorologiques dépendants via leurs fonctions de distribution cumulative respectives (marginales); (2) estimer les paramètres et calculer les copules bivariées de Frank et Clayton pour une première paire de variables dépendantes selon les valeurs uniformes déterminées à l'étape précédente; (3) sélectionner la copule archimédienne optimale selon le critère K et la distance quadratique ; (4) répéter l'étape 2 selon la copule sélectionnée à l'étape précédente en utilisant la paire de variables formée par les probabilités du 3<sup>ème</sup> indice d'intérêt et les résultats de la copule bivariée initiale; (5) générer des simulations trivariées des indicateurs hydrométéorologiques selon les algorithmes de Clayton ou Frank adaptés de l'approche bivariée de Marshall et al. (1988). La description détaillée des 2 algorithmes adaptés pour cette étude est incluse dans la section 2.2.2 du Chapitre 2, cependant cette adaptation peut se résumer par la considération d'une relation additionnelle entre le troisième indice d'intérêt et la copule calculée pour les 2 premières variables dépendantes. D'autre part, la calibration de ces 2 modèles est satisfaite à travers l'ajustement des paramètres et le choix de la copule aux étapes 2 et 3.

Une méthode itérative de rééchantillonage (*« bootstrapping »*; Efron et Tibshirani, 1993) est utilisée pour évaluer les intervalles de confiance de 95% des périodes de retour d'évènements hydrométéorologiques estimées selon les modèles proposés. Cet intervalle de confiance sert en partie de mesure de précision des modèles évalués. La performance des modèles est également évaluée par l'intermédiaire de diagrammes de hamac, qui permettent de comparer la distribution des valeurs simulées à celles des observations de 3 indicateurs hydrométéorologiques dépendants. De plus, quelques probabilités univariées de non-dépassement calculées à partir des résultats du modèle multivarié sont comparées à celles calculées à partir des évènements observés afin de vérifier que les distributions de probabilités marginales sont préservées. Les structures de dépendances entre les indices considérés par les 2 modèles de copule sont également vérifiées graphiquement par la représentation en 2 et 3 dimensions des simulations trivariées.

Par la suite, les modèles probabilistes par copule archimédienne hiérarchique trivariée afin d'entamer une évaluation probabiliste multivariée des sont utilisés indices hydrométéorologiques d'intérêt. Les probabilités de non-dépassement et les périodes de retour (T) conjointe et conditionnelle des crues extrêmes de la rivière Richelieu sont ainsi modélisées. Différentes combinaisons des observations saisonnières et annuelles de 2 à 3 indices hydrométéorologiques dépendants, parmi les 5 mentionnés précédemment (section 4.3.1), sont utilisées pour la caractérisation. Dans un premier temps, les effets exercés sur les indicateurs hydrologiques par des évènements météorologiques isolés ayant lieu tous les 2, 20, 50 et 100 ans sont évalués dans un cas bivarié selon l'estimation de la période de retour conditionnelle. Cette mesure permet de quantifier l'effet que l'occurrence d'une condition météorologique particulière a sur la probabilité d'occurrence d'un évènement hydrologique. Par exemple, une période de retour plus faible d'un évènement hydrologique, conditionnel à un facteur météorologique particulier comparativement à une autre récurrence conditionnelle du même évènement sous une condition différente, signifie que la première condition météorologique a un effet plus prononcé sur l'occurrence de l'évènement hydrologique que la dernière, ce qui peut suggérer un lien de causalité plus fort. De plus, une comparaison entre indicateurs météorologiques est exécutée selon des évènements météorologiques du même ordre de grandeur (c.-à-d. : aux 2, 20, 50 ou 100 ans).

Finalement, l'effet combiné de 2 conditions météorologiques sur la récurrence d'évènements hydrologiques est évalué par l'intermédiaire de périodes de retour conditionnelles trivariées. De plus, les périodes de retour d'occurrence conjointe de 3 indicateurs hydrométéorologique sont estimées afin de quantifier la probabilité que de tels évènements aient

lieu durant la même année. Cet exercice est entamé sur certaines conditions hydrométéorologiques de la crue printanière de 2011 afin de caractériser cet évènement exceptionnel.

Par la suite, divers scénarios hydrométéorologiques plausibles sont élaborés afin d'être ensuite utilisés dans une analyse de la réponse hydrologique de la rivière Richelieu à différentes combinaisons de facteurs météorologiques. Ces scénarios sont élaborés selon les débits seuils d'inondations mineure, moyenne et majeure de la rivière Richelieu à la hauteur des rapides Fryer tels que définis par le Ministère de la Sécurité Publique (Gouvernement du Québec, 2013), en considérant différentes combinaisons de paires d'indicateurs météorologiques parmi les 3 mentionnés à la section 4.3.1. Les valeurs saisonnières de ces conditions météorologiques sont sélectionnées à partir de l'intervalle des évènements observés entre 1981 et 2011. Cet exercice permet donc de constater, au-delà du lien statistique entre les indicateurs météorologiques et hydrologiques, comment la rivière réagit aux conditions météorologiques caractérisées par ces indices.

## 4.5 Modélisation hydrologique

Le choix du modèle déterministe ainsi qu'une description du fonctionnement de ce dernier est inclus dans cette section. Une emphase particulière est mise sur la description de la modélisation des mécanismes physiques des crues printanières.

## 4.5.1 Description et fonctionnement du modèle

Un des objectifs mentionnés consiste à analyser la sensibilité de la réponse hydrologique de la rivière Richelieu à différents facteurs météorologiques. Une manière de procéder à cette analyse consiste à utiliser un modèle hydrologique afin de simuler différents scénarios hydrométéorologiques. Par conséquent, un modèle déterministe semi-distribué pouvant simuler un débit à différents endroits et à un pas de temps adéquat est sélectionné. De plus, un modèle peu couteux en termes de données nécessaires pour la calibration et qui est relativement simple à utiliser est préférable. Le modèle hydrologique CEQUEAU (Morin et Paquet, 2007) satisfait les conditions mentionnées. De plus, l'expertise requise pour la familiarisation avec ce dernier est

accessible au sein de l'Institut National de la Recherche Scientifique (INRS), donc ce modèle est sélectionné pour satisfaire les objectifs de cette recherche.

CEQUEAU consiste en un modèle hydrologique conceptuel déterministe semi-distribué qui représente adéquatement le mouvement de l'eau selon deux fonctions principales; la fonction de production et la fonction de transfert (Figure 1.4.2). La fonction de production permet de représenter plusieurs processus physiques gérant le mouvement vertical de l'eau dont les précipitations, la fonte de la neige, l'évaporation et l'infiltration de l'eau à travers différents réservoirs. Ces derniers incluent le réservoir sol, la nappe phréatique ainsi que les lacs et marais. Tandis que la fonction de transfert gère l'écoulement amont-aval de l'eau le long du bassin versant selon la capacité du réseau à amortir l'écoulement d'eau par emmagasinage. Les quantités d'eau déplacées horizontalement et verticalement sont exprimées en millimètres (mm) de lame d'eau, cependant les sorties de simulation peuvent également être offertes en terme de débit. Les fonctions de production et de transfert sont décrites plus en détail dans la section 4.5.2.



Figure 1.4.4 Schéma de production du modèle CEQUEAU (cf. tableau A – 10 en annexe pour les définitions des acronymes ; extrait de Morin et Paquet, 2007)

Le modèle requiert que la surface du bassin versant modélisé soit divisée en tuiles ou carreaux entiers, qui sont subdivisés par la suite en un maximum de 4 carreaux partiels (c.-à-d. : unité hydrographique) selon les lignes de partage des eaux. Ces dernières sont les frontières du bassin versant ou des sous-bassins. Le choix de la résolution de la grille du modèle dépend de la superficie du bassin versant, de son homogénéité spatiale ainsi que de la répartition géographique des observations hydrométéorologiques de la région. Toutes les données nécessaires à l'analyse

et à la modélisation sont géoréférencées sur cette grille commune déterminée par le modélisateur. Dans la présente étude, la grille sélectionnée est définie par des carreaux entiers de 330 km<sup>2</sup>, parce que cette résolution s'est avérée efficace pour capturer l'hétérogénéité physiographique du bassin et conséquemment pour la simulation des débits. Chaque carreau entier est associé à des coordonnées fictives *i* et *j*; tandis que les carreaux partiels qui les constituent sont associés aux lettres *A*, *B*, *C* et *D* dépendamment du nombre de sous-unités définies par les lignes de partage des eaux à l'intérieur du carreau entier. Ce système de coordonnées permet de spécifier la direction amont-aval de l'écoulement de l'eau puis permet également de spécifier l'emplacement relatif des stations hydrométriques et météorologiques, des barrages et des lacs, le cas échéant.

Le Tableau A - 10 en annexe décrit brièvement les paramètres et constantes intervenant dans le modèle ainsi que la méthode de détermination de ces derniers, incluant la méthode par essai et erreur, l'estimation selon la physique du phénomène représenté puis selon des caractéristiques hydrologiques et physiographiques. Le calage de ces paramètres est exécuté manuellement. De plus, l'estimation de 28 de ces paramètres peut être améliorée par l'intermédiaire d'un algorithme d'aide à la calibration automatique basé sur les travaux de Powell (1964); une liste de ces paramètres est présentée au Tableau A - 11, cependant cet algorithme d'aide à la calibration n'a pas été utilisé dans le cadre de ce projet.

Les variables servant d'intrants au modèle incluent les températures journalières minimales et maximales, les précipitations liquides et solides ou totales observées chaque jour, l'occupation du sol et la topographie. Les données météorologiques manquantes aux carreaux entiers n'ayant aucune station météorologique ou ayant des séries temporelles incomplètes sont comblées par interpolation. Une méthode d'interpolation disponible dans CEQUEAU et utilisée pour cette étude consiste à associer à la donnée manquante la valeur moyenne quotidienne pondérée des 3 plus proches stations météorologiques. Les facteurs de pondération pour chaque carreau entier sont déterminés selon la distance entre la tuile en question et les 3 stations les plus rapprochées à l'aide de l'équation 1.13.

$$X = \frac{F_1 + F_2 + F_3}{3},\tag{1.13}$$

 $F_1 = VT / D_1$ d'où  $F_2 = VT / D_2$  $F_3 = VT / D_3$ 

$$VT = \frac{1}{\frac{1}{D_1 + \frac{1}{D_2} + \frac{1}{D_3}}}$$

- où X : moyenne quotidienne pondérée de la température minimale/maximale (°C) ou de la précipitation (mm/jour);
  - VT : une variable temporaire;
  - $D_i$ : distance entre chaque station météorologique et la tuile contenant la donnée manquante (km);
  - $F_i$ : facteur de pondération associé à chaque station.

## 4.5.2 Bilan hydrologique et fonction de transfert

Le bilan hydrologique est calculé par CEQUEAU sur chaque carreau entier et à chaque pas de temps. Ce dernier inclut le bilan des 3 réservoirs (c.-à-d. : sol, nappe phréatique puis lac et marais) et leurs interactions (c.-à-d. : infiltration et ruissellement) ainsi que la formation et la fonte du stock de neige en surface puis l'évapotranspiration de l'eau des réservoirs. Les relations mathématiques représentant chacun de ces processus sont décrites par Morin et Paquet (2007), cependant nous nous attardons sur la description des processus contrôlant majoritairement les crues printanières : la formation et la fonte du couvert nival, puis ensuite, l'évapotranspiration. Ces processus sont calculés avec des taux différents selon les paramètres fixés pour les clairières et les forêts. La formation du couvert nival prend en considération les quantités de précipitations solides ou totales tombées chaque jour, puis ces lames d'eau sont converties en précipitations solides (c.-à-d. : neige) si la température moyenne quotidienne de la tuile est inférieure au seuil de changement de phase fixé par le modélisateur via le paramètre *SRTNE*. Lorsque ce seuil de température n'est pas surpassé (>0°C ; c.-à-d. : au-dessus du seuil), les précipitations totales sont considérées liquides pour la tuile et le pas de temps en question.

La fonte de neige est ensuite modélisée selon la méthode décrite dans le rapport « Snow Hydrology » (US Army Corp. of Engineers, 1956). En premier lieu, 2 phénomènes retardant la disponibilité de l'eau de fonte sont calculés; la température moyenne et l'index de murissement du manteau nival (*QNUI3*). Ceux-ci sont calculés selon le coefficient de déficit calorifique (paramètre *TTD*), la température seuil de murissement du stock de neige (paramètre *TTS*) et la température moyenne quotidienne de l'air couvrant chaque tuile. Si la température moyenne quotidienne du couvert nival n'atteint pas le seuil de fonte de neige, défini par le modélisateur pour les diverses occupations du sol, la précipitation liquide peut être absorbée en partie ou complètement par le manteau nival, augmentant ainsi la quantité équivalente en eau de la neige accumulée au sol. Lorsque le stock de neige est saturé ou lorsque le seuil de fonte de neige est atteint, les surplus d'eau précipités contribuent directement à l'écoulement de surface.

La fonte potentielle du manteau nival est calculée par l'intermédiaire des seuils et des taux potentiels de fonte associés aux diverses occupations du sol (paramètres *TFC*, *TFD*, *TSC* et *TSD*), ainsi que par la température moyenne du jour et d'un facteur de modulation qui tient compte du rayonnement solaire potentiel par l'insolation maximale, le jour julien en question et la latitude moyenne du bassin versant (paramètres *JONEI*, *J et XLA*; équation 1.14). Ce dernier paramètre est déterminé à l'aide d'un système d'information géographique (SIG); tandis que l'insolation maximale pour la région d'étude est fixée à 80 afin d'obtenir une durée maximale d'ensoleillement le 21 juin (Morin et Paquet, 2007). La quantité réelle de fonte de neige s'écoulant à la surface du sol est similaire aux quantités potentielles calculées lorsque l'index de murissement quotidien de la tuile atteint le seuil fixé à l'aide du paramètre *TTS*. Dans le cas contraire, la fonte réelle est calculée selon le taux potentiel de fonte est atteint. Si plus de 10 mm de neige est accumulé au sol et que le seuil de murissement n'est pas atteint, la fonte réelle est calculée selon l'équation 1.15.

$$TEC_{p} = TFC \times \max(0, TJE - TSC) \times HEURE$$
  
$$TED_{p} = TFD \times \max(0, TJE - TSD) \times HEURE$$
  
(1.14)

d'où 
$$TEC_{p} = TEC_{p} \times \min\left(1, \frac{QNUI3 \times TFC}{SNC + 1}\right)$$
 (1.15)

$$TED_r = TED_p \times \min\left(1, \frac{QNUI3 \times TFD}{SND + 1}\right)$$

où TEC<sub>p</sub>, TED<sub>p</sub> : fonte potentielle en forêt et en clairière (mm), respectivement;
TFC TFD : paramètre du taux potentiel de fonte en forêt et en clairière (mm/°C/jour);
TJE : température moyenne du jour de la tuile (°C) ;
HEURE : facteur de modulation calculé selon les paramètres J, XLA et JONEI (Morin et Paquet, 2007);
TEC<sub>r</sub>, TED<sub>r</sub> : fonte réelle en forêt et en clairière (mm), respectivement;

QNUI3 : index de murissement des accumulations de neige;

SNC, SND : accumulation de neige au sol en forêt et en clairière (mm).

D'autre part, le bilan hydrologique nécessite une estimation de l'évapotranspiration, qui est calculé selon la méthode de Thornthwaite avec quelques modifications afin de considérer l'eau disponible dans le réservoir sol ainsi que la durée potentielle d'ensoleillement selon le jour julien et la latitude moyenne du bassin versant. En premier lieu, l'évapotranspiration potentielle est estimée (équation 1.16). Par la suite, l'évapotranspiration est calculée différemment selon 3 contextes. Premièrement, 80% de la valeur potentielle est réellement évaporée lorsque la tuile est entièrement occupée par un lac, ce qui correspond au rapport moyen entre l'évaporation d'un bac de mesure et celle d'un lac. Dans un deuxième cas, la quantité potentielle d'évaporation est ajustée en multipliant par un facteur de  $0.8 \ge 1$  lorsque la tuile se trouve respectivement sur une surface continentale à découvert ou complètement couverte de forêt. Finalement, l'évapotranspiration réelle sur une tuile continentale est calculée selon la hauteur de l'eau dans le réservoir sol ; si la hauteur de l'eau dans ce réservoir dépasse le seuil fixé à l'aide du paramètre HPOT, l'évaporation modélisée est similaire aux quantités d'évapotranspiration potentielle ajustée. Dans le cas contraire, la quantité d'évaporation réelle diminue linéairement jusqu'à atteindre 0 mm selon la différence entre le seuil HPOT et la hauteur d'eau disponible dans le réservoir sol. Un pourcentage d'eau disponible dans le réservoir de la nappe phréatique peut

également être évaporé avec un taux établi à l'aide du paramètre *EVNAP* fixé par le modélisateur suivant le même principe que l'estimation de l'évaporation réelle du réservoir sol décrit cidessus.

$$ETHORN = \frac{10}{30,4} \times 1.62 \left(\frac{10 \times TJE}{XIT}\right)^{XAA}$$
(1.16)

d'où

$$XIT = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{TM_i}{5}\right)^{1.51}$$
$$XAA = \left(67, 5 \times 10^{-8} XIT^3\right) - \left(77, 1 \times 10^{-6} XIT^2\right) + \left(0, 0179 XIT\right) + 0.492$$

où *ETHORN* : Évapotranspiration potentielle quotidienne (mm);

*TJE* : Température moyenne du jour et de la tuile;

*XIT* : Index de Thornthwaite;

 $TM_i$ : température moyenne mensuelle du mois i (°C);

XAA : Exposant de la formule de Thornthwaite.

Le transfert d'eau amont-aval est déterminé par la direction de l'écoulement d'un carreau partiel à l'autre, le volume d'eau entreposé dans le carreau en amont et par un coefficient de transfert propre à ce dernier (équation 1.17). Le coefficient de transfert prend une valeur en 0 et 1, où 1 signifie que toute l'eau de surface est transférée en aval. Il est calculé selon les caractéristiques hydrauliques du carreau partiel évalué et de ceux en amont (équation 1.18). Par exemple, un pourcentage relativement élevé de superficie d'eau à l'intérieur d'un carreau partiel diminue le coefficient de transfert de ce dernier, car les surfaces d'eau libre (p.ex. : les lacs) ont tendance à amortir l'onde de propagation de l'eau.

$$v_i = XKT_i \times V_i \tag{1.17}$$

d'où 
$$XKT_i = 1 - \exp\left(-\min\left[36, \frac{EXXKT \times RMA3}{\max(SL, SLAC)} \times \frac{100}{CEKM2}\right]\right)$$
 (1.18)

où  $v_i$ : Volume d'eau transféré du carreau partiel i (m<sup>3</sup>);  $V_i$ : Volume d'eau emmagasiné dans le carreau partiel i (m<sup>3</sup>);  $XKT_i$ : Coefficient de transfert du carreau partiel *i*; EXXKT : paramètre défini par essai et erreur pour le calcul du coefficient de transfert; RMA3 : somme des pourcentages de superficie des carreaux partiels en amont; SL : somme des pourcentages de superficie d'eau en amont du carreau partiel *i*; SLAC : pourcentage de superficie d'eau à l'intérieur du carreau partiel *i*; CEKM2 : superficie des carreaux entiers (km<sup>2</sup>).

#### 4.5.3 Calibration et validation

La calibration sert à déterminer les valeurs des paramètres du modèle qui permettent de représenter adéquatement les différents processus physiques du déplacement de l'eau à l'intérieur du bassin versant étudié par le modèle conceptuel en question (Vaze et al., 2012) et obtenir la meilleure adéquation possible entre débits simulés et observés. Le calage manuel permet au modélisateur de mieux comprendre le fonctionnement et la sensibilité du modèle à différents paramètres puis également de sélectionner des valeurs plausibles de paramètres physiques relativement aux processus modélisés (Ndiritu, 2009). D'autre part, la validation d'un modèle hydrologique permet de vérifier que celui-ci simule adéquatement les débits observés durant une période autre que celle utilisée lors de la calibration, et qui est caractérisée par un régime de débit tout aussi varié.

Cependant, préalablement à la calibration, les superficies des sous-bassins calculées par le modèle sont comparées à ceux calculés par l'intermédiaire du SIG afin de vérifier la représentation appropriée des dimensions spatiales. Une erreur maximum de moins de 5% est considérée acceptable pour l'estimation des superficies selon le modèle CEQUEAU (Morin et Paquet, 2007). Par la suite, le modèle CEQUEAU est calibré et validé en ajustant ses paramètres afin de reproduire le mieux possible les observations de débit. En premier lieu, les périodes de calibration et de validation sont sélectionnées à partir de la série temporelle commune. Elles consistent en 2 séquences distinctes : 1981-2000 / 2001-2011 pour la calibration/validation (figure 1.4.5).



Figure 1.4.5Diagramme de hamac interannuel représentant la distribution des débits quotidiens pour<br/>chaque année ainsi que les moyennes (Mean), écarts-types (Standard Deviation), médianes<br/>(Median) et les 1<sup>er</sup> et 3<sup>ème</sup> quantiles des périodes de calibration [1981-2000] et de validation<br/>[2001-2011] ; la ligne verticale démarque la séparation entre les 2 périodes.

On procède à la calibration en ajustant les paramètres du modèle et en comparant les débits simulés et observés durant la période de calage. L'évaluation de la calibration se fait en partie de manière graphique. Lorsqu'un jeu de paramètres est défini, les courbes de débits classés simulés et observés sont comparées entre elles en portant une emphase particulière sur les débits extrêmes, étant donné que cette étude s'intéresse principalement au phénomène de crues. Afin d'équilibrer la courbe de débits classés simulés, les paramètres du modèle sont modifiés un à la fois, initialement avec de grands increments afin d'évaluer la sensibilité du modèle à une modification de ce paramètre. Par la suite, une optimisation plus pointue de ces derniers est entamée manuellement par essai et erreur. En plus des courbes de débits classés, les hydrographes des débits mensuels et journaliers observés et simulés sont utilisés. De plus, un graphique de dispersion de débits simulés et observés, illustre le degré d'association entre les 2 séries de données. Finalement, la présence continue d'eau dans les réservoirs représentant la nappe phréatique et les lacs et marais est également vérifiée graphiquement. De plus, les

paramètres représentant des phénomènes physiques du modèle doivent correspondre à des valeurs plausibles relativement à la région et à la période d'étude.

La comparaison graphique des débits simulés aux observations est complémentée par l'évaluation de critères de performance numériques pour chaque année et pour la moyenne interannuelle, incluant le coefficient de Nash-Sutcliff (NASH ; Nash et Sutcliffe., 1970), le coefficient de détermination ( $\mathbb{R}^2$ ; Biondi et al., 2012), l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et l'erreur moyenne (AE; Janssen et Heuberger, 1995). Le coefficient de NASH quantifie l'aptitude du modèle à expliquer la variance des observations comparativement à l'utilisation de la moyenne des observations comme valeur simulée. Une valeur entre – et 1 est calculée, où toute valeur supérieure à zéro signifient que les simulations sont plus représentatives des observations que la moyenne de ces observations et une valeur unitaire désigne un modèle idéal (cf. équation 1.19).

$$NASH = 1 - \frac{\sum_{s=1}^{S} (Q_o^s - Q_m^s)^2}{\sum_{s=1}^{S} (Q_o^s - \overline{Q_o})^2}$$
(1.19)

où *S* :taille de l'échantillon;

 $Q_o$ ,  $Q_m$ : débit observé et simulé respectivement;

 $\overline{Q_a}$ : débit moyen.

Le coefficient de détermination quantifie le degré d'association entre les valeurs simulées et observées selon une droite de régression (équation 1.20).

$$R^{2} = \left\{ \frac{\sum_{s=1}^{S} \left( \mathcal{Q}_{o}^{s} - \overline{\mathcal{Q}_{o}} \right) \left( \mathcal{Q}_{m}^{s} - \overline{\mathcal{Q}_{m}} \right)}{\left( \sum_{s=1}^{S} \left( \mathcal{Q}_{o}^{s} - \overline{\mathcal{Q}_{o}} \right)^{2} \right)^{0.5} \left( \sum_{s=1}^{S} \left( \mathcal{Q}_{m}^{s} - \overline{\mathcal{Q}_{m}} \right)^{2} \right)^{0.5} \right\}^{2}$$
(1.20)

Le désavantage principal de ce critère est qu'il se base sur la supposition que le phénomène modélisé est linéaire, donc il est possible d'obtenir des résultats idéals (près d'une valeur unitaire) même si un biais systématique est présent dans les simulations. L'erreur moyenne est

simplement la moyenne des différences entre les valeurs simulées et observées ; elle permet également de déterminer le sens de l'erreur (c.-à-d..: sous ou surestimation; cf. équation 1.21).

$$AE = \frac{\sum_{s=1}^{S} \left( Q_m^s - Q_o^s \right)}{S} \tag{1.21}$$

L'erreur quadratique moyenne calcule le carré de cette même différence, ce qui augmente sa sensibilité aux valeurs aberrantes, mais ne permet pas de distinguer le sens de l'erreur s'il y a sous ou surestimation (cf. équation 1.22).

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{s=1}^{S} (Q_m^s - Q_o^s)^2}{S}}$$
(1.22)

La validation du modèle requiert une vérification de ces mêmes critères graphiques et numériques, mais pour la période subséquente de 2001 à 2011. Le modèle est considéré valide et peut être utilisé à des fins de simulation de scénario hydrométéorologique s'il est en mesure de simuler adéquatement les débits sur différentes périodes, qui sont caractérisées par un régime varié.

## 4.5.4 Sélection et génération des scénarios hydrométéorologiques

Les scénarios hydrométéorologiques de crues sont sélectionnés selon les conditions suivantes :

- Inclure les conditions météorologiques susceptibles de générer des inondations mineures (Q 1064m<sup>3</sup>/s), moyennes (Q 1221m<sup>3</sup>/s) et majeures (Q 1335m<sup>3</sup>/s);
- Les périodes de retour (*T*) conditionnelles trivariées des évènements de crues doivent être inférieures à 30 ans afin d'élaborer des scénarios où le débit ciblé est probable pour les évènements météorologiques donnés;
- Les débits ciblés de chaque scénario doivent être plausibles (c.-à-d. : les valeurs ciblées doivent respecter l'intervalle des débits observés durant la période commune).

Les conditions météorologiques des scénarios visés prennent en compte les indices mentionnés à la section 4.3.1, dont le cumul de précipitation totale tombée entre novembre et

mars (*PrecTOTNM*), le 90ème centile de pluie en printemps (*P90pLiqMAM*) puis la fréquence de séquence de gel/dégel en hiver (*FrThSeqDJF*). Ces derniers sont générés par essai et erreur en appliquant les incréments nécessaires aux données quotidiennes de température et de précipitation puis en vérifiant que les indices météorologiques respectent les conditions ciblées pour chaque scénario.

Le développement de scénario par l'intermédiaire d'incrément quotidien appliqué uniformément pour chaque mois et sur une région homogène (méthode dite « des deltas ») est une technique simple et efficace, qui est acceptée par la communauté scientifique afin d'entreprendre des études de sensibilité de divers systèmes par rapport à différents stimuli (IPCC, 2001). Suivant cette méthode, les modifications aux séries temporelles sont appliquées de façon uniforme sur une échelle mensuelle et par groupe de stations homogènes afin de simplifier l'application des incréments sur les différentes variables et stations. Cette méthode peut potentiellement créer des scénarios irréels. Par conséquent, l'élaboration des scénarios est exécutée par le truchement de copule multivariée produisant ainsi des scénarios statistiquement plausibles.

L'approche proposée pour l'étude de sensibilité est évaluée pour deux années particulières. Ces années sont sélectionnées selon les évènements hydrométéorologiques enregistrés à la station d'observation d'intérêt du bassin versant du LCR. Par contre, un minimum de 3 années de données hydrométéorologiques quotidiennes précédant les années sélectionnées pour les scénarios fictifs est considéré pour chaque simulation afin d'assurer une période adéquate d'ajustement (« *spin-up* ») du modèle hydrologique. En premier lieu, l'année 2011 au débit printanier record est considérée afin d'évaluer des évènements similaires, mais liés à 5 scénarios aux conditions météorologiques moins atypiques ou extrêmes, ayant des périodes de retour univariées de 2 ans (T = 2 ans). Deuxièmement, l'année 1998, ayant un débit maximum printanier moins élevé, mais un cumul de précipitation totale tombée entre novembre et mars plus élevé que 2011, est considérée afin d'évaluer les conséquences hydrologiques de 5 autres scénarios météorologiques propices à générer différentes crues. Par conséquent, les 10 scénarios énumérés au tableau 1.4.4 sont générés pour exécuter par la suite une simulation des débits de la rivière Richelieu par l'intermédiaire de modélisation hydrologique déterministe.

# Tableau 1.4.4 Scénarios météorologiques basés sur les années 2010-2011 et 1997-1998 utilisés pour l'étude de sensibilité.

	Scenarios basés sur l'année 2010-2011				
1	Réduction du $90^{\text{ème}}$ centile de pluie printanière de 31.1 mm/jour ( $T = 260$ ans) à environ 15 mm/jour ( $T = 2$ ans) en réduisant de 18 mm les précipitations totales quotidiennes supérieure ou égale à 20 mm durant les mois de printemps (cà-d. : MAM).				
2	Identique au scénario 1 en combinaison avec une réduction de la précipitation totale tombée entre novembre et mars de 354.7 mm ( $T$ = 14 ans) à environ 226 mm ( $T$ = 2 ans) en réduisant de 20 et 15 mm les précipitations totales des jours ayant respectivement plus de 20 mm puis entre 15 et 20 mm de précipitation pour les mois de novembre à mars.				
3	Réduction de la précipitation totale tombée entre novembre et mars de 354.7 mm ( $T$ = 14 ans) à environ 226 mm ( $T$ = 2 ans) en réduisant de 20 et 15 mm les précipitations totales des jours ayant respectivement plus de 20 mm puis entre 15 et 20 mm de précipitation pour les mois de novembre à mars.				
4	Augmentation de la fréquence de séquence de gel/dégel en hiver de 19 ( $T$ = 20 ans) à 33 jours ( $T$ = 2 ans) en appliquant un incrément de ±2 °C aux températures minimum ou maximum quotidiennes lorsque ces dernières sont à 2 °C du seuil de séquence de gel/dégel (environ 0 °C).				
5	Combinaison des scénarios 3 et 4.				
Scenarios basé sur l'année 1997-1998					
6	Augmentation du 90 <sup>ème</sup> percentile de pluie printanière de 14.8 ( $T$ = 2 ans) à 25.7 mm/jour ( $T$ = 24 ans) en appliquant un incrément de 11 mm aux jours de précipitation (cà-d.: de 1 mm et plus).				
7	Idem que le scénario 6, mais l'incrément est appliqué aux jours de précipitation de plus de 5 mm.				
8	Idem que le scénario 6, mais l'incrément est appliqué aux jours de précipitation de plus de 10 mm.				
9	Idem que le scénario 6, mais l'incrément est appliqué aux jours de précipitation de plus de 7 mm.				
10	Réduction de la fréquence de séquence de gel/dégel en hiver de 47 à 25 jours ( $T = 5$ ans) en appliquant un incrément de -2.5 °C à la température maximum quotidienne pour les jours où la température minimale est inférieure à 0 °C et la température maximale est entre 0 et +2.5 °C. De plus, un incrément de -2.5 °C est appliqué aux températures minimums et maximums quotidiennes des jours ayant de telles températures entre 0 et +2.5 °C.				

# 5 RÉSULTATS

Cette section décrit les résultats principaux des analyses hydrométéorologiques univariées et multivariées du bassin versant de la rivière Richelieu et du lac Champlain obtenus selon l'approche combinant la caractérisation probabiliste et l'analyse de sensibilité par modélisation déterministe. De plus, les résultats de l'évaluation des modèles multivariés par copule développés dans le cadre de ce projet y sont résumés.

# 5.1 Analyses hydrométéorologiques univariées

### 5.1.1 Météorologie

L'analyse des indices météorologiques décrit la variabilité des conditions prévalentes ou précédents différents évènements hydrométéorologiques ayant eu lieu dans cette région durant la période étudiée et particulièrement pour l'année 2010-2011, caractérisée par la crue record de la rivière Richelieu. En général, les résultats de la classification ascendante hiérarchique des stations météorologiques selon ces indices indiquent une division nord-sud des régimes de précipitation et de température approximativement délimitée par la frontière entre le Canada et les États-Unis d'Amérique (Figure 1.5.1). Le dendogramme des moyennes climatologiques des indices du cumul de précipitation totale tombée entre novembre et mars, du 90<sup>ème</sup> centile de pluie printanière et de la fréquence de séquence de gel/dégel en hiver calculés à partir des 27 stations de la région d'étude a permis de définir des groupes homogènes pour ces dernières (Figure A - 3 et Figure A - 4). Les stations du sud se divisent en 2 sous-groupes homogènes, produisant en tout 3 classes principales; les groupes A, B et C. La station météorologique de South Hero (station #28 sur la figure 1.4.1), faisant partie du groupe A localisé dans la partie Sud de la rivière Richelieu et centrale du Lac Champlain en zone de plaine, et représentant la majeure partie des quantités d'eau enregistrées à la station hydrométrique des rapides de Fryer, est utilisée pour caractériser les crues de ce tronçon de rivière. La station météorologique du Mont Mansfield (station 26) est considérée comme appartenant à une classe séparée, car cette dernière a des régimes de précipitation et de température différents à cause de sa haute altitude d'environ 1200 m.



Figure 1.5.1 Carte représentant les stations météorologiques selon 4 groupes homogènes sur la carte topographique (en mètre d'altitude) de la région d'étude avec le bassin versant d'intérêt délimité en noir puis les lacs et cours d'eau en bleu pâle.

Les anomalies interannuelles standardisées des indices météorologiques indiquent que l'année 2010-2011 a connu des conditions atypiques en hiver et au printemps en termes d'intensité et de quantité de précipitation, mais également de variabilité de température relativement aux autres années considérées (*section 4.1* du *chapitre 2*). En fait, le cumul de précipitation totale tombé entre novembre et mars était anormalement élevé avec un total de 354,7 mm correspondant à un évènement d'une période de retour de 14 ans. De plus, le 90<sup>ème</sup> centile de précipitation liquide au printemps est extrêmement anormal avec une intensité élevée de 31,1 mm de précipitation par jour humide, correspondant à une récurrence rare de 260 ans. D'autre part, la fréquence de séquence de jours de gel/dégel est anormalement faible avec seulement 19 jours ayant été exposés à un cycle de gel/dégel, ce qui correspond à une période de retour de 20 ans.

La pointe de crue est significativement corrélée avec ces 3 indicateurs météorologiques pour la région d'étude selon le test de corrélation de Kendall pour environ 40% des stations du bassin versant (*section 4.1* du *chapitre 2*). Cette dépendance est le résultat des effets des dus aux accumulations importantes de neige en saison de précrue, aux températures favorisant l'accumulation du couvert nival durant l'hiver puis aux intensités extrêmes de précipitation au printemps, sur la durée et l'intensité de la crue. La *section 4.1* du *chapitre 2* offre davantage de détails concernant les résultats d'analyse hydrométéorologiques et des liens entre ces variables.

## 5.1.2 Hydrologie

L'indice du débit maximal saisonnier calculé à la station hydrométrique de la rivière Richelieu à la hauteur des rapides Fryers met en exergue les mois pour lesquelles le débit atteint généralement son maximum ainsi que les années ayant des crues particulièrement importantes (*section 4.1* du *chapitre 2*). Dans les 31 années considérées entre 1981 et 2011, les débits atteignent leur maximum généralement au printemps en mai (c.-à-d. : 29 années sur 31) puis diminuent en moyenne de 32 % en été avec un minimum en aout/septembre. Durant cette période, le débit maximal de 2011 se démarque par rapport aux autres années en étant nettement plus élevé pour les saisons printanière (1550 m<sup>3</sup>/s) et estivale (1470 m<sup>3</sup>/s) que les pointes de crues moyennes de 917 m<sup>3</sup>/s et 623 m<sup>3</sup>/s estimées respectivement pour ces 2 saisons. Un tel évènement de débit maximal printanier est rare puisque sa période de retour est estimée à environ 90 ans lorsque l'analyse fréquentielle est complétée dans un cadre univarié. De plus, le débit de pointe en été est en moyenne plus petit de 32% (ou de 1/3) que celui observé au printemps pour la période étudiée ; par contre, cette différence n'est que d'environ 5% durant la crue record du Richelieu puisque celle-ci a persisté jusqu'en juin 2011. Cependant, dès juillet 2011, le débit a diminué sous le seuil du débit de surveillance (900 m<sup>3</sup>/s) fixé par la sécurité publique du Québec dans le cadre de leur programme « Vigilance – Surveillance de la crue des eaux » (Gouvernement du Québec, 2013). Les années 1983 (1210 m<sup>3</sup>/s), 1993 (1260 m<sup>3</sup>/s), 1994 (1190 m<sup>3</sup>/s), 1996 (1110 m<sup>3</sup>/s), 1998 (1230 m<sup>3</sup>/s) et 2008 (1060 m<sup>3</sup>/s) sont caractérisées par des maximums de débits printaniers supérieurs ou similaires au seuil d'inondation mineure de la rivière Richelieu fixé par la sécurité publique du Québec (1064 m<sup>3</sup>/s). Les caractéristiques hydrométéorologiques de ces années sont donc comparées avec 2011 afin d'obtenir une meilleure compréhension des conditions météorologiques engendrant de telles crues.

L'indice de la durée de crue est calculé avec un seuil de début et de fin de crue correspondant à 1.7 fois le débit annuel moyen entre 1981 et 2011 (395,48 m<sup>3</sup>/s). L'utilisation de ce facteur multiplicatif fait en sorte que les crues des années 1985, 1988 et 1995 ne sont pas quantifiées puisque le débit ne dépasse pas le seuil de crue (672,32 m<sup>3</sup>/s). Les durées de crue des années 2006 (129 jours) et 2011 (111 jours) sont les plus importantes pour les 31 années considérées avec 21 à 56 jours de crue de plus que les autres années caractérisées par de longues périodes de crue (1990 avec 73 jours et 2000 avec 90 jours). En fait, la période de retour de cette caractéristique de crue est estimée à 22 ans pour l'année 2011. Les durées de crues de 2006 et 2011 semblent encore plus exceptionnelles lorsqu'on les compare à la durée moyenne de crue de 1981 à 2011 de 49 jours. Par contre, ces 2 années ont des régimes de débit différents puisqu'en 2006 le débit a fluctué entre 865 et 607 m<sup>3</sup>/s en saison de crue; ce qui est considérablement plus bas que les débits de 2011 (1550 et 1470 m<sup>3</sup>/s). Parmi les années au débit maximal printanier élevé, 1983, 1994 et 1996 ont également des durées de crues significativement supérieures à la moyenne de 31 ans. Les durées de crues de 1993 et 2008 se rapprochent de la moyenne climatologique tandis que celle de 1998 est inférieure à la moyenne (*section 4.1* du *chapitre 2*).
# 5.2 Approche multivariée par copule

## 5.2.1 Évaluation des modèles trivariés par copule

Les modèles trivariés par copules de Frank et Clayton ont été ajustés et évalués selon les indices hydrométéorologiques observés au bassin versant du LCR, dont le cumul de précipitation solide tombée en hiver, le débit maximum printanier et le 90<sup>ème</sup> centile de pluie printanière. Premièrement, la distribution des valeurs des 3 indices reproduits par les 2 modèles (Frank et Clayton) est comparable à celles des observations selon les diagrammes de hamac marginaux; particulièrement pour les valeurs à l'intérieur de l'intervalle interquartile (figure 2.4.2). Cependant, les valeurs extrêmes ainsi que les valeurs singulières (« outliers ») simulées sont respectivement plus importantes et plus nombreuses lorsque générées par copules comparativement aux observations pour les 3 variables considérées. La différence entre les tailles d'échantillon des observations et simulations (ie. : 31 observations vs 50 000 simulations) explique en partie cette différence. Par ailleurs, les probabilités d'excédance marginales des évènements extrêmes de 2010-2011 selon ces 3 indicateurs hydrométéorologiques sont respectées par les simulations des 2 modèles trivariés (tableau 2.4.4). Ces 2 critères descriptifs d'évaluation (diagrammes de hamac et probabilités au dépassement marginales) démontrent que les modèles généralisés de Frank et Clayton préservent adéquatement les lois marginales des indices considérés dans un cas trivarié.

De plus, la structure de dépendance entre les variables utilisées pour l'évaluation du modèle trivarié par copule de Clayton est mieux définie que celui de la copule de Frank (figure 2.4.3). En fait, la répartition tridimensionnelle des points produits par la copule de Clayton est étroite pour les valeurs faibles des 3 indices, puis la dispersion augmente pour des valeurs plus élevées et extrêmes des variables évaluées. Ceci peut s'expliquer par l'incertitude croissante des simulations d'évènements rarement observés ou extrêmes au sein d'un échantillon limité d'observations. La structure de dépendance entre les variables est moins bien représentée lorsque la copule de Frank est utilisée avec les 3 indicateurs considérés. Cependant, pour des variables fortement dépendantes, le paramètre de la copule est plus élevé et par conséquent, la structure de dépendance est mieux représentée par ce modèle trivarié. Somme toute, les 2 modèles multivariés se révèlent utiles et relativement fiables pour la simulation des indices hydrométéorologiques de la région d'étude.

# 5.2.2 Analyse multivariée de la crue record du Richelieu et élaboration de scénarios hydrométéorologiques

Les périodes de retour du débit maximal printanier de 2011 conditionnelles aux différents indices météorologiques ont été estimées et sont présentées au tableau 2.4.5. Ces périodes de retour démontrent l'importance de considérer plus d'une variable explicative pour déterminer la probabilité d'occurrence d'inondation. La crue record du printemps 2011 ayant une période de retour univariée de 90 ans est en partie due aux précipitations totales tombées pendant les mois précédant la crue ainsi que du nombre de jours avec cycle quotidien de gel/dégel en hiver et des intensités extrêmes de précipitation liquide tombée au printemps. La période de retour conditionnelle du débit maximum printanier de 2011 (1550 m<sup>3</sup>/s) est estimée entre 7 et 52 ans (comparativement à 90 ans, lorsqu'estimée dans un cadre univarié) lorsque des conditions trivariées similaires à celles de 2011 ont lieu pendant la même année. Les variables considérées incluent le 90<sup>ème</sup> centile de pluie printanière et les précipitations totales tombées entre novembre et mars observés en 2011. De plus, la récurrence du débit maximal printanier est d'environ 11 à 13 ans lorsqu'il est conditionnel à un cumul de précipitation totale entre novembre et mars et un nombre de jours hivernal avec épisode de gel/dégel similaire à 2011. Par contre, si on examine les récurrences conjointes de ces évènements trivariés, la période de retour est de l'ordre de milliers d'années (du fait de la faible probabilité d'occurrence simultanée de l'ensemble de ces facteurs). En dépit des incertitudes importantes associées avec de telles périodes de retour, on peut conclure que les conditions hydrométéorologiques de 2011 sont extrêmement rares lorsqu'elles sont considérées dans leur ensemble (tableau 2.4.5).

L'approche proposée des simulations par copules archimédiennes trivariées est utilisée afin d'élaborer des scénarios hydrométéorologiques probables d'inondations mineure et majeure selon les seuils de dépassement de débit définis par le ministère de la Sécurité publique du Québec. Les périodes de retour conjointes estimées des débits seuils en combinaison avec le 90<sup>ème</sup> centile de pluie printanière et la précipitation totale tombée entre novembre et mars sont plus élevées que celles de ce dernier indice et de celui de la fréquence d'épisode de gel/dégel en hiver. De plus, les périodes de retour conjointes et conditionnelles trivariées d'une inondation mineure sont estimées à environ 4 ans lorsque des conditions couramment observées de *PrecTOTNM* et *FrThSeqDJF* ou de *PrecTOTNM* et *P90pLiqMAM* ont lieu (c.-à-d : lorsque des évènements météorologiques de période de retour univariée inférieure à 2 ans ont lieu dans la

même année). Tandis que les périodes de retour d'inondation majeure conditionnelles aux mêmes combinaisons de conditions météorologiques (*PrecTOTNM* et *P90pLiqMAM* puis *PrecTOTNM* et *FrThSeqDJF*) sont estimées à environ 20 et 22 ans, respectivement. D'autre part, les incertitudes des estimations des périodes de retour conditionnelles et conjointes augmentent considérablement lorsque des évènements extrêmes sont considérés. Par exemple, l'intervalle de confiance des périodes de retour conjointes trivariées d'une inondation majeure selon un seuil de 95% a un petit écart d'environ 1 an lorsque des évènements météorologiques d'occurrence commune ( $T_{univariée} = 2$  ans) sont considérés comparativement à un écart d'environ 4600 ans pour des évènements météorologiques d'amplitude beaucoup plus élevée et observée moins fréquemment ( $T_{univariée} = 260$  ans). Les détails des résultats de la caractérisation multivariée de la crue record du Richelieu ainsi que de l'élaboration de scénarios hydrométéorologiques sont disponibles à la *section 4.2* du *Chapitre 2.* 

# 5.3 Analyse de scénarios par modélisation hydrologique

## 5.3.1 Calibration et validation du modèle hydrologique déterministe

Préalablement à la calibration et à la validation du modèle, certaines caractéristiques physiographiques et physiques du bassin versant de la rivière Richelieu et du lac Champlain ont été estimées, dont l'occupation du sol et le temps de rétention de l'eau. Ce dernier est d'environ une dizaine de jours selon l'analyse graphique des séries temporelles de précipitation totale et de débit des stations respectives de Glens Falls Farm (station #25) et des rapides Fryer (station #0) pour quatre périodes différentes (figure 1.5.2).



Figure 1.5.2 Exemples graphiques du temps de réponse de la rivière Richelieu entre la station hydrométrique des rapides Fryer (unité en m<sup>3</sup>/s) et de la station météorologique de Glens Falls Farm en amont (unité en 0.1 mm) pour les années 1975, 1994 et 2000, respectivement du haut en bas.

L'analyse de l'occupation du sol indique que 85 % de la superficie totale du bassin versant est forestier, tandis que les terres agricoles, urbaines et les sols nus de la région couvrent environ 10 %, les lacs et rivières 5 % et les marais moins de 1 %. Les répartitions spatiales des couvertures forestières, des lacs et des marais sont représentées sur la grille commune du bassin versant du LCR à la figure 1.5.3. Ces informations sont utilisées dans le modèle CEQUEAU pour déterminer entre autres les taux de fonte de la neige et le stockage de l'eau. L'extrémité sud-ouest de la grille commune est située à 43.31 °Nord et 74.53 °Ouest puis comprend 15 tuiles vers le nord ainsi que 12 vers l'est pour un total de 180 carreaux entiers et 236 carreaux partiels.



Figure 1.5.3 Représentation du pourcentage de couverture spatiale de forêt (carte de gauche) puis des lacs et rivières (droite) par carreau entier de la grille du modèle hydrologique.

De plus, l'écoulement amont-aval de l'eau dans le lac Champlain peut être fondamentalement différent du processus de transfert d'eau continental adopté pour le reste du bassin versant (Morin et Paquet, 2007). Par conséquent, toute l'eau s'écoulant dans les carreaux partiels chevauchant le lac est directement acheminée vers le carreau partiel de l'exutoire du lac, où un coefficient de transfert particulier gère le déversement de l'eau dans la rivière Richelieu, similairement à un réservoir contrôlé par un barrage hydrologique. Ce coefficient de transfert particulier est calculé en considérant la superficie totale du lac en amont de l'exutoire, ce qui s'est avéré efficace pour la simulation des crues de la rivière (figure 1.5.4).



Figure 1.5.4 Hydrogramme du débit moyen mensuel interannuel de la période 1981-2011 sans (panneau du haut) et avec (panneau du bas) la reconstitution du grand lac Champlain.

Le modèle hydrologique CEQUEAU s'est avéré approprié pour simuler les débits observés de la rivière Richelieu, incluant les crues. La courbe de débits classés pour les simulations quotidiennes entre 1981 et 2011 indique que les débits élevés observés en période de crue sont relativement bien reproduits par le modèle tandis que les faibles débits en période d'étiage sont légèrement surestimés (cf. figure 1.5.5).



Figure 1.5.5 Courbe de débits classés observés et simulés pour la période 1981-2011.

En moyenne, le modèle a tendance à légèrement sous-estimer d'environ 6% les pointes de crue de la période de calibration (1981-2000) et de surestimer d'environ 1% celles de la période de validation (2001-2011; figure 1.5.6). Les critères numériques d'erreur indiquent des erreurs moyennes relativement faibles quant aux simulations du débit durant les périodes de crues printanières et estivales. De plus, les coefficients de détermination et de NASH indiquent une simulation acceptable de ces mêmes débits pour les périodes de calibration et de validation (tableau 1.5.1). En fait, seulement 4 des 31 années simulées ont des coefficients de Nash plus faibles, i.e. entre 0,4 et 0,6, incluant la première année de chauffe (tableau 1.5.2). Cela démontre une bonne performance générale des simulations de débits.



Figure 1.5.6 Représentation graphique des débits observés (abscisse) et simulés (ordonnée) pour les périodes de calibration (en haut; 1981-2000) et validation (en bas; 2001-2011). La bissectrice (ligne) représente une simulation « parfaite ».

Tableau 1.5.1.
 Critères numériques d'évaluation de la performance du modèle hydrologique pour les mois de mars à juin.

Période/Critère	Erreur absolue	RMSE	$\mathbf{R}^2$	NASH
Calibration	30,85 m <sup>3</sup> /s	119,65 m <sup>3</sup> /s	0,766	0,748
Validation	-26,01 m <sup>3</sup> /s	123,17 m <sup>3</sup> /s	0,822	0,738

Année	NASH		
1981	0,4197		
1982	0,9006		
1983	0,7372		
1984	0,7445		
1985	0,8198		
1986	0,7805		
1987	0,9087		
1988	0,6111		
1989	0,6781		
1990	0,7677		
1991	0,8514		
1992	0,8356		
1993	0,9241		
1994	0,9639		
1995	0,7793		
1996	0,6541		
1997	0,7843		
1998	0,5836		
1999	0,7717		
2000	0,8981		
2001	0,9402		
2002	0,8731		
2003	0,8604		
2004	0,6095		
2005	0,8642		
2006	0,5288		
2007	0,8432		
2008	0,4805		
2009	0,7308		
2010	0,8683		
2011	0,8784		

Tableau 1.5.2Coefficients de NASH du débit quotidien de chaque année modélisée ; les coefficients inférieurs à 0,6 sont en gras.

De plus, la crue et la pointe du débit record observé au printemps 2011 sont simulées adéquatement par le modèle hydrologique (figure 1.5.7). Cependant, le débit en période d'étiage est systématiquement surestimé pour les mois de juillet à octobre, et ce pour toutes les années, ce

qui peut avoir une incidence sur la durée de crue estimée avec les résultats de simulation. Pour tenter de réduire cette surestimation, les paramètres du modèle ont été ajustés afin d'augmenter la quantité d'eau évaporée. Ces modifications s'appliquent sur l'année entière, donc l'évaporation en période de crue augmente également, pouvant engendrer une sous-estimation des débits quotidiens en période de crue par le modèle. La calibration de ce dernier est jugée adéquate dans le cadre de ce projet puisque celui-ci servira principalement à analyser l'intensité ou la pointe de crue de la rivière Richelieu.



Figure 1.5.7 Hydrogramme des débits quotidiens simulés et observés de la rivière Richelieu en 2011.

De plus, les lames d'eau des réservoirs représentant la nappe phréatique, de même que celui représentant les lacs et marais sont non nulles pour toutes les années. Tandis que celle du réservoir sol diminue pour atteindre des niveaux quotidiens d'eau presque nuls en saison d'étiage estival due à l'évapotranspiration simulée, où l'eau est extrait principalement du réservoir sol. Finalement, les hauteurs d'eau fluctuent de manière plausible pour les années simulées entre 1981 et 2011 (cf. figure 1.5.8 pour un exemple des lames d'eau pendant la période de validation).



Figure 1.5.8 Représentation graphique des lames d'eau en mm (ordonnée) des réservoirs sol (1<sup>er</sup> panneau en haut), nappe phréatique (2<sup>e</sup> panneau), lacs/marais (3<sup>e</sup> panneau) ainsi que des quantités d'eau évaporées (ETR ; 4<sup>e</sup> panneau) pour les années de la période de validation (2001-2011).

#### 5.3.2 Simulation des scénarios hydrométéorologiques et analyse de sensibilité

Les débits quotidiens observés et simulés pour les 10 scénarios décrits aux sections précédentes sont représentés aux Figure 1.5.9 et 1.Figure 1.5.10, respectivement pour les deux années 2011 et 1998. En comparant les séries *Observation* et *Simulation*, il peut être noté que les débits observés de la crue de 2011 sont bien simulés par le modèle CEQUEAU lorsque les données de température et de précipitation quotidiennes observées sont utilisées puisqu'un coefficient de NASH de 0,862 est obtenu. De plus, la médiane des différences entre les débits printaniers simulés et observés pour la période 1981-2011 est relativement faible avec 29,9 m<sup>3</sup>/s. Le coefficient de NASH est moindre pour l'année 1998 avec 0,562, étant donné que la pointe de

crue simulée est retardée de quelques jours, et supérieure aux observations d'une centaine de  $m^3/s$ . Par conséquent, les débits simulés via les données météorologiques observées (c.-à-d. : les séries *Simulation* présentées aux figures 1.5.9 et 1.5.10) sont utilisés comme base de comparaison des scénarios au lieu des débits observés. Ainsi, le biais du modèle est présent dans toutes les séries comparées.



Figure 1.5.9 Hydrogramme des débits observés et simulés selon les scénarios 1 à 5 (décris au tableau 1.4.4) par le modèle hydrologique pour la rivière Richelieu.



Figure 1.5.10 Idem que la Figure 1.5.9, mais pour les scénarios 6 à 10 (décris au tableau 1.4.4).

Le scénario 1 consiste à évaluer l'impact sur la crue de la rivière Richelieu pour une diminution du 90<sup>ème</sup> centile de précipitation liquide au printemps d'une valeur de 31.1 à 15 mm/jour (T = 2 ans) lorsque des conditions atypiques de précipitation totale tombée de novembre à mars et de fréquence de séquence de gel/dégel en hiver tel qu'observées en 2011 sont présentes. Ainsi, l'amplitude de la crue est réduite, passant du statut d'inondation record à une inondation moyenne avec une pointe plus hâtive (figure 1.5.9).

Dans le cas du scénario 2, où les valeurs de *PrecTOTNM* et de *P90pLiqMAM* sont réduites conjointement à 226 mm et 15 mm/jour (T = 2 ans), respectivement, le débit maximum printanier diminue de 1657 m<sup>3</sup>/s à 1023 m<sup>3</sup>/s, donc sous le seuil d'inondation mineure. De plus, la pointe de crue a lieu quelques jours plutôt que celle simulée avec les données météorologiques observées. Ce décalage pourrait être dû à la valeur plus faible de l'intensité extrême des pluies au printemps.

Le scénario 3 permet d'observer l'effet isolé d'une diminution du cumul de précipitation totale tombée entre novembre et mars d'une valeur de 354 à 226 mm (T = 2 ans) sous les conditions atypiques de *P90pLiqMAM* et de *FrThSeqDJF* observées conjointement en 2011. Conséquemment, un changement similaire au scénario 1 est observé dans la crue, mais sans

décalage temporel de l'occurrence de la pointe de crue. La différence entre le moment d'occurrence de la pointe de crue de ce scénario et du scénario 1 pourrait donc provenir du type d'écoulement de surface, puisque la pluie intense tombée durant le printemps est plus rapidement disponible pour la montée des eaux que la lame d'eau provenant de la fonte de la neige en hiver, retardant ainsi la pointe de crue. De plus, une réduction des précipitations totales tombées entre novembre et mars a un effet plus important sur la réduction du débit de pointe qu'une réduction du 90<sup>e</sup> centile de précipitation liquide au printemps.

Le scénario 4 consiste à augmenter la fréquence de séquence de gel/dégel en hiver de 19 à 33 jours pour évaluer l'effet de la variabilité de la température en hiver sur l'accumulation de précipitation solide et ultimement sur l'écoulement de surface au printemps. L'analyse multivariée par copule estime la probabilité de dépassement d'une inondation record sous de telles conditions de *PrecTOTNM* (354.7 mm) et *FrThSeqDJF* entre 1 et 2%, puis celle d'une crue moyenne entre 3 et 4%. Les résultats indiquent que l'impact d'un *FrThSeqDJF* plus élevé sur le débit simulé est presque nul puisqu'il y a seulement 20 m<sup>3</sup>/s de différence entre le débit maximum printanier de référence et celui du scénario 4. De plus, les 2 pointes de crue sont en phase, indiquant que ce scénario a peu d'incidence sur le moment d'occurrence de pointe de crue. Par ailleurs, peu de différence est observée entre la quantité simulée de fonte de neige avec et sans modifications aux évènements de *FrThSeqDJF* (figure 1.5.11).

Le scénario 5 consiste à évaluer l'effet combiné d'une augmentation de *FrThSeqDJF* similaire aux scénarios 4 conjointement avec une diminution de PrecTOTNM de 354 à 226 mm (T = 2 ans) sur le débit de pointe à la station des rapides de Fryer. Conséquemment, le débit maximum printanier simulé atteint le statut d'inondation moyenne au lieu de majeure avec une pointe de crue de 1273.3 m<sup>3</sup>/s. Le débit quotidien simulé selon ce scénario est très similaire à celui du scénario 3, où seulement l'indice *PrecTOTNM* a été modifié, ce qui indiquerait que l'effet exercé par l'indice *FrThSeqDJF* sur la crue est presque nul. Il semble donc y avoir un manque de sensibilité de ce facteur sur la crue printanière.



Figure 1.5.11 Histogramme représentant le nombre de jours (en ordonnée) où les quantités de fontes quotidiennes simulées selon le scénario 4 sont différentes de celles observées en hiver pour la même période. Les différences entre les simulations et les observations sont exprimées en mm (en abscisse) puis les valeurs moyenne et médiane des différences non nulles sont indiquées.

Afin de déterminer l'effet de la distribution temporelle des évènements de précipitation sur l'analyse de sensibilité lors de la production de scénario, une intensité extrême particulière de précipitation est définie pour plusieurs scénarios, en modifiant les conditions d'application des incréments quotidiens. L'année 1998 est sélectionnée pour un tel exercice puisque le cumul de précipitation totale tombée entre novembre et mars est anormalement élevé avec environ 422 mm. Cependant le 90<sup>e</sup> percentile de précipitation liquide au printemps est sous la moyenne climatologique produisant ainsi une crue moyenne. Un incrément fixe de 11 mm/jour est appliqué selon différentes conditions (scénarios 6 à 9) d'évènements de pluies printanières, produisant un P90pLiqMAM de 25.7 mm/jour (T = 24 ans). En premier lieu, le scénario 6, qui consiste à appliquer un incrément de 11 mm sur tous les jours humides (précipitation totale 1 mm) génère une crue anormalement élevée de plus de 1800 m<sup>3</sup>/s. Tandis que les scénarios 7, 8 et 9, qui consistent à appliquer un incrément similaire pour des jours avant un minimum de 5, 10 et 7 mm de pluie respectivement, génèrent des pointes de crue de 1581, 1431 et 1521 m<sup>3</sup>/s. Par conséquent, diverses conditions d'application d'incrément utilisées afin de générer un scénario de P90pLiqMAM commun engendrent différentes pointes de crues puisque la distribution temporelle des évènements de précipitation intense ainsi que la quantité de précipitation tombée diffère. Afin de distinguer l'effet séparé de ces 2 facteurs sur la crue, 2 méthodes de génération de scénarios sont proposées pour de futurs travaux. Dans un premier temps, il serait pertinent de fixer une quantité totale de précipitation similaire pour les différents scénarios de *P90pLiqMAM* en modifiant seulement la distribution temporelle des évènements de précipitation extrême. Cette approche permettrait d'isoler l'effet de la variabilité temporelle des évènements de pluie au printemps sur la crue. Par la suite, afin d'isoler l'effet des quantités de pluie tombée au printemps sur les différents scénarios de crues, il serait intéressant de préserver la même distribution des évènements de pluies extrêmes en faisant varier les quantités de précipitations tombées.

## 6 **DISCUSSION**

Cette section traite des implications des résultats puis des forces et limitations des données et techniques utilisées ainsi que de l'approche générale proposée.

# 6.1 Implications des résultats

L'analyse des évènements météorologiques annuels, saisonniers et mensuels a permis de déterminer les conditions atypiques du printemps 2011 en comparaison avec 30 autres années de la période 1981-2011 en amont de la station hydrométrique des rapides Fryer sur la rivière Richelieu. Étant donné que les conditions météorologiques extrêmes sont d'importants facteurs pouvant influencer les évènements de crue, l'analyse hydrométéorologique par station a été favorisée à une analyse de données interpolées pour éviter le lissage des valeurs extrêmes. Cependant, il serait intéressant de comparer ces résultats d'analyse à ceux de données interpolées par région homogène pour quantifier la valeur ajoutée de l'approche locale relativement à une approche régionale.

Les algorithmes de simulation proposés de Clayton et Frank du modèle trivariée par copule Archimédienne hiérarchique se sont avérés efficaces pour l'estimation des périodes de retour conjointes et conditionnelles de différents évènements hydrométéorologiques du bassin versant de la rivière Richelieu et du lac Champlain. La période de retour conjointe de la crue de 2011 et des indices météorologiques sélectionnés dépasse 1000 ans. Par contre, les périodes de retour de cette même crue conditionnelle à l'occurrence de un ou de deux des indices

météorologiques sont relativement faibles, ce qui indique un lien probable de cause à effet entre les indices sélectionnés et l'évènement de crue de 2011. Dans le cadre de ce projet, l'application des copules s'est limitée à une analyse fréquentielle trivariée prenant en compte des conditions météorologiques dans la vallée du lac Champlain et des évènements hydrologiques en aval. Cependant, les débits observés à la station hydrométrique peuvent également être influencés par les conditions météorologiques en aval de cette station due à la direction de l'écoulement des eaux à certains endroits du bassin. Il serait donc intéressant d'appliquer le modèle par copule proposé aux différentes stations d'observation du bassin versant pour une caractérisation plus complète des risques d'inondations de la rivière Richelieu. Toutefois, la méthode proposée a permis de déterminer certaines des conditions météorologiques et leurs combinaisons ayant contribué à l'intensité extrême de la crue record de 2011. Pour résumer, les récurrences relativement faibles de ce débit record sont associées à des conditions de précipitation totale tombée entre novembre et mars, d'intensité extrême de pluie tombée au printemps, et à la fréquence de séquence de gel/dégel en hiver similaires à 2011.

L'approche par copule multivariée permet l'élaboration de scénarios hydrométéorologiques plausibles pouvant générer des crues particulières et utilisables pour l'analyse de la réponse hydrologique de la rivière Richelieu à divers facteurs météorologiques et ce, en fonction des seuils d'inondation définis par le Ministère de la Sécurité publique. Par conséquent, cette approche peut être considérée pour le développement d'outil de gestion de risque d'inondation applicable à différents cours d'eau, puisque deux des indicateurs essentiels pour l'évaluation du risque d'inondation sont la probabilité d'occurrence d'une crue et son amplitude. De plus, la méthode de ré-échantillonnage « bootstrapping » utilisée dans l'élaboration de ces scénarios permet d'associer aux probabilités d'occurrence d'évènements conjoints et conditionnels estimées une mesure d'incertitude à l'aide d'un intervalle de confiance.

La méthode utilisée pour produire les scénarios hydrométéorologiques élaborés dans ce projet n'est qu'une possibilité parmi plusieurs alternatives, mais elle permet effectivement de vérifier l'effet de différentes combinaisons des conditions météorologiques sur des crues extrêmes, et plus typiques, comme 2011 et 1998, respectivement. L'utilisation des simulations de modèle du climat ou de séries temporelles synthétiques de précipitation et de température quotidiennes est également envisageable pour accomplir de telles tâches. L'approche utilisée dans ce projet s'est avérée efficace afin d'évaluer les conséquences hydrologiques de différents scénarios météorologiques plausibles, plus ou moins extrêmes, sur les crues printanières de la rivière Richelieu.

# 6.2 Forces et faiblesses de l'approche proposée

## 6.2.1 Données utilisées

Toutes caractérisations, modélisations, analyses statistiques et analyses de sensibilité d'un projet de recherche en hydrométéorologie requièrent une quantité substantielle de données hydrométriques et météorologiques. Une règle du pouce pour la calibration de modèle statistique consiste justement à considérer environ 4 fois plus de données que de paramètres à estimer. Ainsi, l'utilisation de variables hydrométéorologiques ayant un minimum de 32 valeurs annuelles serait idéale afin d'ajuster le modèle multivarié par copule, car il comporte 8 paramètres au total : 6 paramètres pour 3 lois marginales et 2 paramètres pour 1 loi conjointe. Dans le cas présent, 31 années communes de données hydrométéorologiques ont été considérées, représentant probablement un sous-ensemble restreint de la variabilité du régime de précipitation et de température du bassin versant étudié. Ceci a des implications non négligeables sur l'incertitude des estimations obtenues par les modèles statistiques proposés, puisque ces derniers se basent sur un maximum de 31 valeurs annuelles, saisonnières ou mensuelles d'indices hydrométéorologiques.

De plus, l'estimation du 90<sup>e</sup> centile de précipitation requiert une quantité minimum de 15 jours de pluie pour être calculée puisque la formule de Cunnane est utilisée (Cunnane, 1978). Si cette condition n'est pas satisfaite, l'indice ne peut pas être calculé pour l'année en question, ce qui réduit davantage la taille de l'échantillon utilisé pour la calibration des modèles par copule et les analyses fréquentielles. Les données observées de précipitations utilisées dans ce projet sont restreintes aux précipitations totales (liquides et solides) puisque certaines des 27 stations météorologiques n'enregistrent pas les quantités de neige tombée. Par conséquent, la distinction entre les phases liquides et solides des précipitations est faite sur la base d'un seuil fixe de température moyenne quotidienne (i.e. <0°C pour la précipitation considérée tombée au sol sous forme de neige), ce qui amène une source potentielle d'erreur supplémentaire. Par ailleurs, la répartition spatiale des stations météorologiques a aussi des implications sur la performance du modèle hydrologique CEQUEAU puisque peu de stations sont localisées en haute altitude. En fait, le sud du bassin versant du LCR est une région marquée par d'importants reliefs où les régimes de température et de précipitation observés peuvent différer considérablement dans l'espace (i.e. selon l'altitude, l'orientation des pentes et la morphologie générale du terrain). Le modèle hydrologique applique une correction à ces variables quotidiennes selon l'altitude et selon la densité du réseau d'observation fournie (interpolation par polygone de Thiessen). Cependant des observations à des altitudes élevées pourraient réduire cette source potentielle d'erreur ou dans l'estimation du facteur de correction appliqué pour établir la précipitation sur l'ensemble du domaine selon la résolution horizontale utilisée dans le modèle CEQUEAU. De plus, davantage d'observations météorologiques sur la région d'intérêt permettraient l'utilisation d'une grille de modèle à plus fine résolution, et par conséquent des simulations plus représentatives de la réalité.

Sur une note quelque peu différente, l'indice de degré jours de fonte s'est avéré moins efficace comme indicateur de crue, pourtant la littérature démontre un lien important entre ces deux phénomènes. Cette incohérence peut être due à la définition de l'indice en question. L'utilisation d'un indice de degrés jours de fonte prenant en compte la densité du couvert nival, l'élévation, la vitesse du vent, en plus des températures, pourrait être évaluée afin d'analyser plus en détail l'effet de ce facteur sur l'intensité et la durée de la crue.

#### 6.2.2 Méthodes statistique et déterministe appliquées

L'approche hiérarchique adoptée pour la généralisation des copules archimédiennes bivariées au cas multivarié est valide sous certaines conditions s'appliquant aux paramètres de ces copules (Huard et al., 2004). Par exemple, pour la copule de Clayton, il est nécessaire que la valeur du paramètre de la copule parent soit inférieure à celle de la copule sous-jacente afin d'assurer que les fonctions génératrices soient convexes et monotones décroissantes. Il est moins évident de respecter cette condition lorsque davantage de variables sont considérées. De plus, il a été observé que le coefficient de corrélation entre les variables d'intérêts a tendance à diminuer lorsqu'on passe d'un niveau hiérarchique à un autre, et que le nombre de variables hydrologiques et météorologiques considérées dans un même modèle augmente. Ce phénomène diminue ainsi la performance du modèle. D'autre part, les incertitudes élevées des estimations de périodes de retour conditionnelles et conjointes sont en partie dues à la taille relativement petite des séries chronologiques de données disponibles durant la période commune. Celle-ci ne représente probablement qu'une petite partie de la variabilité des régimes hydriques, de précipitation et de températures de la région. Ainsi, l'estimation des périodes de retour conjointes et conditionnelles d'évènements extrêmes rarement observées est moins précise.

Due à une contrainte de temps, l'étude présente fut limitée à une comparaison entre les copules archimédiennes de Frank et Clayton en calculant la distance quadratique du critère K. Cependant, il serait également intéressant de comparer la performance des modèles développés à celle de modèles par copules elliptiques (Béliveau, 2006) ou autres en se basant sur les critères d'évaluations AIC et BIC.

Les techniques utilisées dans l'approche proposée se limitent à des applications dans des cas stationnaires. Si une tendance temporelle d'une des variables considérées avait été détectée, la méthode n'aurait pas pu être appliquée. Par conséquent, afin de mener une telle étude dans un contexte de changement climatique, l'utilisation de méthode non stationnaire serait bénéfique. Par exemple, Solari et Losada (2011) ont développé un modèle univarié permettant de transformer les variables originales non stationnaires en variables stationnaires, qu'ils ont combiné à un modèle par copule pour estimer les probabilités d'occurrence de certaines hauteurs de vague. Il serait intéressant d'évaluer l'adéquation d'une telle approche pour l'analyse hydrométéorologique des crues printanières.

D'autre part, la méthode utilisée pour produire les scénarios hydrométéorologiques élaborés à partir de l'information générée par l'intermédiaire des copules multivariées permet de quantifier, au-delà du lien statistique entre les variables considérées, la réponse hydrologique de la rivière Richelieu à divers facteurs météorologiques. La force principale de cette approche repose sur sa flexibilité de son application, puisqu'elle offre la possibilité de générer une grande variété de scénarios plausibles. Par conséquent, il serait intéressant d'examiner davantage l'application de cette technique pour analyser la variabilité des caractéristiques des crues (e.g. durée et intensité) à un plus grand nombre de scénarios plausibles et/ou de valeurs ciblées d'indicateurs météorologiques variés. L'analyse hydrologique exécutée dans le cadre de cette recherche avec les scénarios 6 à 9, fait augmenter le 90<sup>ème</sup> centile de précipitation liquide au printemps afin d'atteindre la même valeur cible, mais selon 4 conditions d'application

d'incrément différentes. Des crues de différentes amplitudes sont ainsi produites puisque ces conditions modifient non seulement la distribution temporelle des intensités de précipitations, mais aussi la quantité de précipitation tombée pendant la saison d'intérêt. De plus, il serait intéressant de comparer la méthode de production de scénarios développée pour ce projet à d'autres techniques, dont la génération stochastique de variables météorologiques et l'application d'un facteur de changement à ces dernières, comme suggéré dans les travaux de Chen et al. (2012) sur les impacts hydrologiques dus aux changements climatiques.

L'indice d'occurrence de cycle de gel/dégel en hiver s'est avéré moins influant que prévu sur le débit simulé et ce, possiblement due à une incompatibilité entre la méthode de calcul de ce dernier et la modélisation du processus de fonte dans le modèle hydrologique CEQUEAU. En fait, comme les résultats le démontrent, les scénarios 4 et 10 impliquant seulement des modifications à l'indice FrThSeqDJF n'ont pas eu d'impact significatif sur les débits simulés. Il semble que la simple modification du nombre de jours où la température fluctue au-dessus et en dessous du point de congélation a peu d'incidence sur la fonte du couvert nival tel que modélisé par CEQUEAU (figure 1.5.11), ce qui est contre-intuitif. Ceci pourrait être dû à deux phénomènes, dont premièrement la distribution temporelle des cycles de gel/dégel, qui n'est pas représentée ou prise en compte adéquatement par l'indice en question. Deuxièment, le modèle hydrologique contrôle le processus de fonte par l'intermédiaire de plusieurs paramètres incluant des seuils de fonte en clairière et en forêt selon des températures de l'air moyennes quotidiennes, ainsi que l'index de murissement et le coefficient de déficit calorifique de la neige. Il serait intéressant d'analyser davantage la sensibilité du système à des scénarios quelque peu différents, en variant la distribution temporelle des cycles de gel/dégel pendant l'hiver, et en vérifiant que les températures moyennes quotidiennes synthétisées sont significativement supérieures au seuil de dégel pouvant avoir un effet considérable sur le murissement, la saturation et la fonte du couvert nival.

L'approche proposée pourrait être éventuellement incluse dans le cadre du développement d'un outil d'évaluation et de gestion de risques d'inondation saisonnière ou sur plusieurs mois. Étant donné que les variables hydrométéorologiques sont calculées sur une échelle saisonnière, les probabilités d'occurrence d'évènements particuliers, qui permettent de quantifier les risques d'inondations, doivent respecter cette résolution temporelle. Par

67

conséquent, ce premier pas vers le développement d'un système d'alerte d'inondation est restreint à une inférence saisonnière du risque d'inondation.

# 7 CONCLUSION

L'inondation record du printemps 2011 de la rivière Richelieu et du lac Champlain a soulevé des préoccupations et beaucoup de questions chez les résidents du bassin versant ainsi que chez les décideurs et scientifiques du domaine de l'environnement, notamment à propos des causes potentielles d'un évènement d'inondation d'intensité et de durée aussi majeures. L'hypothèse initiale proposée par des chercheurs d'Environnement Canada impliquait que l'occurrence conjointe d'évènements météorologiques précurseurs aurait contribué à une telle inondation. Cette hypothèse a été explorée et quantifiée dans le cadre du présent projet en utilisant une combinaison d'approches déterministe et statistique. Le but principal était de caractériser la crue record et de proposer les prémices d'un système alternatif d'analyse de risque d'inondation. Tout ceci s'inscrivait également dans l'optique d'acquérir une connaissance approfondie des risques d'inondations de la rivière Richelieu, afin de mieux anticiper l'occurrence de crue importante dans le futur.

# 7.1 Atteinte des objectifs

Pour répondre à la problématique de ce projet, les quatres objectifs spécifiques suivants ont été réalisés :

- (1) Un modèle probabiliste multivarié par copule archimédienne hiérarchique trivariée a été développé et évalué;
- (2) Les effets séparés et combinés de divers facteurs météorologiques ont été évalués par le calcul de probabilités de dépassement conjointes et conditionnelles, selon l'approche par copule trivariée développée;
- (3) Des scénarios hydrométéorologiques de crue particulière ont été élaborés à l'aide de la même méthode par copule;
- (4) Une première évaluation de la sensibilité du régime hydrologique de la rivière Richelieu est exécutée à l'aide d'un modèle hydrologique selon les scénarios hydrométéorologiques élaborés par le modèle probabiliste multivarié proposé.

Une caractérisation exhaustive des facteurs météorologiques prépondérants a été réalisée en prenant en compte la durée, l'occurrence et l'intensité des précipitations totales (et solides versus liquides), ainsi que la variabilité intrajournalière de la température pendant les saisons hivernale et printanière de 2011, via des analyses univariées des indices hydrométéorologiques. Les résultats principaux de ces analyses démontrent que la pointe de crue enregistrée au printemps 2011 n'a pas été observée auparavant au cours du 20<sup>e</sup> siècle, expliquant ainsi la période de retour élevée d'un tel débit maximum printanier d'environ 90 ans. De plus, cette crue d'intensité centenaire s'est prolongée jusqu'en été et a engendré une période de crue d'une durée exceptionnelle ayant lieu environ tous les 22 ans. L'analyse des anomalies interannuelles standardisées et l'analyse fréquentielle des évènements météorologiques ont permis de quantifier l'amplitude et la rareté d'occurrence et de durée de ces évènements. Un cumul anormalement élevé de précipitation totale tombée entre novembre 2010 et mars 2011, un nombre faible de jours avec cycle quotidien de gel/dégel en hiver 2010-2011 et un 90<sup>ème</sup> centile de pluie exceptionnelle au printemps 2011 avec période de retour respectivement de 14, 20 et 260 ans ont donc contribué à la crue record. De plus, l'analyse de corrélation indique que les caractéristiques d'intensité et de durée de cette crue sont particulièrement dépendantes de ces mêmes trois indicateurs d'évènements météorologiques pour la majorité des stations du bassin versant de la rivière Richelieu. Ceci suggère que cette contribution conjointe des trois facteurs mentionnés était quasi généralisée sur l'ensemble du bassin versant de la rivière Richelieu et du lac Champlain, et a ainsi favorisé l'occurrence de cette crue majeure.

La présente étude utilise la copule hiérarchique trivariée pour caractériser l'effet séparé et conjoint de ces évènements météorologiques sur l'occurrence de la crue de 2011, ainsi que sur les crues extrêmes printanières des 31 années entre 1981 et 2011. Cette méthode prend en considération non seulement les dépendances entre les variables considérées, mais préserve également les lois marginales caractérisant adéquatement chacune d'entre elles. L'algorithme de simulation multivariée développé dans le cadre de cette maîtrise a été évalué et jugé applicable pour une caractérisation du risque d'inondation de la rivière Richelieu. Il a ainsi été établi que l'influence sur la probabilité d'occurrence d'un évènement de crue aussi intense que 2011 est essentiellement exercée conjointement par la variabilité intrasaisonnière des températures en hiver, et du régime de précipitation tombée entre les mois de novembre et mars ainsi que de l'amplitude des évènements de précipitation intense au printemps dans la vallée du lac

Champlain. Cette influence est vérifiée et confirmée par la diminution de la période de retour conditionnelle du débit maximal printanier en aval lorsque plusieurs de ces facteurs se cumulent ou se combinent.

Selon la même approche multivariée, plusieurs scénarios hydrométéorologiques particuliers de crue plausible et utilisable dans un contexte d'analyse de sensibilité ou de gestion de risque d'inondation peuvent être élaborés. Quelques exemples de scénarios basés en partie sur les crues de 2011 et de 1998 sont sélectionnés et la réponse hydrologique est évaluée à l'aide du modèle hydrologique déterministe et semi-distribué, CEQUEAU, suite à une calibration et à une validation satisfaisante de ce dernier. Les résultats de l'évaluation de l'approche proposée pour l'analyse de la réponse hydrologique de la rivière Richelieu à différents facteurs météorologiques démontrent en effet que pour des conditions moins anormales de 90<sup>ème</sup> centile de pluie printanière et de précipitation totale tombée entre novembre et mars, l'intensité de la crue record de 2011 diminue considérablement sous le seuil d'inondation majeure. Cependant, des analyses supplémentaires seraient nécessaires pour évaluer l'effet du nombre de jours avec cycle quotidien de gel/dégel en hiver sur une pointe de crue aussi élevée. La même conclusion est valable pour l'application du scénario 10 sur l'année 1998, impliquant seulement des modifications de cet indice. Par contre, les scénarios 6 à 9 appliqués sur l'année 1998 et ciblant des crues plus intenses démontrent l'effet non négligeable de la distribution temporelle des évènements de précipitation au printemps ainsi que de la quantité de précipitation tombée durant cette même saison. Donc il est important de prendre en considération ces 2 caractéristiques dans la production de tels scénarios hydrométéorologiques pour une analyse de sensibilité. L'utilisation d'un modèle hydrologique semi-distribué permettrait également d'évaluer l'impact des différents scénarios météorologiques sur le débit à divers emplacements d'intérêt le long de la rivière Richelieu.

Les activités réalisées pour satisfaire les objectifs de ce projet ont permis de détecter et de quantifier les principales variables explicatives de la crue d'intensité et de durée extrême observée au printemps 2011 sur la rivière Richelieu. De plus, une méthode efficace pour l'évaluation des risques d'inondations de la rivière Richelieu est proposée et appliquée dans le cadre de ce projet d'étude.

## 7.2 Avenues de recherche

Ce projet de maîtrise a mis de l'avant plusieurs avenues de recherche afin de raffiner l'approche statistique et déterministe proposée et d'en améliorer son application potentielle dans l'analyse et l'évaluation des crues printanières.

En premier lieu, il serait intéressant de considérer davantage d'indicateurs d'évènements météorologiques en lien avec le régime de température, de précipitation et des vents (étant donné l'effet de ces derniers sur le niveau du lac Champlain) pouvant expliquer les crues printanières. Par exemple, un indice de degré jours de fonte qui considèrerait non seulement les températures quotidiennes, mais également la densité du couvert nival et les caractéristiques des vents pourraient s'avérer plus efficace pour évaluer l'équivalent en eau de la neige disponible pour la fonte au printemps dans le bassin versant de la rivière Richelieu. De plus, des vents importants peuvent provoquer une hausse du niveau de l'eau à une extrémité du lac, pouvant avoir des effets non négligeables sur le niveau des eaux en aval. L'utilisation de données de directions et de vitesses de vents sur le lac Champlain ainsi que le couplage de l'approche proposée avec un modèle de lac, tel que le modèle de vague GLERL développé initialement pour les Grands Lacs et utilisé sur le lac Champlain (Alves et al., 2011), permettrait également d'améliorer l'évaluation des risques d'inondations de la rivière Richelieu étant donné que le lac a une superficie et un fetch importants.

Par ailleurs, l'utilisation de données observées de précipitations liquides et solides plutôt que des précipitations totales permettrait une quantification plus précise des caractéristiques météorologiques de la région, que celle obtenue par l'application de la méthode de distinction de ces deux formes de précipitation par l'intermédiaire d'un seuil quotidien de température moyenne. De plus, la considération de données radar telles que les données Stage IV (Lin et Mitchell, 2005) ou CaPA (Mahfouf et al., 2007) permettrait non seulement de représenter la distribution temporelle des précipitations à une échelle quotidienne, mais également de représenter la distribution spatiale de ces évènements. Dans cette optique, il serait intéressant d'évaluer la valeur ajoutée de l'utilisation de données météorologiques quotidiennes interpolées sur une grille à moyenne résolution couvrant le bassin versant d'intérêt, comme les données ANUSPLINE (Hutchinson et al., 2009) ou les réanalyses «*North American Regional*  *Reanalysis* » (NARR, Mesinger et al., 2006) afin d'analyser plus en profondeur la sensibilité du régime hydrologique de la région aux différentes combinaisons de variables météorologiques.

L'intégration de techniques statistiques non stationnaires dans l'approche par copule proposée permettrait l'application de celle-ci dans un contexte de changement climatique, puisque la présence d'une tendance temporelle des régimes de précipitations ou de températures limite l'application de la méthode développée à des conditions hydrométéorologiques stationnaires. Il est également possible que les structures de dépendances entre les covariables hydrométéorologiques diffèrent dans le temps et/ou dans l'espace pour l'échelle d'observation considérée. Par conséquent, il serait intéressant d'évaluer la possibilité de modifier les valeurs des paramètres d'une copule selon diverses échelles ou de varier la séquence des copules utilisées pour différentes fenêtres d'observation comme le suggèrent les travaux de Guegan et Zhang (2010). D'autre part, la performance du modèle probabiliste suggéré a tendance à diminuer avec le nombre croissant de variables considérées puisque la performance de ce modèle est basée en partie sur les coefficients de dépendance, qui tendent à diminuer avec les hiérarchies; phénomène connu sous le nom du fléau de la dimension, traduit de l'anglais de « curse of dimensionality » (Bellman, 1961). Par conséquent, il serait intéressant de comparer la performance du modèle par copule développée à celle d'un modèle de copule partiellement hiérarchisée connue sous le nom « partially nested Archimedean copula » (Hofert et Mächler, 2011). Ce dernier ne nécessite pas obligatoirement une hiérarchie additionnelle pour chaque variable supplémentaire considérée et permettrait possiblement de considérer davantage de variables.

Finalement, afin d'obtenir un intervalle de débits simulés pour des conditions météorologiques fixes élaborées selon l'approche par copule, il serait intéressant de produire de manière automatisée plusieurs séries temporelles quotidiennes, respectant les mêmes conditions, mais en faisant varier la distribution temporelle des évènements intrasaisonniers. Cet algorithme pourrait fonctionner de façon similaire à un générateur stochastique de conditions météorologiques tel que LARS-WG (Semenov, 2008), selon des indicateurs météorologiques pertinents pour le cas d'étude.

# **Chapitre 2 : Article**

# A nested multivariate copula approach to hydrometeorological simulations of spring floods: Application to the Richelieu River record flood

Coauteurs:

Salaheddine El-Adlouni, André St-Hilaire et Philippe Gachon

Soumis à la revue scientifique :

StochasticEnvironmental Research and Risk Assessment

## **Contribution des auteurs:**

Le rédacteur principal, l'étudiant Christian Saad, a développé l'algorithme de simulation hiérarchique multivariée proposé dans l'article avec l'aide du premier coauteur, Salaheddine El-Adlouni. Ces deux auteurs ont adapté une méthode de ré-échantillonnage (bootstrapping) pour le calcul de l'incertitude des résultats du modèle en question. Salaheddine El-Adlouni a également procuré au premier auteur les outils et connaissances de base pour développer le modèle par copule. Christian Saad a aussi appliqué et évalué le modèle proposé à un cas d'étude sur les crues printanières de la rivière Richelieu. Pour accomplir cela, l'étudiant a préparé les données nécessaires pour l'analyse, il a sélectionné les critères pour l'évaluation de la performance du modèle et a interprété les résultats obtenus. La rédaction du manuscrit a été complétée par le premier auteur, avec l'aide des coauteurs qui l'ont révisé. André St-Hilaire et Philippe Gachon ont aidé à l'élaboration du cadre d'analyse et à l'interprétation des résultats hydrométéorologiques.

## ABSTRACT

Floods have potentially devastating consequences on populations, industries and environmental systems. They often result from a combination of effects from meteorological, physiographic and anthropogenic natures. The analysis of flood hazards under a multivariate perspective is primordial to evaluate several of the combined factors. This study analyzes spring flood-causing mechanisms in terms of the occurrence, frequency, duration and intensity of precipitation as well as temperature events and their combinations previous to and during floods using frequency analysis as well as a proposed multivariate Copula approach along with hydrometeorological indices. This research was initiated over the Richelieu River watershed (Quebec, Canada), with a particular emphasis on the 2011 spring flood, constituting one of the most damaging events over the last century for this region. Although some work has already been conducted to determine certain causes of this record flood, the use of multivariate statistical analysis of hydrologic and meteorological events has not yet been explored. This study proposes a multivariate flood risk model based on fully nested Archimedean Frank and Clayton copulas in a hydrometeorological context. Several combinations of the 2011 Richelieu River flood-causing meteorological factors are determined by estimating joint and conditional return periods with the application of the proposed model in a trivariate case. The effects of the frequency of daily frost/thaw episodes in winter, the cumulative total precipitation fallen between the months of November and March and the 90<sup>th</sup> percentile of rainfall in spring on peak flow and flood duration are quantified. Multiple plausible and physically founded flood-causing scenarios are also analyzed to quantify various risks of inundation.

Keywords: Multivariate Copula, Spring Flood Risks, Hydrometeorology, Frequency Analysis.

# **1** INTRODUCTION

In the spring of 2011, the Richelieu River (Canada) and the Lake Champlain drainage basin (straddling the U.S.-Canada border) were flooded for 67 days, with lake levels reaching record heights of 31.47 m of water above mean sea level; an event which had yet to be seen in the past century. Major environmental consequences followed damage to residential, commercial and agricultural properties throughout the watershed with more than 4000 homes flooded and a total estimated cost of approximately 88 million dollars in damages as well as emergency and

recovery operations for Canada and the United-States of America combined. The lands adjacent to the Richelieu River were most affected by this event; about 70 percent of that total estimated cost was expensed to the Quebec province (GTILCR 2013). Consequently, concerned decision makers, business owners and residents of the watershed demanded to know what could have caused such an extreme flood. In response, an early study by Environment Canada put forward the hypothesis that the joint occurrence of particular meteorological events played a major role in the observed high water levels and record flows (Cantin 2011). The main goal of this work is to explore this hypothesis under a hydrometeorological perspective using a proposed multivariate statistical approach. The multi-dimensional aspect of this study is essential since most spring floods are consequences of multiple cumulative and simultaneous events/conditions, including primarily snowmelt conditions. The severity of spring floods in North-East America depends mainly on the rate of snowmelt and the snow accumulation from the previous winter, but intense spring rainfall events may also amplify the phenomenon (Lawford et al. 1995; Turcotte et al. 2010; Villarini et al. 2011; Mazouz et al. 2012). Such meteorological events can be quantified using indicators developed by the Expert Team on Climate Change Detection Monitoring and Indices (ETCCDMI) and/or by the STAtistical and Regional dynamical Downscaling of EXtremes for European regions project (STARDEX), which were used in previous studies in eastern Canada in Gachon et al. (2005). Hence, the joint occurrences of such meteorological events must be taken under consideration when analyzing hydrometeorological hazards.

In practice, the joint consideration of various hydrologic variables in flood prediction systems is a common approach. Lavallée et al. (2000) describe a flood forecasting system for summer and fall flash floods, which has proven efficient for a neighboring watershed of the Richelieu River. It takes into account the number of humid days that recently passed in combination with past and predicted occurrences and intensities of rainfall events in order to best assess future flood risks. Turcotte et al. (2010) describe the current operational hydrologic forecasting system used by the "*Centre d'Expertise Hydrique du Québec*" of the Quebec Ministry of Sustainable Development, Environment, Wildlife and Parks (Canada) as an assimilation of previous hydrometric, temperature, precipitation and snow accumulation observations as well as short (0-72 hours) and medium (0-90 days) term temperature and precipitation forecasts used as inputs to hydrologic models. Hence, understanding the combined effects of various past and/or forecasted hydrometeorological events is essential to proper flood

predictions and risk management. Although copulas are not commonly used for short term flood predictions, this statistical technique can be used for flood risk management as a risk assessment tool that takes into account the joint effect of interdependant hydrological and meteorological variables on floods.

The term copula was introduced to the scientific community by Sklar (1959), as an *n*dimensional cumulative distribution function used to describe the dependence between random variables. This statistical technique connects multivariate probability distributions to the marginal probability distributions of each variable considered (Nelsen 2006). The latter differs from more common statistical approaches used to study or model extreme values in hydrology, which consists of associating a unique probability distribution to all interdependent variables while assuming that those variables are independent from each other (Zhang et al. 2006). In recent years, copulas have generated predominant interest, development and applications in the finance sector (Genest et al. 2009). In fact, the book by Nelsen (2006; originally published in 1999) was particularly important in the vast spreading and understanding of copula theory. According to Genest et al. (2009), an interest in extreme-value theorem and copula applications in hydrology grew following several worldwide conferences on the subject. Several types of copulas exist and have been used in previous studies, but bivariate Archimedean copulas are most commonly used in hydrology due to their symmetric, associative and flexible properties. Moreover, bivariate Archimedean copulas can represent a large variety of dependence structures between variables both in the positive and negative range via the Gumbel (1958), Clayton (1978) and Frank (1979) copulas. The common approach uses a single parameter to model the link between pairs of variables. The copula parameter can directly be derived from Kendall's correlation coefficient (ie. Kendall's Tau) associated to the variables considered (Favre et al. 2004). There are several ways to adapt bivariate Archimedean copulas to account for 3 or more variables. One way is to adopt a classical multivariate Archimedean copula using a single parameter to represent the dependence between all the variables (Fisher et al. 2007). Another uses a nested approach, which consists of joining two or more bivariate Archimedean copulas using parent Archimedean copulas (Hofert 2008). Copulas have been used to calculate the conditional and joint probability of occurrence of particular hydrological events as well as to estimate the return period of such events (Salvadori and Michele 2007). El-Adlouni and Ouarda (2008) demonstrated the added value gained by using copulas to evaluate the combined effect of

river flow and downstream lake levels when estimating hydrologic hazards. Copula modeling was also used to assess hydrologic characteristics of ungauged watersheds via the relationship between hydrometeorological indices such as cumulative annual evapotranspiration and maximum annual water deficit determined from nearby gauged watersheds (Nazemi and Elshorbagy 2012). In addition, Zhang and Singh (2012) used entropy theory in combination with copula theory to estimate the joint and conditional return periods of rainfall and runoff events of various watersheds over North America. Jeong et al. (2013) used bivariate Archimedean copulas in order to estimate the projected changes of 3 pairs of flood characteristics for future stream flow scenarios (2041-2070) driven by five members of the Canadian Regional Climate Models using ensemble simulations.

This study explores hydrometeorological risks over the Richelieu River and Lake Champlain (LCR) watershed using a proposed multivariate copula approach. The main objective consists of gaining a more comprehensive understanding of flood risks for the region of interest. Such knowledge can help improve the detection of future flood events and ultimately serve in the development of flood warning and risk management systems as well as engineering designs. In that perspective, a nested multivariate copula model is developed and evaluated on the region of interest. The joint effect of particular meteorological events on the recurrence of extreme floods such as the 2011 spring incident of the Richelieu River are investigated using the proposed approach. Joint and conditional return periods of extreme peak flow, flood duration and meteorological events of the study region are estimated. A characterization of the events preceding and during severe floods, as well as under less extreme conditions is conducted to complement this information. Furthermore, statistically plausible and physically founded scenarios of notable flood events are elaborated.

The methodology is first introduced by describing the hydrometorological indices that are used to characterize spring flood hazards (section 2.1.1). The copula theory (section 2.2.1) and the proposed simulation algorithm (section 2.2.2) will also be covered in the methodology. This is followed by a description of the study region and data (section 3). A brief hydrometeorological characterization of the study region is introduced for context purposes (section 4.1). The model evaluation (section 4.2.1), its application to a record flood (section 4.2.2) and the elaborated hydrometeorological scenarios (section 4.2.3) are then presented. The discussion and conclusion (section 5) investigate further research opportunities on the subject.

## 2 METHODOLOGY

## 2.1 Analysis of hydrometeorological events

#### 2.1.1 Hydrometeorological indicators

Hydrometeorological characteristics that best describe spring flood hazards are explored by analyzing the total daily precipitation and temperature observations in conjunction with the flow regime of floods. This is complemented with the use of indices calculated for different time-scales (ie.: monthly, seasonal, annual) and for various locations over the region of interest in order to spatiotemporally describe hydrometeorological events in terms of occurrence, intensity, duration, quantity and variability. The seasonal timescale consists of the 4 temperate seasons: Winter, composed of the months of December, January and February (DJF), Spring (MAM), Summer (JJA) and Fall (SON). In addition, extended seasons comprised of several months (from November to March), are also considered in order to account for cumulative precipitation (mainly solid, i.e. snow) fallen prior to the flood seasons during cold months (with negative daily temperatures). In fact, the amount of snow cover accumulated during the winter months constitutes the main factor for the strong majority of spring flood events in Nordic countries such as Canada.

The flood peak and duration variables are used to measure flood severity in terms of intensity and length respectively, while evaluating the performance of the proposed approach. Those variables are quantified using the maximum flow index and a peak-over-threshold flood duration index adapted specifically for the river of interest. Although the maximum flow index can be calculated for the four seasons, an emphasis is put on snowmelt floods that occur in spring; hence, peak flow analyses of the current work are conducted using the maximum spring flow ( $Qmax_{spr}$ , in m<sup>3</sup>/s). The flood duration index (*Fldur*, in days) consists of the consecutive number of days for which the daily flow values exceed a certain onset/offset threshold. The latter is calculated by multiplying by scale factor the climatological mean annual flow. An appropriate threshold needs to be neither too high nor too low to avoid underestimation or overestimation of flood duration, respectively. Furthermore, it must be selected in consideration of high threshold effects on the correlation between peak flow and flood duration. As the threshold value increases, the estimated flood duration decreases and the absolute value of the correlation

between both indices increases in return (Karmakar and Simonovic 2009). The flood duration threshold is also selected with the objective of maximizing the number of years for which a flood is detected since high thresholds may result in omitting certain floods. Finally, the duration index is calculated between the 45<sup>th</sup> and 250<sup>th</sup> Julian day of each year in order to specifically account for spring floods that may start before the end of winter or extend into the summer.

This study also considers climate indices developed by the ETCCDMI and the STARDEX project to characterize meteorological events as observed by the weather stations of the region of interest for a common period. The quantity of precipitation fallen per station (*PrecTOT*, in mm) is represented in terms of total, liquid and solid cumulative precipitations for various timescales (i.e. monthly or seasonal). The liquid and solid precipitations are derived from the daily total precipitation and the mean temperature values. When the daily mean temperature is below 0°C, the precipitation fallen on that same day is considered solid, whereas liquid precipitation is assumed when mean temperature is above that threshold value. The duration of precipitation events are determined with the number of consecutive wet days (CWD, in days; i.e. number of days with precipitation 1 mm/day). The intensity of precipitation events are calculated using several indicators including the simple daily intensity index (SDII, in mm/wet day), which consists of the ratio of cumulated precipitation fallen per period (i.e. month, season, year) to the number of wet days (using the threshold of 1 mm/day to define wet/dry days). In addition, the maximum cumulative precipitation fallen during 5 consecutive days (R5D, in mm) is calculated to detect persistent and intense precipitation events for the period of interest. In order to determine the intensity of heavy daily precipitation events, the 90<sup>th</sup> percentile of precipitation (P90p, in mm/day) is calculated per period using the Cunnane formula (1978), commonly used by Canadian hydrologists for flood frequency curves (Helsel and Hirsch 2002). The number of days per period with daily frost/thaw episodes (FrThSeq, in days) is also calculated for different timescales in order to assess the snow accumulation potential prior to the flood season. The criteria selected to differentiate between frost and thaw events consists of reaching a daily minimum temperature below 0°C for frost events, and a maximum temperature above 0°C for thaw events on the same date. A degree day of melt index is used to estimate the potential water equivalent of snowmelt available per day (DDmelt, mm). The latter is described in Anctil et al. (2012) as an empirically developed index for mostly forested regions, and is calculated according to the following formula:  $h = 0.05 * (T_{mean} - 32)$ , where h is the potential

water equivalent of snowmelt (converted in mm by a ratio of 1 inch/25.4 mm), and  $T_{mean}$  is the mean temperature of the studied period in degrees Fahrenheit. This definition of *DDmelt* is selected for the purpose of the study because of the limited data required for its calculation. The validity of this index is confined to mean temperatures between 1 and 19°C, which are typically satisfied during the months of March and April, when snowmelt is predominant in North America.

#### 2.1.2 Interannual variability analysis

The inter-annual standardised anomalies of each index are calculated for a common period in order to compare the yearly hydrometeorological events as recorded by the main observation stations (i.e. hydrometric and meteorological). In addition, the dependence between the different indices are detected and quantified for every observation station as well as relevant timescales and periods using Kendall's correlation test with 90 and 95% confidence intervals in order to describe the relationship between the hydrometeorological events.

#### 2.1.3 Univariate frequency analysis

The univariate risks of occurrence of extreme events are quantified using frequency analysis. This statistical technique estimates the probability of occurrence of a particular event according to observations of past events of similar nature. The model used for such estimates consists of a mathematical equation that determines the probability that a specific value is exceeded [i.e. P(X > x), where *x* is the threshold value and *X* the value of the event for which we are estimating the exceedance probability]. The recurrence (or return period) of the event is calculated using the inverse value of the exceedance probability. Consequently, the risk of occurrence of a particular event is expressed in terms of the return period; a high return period for a specific event means that this event is rarely observed. The semi-automated approach developed by El Adlouni et al. (2008) is used to select and fit an adequate probability model to each variable. The particularity of this method consists of verifying a series of statistical criteria while executing various tests, classifying the probability distribution of the variable of interest according to the weight of the upper-tail of that distribution. Since this work focuses on extreme flood events, two types of heavy-tailed distributions are considered: The Generalised Extreme Value (GEV) distribution with regularly varying behavior and the Gamma distribution from the

sub-exponential class of distributions. In the case where multiple probability distributions fit the observation series, the Akaike and Bayesian Information Criteria (AIC, Akaike 1974; BIC, Schwartz 1978, respectively) are used to select an optimal probability model. Therefore, using a univariate frequency analysis, the return period of extreme events are estimated considering the observed time series of a single variable. However, spring flood hazards more often result from a combination of multiple meteorological events, which is why the consideration of joint meteorological conditions for the estimation of flood return periods is also conducted.

# 2.2 Multivariate analysis

## 2.2.1 Copula theory

Multivariate frequency analysis allows for greater understanding of flood risks by considering more than one variable that influences such hazards. A copula approach is used to conduct this analysis. Hence, it is important to define the terms and notation as well as to describe the theory behind this method. A copula is a statistical means used to connect multivariate to univariate probability distributions (Nelsen 2006). Accordingly, the multivariate probability distribution is expressed in terms of the uniform marginal distributions [ $F_X(x)$ ,  $F_Y(y)$ ] of the continuous random variables [X, Y] in conjunction with the dependence function (C) between those variables as shown in Equation 2.1.

$$F(X, Y) = C(F_X(x), F_Y(y))$$
(2.1)

Several types of copula functions exist, but Archimedean copula families are more commonly used in hydrology due to their properties, which allow for greater flexibility and simplicity of use. In fact, a single parameter per copula is adjusted according to the marginal probabilities and Kendall's tau in order to best represent the positive or negative dependence between the variables. Some common Archimedean copula families include the Frank and Clayton copulas, which have the following general form in a bivariate case:

$$C(F_{X}(x), F_{Y}(y)) = \{ {}^{-1} \left( \{ \left( F_{X}(x) \right) + \{ \left( F_{Y}(y) \right) \right)$$
(2.2)

where , the "generating function", is a convex [ (u)>0], monotonically decreasing [ (u)<0] function with (1) = 0, which differs according to the copula family (Table 2.2.1), and <sup>-1</sup> the
pseudo-inverse of that function. The capacity to represent different types of dependencies is what distinguishes these 2 copulas; the Clayton copula is best at representing dependencies for extreme values, while the Frank copula is best at representing dependencies for more central values (Genest et Favre, 2007). Other types of Archimedean copulas also exist such as the Gumbel copula; however, only the two previously mentioned copulas were used to evaluate the proposed multivariate hierarchal approach described in this study.

 Table 2.2.1 Description of the generating functions, parameter constraints as well as of the relationships between copula parameter and Kendall's Tau for Archimedean copulas (contents extracted from Huard et al. 2004; El Adlouni et al. 2008).

Copula family	е (k), with k=F <sub>X</sub> (x) or F <sub>V</sub> (Y)	Bivariate Copula C( $F_X(x), F_Y(y)$ )	Copula parameter vs. Kendall's tau	Bivariate constraint on	Trivariate constraint on
Clayton	<i>k</i> <sup>-</sup> – 1	$(F_X(x)^- + F_Y(y)^-)^{-1/2}$	$\ddagger = \frac{r}{r+2}$	> 0	2 1
Frank	$\ln\!\left(\frac{[exp(rk)-1]}{exp(r)-1}\right)$	$\frac{1}{r} \ln \left\{ 1 + \frac{\left[ \exp\left(r F_{X}(x)\right) - 1 \right] \left[ \exp\left(r F_{Y}(y)\right) - 1 \right] \right]}{\exp\left(r\right) - 1} \right\}$	$\ddagger = 1 - \frac{4}{r} \{ 1 - D_1(r) \}$	0	Figure 2.2.2

Where 
$$D_k(r) = \frac{k}{r^k} \int_0^r \frac{x^k}{e^x - 1} dt$$
 is the « Debye » function of first order  $(k = 1)$ .

These bivariate copulas are used to calculate the probability of occurrence of joint and conditional events (Equations 2.3 and 2.4) as well as their return periods (Equations 2.5 and 2.6). Interpreting conditional return periods requires an understanding of the relationship between the univariate and multivariate estimations of recurrences and associated risks. The results of univariate frequency analysis will indicate the estimated recurrence of the studied phenomenon (*T*), which can also be expressed in terms of risk of occurrence (i.e.  $1/T \times 100\%$ ). The bivariate conditional return period indicates the risk that the studied phenomenon occurs if and only if a prior condition takes place. In other terms, the conditional return period depends on the recurrences of both the studied phenomenon and the covariate. An example of this interpretation is given in section 4.2.2. These conditional probabilities can be used to assess particular flood occurrences using observed or predicted meteorological conditions. They can also be used to elaborate various statistically founded flood-causing scenarios, while determining which meteorological conditions are most influential to the flood characteristics of interest. This is conducted by comparing the conditional return period of flood characteristics under meteorological conditions of the same order of magnitude. Those orders of magnitude consist of

common return periods such as 2, 20, 50 and 100 years estimated from their respective marginal distributions. Therefore, under similar marginal conditions, a lower conditional return period reflects a more influential meteorological phenomenon for the flood characteristic in question. Similarly, in a multivariate case, when interpreting the effect of various orders of magnitude of a covariate on a flood characteristic, a lower recurrence signifies a more influential flood-causing condition.

$$P(X > x, Y > y) = [1 - P(X \le x)] + [1 - P(Y \le y)] - 1 + C(F_x(x), F_y(y))$$
(2.3)

$$P(X > x | Y > y) = \frac{P(X > x, Y > y)}{P(Y > y)}$$
(2.4)

$$T_{X > x, Y > y} = \frac{1}{P(X > x, Y > y)}$$
(2.5)

$$T_{X > x|Y > y} = \frac{1}{P(X > x | Y > y)}$$
(2.6)

The performance of such statistical models can be improved by considering additional information on flood characteristics from more than one significant meteorological condition. In the case where three or more interdependant variables are considered in a multivariate frequency analysis, a Fully Nested Archimedean copula (FNA) can be adopted. This consists of separating the *n* variables in *n*-1 mutually exclusive sub-groups with a single copula parameter adjusted per sub-group (Figure 2.2.1; Fischer et al. 2007). In other words, a first copula is adjusted for the first pair of variables and a second copula is adjusted according to that initial copula and the third variable as shown in Equation 2.7.

$$C(F_{X}(x), F_{Y}(y), F_{Z}(z)) = \left\{ {}_{2}^{-1} \left[ \left\{ {}_{2} \left( \left\{ {}_{1}^{-1} \left[ \left\{ {}_{1} \left( F_{X}(x) \right) + \left\{ {}_{1} \left( F_{Y}(y) \right) \right] \right\} + \left\{ {}_{2} \left( F_{Z}(z) \right) \right] \right] \right] \right\}$$
(2.7)



#### Figure 2.2.1 Schematic representation of a fully nested trivariate Archimedean copula

This approach allows for some flexibility in the representation of dependence structures between the different groups of variables. However, with this configuration, a similar dependence between the first and third variables will be associated to the second and third variables. Consequently, a less precise estimation of the probability of occurrence may be expected with an increasing number of variables. Furthermore, several constraints arise in order to respect the essential monotonicity condition described by Equation 2.8.

$$\{ {}_{2} \Big( \{ {}_{1}^{-1} \Big[ \{ {}_{1} \Big( F_{X}(x) \Big) + \{ {}_{1} \Big( F_{Y}(y) \Big) \Big] \Big)$$
(2.8)

Huard et al. (2004) have derived those multivariate constraints for various Archimedean copulas as shown by the trivariate constraint of the Clayton copula parameter in Table 2.2.1 and that of the Frank copula parameter illustrated in figure 2.2.2.



Figure 2.2.2 Graphical representations of the trivariate Fully Nested Frank copula parameter constraint, where values within the white space satisfy the constraints (Huard et al. 2004).

#### 2.2.2 Proposed simulation algorithm

The multivariate FNA approach is applied to the Clayton and Frank copulas under trivariate conditions in order to estimate the probability of occurrence of joint and conditional hydrometeorological extremes associated with various events. Two simulation algorithms are proposed in order to estimate these probabilities of occurrence since no explicit formulations are available. The steps undertaken to estimate these probabilities from interdependent hydrometeorological simulations are described in this section. The parameters of the Clayton and Frank copulas are estimated for (1) a first pair of variables and (2) those copulas are calculated. The most appropriate copula used to model the dependence between those variables is selected using the *k*-plot and the quadratic distance criteria (3; see below). In the trivariate case, (4) steps 1 and 2 are repeated using the copula selected in step 3 in combination with the third variable of interest; however, the parameter of this parent copula is fitted to the new combination of variables. An adaptation of the Marshall and Olkin (1988) bivariate simulation algorithm is then applied (5) to generate quantiles of the 3 variables. (6) The joint and conditional probability of occurrence and the return periods of particular events are estimated.

The estimation of the parameters of the bivariate Archimedean copulas is conducted with the method of moments, thereby avoiding sample size restrictions commonly associated to numerical methods. The method of moments consists of estimating the Clayton and Frank copula parameter according to its relationship with Kendall's Tau as shown in Table 2.2.1 (El Adlouni and Ouarda 2008).

The most appropriate copula is selected according to the *k*-plot and the minimum quadratic distance  $(L^2)$  between the empirical (K) and theorethical (K) values of the *K* criterion calculated for the various copulas. The theoretical values are determined using the generator function respective to each copula and a vector of uniform values *z* for which the criterion is evaluated using Equation 2.9.

$$K_{\mathbb{E}} = z - \frac{\{(z)\}}{\{'(z)\}}$$
(2.9)

On the other hand, the empirical values of K are calculated using the sample size (S) as well as both variables of interest (x, y) as shown in Equation 2.10.

$$\hat{K}(z) = \frac{1}{S} \sum_{s=1}^{T} \mathbb{1}_{[w_i \le z]} \text{, where } w_i = \frac{1}{S-1} \sum_{s=1}^{S} \mathbb{1}_{[x_1^s < x_1^i, y_2^s < y_2^i]} \text{ and } s = 1, \dots, S$$
(2.10)

Graphical comparisons of those theoretical and empirical values are conducted using k-plots. The copula which minimizes the surface area between the theoretical and empirical curves is selected.

The Marshal and Olkin (1988) bivariate simulation algorithm for the Clayton copula consists of the following:

- 1. Generating 2 uniform values  $(y_1, y_2)$  using the exponential distribution with mean parameter mu = 1.
- 2. Generating a uniform value  $(z_1)$  using the gamma distribution with shape and scale parameters  $1/_1$  and 1, respectively, which will be used in combination with the copula parameter to link both variables.
- 3. Calculating the simulated variables using  $u_j = (1 + y_j / z_1)^{(-1/r_1)}$  with j = 1, 2; where random variable uj is distributed according to the Clayton copula.

In the trivariate case, generalizing this algorithm for 3 variables consists of generating a third randomly distributed variable  $u_3$  in order to have  $[C(u_1, u_2, 1), u_3] \sim C(2)$ . A second linking

value  $z_2$  can be calculated from  $C(u_1, u_2, l) = V_1$ , which is then used to estimate  $u_3$ . In this case, the trivariate simulation algorithm of the Clayton copula is as follows :

- 1. Executing the same three steps as the bivariate Clayton simulation.
- 2. Calculating the first copula  $V_1 = C(u_1, u_2, 1)$ .
- 3. Generating two more random exponentially distributed uniform values  $(y_{3}, y_{4})$  with mean parameter mu = 1.
- 4. Calculating the second linking value  $z_2$  from  $V_1$  using:  $z_2 = \frac{y_3}{(V_1^{-r_2} 1)}$
- 5. Calculating the simulated value  $u_3$  similarly to step 3 of the bivariate Clayton algorithm stated above, but with j=3; where random variable  $u_3$  is distributed according to the Clayton copula.

Finally, the quantiles associated to those probabilities are obtained by applying the marginal inverse cumulative probability distributions of the respective variables.

In the case of the Frank copula, the algorithm is simpler since the variables are simulated using the inverse of the Frank generating function. The bivariate algorithm goes as follow:

- 1. Generating two uniformly distributed random numbers  $(y_1, y_2)$ .
- 2. Associating the first random number  $y_1$  to the first variable  $u_1$ .
- 3. Calculating the second simulated variable by taking the inverse of the Frank generating

function(<sup>-1</sup>) between 
$$y_2$$
 and  $u_1$  as  $u_2 = -\Gamma_1^{-1} \ln \left( 1 + \frac{(y_2 e^{-\Gamma_1} - 1)}{(y_2 + (1 - y_2) e^{-\Gamma_1 u_1})} \right)$ 

In the trivariate case, the third variable  $u_3$  is simulated in order to have  $[C(u_1, u_2, 1), u_3] \sim C(2)$  similarly to the Clayton copula. To do so, one has to generate a third uniformly distributed random number and calculate the inverse of the Frank generating function of that number with the initial copula value of the first 2 simulated variables. In this case, the trivariate nested simulation algorithm for the Frank copula is as follow:

1. Executing the same three steps as the bivarfiate Frank simulation.

- 2. Generating a third uniformly distributed random value  $y_{3.}$
- 3. Calculating the first copula  $V_1 = C(u_1, u_2, 1)$  between the first 2 simulated variables
- 4. Calculating the third simulated variable by taking the inverse of the Frank copula between  $y_3$  and  $u_1$  similarly to step 3 of the bivariate Frank copula algorithm stated above.

The quantiles of these probabilities are determined similarly to the approach taken for the Clayton copula. It is important to note that the inverse of the Frank generating function cannot be solved analytically. A numerical method is used to estimate the copula parameter.

An evaluation of the proposed adaptations of the nested Archimedean multivariate copula simulation algorithms are conducted by comparing the distribution of the simulated values to that of the observed values for the different variables considered with the use of box-and-whisker plots. In addition, 2 and 3-dimensional graphic representations of the simulated values of various combinations of variables are examined for expected dependence structures. Finally, the univariate return periods of the simulated variables are compared to the results of the frequency analysis obtained from observations in order to verify that the marginal distributions are respected.

For the purpose of this study, a large sample of 100 000 simulations of inter-dependent variables is produced using the before-mentioned algorithm. The joint and conditional probabilities of occurrence of particular events are estimated from samples of 50 000 multivariate simulations randomly extracted from the total number of simulations generated. Various combinations of 2 to 3 dependent hydrometeorological indices are primarily used to characterise a record breaking flood of the river of interest in terms of intensity and duration. The same method is used to statistically elaborate plausible flood-causing hydrometeorological scenarios by selecting various combinations of meteorological thresholds for which the probability of occurrence of a particular flood event approaches unity. Those scenarios are analysed in terms of their return periods and relative to their 95% confidence interval, which is obtained via the before-mentioned bootstrapping technique (Efron and Tibshirani 1993).

The advantages of implementing such a nested multivariate copula model are multiple. Foremost, they lay in the flexibility to represent various dependence structures between several variables even with relatively small sample sizes in addition to preserving the marginal distribution which best represent each variable. In addition, the computational resources required to run such simulations are relatively low, accessible and easy to implement in an operational context. Furthermore, the uncertainties associated to the estimated risks are illustrated via the 95% confidence interval of the simulations.

## **3** STUDY REGION AND DATA

Partially located in a moderate continental sub-humid climate characterized by cold winters, warm summers and a long season favorable to agricultural growth (COVABAR 2011), the study region stretches 125 km along the Richelieu River from its outlet at the St. Lawrence River in Quebec (Canada) and extends another 193 km to the southern tip of Lake Champlain. This lake is situated between the states of New York (NY) and Vermont (VT) in the United States of America (USA). This area is delineated by two watersheds with only a small extent in Canada (16%), more specifically in the flat low lands of southern Quebec and the St. Lawrence valley. The remaining region of interest (84%) falls between the Adirondacks (NY) and the Green mountains (VT) in the USA, which amount to a total watershed area of approximately 23 899 km<sup>2</sup>. About 90% of the Richelieu River flow originates from the mostly forested (85% of the total study area) Lake Champlain watershed near Rouses Point (NY). The difference in height from that point to the outlet is more than 33 m, with a shallower river bed adjacent to Saint-Jean-Sur-Richelieu (Quebec) and no structures regulating the natural flow of the river. The daily flowmeasuring hydrometric station used in this study is approximately 10 km downstream of Saint-Jean-Sur-Richelieu at Rapides Fryer (figure 2.3.1). Twenty seven (27) meteorological stations spread through Canada and USA are also considered to measure daily total precipitation, minimum and maximum air temperature for the 31-year common period between January 1<sup>st</sup>, 1981 and December 31<sup>st</sup>, 2011. From this data bank, the South Hero (NY) station, identified as station #28 in figure 2.3.1, is selected for univariate and multivariate analysis because of its proximity to the hydrometric station and due to shared homogeneous meteorological characteristics with most of the stations in the region upstream of Rapides Fryer (figure 2.3.1). Further information on these observation stations are detailed in Table 2.3.1.



Figure 2.3.1 Maps showing the Lake Champlain and Richelieu River watershed in a continental (lower left) and regional (top right) perspective including physiographic and boundary features in addition to the network of observation stations used in this study.

Table 2.3.1Details of the hydrometric (H) and meteorological (M) observation stations of particular<br/>interest with location relative to the hydrometric station and altitude in meters above mean<br/>sea-level (see their locations in figure 2.3.1).

Station	Station	Station	Latitude	Longitude	Altitude	Location	Ownership
name	Identifier	Туре	(in DD, °N)	(in DD, °W)	(in m)		
South Hero	28	М	44.626	73.303	34	Upstream	National Climatic Data Center (NCDC)
<b>Rapides Fryer</b>	0	Н	45.398	73.241	-	Reference	Environment Canada (EC)

## **4 RESULTS**

# 4.1 Hydrometeorological analysis

The interannual standardized anomalies of hydrometeorological indices calculated for years with the highest maximum spring flow (i.e. 1983, 1993, 1994, 1996 and 1998) and more recently, less abnormal years (i.e. 2008, 2009 and 2010) that preceded the 2011 record spring flood are compared relative to the 1981-2011 period in figure 2.4.1. The maximum spring flow recorded at Rapides Fryer was abnormally high in 2011 with a flow of approximately 1550 m<sup>3</sup>/s. A positively high anomaly can also be observed for the flood duration ( $Q_{flood threshold}$ 672.32  $m^{3}/s$ ) that lasted 111 days and extended into the summer with a maximum flow of 1470  $m^{3}/s$ . The univariate return periods for such maximum spring flow and flood duration events are of approximately 90 and 22 years according to the lognormal and gamma distributions, respectively. Table 2.4.1 enumerates the marginal distributions used for all indices and stations studied. Assumptions of homogeneity, stationarity and independence for the time series of all the indicators are verified with a 90% confidence interval and in some cases with 95% confidence. The 1993 Qmax<sub>spr</sub> anomaly is the second highest for the 31 year record with a spring flow of 1260 m<sup>3</sup>/s. However, the flood duration for this year is close to normal with only 49 days of flood. Similar anomalies of *Qmax<sub>spr</sub>* and *Fldur* are observed for most years characterized by high maximum spring flows (i.e. 1983, 1994, 1996 and 1998). In fact, the latter instances have

maximum spring flows (*Q*) equal or superior to the minor flood threshold (i.e.  $Q = 1064 \text{ m}^3/\text{s}$ ), which is set empirically by the public security authority of the province of Quebec. Such a flood entails inundations of nearby roads, fields and possibly small damages to homes situated along the river. In contrast, the years 1993 and 1998 exceeded the medium flood severity threshold (*Q* 

1221 m<sup>3</sup>/s), which typically involves damages of several homes and bridges, poor road conditions, risks of overflowing sewers as well as possible evacuations. Furthermore, the 2011 spring flood of the Richelieu River exceeded the major flood threshold of Q 1335 m<sup>3</sup>/s, which brings about the same consequences as all the lower flood severity levels in addition to causing damage to large inhabited sectors while threatening people and infrastructures in the extended area due to high water levels and possible electrical power failures.



Figure 2.4.1 Graphical representation of the standardized interannual anomalies of hydrometeorological indices obtained from observations at the Rapides Fryer and South Hero stations.

Meteorological events observed at the South Hero station show interesting characteristics, particularly for 2011. Observations at the center of the watershed, near Lake Champlain (ie.: South Hero station), indicate that the 2010-2011 winter and spring seasons were relatively abnormal in terms of the intensity and quantity of precipitation in addition to the variability of temperature. In fact, the cumulative total precipitation fallen between November

and March was positively abnormal for 2011 with quantities of 354.7 mm, corresponding to a 14-year recurrence event. Generally, lower cumulative winter and spring precipitations are observed throughout the 31 year record for the South Hero weather station relative to observations taken in the south of the watershed (not shown in this analysis). The 2010-2011 cumulative solid precipitation fallen in *DJF* at South Hero was abnormally high with 199.2 mm, which corresponds to recurrences of approximately once every 12 years. The solid precipitation fallen in March was abnormally high with 64.2 mm, corresponding to a return period of 25 years. The intensity of those snowfall events were particularly important in 2011 for the South Hero station with a maximum cumulative solid precipitation fallen in 5 consecutive days of 63 mm, which corresponds to a return period of 12 years. Out of the 31 year record, 1998 is the only other year with a more abnormal cumulative solid precipitation fallen in winter and abnormal intensity of snowfall similar to that of March 2011. However, the *Qmax<sub>spr</sub>* and *Fldur* of 1998 are not as extreme as that of the 2011 near centennial flood. These differences could be attributed in part to the contributing effects of high snowmelt rate and liquid precipitation fallen in spring (see below) in addition to the before-mentioned explicative variables.

Quantities of liquid precipitation fallen in the spring of 2011 were abnormally high at the South Hero station when compared to 2008 and most of the years with high maximum spring flows except for 1983. In fact, the 2011 spring liquid precipitation quantities are characterized by return periods of about 80 years with 375.2 mm at South Hero. The intensity of those rainfall events is positively abnormal and particularly high for South Hero with mean daily intensities of 12.1 mm/wet day and a 90<sup>th</sup> percentile of liquid precipitation of 31.1 mm/ day. These events are extremely rare with recurrences in the order of once every 120 and 260 years, respectively. The combination of these precipitation events with particular temperature variability may increase flood risks. However, the snowmelt rates as calculated by the DDmelt index for the month of March and the 2011 spring season were less than what is normally observed for that period of the year. On the other hand, the number of days with complete daily frost/thaw episodes was abnormally low for the 2010-2011 winter season over the entire watershed with only 19 days of FrThSeq at the South Hero station, which corresponds to return periods of 20 years. Such a phenomenon favors snow accumulation during the DJF months, which may result in greater amounts of available snowmelt in spring. A comparison of the 2011 hydrometeorological events with the 31-year mean values of each indicator is summed up in Table 2.4.2.

Station/Index	Qmax <sub>spr</sub>	Fldur	FrThSeq (DJF)	PrecTOT (NM)	PrecSol (DJF)	PrecSol (M)	PrecLiq (MAM)	SDIILiq (MAM)	P90pLiq (MAM)
Rapides Fryer	Lognormal (6.8, 0.2)	Gamma (0.05,2.4)	-	-	-	-	-	-	-
South Hero	-	-	Gamma (0.7,37.9)	GEV (51,0.2, 225)	Gamma (0.09,6.8)	Gumbel (15.7,15)	Inverse Gamma (1163,8.1)	GEV (1.6,0.2,6.7)	Gamma (0.9,14.3)

Table 2.4.1Marginal distributions and parameters of hydrometeorological indices and stations.

The Kendall's rank correlation test (1938) is conducted between the various indices for all the stations in order to detect and quantify the dependence between the different hydrometeorological events. Table 2.4.3 shows the correlation coefficients between some of these indices for the South Hero station. The maximum spring flow and the flood duration indicators are significantly positively correlated with each other and that correlation increases with higher flood detection thresholds for the flood duration index. Certain meteorological indices are also positively correlated with each other for all the weather stations such as the 90<sup>th</sup> percentile and simple daily liquid precipitation in spring. In other words, an increase in intense precipitation events leads to an increase in mean daily precipitation per wet day for the same period. The correlations of the other combinations of indices are not significant for every station. Moreover, pairs of indices for which the South Hero weather station has significant correlations are given particular attention for the multivariate analysis, especially if they can be used to anticipate flood occurrences. For example, it can be observed that the maximum spring flow is negatively correlated with the frequency of daily frost/thaw episodes in winter as recorded by the South Hero station. Hence, the number of days for which the temperature fluctuates above and below 0 °C in winter appears to have an inverse effect on the intensity of flow. In other words, less/more thawing days during winter may increase/decrease the quantity of snowmelt water available in spring that contributes to the flood. However, the index for degree days of melt is not correlated to the peak spring flow nor flood duration indices for any weather station. The latter is unexpected and raises doubts about the suitability of the *DDmelt* index chosen for the study area.

Hydrometeorological index	2011	1981-2011 mean value
$Qmax_{spr}(m^3/s)$	1550	918
Fldur (days)	111	49
PrecTOTNM (mm)	355	253
PrecSolDJF (mm)	199.2	76.6
PrecSolM (mm)	64.2	24.7
PrecLiqMAM (mm)	375.2	163.3
SDIILiqMAM (mm/wet day)	12.1	7.3
P90pLiqMAM (mm/day)	31.1	16.8
FrThSeqDJF (days)	19	33

Table 2.4.2Hydrometeorological events of 2011 compared to their 1981-2011 mean values.

In summary, the cumulative total precipitation fallen between the months of November and March is positively correlated with the maximum spring flow for the station of interest. Intensity indices of liquid precipitation in spring such as the 90<sup>th</sup> percentile of rainfall are also positively correlated with  $Qmax_{spr}$  and *Fldur* for several observation stations including that of South Hero. As a result, the spring peak flow increases at Rapides Fryer as the cumulative total precipitation fallen from November through March and the 90<sup>th</sup> percentile of liquid precipitation in spring increase as well as when the frequency of daily frost/thaw episodes in winter decreases for several weather stations across the LCR watershed. Multivariate analyses of these correlated variables are conducted in the next section for a more in depth understanding of their effect on the Richelieu River flood risks. Table 2.4.3Kendall's rank correlation coefficient of hydrometeorological indices for the South Hero<br/>meteorological station and the Rapides Fryer hydrometric station under 90 and 95%<br/>confidence intervals in normal and bold fonts, respectively.

Indices	T <sub>Kendall</sub>
Qmaxspr - Fldur	0.483
Qmaxspr - P90precLiq MAM	0.352
Qmaxspr - SDII precLiq MAM	0.242
Qmaxspr - PrecSol DJF	0.258
Qmaxspr - FrThSeq DJF	0.308
Qmaxspr - PrecLiq MAM	0.326
Qmaxspr - PrecTOT NM	0.360
Qmaxspr - R5D precSol March	0.235
Qmaxspr - R5D precLiq MAM	0.249
Qmaxspr - R5D precLiq April	0.258
Fldur - P90precLiq MAM	0.440
Fldur - SDII precLiq MAM	0.357
Fldur - PrecLiq MAM	0.441
Fldur - R5D precLiq MAM	0.301
Fldur - R5D precLiq April	0.389
P90precLiq MAM - SDIIprecLiq MAM	0.666
P90precLiq MAM - PrecTOT NM	0.287

# 4.2 Multivariate analysis

### 4.2.1 Evaluation of simulation algorithm

In figure 2.4.2, the performance of the generalized nested Archimedean copula algorithm is analyzed with the use of box-and-whisker plots. The algorithms for the Clayton and Frank copula have proven capable of representing central distributions of the events observed by the South Hero and Rapides Fryer stations while respecting the dependence structure between the variables tested; namely the maximum spring flow, cumulative solid precipitation in winter and the 90<sup>th</sup> percentile of rainfall in spring. In fact, the inter-quartile ranges (IQR) are quite similar for the observed and simulated values of the three variables; with a slightly underestimated median for the 90<sup>th</sup> percentile of rainfall in spring for both copulas (figure 2.4.2). The whiskers,

representing values within 1.5 times the IQR of  $Q_1$  and  $Q_3$ , are longer for the simulated meteorological variables, indicating that the simulated extremes and variations are higher than what is observed. The slight skewness in the higher quantiles of the observed  $Qmax_{spr}$  index is not represented in the simulated time-series of both copulas due to the low estimated value of the scale parameter for the lognormal distribution associated to that simulated variable. There is a larger number of outliers for the three simulated variables relative to the respective observed data, possibly due to the limited number of observations available for the 1981-2011 period compared to the 50 000 simulations generated for this evaluation.



Figure 2.4.2Box-and-whisker plots of the (1) simulated and (2) observed cumulative solid precipitation in<br/>winter (in mm on column 1), maximum spring flow (in m³/s on column 2) and 90th percentile<br/>of spring rainfall (in mm/day on column 3) indices for the Clayton (row 1) and Frank (row 2)<br/>copulas. The scales on the y-axis are not similar for all indices.

The univariate probabilities of exceeding the 2011 thresholds as estimated from the 3 simulated variables are similar to those obtained by univariate frequency analysis of the observed events of 2011 (Table 2.4.4). Therefore, the marginal probability distributions of the variables considered in the proposed copula models are adequately preserved and respected. Figure 2.4.3 represents the simulations on 3 and 2-dimensional scatter plots, which are used to analyze the dependence structure between the three variables for the Clayton or Franck copula (Figure 2.4.3a or 2.4.3b). For low values of the cumulative solid precipitation in winter as well as of the 90<sup>th</sup>

percentile of rainfall in spring, a low value of maximum spring flow is jointly simulated. As expected, when the values of the meteorological indices increase, so does the joint value of  $Qmax_{spr}$ . However, this increase is not without important variations as can be seen by the scattering of points under more extreme conditions. A similar tendency is observed in the scatter plots of the  $Qmax_{spr}$  - *PrecSol* and  $Qmax_{spr}$  - *P90p* pairs of simulations. Using the Frank copula (figure 2.4.3b), those dependence structures are not as clear to interpret as those obtained via the Clayton copula. According to the *k*-plot and the quadratic distance criteria ( $L^2_{Frank} = 0.0019$  versus  $L^2_{Clayton} = 0.0016$ ), the Clayton copula is better suited to represent the interdependence of the variables being tested in this exercise. However, further evaluations of the trivariate Frank copula simulation algorithm demonstrated appropriate dependence structures. Overall, the generalized nested simulation algorithm for both copulas is considered adequate for the current study, but the Clayton copula performs best when combined with the method of moments for parameter estimation.

Table 2.4.4Simulated and observed univariate exceedance probabilities of the 2011 hydrometeorological<br/>events using the Clayton and Frank copulas.

Copula family	Index and threshold	Observations	Simulations	
	$Qmax_{spr}$ 1550m <sup>3</sup> /s	0.0103	0.0107	
Clayton	PrecSolDJF 128cm	0.0556	0.0577	
	P90pLiqMAM 31mm/day	0.0038	0.0038	
	$Qmax_{spr}$ 1550m <sup>3</sup> /s	0.0103	0.0110	
Frank	PrecSolDJF 128cm	0.0556	0.0556	
	P90pLiqMAM 31mm/day	0.0038	0.0038	



Figure 2.4.3 Graphical representations of *Qmax<sub>spr</sub>*, *PrecSol DJF* and *P90pLiqMAM* values as simulated by the trivariate nested Clayton (a) and Frank (b) algorithms in 3-dimensional and 2-dimensional perspectives.

#### 4.2.2 Multivariate characterisation of the Richelieu River record flood

Bivariate analyses of joint and conditional  $Qmax_{spr}$  and *Fldur* return periods for the 2011 spring flood of the Richelieu River are first conducted in consideration of *PrecTOT*, *P90p* and *FrThSeq* meteorological indices for the South Hero and Rapides Fryer stations. The interpretation of conditional return periods requires an understanding of the relationship between the univariate and multivariate estimations of recurrences and risks. The example of the conditional return period of the maximum spring flow in consideration of the 90<sup>th</sup> percentile of rainfall in spring as a covariate is used to illustrate that interpretation.

The probability that the peak spring flow observed in 2011 occurs is of 0.011 or 1.1%, which corresponds to a return period of 90 years (i.e. 1/0.011) according to a univariate frequency analysis. By taking into account additional information from dependent meteorological observations such as the 90<sup>th</sup> percentile of rainfall in spring, the probabilities that the same spring peak flow occurs can be estimated for different extreme precipitation intensities. For example, by considering the occurrence of a *P90pLiqMAM* of 16.41 mm/day, which has a return period of only 2 years, the probability that 2011's *Qmax<sub>spr</sub>* is exceeded is of 0.0233 or 2.3%, corresponding to a return period of 43 years (i.e. 1/0.0233). In other words, when 2-year extreme spring rainfall intensities occur, there is approximately 2.3% probability that 2011's maximum spring flow also occurs.

In order to determine which meteorological variable has the most influence on the flood characteristics, the conditional return period of the hydrologic events under meteorological conditions of 2, 20, 50 and 100-year return periods are compared. The effect of these meteorological events on the recurrence of the 2011 spring peak flow and flood duration is quantified (i.e.  $T_{Qmaxspr + X}$  and  $T_{Durf + X}$ , respectively, where X is a meteorological condition). In a first case, the conditional return periods of a record flood event is quantified in consideration of the meteorological indices of interest presented in figure 2.4.4. The 90<sup>th</sup> percentile of rainfall in spring appears to have the most influence on flood peak occurrences between the meteorological indices and marginal conditions evaluated. The cumulative total precipitation fallen between November and March and the frequency of frost/thaw episodes in winter also appear to have an effect on the conditional return period of  $Qmax_{spr}$ , but to a lesser degree. Similarly, the 2011 flood duration is affected by extreme conditions of rainfall intensity in spring since the *Fldur*.

conditional return period is lowest under unusual *P90pLiqMAM* events. In all the evaluated cases, the separate effect by those meteorological phenomena on the conditional return periods of either flood characteristic diminishes considerably for meteorological conditions of marginal return period's superior to 20 years. The latter may indicate that more than one meteorological condition must be met in order to increase the risk of a spring peak flow and flood duration similar to 2011.



Figure 2.4.4 Conditional return periods for the occurrence of the 2011 flood peak and duration under meteorological conditions corresponding to the 2, 20, 50 and 100-year (*T*) events obtained from the marginal distributions; the quantiles of the meteorological conditions in their respective units are displayed above each point.

Following the same approach, the 2011 hydrometeorological events are analysed in a bivariate case using the proposed copula algorithm and the observations of the South Hero and Rapides Fryer stations. The joint occurrence of the 2011 maximum spring flow and flood duration (i.e. 1550 m<sup>3</sup>/s and 111 days, respectively) is infrequent with an estimated return period of the order of 960 years according to the Clayton copula. Note that those estimates are based on a maximum sample size of 31 years. Consequently, important uncertainties are expected for events with relatively high return periods when using a limited sample size of a few decades. Therefore, joint return periods above 100 years should be interpreted as orders of magnitude and

not as exact or predicted estimates. On the other hand, the conditional return period of flood duration of 111 days is of 11 years if a maximum spring flow similar to the 2011 record is reached.

Moreover, the maximum spring flow of 2011 has return periods of approximately 51 and 40 years when the observed frequency of daily frost/thaw episodes in winter or the cumulative total precipitation fallen between November and March are similar to those of 2011. Whereas Qmax<sub>spr</sub> has a lower conditional return period of about 31 years when the 90<sup>th</sup> percentile of rainfall in spring is similar to the 2011 event observed at South Hero. In other words, a Qmax<sub>spr</sub> 1550 m<sup>3</sup>/s has higher probabilities of occurring when *P90pLiqMAM* 31.1 mm/day then when either *PrecTOTNM* 355 mm or *FrThSeqDJF* 19 days. This indicates that the intensity of spring precipitation fallen at the center of the LCR watershed in 2011 had an important influence on its spring peak flow. This can be explained by the abnormally high 90<sup>th</sup> percentile of rainfall that spring, which had an approximate marginal return period of 260 years. The occurrence of the 2011 flood duration was influenced by these intense precipitation events. In fact, P90pLiqMAM had a prominent effect on the probability of occurrence of the 2011 flood duration since a conditional return period of 8 years is estimated under such extreme spring rainfall intensities.

In order to determine how the combined occurrence of the three meteorological conditions affected the record flood, a trivariate analysis of the conditional  $[T_{2011}(a/b,c)]$  and joint  $[T_{2011}(a,b,c)]$  return periods of the 2011 maximum spring flow is conducted. Table 2.4.5 sums up the lower (LL) and upper (UL) limits of the 95% confidence interval for the estimated conditional and joint return periods of the hydrometeorological events observed by the South Hero and Rapides Fryer stations. It must be noted that the generalized simulation algorithm for the Frank copula has difficulties converging estimates of joint and conditional trivariate return periods when extreme or very rare events are considered. Convergence is achieved when both the lower and upper estimated return periods of the 95% confidence interval are determined via the bootstrapping method discussed in section 5 (chapter 2). The case of divergence is less common for the Clayton copula. Hence, when both copulas are suitable, the Clayton copula is used in an attempt to remediate convergence issues.

The results show that the estimated joint return periods are larger than the conditional recurrences as expected from their respective definitions. The bivariate return period of the joint occurrence of the 90<sup>th</sup> percentile of spring rainfall and the cumulative total precipitation fallen between November and March 2011 is high, but not as important as the return period of the trivariate joint occurrence of these 2 meteorological conditions with the 2011 maximum spring flow. Whereas the estimated trivariate conditional return period indicates that the occurrence of such a spring peak flow can be very probable when cumulative and intense precipitation conditions similar to those of 2011 are observed. However, the 95% confidence intervals of these trivariate recurrence estimates are relatively large and must be interpreted with caution.

On the other hand, the occurrence of the frequency of frost/thaw episodes recorded in winter 2011 in conjunction with the cumulative total precipitation fallen in the months from November to March 2011 may have a lesser, but more certain influence on the recurrence of the spring peak flow for that year. The confidence interval of the return period for the joint bivariate occurrence of the 2011 *FrThSeqDJF* and *PrecTOTNM* events is much lower than that of the *P90pLiqMAM and PrecTOTNM* combination of events, which can be explained by the lower marginal recurrences of the former two variables. Overall, those considered indices characterizing the cumulative and punctual intensity of precipitation as well as the variability of temperature in the months prior and during flood-prone seasons appear to be appropriate indicators of extreme peak flow occurrences over the Richelieu River.

Table 2.4.5Joint and conditional trivariate return periods (in years) of the 2011 hydrometeorological<br/>events observed at the South Hero and Rapides Fryer stations. LL and UL correspond to<br/>lower and upper limits (respectively) of the 95% confidence interval for the estimated<br/>conditional and joint return periods.

Variables	LL	UL	Copula
T <sub>2011</sub> (P90pLiqMAM, PrecTOTNM)	830	1470	
T <sub>2011</sub> (P90pLiqMAM, Qmax <sub>spr</sub> , PrecTOTNM)	7140	50 000	Clayton
T <sub>2011</sub> (Qmax <sub>spr</sub> / P90pLiqMAM, PrecTOTNM)	7	52	
T <sub>2011</sub> (PrecTOTNM,FrThSeqDJF)	133	162	
T <sub>2011</sub> (PrecTOTNM, Qmax <sub>spr</sub> , FrThSeqDJF)	1852	5000	Frank
T <sub>2011</sub> (Qmax <sub>spr</sub> / PrecTOTNM, FrThSeqDJF)	11	13	

#### 4.2.3 Hydrometeorological scenarios

The proposed nested multivariate Archimedean copula approach is used to statistically elaborate multiple plausible and physically founded scenarios of hydrometeorological events causing minor and major floods according to the peak flow thresholds set by the Quebec provincial public security authority. The trivariate conditional and joint return periods of flow occurrences associated with these minor and major flood thresholds (1064 and  $1335m^3/s$ , respectively) are evaluated according to a variety of meteorological events extracted from the observed range of *PrecTOTNM*, *P90pLiqMAM* and *FrThSeqDJF* of the available 31-year record. Since no flood duration is associated to the flood conditions set by the public security authority, scenarios are only generated according to flow thresholds. The 95% confidence interval of the estimated return periods for the joint and conditional trivariate minor and major flood scenarios are presented in Tables 2.4.6 and 2.4.7.

The return periods of the joint occurrences of the FrThSeqDJF, PrecTOTNM and either flood threshold are generally lower than those of the P90pLiqMAM, PrecTOTNM and respective flood threshold. The reason for this is that the latter meteorological conditions have much higher extreme values with more scarce occurrences than the former combination of events. Moreover, the return periods of trivariate joint occurrences for the minor flood threshold are lower than for the major flood threshold since the latter are in fact, less common. In general, the uncertainties attributed to the estimated return periods of joint occurrences increases substantially with higher values of meteorological conditions. However, that increase is less important for the estimated return periods of the conditional occurrences of flood thresholds. Overall, these scenarios indicate that commonly observed PrecTOTNM, P90pLiqMAM and FrThSeqDJF conditions by the South Hero station can generate minor floods approximately every 4 years or 25% of the time, while the risk for major flood events is of at most 4% (i.e. return period of 25 year) under similar conditions. Those risks increase with more rare and extreme meteorological conditions to maximum flood risks ranging from about 50% to 100%, respectively for major and minor floods. Although such joint trivariate events are rare, these meteorological conditions are appropriate indicators of flood causing scenarios, and can be used for design purposes or for hydrologic sensitivity analysis of the river of interest.

Table 2.4.6Lower and upper estimated joint and conditional return periods (years) of trivariate<br/>scenarios of minor (left cells) and major (right cells) floods under observed P90LiqMAM<br/>(mm/day) and PrecTOTNM (mm) conditions.

	Minor flood				Major flood			
	P90pLiqMAM → PrecTOTNM ↓	9.3	20.2	31.1	P90pLiqMAM → PrecTOTNM ↓	9.3	20.2	31.1
	158.2	4 - 4	12 - 13	515 - 806	158.2	21 - 22	54 - 62	1429 - 3125
Joint return period	290.3	12 - 13	21 - 23	694 - 1190	290.3	46 - 51	75 - 88	1515 - 333
	422.4	71 - 83	102 - 122	1724 - 4545	422.4	196 - 259	249 - 338	2500 - 7143
~	158.2	4 - 4	2 - 3	2 - 3	158.2	19 - 20	11 - 12	6 - 12
Conditional return	290.3	2 - 2	2 - 2	1 - 2	290.3	8 - 9	6 - 7	3 - 6
period	422.4	2 - 2	1 - 1	1 - 1	422.4	4 - 6	3 - 4	1 - 3

Table 2.4.7Same as Table 2.4.6, but for observed FrThSeqDJF (days) and PrecTOTNM (mm) conditions.

	Minor flood				Major flood			
	FrThSeqDJF → PrecTOTNM ↓	53	36	19	FrThSeqDJF → PrecTOTNM ↓	53	36	19
	158.2	4 - 4	5 - 5	27 - 30	158.2	21 - 23	24 - 26	106 - 129
Joint return	290.3	16 - 17	17 - 18	66 - 77	290.3	69 - 79	74 - 85	234 - 309
period	422.4	148 - 185	158 - 197	500 - 781	422.4	588 - 962	625 - 1020	1667 - 3846
	158.2	4 - 4	3 - 3	2 - 2	158.2	20 - 22	15 - 16	8 - 9
Conditional	290.3	2 - 3	2 - 2	1 - 2	290.3	10 -12	9 - 10	5 - 7
return period	422.4	2 - 3	2 - 2	1 - 2	422.4	8 - 13	7 - 12	4 - 9

## 5 DISCUSSION AND CONCLUSION

The fully nested multivariate Archimedean copula approach suggested in this study has proven capable of representing the inter-dependence of hydrometeorological phenomena while preserving the marginal distributions of the considered variables. A generalisation of the bivariate simulation algorithms of the Frank and Clayton copulas to the trivariate case was conducted in a nested framework in order to satisfy this objective. The advantages of such an approach are numerous and include a good flexibility in the representation of dependence structures of hydrometeorological variables. In other words, not only can copulas represent a large range of positive and negative correlations, but the nested approach takes into account various degrees of dependencies for different pairs of variables. Furthermore, this technique preserves the most suitable marginal distribution for each variable instead of assigning a common distribution to all variables.

The evaluation of the approach showed that both the Clayton and Frank simulation algorithms were capable of representing the inter-quartile range of the variables tested as well as the univariate exceedance probability of extreme hydrometeorological observations. However, differences in the number of outliers and extreme values were found between the simulations and observations due in part to the sample size difference of the two datasets. In fact, more abundant observations would benefit the performance of marginal and copula parameter estimations by considering a larger range of the phenomenon's natural variability. In the absence of a large sample size, the use of the method of moments for parameter estimation was opted since it performs as well as, if not better than, other methods such as the maximum likelihood approach under similar conditions.

Moreover, the simulation algorithms of both copulas represent adequately the dependence structures between variables, while performing particularly better for the Clayton copula. The difference in performance with the Frank copula may lie in the use of a numerical method to solve for the inverse function of the Frank generator, while the inverse of the Clayton generator can be found analytically. In fact, convergence issues were observed for the Frank copula during simulations of extreme values for certain variables. In this case, the Clayton copula was used when both copulas were found similarly suitable, thereby reducing the range of the 95% confidence interval for the estimated joint and conditional return periods.

The confidence interval was calculated with a bootstrapping technique developed by selecting with replacement 1000 samples of 50 000 values of each variable from a total of 100 000 simulations. This approach ensured that random simulations are selected for every sample in large enough numbers to estimate high return periods, thereby allowing an adequate assessment of the accuracy of the simulation algorithms. By doing so, practical estimates of the risks and return periods of joint and conditional occurrences of common and scarce bivariate and trivariate

hydrometeorological events are successfully produced using the Clayton and Frank copulas. The multivariate analysis was limited to the consideration of three variables due to the constraints imposed by the sample size and the nested approach (Table 2.1). A general rule of thumb in statistical analysis is to have about 4 times more observations than the number of parameters to estimate. In the case of the Richelieu River, the sample size of observations was limited to 31 years hence only 3 variables were considered simultaneously since a minimum of 8 parameters have to be estimated.

In one application of this tool, a record breaking flood event of the Richelieu River has been characterized in terms of spring peak flow and flood duration risks. It was shown that the combined effect of cumulative total precipitation fallen between November and March with the 90<sup>th</sup> percentile of rainfall in spring and the frequency of daily frost/thaw episodes in winter explained part of the 2011 extreme spring peak flow and flood duration of the river. However, when extreme meteorological and hydrological events such as the 90<sup>th</sup> percentile of rainfall and the spring peak flow of 2011 are considered, the proposed simulation algorithm has difficulties estimating the joint and conditional return periods even with the use of the Clayton copula. The limited sample size of observations may be one of the reasons behind this performance issue since relatively small ranges of the natural variability of the phenomena of interest are considered for the calibration of the model. In a subsequent study, it would also be interesting to include a more sophisticated degree days of melt index, which takes into account the snow density or accumulation, elevation and wind speeds as suggested by the National Engineering Handbook of the Natural Resource Conservation Service (2004), since spring floods are often associated to particular snowmelt rates in North America. Moreover, certain variables were stationary with only 90% confidence. Therefore, it would be interesting to explore a nonstationary approach to the proposed fully nested multivariate Archimedean copula thereby eliminating the effect of any possible trend in the dataset.

In a second application, physically founded and probable flood-causing hydrometeorological scenarios are elaborated. The latter showed that risks of minor and major flood events increased with more extreme meteorological conditions of cumulative precipitation and of frequency of frost/thaw episodes in the months previous to the flood season, especially when extreme spring precipitation intensities also occurred. However, it was also shown that the combination of less abnormal meteorological events can still expose the river to minor and even

108

major flood risks when several particular conditions are met. Such scenarios will be generated for the LCR watershed in a subsequent study and will be given as input to a semi-distributed hydrologic model calibrated over the Richelieu River in order to determine flood risks along the river according to the flow response.

The following conclusions are drawn from this study: (1) Trivariate hydrometeorological flood analysis can be conducted using the proposed simulation algorithms developed for nested multivariate Archimedean Frank and Clayton copulas if adequate datasets are available; (2) Joint and conditional return periods obtained from such a model can provide valuable information for decision makers in order to elaborate adaptation and flood risk management strategies when appropriate indicators are selected; (3) The consideration of more than one meteorological condition is required to explain extreme flood events since the effect of a single meteorological event is in some cases not sufficient to cause record breaking floods such as the 2011 spring flood of the Richelieu River; (4) Cumulative total precipitation and frequency of daily frost/thaw episodes in the months preceding flood-season combined with the extreme intensities of rainfall during the flood-prone spring season constitute the main meteorological factors of maximum spring flow for the Richelieu River; And (5) the effect of different combinations of meteorological conditions on flood characteristics can be compared with the use of copulas. In fact, as demonstrated in our study, the 90<sup>th</sup> percentile of rainfall in spring has an important influence on extreme spring peak flow. This is especially true when a particular preconditioned memory of water storage along the Richelieu River and Lake Champlain drainage basin is satisfied through the cumulative total precipitation fallen between the months of November and March or the frequency of frost/thaw episodes. Thus, these three meteorological factors should be considered or serve as indicators of high impact floods for the region of study in any mediumterm alert system or risk management scheme.

# ACRONYMS

AIC:	Akaike Information Criterion.
BIC:	Bayesian Information Criterion.
FNA:	Fully Nested Archimedean
GEV:	Generalised Extreme Value.
T:	Return period.
EC:	Environment Canada
NCDC:	National Climatic Data Center
MAM:	March, April and May or spring season.
JJA:	June, July and August or summer season.
SON:	September, October and November or Fall season.
DJF:	December, January and February or winter season.
Fldur:	Flood duration.
Qmax <sub>spr</sub> :	Maximum spring flow.
CWD:	Consecutive wet days.
PrecTOTNM:	Total precipitation fallen between November and March.
PrecSolDJF:	Solid precipitation fallen in winter.
PrecSolM:	Solid precipitation in March.
PrecLiqMAM	:Liquid precipitation fallen in spring.
R5DLiqMAM	: Maximum cumulative liquid precipitation fallen in 5 consecutive days in spring.
SDIILiqMAM	: Simple daily liquid precipitation in spring.
P90pLiqMAM	1: 90 <sup>th</sup> percentile of liquid precipitation in spring.
DDmelt:	Degree days of melt.

FrThSeqDJF: Number of days with Frost/Thaw episodes in winter.

## ACKNOWLEDGEMENTS

The authors acknowledge the financial support of the Natural Science and Engineering Research Council of Canada, Environment Canada, project "Faire face Aux Changements Ensemble" (FACE) and the Institut National de la Recherche Scientifique (centre Eau-Terre-Environment). Our gratitude also goes to the ESCER center of Université du Québec À Montréal as well as to the department of Mathematics and Statistics of Université de Moncton for their support. Thank you to the « Data Access Interface » (DAI) project, Environment Canada and to the National Climatic Data Center of the National Oceanic and Atmospheric Administration for access to the hydrometeorological data used in this work.

## REFERENCES

- [1] Akaike H (1974) A new look at the statistical model identification. *IEEE Trans. Autom. Control, AC*. 19, (6), 716-722.
- [2] Alves J-HGM, Chawla A, Tolman HL, Schwab DJ, Lang G & Mann G (2011) The Great Lakes wave model at NOAA/NCEP: Challenges and Future Developments. 12th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, Kohala Coast, Hawaii, October 30, 2011 - November 4, 2011. Environment Canada, the Canadian Federal Program of Energy R&D, and the WMO/IOC Joint Technical Commission for Oceanography and Marine Meteorology (JCOMM), 6 p.
- [3] Ancey C (2013) Risque hydrologique et aménagement du territoire. Note de cours pour CH-1015 version 8.1 du 14 Septembre 2013, École polytechnique fédérale de Lausanne, Lausanne, Suisse. 295p.
- [4] Anctil F, Rousselle J, & Lauzon N (2012) *Hydrologie Cheminement de l'eau, deuxième édition*. Presse internationales Polytechnique, Québec. 392 p.
- [5] Baird WF & associates coastal engineers ltd. (2000) Review of Lake Winnipeg water level reporting procedures. Prepared for Lake Winnipeg Shoreline Erosion Advisory Group, January 2000, Ottawa, 85p.
- [6] Béliveau J (2006) Analyse fréquentielle multivariée de la pointe, du volume et de la durée de la crue. Maitrise ès Science (Université Laval). 60 p. http://tinyurl.com/oq75kzg
- [7] Bellman RE (1961) Adaptive Control Processes. Princeton University Press, Princeton, New Jersey. 255 p.
- [8] Biondi D, Freni G, Iacobellis V, Mascaro G & Montanari A (2012) Validation of hydrological models: Conceptual basis, methodological approaches and a proposal for a code of practice. *Phys. Chem. Earth.* 42-44, 70-76. Doi: 10.1016/j.pce.2011.07.037
- [9] Bobée B et Ashkar F (1991) *The gamma family and derived distributions applied in Hydrology*. Water Resources Publications, Littleton, Colo. 217p.
- [10] Boyd MJ, Pilgrim DH & Cordery I (1979) A watershed bounded network model for flood estimation-computer programs and user guide. *Water Research Laboratory Rep.*, 154, Univ. New South Wales, Sydney, Australia, 42p.
- [11] Brent R (1973) Algoithms for Minimization Without Derivatives. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 195p. ISBN : 0-13-022335-2
- [12] Brissette F (2012) Communiqué extrait de Astous C & Désourdy F (2012) Les inondations de la rivière Richelieu. Découverte Radio-Canada, reportage du dimanche 6 mai 2012 disponible en ligne, http://tinyurl.com/mvr9k3k (consulté le 20 août 2012)
- [13] Brockwell PJ & Davis RA (1987) *Time series : Theory and methods*. Springer-Verlag, New York, 531 p. ISBN : 0-387-96406-1
- [14] Brooks GR, Evans SG & Clague JJ (2001) Flooding. A synthesis of natural geological hasards in Canada. Commission géologique du Canada Bulletin 548, Ottawa, 101-143.

- [15] Bureau of Reclamation (1991) Hydrologic Modeling Inventory Website. http://hydrologicmodels.tamu.edu/ (consulté le 2 mars 2012).
- [16] Burnash RJC, Ferral RL & McGuire RA (1973) A generalized streamflow simulation system conceptual modeling for digital computers. Rep., U.S. Dept. of Commerce, National Weather Service, Silver Springs, Md., and State of California, Dept. of Water. Resources, Sacramento, Calif., 204p.
- [17] Carbonet JP & Margat J (1996) *Risque hydrologique ou lié à l'eau*. Comité National Francais des Sciences Hydrologiques – Section française de l'Association Internationale des Sciences Hydrologiques, http://hydrologie.org/glu/FRDIC/DICRISQU.HTM (consulté le 2 mars 2012)
- [18] Cantin J-F (2011) The Richelieu River Flood Event Spring 2011 : Presentation to the Provincial Flood Forecasting Warning Committee. MSC-Operations Quebec Region, Environment Canada. Black Creek Pioneer Village. October 12 and 13, 2011.
- [19] Chebana F (2012) Analyse de données multivariées. Cours EAU-445, centre Eau, Terre et Environnement, Institut National de la Recherche Scientifique, Québec, Canada (Quatrième cours suivi le 19 janvier 2012)
- [20] Chen Y-C, Liu J-H, Kuo J-T et Lin C-F (2013) Estimation of phosphorus flux in rivers during flooding. Environ. Monit. Assess. 185, (7), 5653-5672. Doi: 10.1007/s10661-012-2974-5
- [21] Clayton DG (1978) A model for Association in Bivariate Life Tables and Its Application in Epidemiological Studies of Familial Tendency in Chroninc Disease Incidence. *Biometrika*. 65, 141-151.
- [22] Comité de concertation et de valorisation de la rivière Richelieu (2009) *Plan directeur de l'eau* -*Portrait et diagnostic du bassin versant de la Rivière Richelieu*. COVABAR, Beloeil, 290 p.
- [23] Cunnane C (1978) Unbiased plotting positions Review. J. Hydrol, 37, 205-222.
- [24] Demeritt D, Nobert S, Cloke HL & Pappenberger F (2013) The European Flood Alert System and the communication, perception, and use of ensemble predictions for operational flood risk management. *Hydro. Preocess.*, 27, 147-157. doi: 10.1002/hyp.9419
- [25] Dodge Y (2008) The Concise Encyclopedia of Statistics. Springer, University of Neuchâtel, Switzerland. 611 p. ISBN: 978-0-387-32833-1
- [26] Durrleman V, Nikeghbali A & Roncalli T (2000) Which copula is the right one? Groupe de recherché opérationnelle, Crédit Lyonais, France. 19 p. August, 2000.
- [27] Efron B & Tibshirani RJ (1993) An introduction to the bootstrap. Chapman & Hall, New York, NY, 456 p. ISBN-10: 0412042312
- [28] Eisenbies MH, Aust WM, Burger JA & Adams MB (2007) Forest operations, extreme flooding events, and considerations for hydrologic modeling in the Appalachians – A review. For. Ecol. Manage. 242, 77-98.
- [29] El Adlouni S, Ouarda TBMJ, Zhang X, Roy R & Bobée B (2007) Generalized maximum likelihood estimators for the nonstationary generalized extreme value model. *Water Resour. Res.* 40, W03410, 1-13. doi : 10.1029/2005WR004545
- [30] El Adlouni S & Ouarda TBMJ (2008 a) Étude de la loi conjointe débit-niveau par les copules: cas de la rivière Châteauguay. *Can. J. Civ. Eng.* 35, 1128-1137.

- [31] El Adlouni S, Bobée B & Ouarda TBMJ (2008 b) On the tails of extreme event distributions in hydrology. *Journal of Hydrology*. 355, (1-4), 16-33.
- [32] Environnement Canada (2012) Documentation aux fins des archives numériques nationales de données climatologiques (de surface) répertoriées par élément. Environnement Canada, Département du climat, Ottawa, http://climat.meteo.gc.ca/prods\_servs/documentation\_index\_f.html (Version 12: 2012-05-22)
- [33] Environnement Canada (2013 a) *Rivers*. Environnement Canada, Water, Ottawa, http://tinyurl.com/kab8zo9 (Date de modification: 2013-07-22; consulté le 31 mai 2013)
- [34] Environnement Canada (2013 b) Qualité des données climatiques historiques. Environnement Canada, Département du climat, Ottawa, http://climate.weatheroffice.gc.ca/climateData/dataQuality\_f.html (Date de modification: 2013-04-22; consulté le 31 mai 2013)
- [35] Escalante SC (2007) Application of bivariate extreme value distribution to flood frequency analysis: a case study of Northwestern Mexico. *Nat. Hazard*, 42, (1), 37-46.
- [36] Escalante SC & Raynal VJ (2008) Trivariate generalized extreme value distribution in flood frequency analysis. *Hydrol. Sci. J.*, 53, (3), 550-567.
- [37] ETCCDI (2013) CCl/CLIVAR/JCOMM Expert Team on Climate Change Detection and Indices. BC, Canada, http://www.clivar.org/organization/etccdi (Consulté le 30 Juin 2011)
- [38] Favre A-C, El-Adlouni S, Perrault L, Thiémonge N & Bobée B (2004) Multivariate hydrological frequency analysis using copulas. *Water Resour Reas.* 40, (W01101), 1-12, doi:10.1029/2003WR002456.
- [39] Fischer MJ, Köck C, Schlüter S & Weigert F (2007) *Multivariate Copula Models at Work: Outperforming the "desert island copula"?* Department of Statistics and Econometrics, Erlangen-Nuremberg University, Allemagne, No. 79.
- [40] Fortin J.P., Moussa R., Bocquillon C. et Villeneuve J.P. (1995). Hydrotel, un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographique. *Rev. Sci. Eau.* 8, 97-124.
- [41] Fortin, V. & Turcotte, R. (2006) Le modèle hydrologique MOHYSE. Note de cours pour SCA7420, Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, Université du Québec à Montréal, 23 Juin 2006.
- [42] Frank MJ (1979) On the Simultaneous Associativity of F(x,y) and x+y-F(c,y). Aequationes Mathematicae. 19, 194-226.
- [43] Gachon P, St-Hilaire A, Ouarda T, Nguyen VTV, Lin C, Milton J, Chaumont D, Goldstein J, Hessami M, Nguyen T, Selva F, Nadeau M, Roy P, Parishkura D, Major N, Choux M & Bourque A (2005) A First Evaluation of the Strength and Weaknesses of Statistical Downscaling Methods for Simulating Extremes over Various Regions of Eastern Canada. Sub-component, Climate Change Action Fund (CCAF), Environment Canada, Final Report, Montreal, Quebec, Canada, 209 p.

- [44] Genest C & Favre AC (2007) Everything You Always Wanted to Know about Copula Modeling but Were Afraid to Ask. J. Hydrol. Eng. 12, SPECIAL ISSUE: Copulas in Hydrology, 347–368.
- [45] Genest C, Gendron M & Bourdeau-Brien M (2009) The advent of Copulas in Finance. *The European Journal of Finance*. 15, (7-8), October-December 2009, 609-618.
- [46] Giannoni F, Smith JA, Zhang Y & Roch G (2003) Hydrologic modeling of extreme floods using radar rainfall estimates. *Adv. Water Resour.*, 26, 195-203.
- [47] Gouvernement du Québec (2013) *Vigilance Surveillance de la crue des eaux*. Sécurité publique Québec, Surveillance du territoire, Sécurité civil, Québec, http://geoegl.msp.gouv.qc.ca/adnv2/ (Consulté le 22 Janvier 2013)
- [48] Groupe de Travail International du Lac Champlain et de la Rivière Richelieu (2013) Plan d'Étude Provisoire : Détermination des Mesures Visant à Atténuer les Inondations et leurs Répercussions dans le Bassin du Lac Champlain et de la Rivière Richelieu. Préparer pour la Commission mixte internationale, Février 2013.
- [49] Guegan D & Zhang J (2010) Change analysis of a dynamic copula for measuring dependence in multivariate financial data. *Quant. Financ.* 10, 4, 421-430. Doi: 10.1080/14697680902933041
- [50] Gumbel EJ (1958) Distribution à plusieurs variables dont les marges sont données. Comptes Rendus de l'académie des sciences, Paris, 246, 2717-2720.
- [51] Helsel DR & Hirsch RM (2002) Statistical Methods in Water Resources Techniques of Water Resources Investigations. Book 4, Chapitre A-3, U.S. Geological Survey, 522 p.
- [52] Hofert M & Mächler M (2011) Nested Archimedean Copulas Meet R: The nacopula Package. *Journal of Statistical Software*. 39, (9), March 2011.
- [53] Huard D, Favre A-C, Poulin A & Évin G (2004) Faisabilité de l'analyse fréquentielle trivariée des pointes, volumes et durées de crue à l'aide de copules archimédienne. *Rapport interne No I-151*. INRS-Eau, Terre et Environnement. Septembre 2004.
- [54] Hutchinson MF, McKenney DW, Lewrence K, Pedlar JH, Hopkinson RF, Milewska E & Papadopol P (2009) Development and testing of Canada-wide interpolated spatial models of daily minimum-maximum temperature and precipitation for 1961-2003. *Amer. Meteor. soc.* 48, 725-741.
- [55] IPCC (2001) Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 p.
- [56] Janssen PHM & Heuberger PSC (1995) Calibration of process-oriented models. Ecol. Model. 83. 55-66. SSDI 0304-3800(95)00084-4
- [57] Karmakar S & Simonovic SP (2009) Bivariate flood frequency analysis. Part 2: a copulabased approach with mixed marginal distributions. *Journal of Risk Management*. 2, 32-34.

- [58] Kendall MG (1938) A new measure of rank correlation. *Biometrika*. 30, (1/2), June 1938, 81-93.
- [59] Kendall MG (1990) *Rank Correlation Methods, 5th edition*. Charles Griffin Book Series. Oxford University Press, United-States of America. 272 p.
- [60] Khaliq N, Ouarda TBMJ, Ondo J-C, Gachon P & Bobée B (2006) Frequency analysis of a sequence of dependent and/or non-stationary hydro-meteorological observations: A review. J. Hydrol., 339, (3-4), 534-552. Doi: 10.1016/j.jhydrol.2006.03.004
- [61] Kingston DG, Lawler DM & McGregor GR (2006) Linkage between atmospheric circulation, climate and streamflow in the northern North Atlantic: research prospects. *Prog. Phys. Geog.*, 30 (2), 143-174. doi: 10.1191/0309133306pp471ra
- [62] Kouwen N (2000) WATFLOOD/SPL: Hydrological model and flood forecasting system. *Dept. of Civil Engineering*, Univ. of Waterloo, Waterloo, Ont., 264p.
- [63] Laing R (2013) Planning to avoid disaster: Floodplain maps in British Columbia. WaterNEWS (Ontario), *Canadian Water Ressources Association*, Fall 2013, 7-9.
- [64] Lavallée D, Roy L & Marche C (2000) Un système de prévision appliqué aux crues subites de la rivière Châteauguay. *Can J. Civil Eng.* 27, 1311-1315.
- [65] Laurenson EM (1964) A catchment storage model for runoff routing. J. Hydrol., 2, 141– 163.
- [66] Lawford RG, Prowse TD, Hogg WD, Warkentin AA & Pilon PJ (1995) Hydrometeorological Aspects of Flood Hazards in Canada. Atmos. Ocean. 33, (2), 303-328.
- [67] Lin Y & Mitchell KE (2005) The NCEP Stage II/IV hourly precipitation analyses: development and applications. Preprints, 19th Conf. on Hydrology, American Meteorological Society, San Diego, CA, 9-13 January 2005, Paper 1.2.
- [68] Mahfouf J-F, Brasnett B & Gagnon S (2007) A canadian precipitation analysis (CaPA) project: Description and preliminary results. *Atmos Ocean.* 45, (1), 1-17. Doi: 10.3137/ao.v450101
- [69] Marshall WA & Olkin I (1988) Families of Multivariate Distributions. J. Am. Stat. Assoc.
   83, (403), 834-841. Doi: 10.2307/2289314
- [70] Marks D, Winstral A, Reba M, Pomeroy J & Kumar M (2013) An evaluation of methods for determining during-storm precipitation phase and the rain/snow transition elevation at the surface in a mountain basin. *Adv. Water Resour.* 55, 98-110.
- [71] Mazouz R, Assani AA, Quessy JF & Légaré G (2012) Comparison of the interannual variability of spring floods characteristics of tributaries of the St. Lawrence River in Quebec (Canada). Adv. Water Resour. 35, 110-120.
- [72] Mearns LO, Hulme M, Carter TR, Leemans R, Lal M, Whetton P, Hay L, Jones RN, Katz R, Kittel T, Smith J, Wilby R, Mata LJ, & Zillman J (2001) Climate Scenario Development. Dans: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden,

X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis d'Amérique, 881p.

- [73] Mesinger F, DiMego G, Kalnay E, Mitchell K, Shafran PC, Ebisuzaki W, Woollen J, Jovic D, Rogers E, Berbery EH, El MB, Fan Y, Grumbine R, Higgins W, Li H, Parrish D, Manikin G, Lin Y & Shi Y. (2006) North American Regional Reanalysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 87, 343–360. doi: http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-87-3-343
- [74] Meylan P, Favre A-C & Musy A (2008) *Hydrologie fréquentielle : une science prédictive*. Presses Internationales Polytechnique, 173p.
- [75] Ministère de la Sécurité Publique du Québec (2012) Caratéristiques des différents seuils d'inondations. Vigilance – Surveillance de la crue des eaux, mise à jour le 10 octobre 2012, http://geoegl.msp.gouv.qc.ca/adnv2/seuils\_inondation.php (consulté le 20 Novembre 2012)
- [76] Morin G & Paquet P (2007) *Modèle hydrologique CEQUEAU*. INRS-ETE, rapport de recherche no R000926, 458 p.
- [77] Nash JE & Sutcliffe VJ (1970) River flow forecasting through conceptual models part I A discussion of principles. *J. Hydrol.* 10 (3), 282-290.
- [78] National Climatic Data Center (2009) Global historical Climatology Network Daily. National Oceanic and Atmospheric Administration, North Carolina, États-Unis d'Amérique. http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/ghcn-daily/ (Date de modification : 10-09-2009; consulté le 30 juin 2011)
- [79] Natural Resources Conservation Service (2004). *National Engineering Handbook Part 630 Hydrology*. United-States Department of Agriculture, July 2004.
- [80] Nazemi A & Elshorbagy A (2012). Application of copula modelling to the performance assessment of reconstructed watersheds. *Stoch. Env. Res. Risk A.* 26, 189-205.
- [81] Ndiritu J (2009) A comparison of automatic and manual calibration using the Pitman model. *Phys. Chem. Earth.* 34, 13-16, 729-740. Doi: 10.1016/j.pce.2009.06.002
- [82] Nelsen BR (2006) An Introduction to Copulas. Deuxième édition, Springer, 272 p. ISBN 978-0-387-28678-5
- [83] Powell M.J.D. (1964). An efficient method for finding the minimum of a function of several variables without calculating derivatives. *Comput. J.* 7, 155-162.
- [84] Quick MC & Pipes A (1977) UBC watershed model. *Hydrol. Sci. Bull.*, XXI (1/3), 285-295.
- [85] Rao R & Hamed K (1999) Flood Frequency Analysis. CRC Press, 376p.
- [86] Roy P, Gachon P & Laprise R (2012) Assessment of summer extremes and climate variability over the north-east of North America as simulated by the Canadian Regional Climate Model. *Int. J. Climatol.* 32, 1615-1627. DOI: 10.1002/joc.2382
- [87] Salvadori G & De Michele C (2007) On the use of Copulas in Hydrology: Theory and Practice. *Journal of Hydrologic Engineering*, 12, Special issue: Copulas in Hydrology, 369-380.

- [88] Sigafoos RS (1964) Botanical Evidence of Floods and Flood-Plain Deposition. Vegetation and Hydrologic Phenomena - Geological survey professional paper 485-A, U.S Department of the Interior, Washington, 41p.
- [89] Solari S & Losada MA (2011) Non-stationary wave height climate modeling and simulation. J. Geohys. Res. C 116, C09032. Doi: 10.1029/2011JC007101
- [90] Schwarz G (1978) Estimating the dimension of a model. Ann. Stat. 6, 461-464.
- [91] Semenov MA (2008) Simulation of weather extreme events by stochastic weather generator. *Climate Res.* 35, 203-212.
- [92] Shapiro SS & Wilk MB (1965) An Analysis of Variance Test for Normality (Complete samples). *Biometrika*, 52, (3/4), 591-611.
- [93] Singh, VP (1995) Chapter 1: Watershed modeling. *Computer models of watershed hydrology*, Water Resources Publications, Littleton, Colo., 1–22.
- [94] Singh VP & Woolhiser DA (2002) Mathematical Modeling of Watershed Hydrology. J. Hydrol. Eng., 7, 270-292.
- [95] Sklar A, (1959) Fonction de répartition à n dimensions et leurs marges. Publications de l'Institut de Statistique de l'Université de Paris, 8, 229-231.
- [96] Statistical and Regional Dynamical Downscaling of Extremes for European regions (2005) *STARDEX.* Climatic Research Unit, Norwich, Royaume-Uni, http://www.cru.uea.ac.uk/projects/stardex/ (Consulté le 30 Juin 2011)
- [97] Trivedi KP & Zimmer MD (2005) Copula Modeling: An introduction for practitioners. *Foundations and Trends in Econometrics* 1, (1), 1-111. Doi : 10.1561/0800000005
- [98] Turcotte R, Fortier F, Filion T-CF, Fortin V, Roy A & Royer A (2010) Simulation hydrologique des derniers jours de la crue de printemps : le problème de la neige manquante. *Hydrolog. Sci. J.* 55, (6), 872-882.
- [99] US Army Corp. of Engineers (1956) Snow Hydrology. Snow Investigation, North pacific division, June 1956, 538 p. http://tinyurl.com/mzda5o6 (consulté le 20 Février 2012)
- [100] US Army Corp. of Engineers (1988) *Hydrologic Risk*. Engineer pamphlet, 1110-2-7, May 1988, 15 p. http://tinyurl.com/n5plrs3 (consulté le 20 Février 2012)
- [101] Vaze J, Jordan P, Beecham R, Frost A & Summerell G (2012) Guidelines for rainfallrunoff modeling. eWater Cooperative Research Center, Bruce, Australia, 47 p. ISBN : 978-1-921543-51-7
- [102] Villarini G, Smith JA, Baeck ML & Krajewski WF (2011) Examining Flood Frequency Distributions In The Midwest U.S. J. Am. Water Ressour. As. 47, (3), 447-463.
- [103] Yan J (2007) Enjoy the joy of Copulas: With a Package copula. *Journal of Statistical Software*. 21, (4), 1-21.
- [104] Yue S (1999) Applying bivariate normal distribution to flood frequency analysis. *Water Int.*, 24, (3), 88-100.
- [105] Zhang L (2005) Multivariate hydrological frequency analysis and risk mapping. Dissertation submitted to the Graduate Faculty of the Louisiana State University and
Agricultural and Mechanical College for the degree of Doctor of phylosophy, Louisiana, 407p.

- [106] Zhang L & Singh VP (2006) Bivariate Flood Frequency Analysis using the Copula Method. Journal of Hydrologic Engineering. 11, (2), Mars-Avril 2006, 150-164. http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2006)11:2(150)
- [107] Zhang L & Singh VP (2012). Bivariate Rainfall and Runoff Analysis Using Entropy and Copula Theories. *Entropy*, 14, (9), 1784-1812.

### ANNEXE

Туре	Variable	Source	Station	#ID figure 1.4.1	Période	Note
			7013362	1	1967-2011	-
			7014160	2	1940-2011	
			7017380	3	1957-2011	_
			7022320	4	1940-2011	_
			7022375	5	1967-2011	_
			7023270	6	1963-2011	_
			7024100	7	1963-2011	
			7026040	8	1951-2011	
		Environnement Canada (EC)	7026043	9	1981-2011	Territoire canadien
			7026612	10	1973-2011	
			7026734	11	1975-2011	
			7026818	12	1980-2011	
			7026916	13	1973-2011	
Météorologique -	Température minimum et		7027361	14	1963-2011	
Climatologique	maximum puis précipitation totale		7027517	15	1979-2011	
			7028200	16	1940-2011	
			7028700	17	1963-2011	
			94705	18	1949-2011	
			301966	19	1949-2011	_
			302554	20	1949-2011	
			308631	21	1949-2011	_
		Data Center -	432769	22	1949-2011	Territoire des
		Global Historical Climatology	436995	23	1949-2011	États-Unis
		Network (NCDC- GHCN)	439984	24	1949-2011	d'Amerique
		01101()	303284	25	1943-2011	
			435416	-	1954-2011	
			437098	27	1947-2011	
			437607	28	1969-2011	
Hydrologique	Débits	EC	02OJ007	0	1937-2009	Rivière Richelieu

# Tableau A - 1 Données utilisées pour la caractérisation climatologique, météorologique, hydrologique et physiographique de la région d'étude.

Tableau A - 2	Suite du	tableau A – 1.
	~ ·····	

Туре	Variable	Source	Station - Couverture	Période disponible	Note
Physiographique	Couverture du sol	European Space Agency	Surface complète de la grille couvrant les bassins versants d'intérêts	2009	ESA Global landcover map comprend 22 classifications du sol sur une résolution d'environ 0,22 km X 0,31 km (WGS-1984)
	Hydrologie	ESRI	Polygone des lacs et rivières sur la grille couvrant les bassins versants d'intérêts	-	Résolution de 30 Arcsecondes (~=1km, WGS- 1984)
Topographique	Modèle numérique de terrain	ESRI	Surface complète de la grille couvrant les bassins versants d'intérêts	-	Résolution de 30 Arcsecondes (~=1km, WGS- 1984)

Code	Description – classification ESA	Classification équivalente CEQUEAU
11	Post-flooding or irrigated croplands	Marais
14	Rainfed croplands	Sol nu
20	Mosaic cropland (50-70%) / vegetation (grassland/shrubland/forest) (20-50%)	Forêt
30	Mosaic vegetation (grassland/shrubland/forest) (50-70%) / cropland (20-50%)	Forêt
40	Closed to open (>15%) broadleaved evergreen and/or semi-deciduous forest (>5m)	Forêt
50	Closed (>40%) broadleaved deciduous forest (>5m)	Forêt
60	Open (15-40%) broadleaved deciduous forest/woodland (>5m)	Forêt
70	Closed (>40%) needle-leaved evergreen forest (>5m)	Forêt
90	Open (15-40%) needle-leaved deciduous or evergreen forest (>5m)	Forêt
100	Closed to open (>15%) mixed broadleaved and needleaved forest	Forêt
110	Mosaic forest or shrubland (50-70%) and grassland (20-50%)	Forêt
120	Mosaic grassland (50-70%) and forest or shrubland (20-50%)	Forêt
130	Closed to open (>15%) shrubland (<5m)	Forêt
140	Closed to open (>15%) grassland	Forêt
150	Sparse (<15%) vegetation	Forêt
160	Closed (>40%) broadleaved forest regularly flooded, fresh water	Forêt
170	Closed (>40%) broadleaved semi-deciduous and/or evergreen forest regularly flooded, saline water	Forêt

 Tableau A - 3
 Classification de l'occupation du sol tel que calculée par ESA et interprétée par CEQUEAU.

#### Tableau A - 4Suite du Tableau A - 3.

Code	Description – classification ESA	Classification équivalente CEQUEAU
180	Closed to open (>15%) grassland or shrubland or woody vgt on regularly flooded or waterlogged soil, fresh, brakish or saline water	Forêt
190	Artificial surfaces and associated areas (Urban areas >50%)	Sol nu
200	Bare areas	Sol nu
210	Water bodies	Lacs
220	Permanent Snow and Ice	-

## Tableau A - 5Liste des outils MATLAB développés pour la manipulation de données climatologiques et<br/>hydrologiques ainsi que leur fonction, description, le type de données entrantes et de sorties.

Type de fonction	Nom de l'outil	Description	Données entrantes	Données de sortie			
	Format_SDS M_Homog_O DIN_DAI_DL Y_V7.m	Format les données entrantes d'une station d'Environnement Canada en une série temporelle (sur une colonne) via un fichier ASCII. L'outil permet également de calculer les statistiques de données manquantes.	Données homogénéisées et non homogénéisées d'Environnement Canada dans un fichier ASCII.	Fichier ASCII en format de série temporelle et ficher ASCII des statistiques de données manquantes.			
	FormatDAI_ CEQUEAU_ v1.m	Format les données entrantes d'une station d'Environnement Canada en un fichier ASCII compatible avec le modèle CEQUEAU.	Données homogénéisées et non homogénéisées d'Environnement Canada dans un fichier ASCII.	Fichier ASCII compatible avec le modèle CEQUEAU.			
Formatage	NCDCGHCN readV4.m	Format les données climatologiques des stations du NCDC-GHCN en format de série temporelle et en format compatible avec le modèle CEQUEAU. Calcul également le pourcentage de données manquantes par mois.	Données climatologiques des stations du NCDC- GHCN en format ASCII.	Fichier MATLAB en format série temporelle et fichier ASCII en format compatible avec CEQUEAU. Fichier ASCII du pourcentage de données manquantes.			
	Format_HYD AT2CEQUE AU.m	Format les données hydrologiques d'Environnement Canada en fichier ASCII compatible avec le modèle CEQUEAU. Calcul également le pourcentage de données manquantes par mois.	Fichier ASCII contenant les données hydrologiques provenant de HYDAT (EC).	Fichier ASCII compatible avec le modèle CEQUEAU. Fichier ASCII du pourcentage de données manquantes par mois.			

Type de fonction	Nom de l'outil	Description	Données entrantes	Données de sortie					
	seasonalize.m	Découpage de la série temporelle en saison.	Série temporelle brute	Matrice saisonnière					
Critère	monthenalize. m	Découpage de la série temporelle en mois.	Série temporelle brute	Matrice mensuelle					
	indice_calcul ation.m	Calcul des indices et des variables de base par saison.	Matrice saisonnière	Valeur saisonnière de l'indice moyen.					
	indice_calcul ation_MON. m	Calcul des indices et des variables de base par mois.	Matrice mensuelle	Valeur mensuelle de l'indice moyen.					
	MOY.m	Calcul de l'indice moyen.	Matrice mensuelle ou saisonnière	Valeur mensuelle ou saisonnière de l'indice moyen.					
d'analyse graphique	DAI_VarAno InterannNorm _v4.m	Représentation graphique de la variabilité interannuelle d'anomalie standardisée ainsi que de la moyenne mobile de 10-ans des stations d'Environnement Canada.	Valeur mensuelle ou saisonnière de l'indice moyen.	Graphique de la variabilité interannuelle d'anomalie standardisée par mois ou par saison.					
	NCDC_VarA noInterannNo rm_v4.m	Représentation graphique de la variabilité interannuelle d'anomalie standardisée ainsi que de la moyenne mobile de 10-ans des stations du NCDC-GHCN.	Valeur mensuelle ou saisonnière de l'indice moyen.	Graphique de la variabilité interannuelle d'anomalie standardisée par mois ou par saison.					

Tableau A - 6	Suite du Tableau A - 5.
---------------	-------------------------

Type de fonction	Nom de l'outil	Description	Données entrantes	Données de sortie				
Critère d'analyse statistique	Caract_Clima t_v1.m	Calcul de plusieurs caractéristiques climatologiques des températures et des précipitations		Caractéristiques du climat, dont certaines valeurs moyennes de précipitation et température				
	tendance_mk opw_mpw_in dice_1981_20 11_NCDC.m	Analyse de tendance des données EC et NCDC sur les variables Tmin, Tmax, Prcp, Snow avec le test de Mann-Kendall modifie tel que von Storch (1995) ainsi que Wang et Swail (2001) sur les stations couvrant la période de 1981 a 2011 et en prenant en considération 4 saisons distinctes et 12 mois.	Série temporelle des variables climatologiques de température et de précipitation.	Fichier ASCII avec les résultats du test de Mann-Kendall dont la pente de la régression linéaire, la pente de Sen, la valeur p-value ainsi que le type de test exécuté.				
Critère d'analyse statistique	tendance_mk opw_mpw_in dice_1981_20 11_DAI.m	Analyse de tendance des données EC et NCDC sur les variables Tmin, Tmax, Prcp, Snow avec le test de Mann-Kendall modifie tel que von Storch (1995) ainsi que Wang et Swail (2001) sur les stations couvrant la période de 1981 a 2011 et en prenant en considération 4 saisons distinctes et 12 mois.	Série temporelle des variables climatologiques de température et de précipitation.	Fichier ASCII avec les résultats du test de Mann-Kendall dont la pente de la régression linéaire, la pente de Sen, la valeur p-value ainsi que le type de test exécuté.				
	getmk_opw_ mpw.m	Test de Mann-Kendall tel que modifié par von Storch (1995).		Valeur finale de la pente de sen et de la régression linéaire du p-value.				

### Tableau A - 7Suite du Tableau A - 5.

Type de fonction	Nom de l'outil	Description	Données entrantes	Données de sortie
Critàna	getAutocorrel ation.m	Calcul les valeurs de la fonction d'autocorrélation de la série temporelle.	Série temporelle des	Valeur de la fonction d'autocorrélation.
Critère d'analyse statistique	getSenSlope. m	Calcul de la pente de Sen.	climatologiques de température et de	Valeur de la pente de Sen.
	ktaub.m	Test de Mann-Kendall original et méthode de Sen.	precipitation.	Valeur p-value et pente de sen original.

#### Tableau A - 8Suite du Tableau A - 5.

Tableau A - 9Durées de crue annuelle selon les divers facteurs multiplicatifs puis les seuils de débit et de niveau d'eau respectifs pour les années de<br/>1981 à 2011. Les seuils ayant une corrélation significative entre le débit maximum et la durée de crue selon le test de corrélation de<br/>Kendall sont surlignés en rose puis les années pour lesquelles l'indice n'a pas détecté de crue sont surlignées en rouge (NAN = valeurs<br/>non-disponibles).

																																		Corrélati debit m et durée	on entre aximum de crue	
Facteur multiplicatif	Seuil Debit (m3/s)	Seuil Niveau (m)	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	RHO Kendall	PVAL Kendall	Pourcentage de données valides
1	395.48	1.2733	100	87	108	155	84	93	58	63	89	133	110	80	94	102	35	178	110	114	59	133	81	116	93	109	106	177	93	138	126	95	139	0.14051	0.2827	100
1.1	435.02	1.4006	96	83	104	152	76	82	52	57	84	109	109	72	88	90	18	173	105	110	51	128	74	108	90	104	71	166	89	131	95	74	134	0.1601	0.2197	100
1.2	474.57	1.5279	91	76	99	140	71	61	48	51	79	99	104	50	77	85	17	141	102	105	47	124	70	99	78	79	66	164	83	122	89	68	131	0.17326	0.1836	100
1.3	514.12	1.6552	73	69	95	135	52	58	42	41	67	93	81	42	73	80	11	139	99	101	34	119	62	93	73	48	61	158	79	86	83	62	126	0.18682	0.152	100
1.4	553.67	1.7826	32	65	77	133	32	51	37	30	63	87	77	35	67	77	NaN	135	64	97	24	110	58	88	64	43	52	155	75	80	57	58	121	0.15059	0.2593	96.8
1.5	593.22	1.9099	25	59	71	128	28	47	33	7	54	84	71	32	60	71	NaN	131	58	73	18	101	49	79	62	34	46	149	72	76	45	54	117	0.16198	0.2235	96.8
1.6	632.76	2.0372	19	56	71	123	22	41	27	1	49	80	47	26	55	68	NaN	62	53	69	14	84	46	75	47	30	44	131	63	59	25	33	113	0.21523	0.1035	96.8
1.7	672.31	2.1645	18	50	61	67	NaN	39	24	NaN	44	73	45	20	49	62	NaN	57	47	44	2	80	44	66	11	22	35	129	60	50	18	30	111	0.22163	0.1083	90.3
1.8	711.86	2.2919	13	47	59	63	NaN	35	15	NaN	13	55	23	15	47	58	NaN	54	31	41	NaN	68	39	4	1	6	34	108	54	46	7	28	107	0.209	0.1376	87.1
1.9	751.41	2.4192	6	32	54	58	NaN	29	14	NaN	NaN	45	4	11	44	54	NaN	45	7	38	NaN	63	35	NaN	NaN	4	25	99	42	40	4	18	101	0.28148	0.0618	77.4
2	790.95	2.5465	1	30	51	54	NaN	25	4	NaN	NaN	41	NaN	NaN	39	44	NaN	42	6	34	NaN	60	33	NaN	NaN	NaN	12	NaN	41	38	NaN	5	79	0.39171	0.0225	61.3
2.1	830.5	2.6738	NaN	21	49	42	NaN	23	1	NaN	NaN	39	NaN	NaN	36	43	NaN	39	NaN	32	NaN	57	28	NaN	NaN	NaN	7	NaN	24	34	NaN	NaN	76	0.38984	0.0419	51.6
2.2	870.05	2.8012	NaN	19	48	NaN	NaN	18	NaN	NaN	NaN	21	NaN	NaN	32	39	NaN	37	NaN	28	NaN	54	24	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	22	28	NaN	NaN	72	0.65795	0.0026	45.2
2.3	909.6	2.9285	NaN	17	45	NaN	NaN	14	NaN	NaN	NaN	15	NaN	NaN	30	33	NaN	31	NaN	26	NaN	52	20	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	19	26	NaN	NaN	68	0.68427	0.0017	45.2
2.4	949.15	3.0558	NaN	7	38	NaN	NaN	13	NaN	NaN	NaN	6	NaN	NaN	26	27	NaN	28	NaN	24	NaN	44	16	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	15	23	NaN	NaN	67	0.58835	0.0069	45.2

## Tableau A - 10 Description des paramètres et constantes du modèle hydrologique CEQUEAU (extrait de Morin et Paquet 2007).

	Paramètre déterminé par essai et erreur											
		Paramètre déterminé selon la physique du phénomène										
			Cor	stante déterminée à l'aide des caractéristiques hydrologiques et physiographiques								
Paramètre				Description								
	-1			Paramètre des réservoir SOL-NAPPE-MARAIS								
CIN(1)	Х			Coefficient d'infiltration du reservoir SOL à NAPPE								
CVMAR	Х			Coefficient de vidange du réservoir LACS et MARAIS								
CVNB(1)	Х			Coefficient de vidange du réservoir NAPPE (vidange basse)								
CVNH(1)	Х			Coefficient de vidange du réservoir NAPPE (vidange haute)								
CVSB	Х			Coefficient de vidange du réservoir SOL (vidange basse)								
CVSI(1)	Х			Coefficient de vidange du réservoir SOL (vidange intermédiaire)								
HINF(1)	Х			Seuil d'infiltration vers le reservoir NAPPE								
HINT(1)	Х			Seuil de vidange intermédiaire du reservoir SOL								
HMAR	Х			Seuil de vidange du reservoir LACS et MARAIS								
HNAP(1)	Х			Seuil de vidange du reservoir NAPPE								
HRIMP(1)	Х			Hauteur de précipitation pour qu'il y ait ruissellement sur des surfaces imperméables								
HSOL(1)	Х			Hauteur du reservoir SOL								
		1	1	Paramètre régissant la fonte de neige								
STRNE		Х		Seuil de transformation pluie-neige								
TFC		Х		Taux de fonte en forêt								
TFD		Х		Taux de fonte en clairière								
TSC		Х		Seuil de température de fonte en forêt								
TSD		Х		Seuil de température de fonte en clairière								
TTD		х		Coefficient de déficit calorifique de la neige								
TTS		х		Seuil de murrissement du stock de neige								
	-1	-		Paramètre qui gouverne l'évapo-transpiration								
EVNAP	Х			Pourcentage d'évapo-transpiration pris dans le réservoire NAPPE								
HPOT(1)	х			Seuil de prélèvement de l'eau à taux potentiel								
ХАА		х		Exposant de la formule de Thornthwaite								
XIT		х		Valeur de l'index thermique de Thornthwaite								
				Paramètre et constante du transfert								
EXXKT	Х			Paramètre d'ajustement du coefficient de transfert								
ZN			х	Temps de concentration du bassin								
				Paramètre et constante divers								
COET		х		Coefficient de correction des températures avec l'altitude								
COEP		х		Coefficient de correction des précipitations avec l'altitude								
FACT	х			Facteur modifiant les précipitations movennes sur un ensemble de carreaux entiers								
	x											
	v			Variable declarant la date d'insolation potentielle maximale respectivement pour								
	^	v		Infiltration maximale par jour								
		^	v									
			X	Latitude moyenne du bassin versant								
TRI(1)			X	Pourcentage de surface imperméable								

No.	Nom	Description
1	STRNE	Seuil de transformation pluie-neige (°C).
2	TFC	Taux potentiel de fonte en forêt (mm/°C/jour).
3	TFD	Taux potentiel de fonte en clairière (mm/ºC/jour).
4	TSC	Seuil de température de fonte en forêt (°C).
5	TSD	Seuil de température de fonte en clairière (°C).
6	TTD	Coefficient de déficit calorifique. L'optimisation de ce paramètre provoque l'arrêt du programme parce qu'il ne modifie pas suffisament la fonction objective.
7	TTS	Température du mûrissement du stock de neige (°C).
8	CIN	Coefficient d'infiltration dans le réservoir NAPPE. Le coefficient doit être le même pour tous les carreaux entiers.
9	CVMAR	Coefficient de vidange du réservoir LACS et MARAIS.
10	CVNB	Coefficient de vidange basse du réservoir NAPPE.
11	CVNH	Coefficient de vidange haute du réservoir NAPPE.
12	CVSB	Coefficient de vidange basse du réservoir SOL.
13	CVSI	Coefficient de vidange intermédiaire du réservoir SOL.
14	XINFMA	Infiltration maximale (mm/jour).
15	HINF	Seuil d'infiltration du réservoir SOL vers le réservoir NAPPE (mm).
16	HINT	Seuil de vidange intermédiaire du réservoir SOL (mm).
17	HMAR	Seuil de vidange du réservoir LACS et MARAIS (mm).
18	HNAP	Seuil de vidange supérieure du réservoir NAPPE (mm).
19	HPOT	Seuil de prélèvement de l'eau à taux potentiel, par évapotranspiration (mm).
20	HSOL	Hauteur du réservoir SOL (mm).
21	HRIMP	Lame d'eau nécessaire pour que débute le ruissellement sur les surfaces imperméables (mm).
22	COEP	Coefficient de correction des précipitations annuelles en fonction de l'altitude (mm/mètre/an). Pour optimiser ce paramètre les vecteurs CORPREC (voir manuel de référence du modèle CEQUEAU-ONU section 5.4.3 et Annexe I.3.8) ne doivent pas être utilisées.
23	EVNAP	Fraction de l'évapotranspiration prise dans le réservoir NAPPE (de 0.0 à 1.0).
24	TRI	Fraction de surface imperméable des carreaux entiers (de 0.0 à 1.0). La fraction doit être la même pour tous les carreaux.
25	XAA	Exposant de la formule de Thornthwaite.
26	XIT	Valeur de l'index thermique de Thomthwaite.
27	COET	Correction des températures en fonction de l'altitude (°C/1 000 m).
28	EXXKT	Paramètre d'ajustement des coefficients de transfert d'un carreau partiel à l'autre, pour le pas de temps d'une journée.

 Tableau A - 11
 Liste des paramètres que l'on peut optimiser (extrait de Morin et Paquet, 2007).



Figure A - 1 Débit (m<sup>3</sup>/s; ordonnée) de chaque jour julien (abscisse) des 31 années (lignes de couleur différentes) de la période 1981-2011. Les axes verticaux correspondant aux 45 et 250<sup>ème</sup> jour julien, délimitant la saison étendue des crues et les axes horizontaux vert et bleu correspondent respectivement au seuil de détection des crues et au seuil de surveillance des niveaux d'eau de la rivière Richelieu posés par le Ministère de la Sécurité publique du Québec.



Figure A - 2 Tau de Kendall entre la durée de crue et le débit maximal (en ordonnée) pour les différents seuils de l'indice de durée de crue (en abscisse). Le seuil sélectionné selon un facteur multiplicatif de 1.7 est indiqué en rouge.



Figure A - 3 Graphique représentant la distance entre les différentes classes (ordonnées) pour un nombre variant de classification (abscisse) ; le point d'inflexion consiste du nombre optimal de classifications.



Figure A - 4 Dendogramme représentant les branches des différentes classifications ainsi que les stations météorologiques appartenant à chaque classe selon la méthode de classification ascendante hiérarchique de Ward et la distance euclidienne.