

TABLE DES MATIÈRES

	Page
INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1 REVUE DE LITTERATURE.....	5
1.1 La modélisation hydrologique	5
1.1.1 Pourquoi modéliser	5
1.1.2 Modélisation des bassins versants jaugés	6
1.1.3 Modélisation des bassins versants non jaugés	8
1.1.4 Modélisation des lacs.....	10
1.1.5 Modélisation et étude des événements extrêmes	10
1.2 Changement climatique	12
1.2.1 Définition	12
1.2.2 Modélisation des changements climatiques.....	13
1.3 Analyse des incertitudes	15
1.3.1 L'incertitude des MCG	16
1.3.2 Incertitude liée aux méthodes de descente d'échelle	17
1.3.3 Incertitude liée à la modélisation hydrologique.....	17
1.3.4 Incertitude liée aux scénarios d'émissions de gaz à effet de serre.....	19
CHAPITRE 2 PRÉSENTATION DU BASSIN VERSANT	21
2.1 Caractéristiques physiques.....	21
2.2 Caractéristiques météorologiques et hydrologiques	23
2.3 Historique des crues les plus importantes	25
2.4 Études réalisés sur le bassin du lac de Champlain.....	25
CHAPITRE 3 MÉTHODOLOGIE ET PRÉSENTATION DES ARTICLES	27
3.1 Introduction et vision globale de la méthodologie.....	27
3.2 Modélisation hydrologique	28
3.2.1 Concept de modélisation : le bilan de masse	28
3.2.2 La modélisation des apports naturels.....	29
3.2.3 Corrélation entre le débit de la rivière et le niveau du lac	30
3.2.4 Suppositions et hypothèses	31
3.3 Modélisation des impacts du changement climatique	33
3.3.1 Modélisation des impacts.....	33
3.3.2 Méthodes d'analyse des résultats.....	34
3.3.3 Suppositions et hypothèses	34
3.4 Analyse des crues du Richelieu	35
3.4.1 Choix des crues à analyser.....	35
3.4.2 Paramètres analysés	36
3.4.3 Suppositions et hypothèses	37

CHAPITRE 4	CLIMATE CHANGE IMPACTS AND UNCERTAINTIES ON SPRING FLOODING OF LAKE CHAMPLAIN AND THE RICHELIEU RIVER	39
4.1	Abstract	39
4.2	Introduction	40
4.3	Datasets and study area	42
4.3.1	Presentation of the study area	42
4.3.2	Datasets	44
4.4	Methodology	46
4.4.1	Modeling of the Champlain watershed	47
4.4.2	Climate Change	50
4.5	Results	53
4.5.1	Modeling the Richelieu River Flow	53
4.5.2	Climate Change	56
4.6	Discussion	62
4.6.1	Flow modeling	62
4.6.2	Uncertainties for climate change results	64
4.7	Conclusion	66
4.8	Acknowledgements	67
CHAPITRE 5	ANALYSIS OF LAKE CHAMPLAIN/RICHELIEU RIVER'S HISTORICAL 2011 FLOOD	69
5.1	Abstract	69
5.2	Introduction	70
5.3	Study area	72
5.4	Dataset	74
5.5	Method	75
5.5.1	Hydrologic modelling of the watershed	75
5.5.2	Flood and return period analysis	76
5.6	Results	78
5.6.1	Hydrology and reservoir model	78
5.6.2	Lake Level	79
5.6.3	Maximum snowpack	79
5.6.4	Temperature	81
5.6.5	Rainfall	81
5.6.6	Analysis of past floods	82
5.6.6.1	1998 and 1993	83
5.6.6.2	2008	84
5.6.6.3	2011	84
5.7	Discussion	86
5.7.1	Uncertainties	88
5.8	Conclusion	89
5.9	Aknowledgement	89

CHAPITRE 6	DISCUSSION DES RESULTATS	91
6.1	Modélisation du bassin versant	91
6.1.1	Discussion des résultats	91
6.1.2	Validation de la modélisation semi-distribuée	93
6.2	Modélisation des impacts du changement climatique	96
6.2.1	Retour sur les résultats	96
6.2.2	Identification des incertitudes	98
6.3	Analyses des crues de la rivière de Richelieu	101
6.4	Conclusion sur les résultats de l'étude	103
CONCLUSION		105
ANNEXE I	CARTOGRAPHIES	109
LISTE DE RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES		113

LISTE DES TABLEAUX

	Page
Tableau 4.1	Gauged sites used in this study. The ID column corresponds to the stream gauges subscripts on Figure 246
Tableau 4.2	Description of the GCM and RCM data used for the climate change study, and the downscaling method, GGES and numbers of runs for each period available. Period 1 refers to 2041-2070 period and period 2 refers for 2071-2100 period.51
Tableau 4.3	Performance of the calibration of each sub-basin of the Lake Champlain watershed using the NSE criterion.....55
Tableau 5.1	Lake levels associated to 1993, 1998, 2008, 2011 and theoretical floods with their corresponding returning periods.79
Tableau 5.2	Annual maximum snowpack averaged on the watershed associated to 1993, 1998, 2008, 2011 and theoretical floods with their corresponding returning periods.80
Tableau 5.3	Monthly mean temperatures from February to June for 1993, 1998, 2008 and 2011 floods with their corresponding return period.....81
Tableau 5.4	Monthly and seasonally precipitation over the watershed for the 1993, 1998, 2008 and 2011 floods, with the corresponding return periods.....82

LISTE DES FIGURES

		Page
Figure 0.1	L'inondation du printemps 2011 à Saint-Jean-sur-Richelieu.....	1
Figure 2.1	Situation géographique du bassin versant du Richelieu	22
Figure 3.1	Présentation de la méthodologie globale de l'étude	28
Figure 3.2	Schéma représentant la modélisation du bassin versant de la rivière du Richelieu par l'approche semi-distribuée	31
Figure 4.1	Presentation of the Richelieu River watershed: (a) Location of the watershed, (b) the average annual hydrograph and the minimum and maximum discharge envelope measured on the Richelieu River at Fryers, QC.....	43
Figure 4.2	Map of the gauged and ungauged areas of the Lake Champlain watershed. All the stream gauges were used to calibrate the model except for the stream gauge 20.	45
Figure 4.3	Correlation between Lake Champlain's level at Burlington, VT and the discharge into the Richelieu River at Fryers, QC.	54
Figure 4.4	Comparison of the observations and the simulation results: (a) The daily lake level at Burlington VT, (b) the daily discharge at Fryers (QC).	56
Figure 4.5	Seasonal dispersion of the constant scaling factors for all climate models for the 2041-2070 and 2071-2100 periods.	57
Figure 4.6	Comparison of the simulated mean annual hydrographs for the reference period (1971-2000) with the simulation envelopes from the future period simulations: Comparison between CS and DT outputs	58
Figure 4.7	Distribution of the percentage variation of return period spring flows for future periods compared to the return period spring flows computed for the reference period using the Gumble distribution.....	60
Figure 4.8	Distribution of the percentage variation of return period fall-winter flows for future periods compared to the return period fall-winter flows computed for the reference period using the Gumble distribution	61

Figure 5.1	Hydrography of the Richelieu River watershed (a) and annual mean, maximum and minimum hydrograph at Fryers Dam on the Richelieu River (b).	74
Figure 5.2	Comparison of observed and simulated lake levels at Burlington station 04294500	78
Figure 5.3	Mean snowpack accumulation over the Lake Champlain watershed	80
Figure 5.4	Graphical analysis of 1993 (a), 1998 (b), 2008 (c) and 2011 (d) spring floods, considering lake levels, river discharges, lake input, precipitation, and snow accumulation over the watershed	83
Figure 5.5	Graphical analysis of the theoretical flood created by mixing 2008 winter meteorological data with 2011 spring data.	88
Figure 6.1	Comparaison des simulations du débit du Richelieu avec ou sans prise en compte de l'évaporation du lac	93
Figure 6.2	Schéma représentant le concept de la modélisation du bassin du Richelieu par l'approche globale	94
Figure 6.3	Comparaison des résultats de simulations du débit du Richelieu provenant de l'approche semi-distribuée et de l'approche globale	95
Figure 6.4	Comparaison des résultats de reconstitution des apports naturels	96
Figure 6.5	Représentation des débits élevés en fin d'automne 1983	98
Figure 6.6	Comparaison des résultats de simulations de débits extrêmes des MRC avec leurs MCG pilotes en pourcentage de variation par rapports aux débits simulés de référence	100

LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

CEHQ	Centre d'Expertise Hydrique du Québec
CMAES	Covariance Matrix Adaptation Evolution Strategy
CMI	Commission Mixte Internationale (IJC en anglais)
CS	Constant scaling (Méthode des deltas)
DT	Daily Translation (Méthode de correction de biais par quantiles)
GES	Gaz à Effets de Serre
GIEC	Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (IPCC en anglais)
LCBP	Lake Champlain Basin Program
MCG	Modèle de circulation général (GCM en anglais)
MCCG	Modèle Couplé Climatique Global (CGCM en anglais)
MRC	Modèle régional du climat (RCM en anglais)
MRCC	Modèle Régional Climatique Canadien (CRCM en anglais)
NSE	Critère de Nash-Sutcliffe (Nash-Sutcliffe Efficiency)
USGS	United States Geological Survey

INTRODUCTION

Depuis la révolution industrielle, le développement des technologies et l'utilisation de plus en plus abondante d'énergie fossile conduit à l'exploitation des ressources premières ainsi qu'à la production de déchets et de pollution (IPCC, 2007). Ainsi, les émissions de gaz à effet de serre (GES) ont drastiquement augmenté. Ces émissions dues aux activités anthropiques mènent à un phénomène de changement climatique. Celui-ci provoque des répercussions sur le climat, influençant les températures et les précipitations pouvant potentiellement engendrer des modifications dans le cycle hydrologique (IPCC, 2007). Les modifications des régimes hydriques par les changements climatiques auront également un impact sur les événements extrêmes tels que les crues ou bien les étiages. Les crues sont les catastrophes naturelles les plus fréquentes et qui causent les dégâts matériels les plus importants au Canada (Sécurité Publique Canada, 2013). La prise en compte de ces changements est indispensable lors de l'étude des extrêmes pouvant mettre à défaut les structures humaines contrôlant les cours d'eau.



Figure 0.1 L'inondation du printemps 2011 à Saint-Jean-sur-Richelieu
Tirée de Aircam.ca (2011)

Au cours du printemps 2011, les résidents vivant aux abords de la rivière de Richelieu au sud du Québec ont vécu une inondation hors du commun (Figure 0.1). Plus de 3000 maisons ont été inondées dont de nombreuses pendant plus de 60 jours. Les dégâts ont été estimés à 70 millions de dollars canadiens. Les débits mesurés lors de cette crue ont dépassé de haut tous les débits ayant été mesurés auparavant. Cette crise fait partie des événements naturels les plus marquants du Canada pour l'année 2011 (Environnement Canada, 2011a) et, les probabilités qu'un événement aussi catastrophique que celui qui est survenu en 2011 arrive étaient statistiquement très faibles. Ceci a conduit le gouvernement à réfléchir sur des modifications à apporter sur le bassin du Richelieu, qu'elles soient structurelles ou non, afin d'en diminuer la vulnérabilité.

La rivière du Richelieu prend sa source au lac Champlain situé aux États-Unis et se jette dans le Saint Laurent au Québec. Ceci rend la gestion du bassin versant du Richelieu complexe, vu que 93% du bassin se trouve aux États-Unis, et que le débit du Richelieu dépend en grande partie du lac de Champlain. Les décisions pour la gestion de ce bassin versant doivent être prises conjointement entre les deux États. La commission mixte internationale (CMI) est l'organisme chargé de conseiller les deux parties afin de faciliter le dialogue. Cette commission a été créée en 1909 et son but est de gérer les ressources communes en eaux et de réaliser des études pouvant mener vers des recommandations pour régler les litiges entre les zones frontalières canadiennes et américaines (CMI, 2014).

La question de la construction d'ouvrages permettant de gérer le niveau du lac de Champlain s'est déjà posée de nombreuses fois après chaque grande inondation de la rivière du Richelieu. Depuis, diverses études ont été réalisées pour le compte de la CMI sur le territoire du bassin du Richelieu afin de recommander ou non la construction d'un ouvrage de régulation du débit du Richelieu et du niveau du lac de Champlain. Une des premières études datant des années 30 a planifié la construction d'un barrage, qui n'a jamais été mis en service dû à l'arrêt des travaux lors de l'arrivée de la guerre. Quelques années plus tard, il a été décidé pour des raisons écologiques de ne pas terminer le barrage (Brande et Lapping, 1979).

Ainsi le Richelieu est toujours un cours d'eau naturel, et la question de contrôle du débit se pose de nouveau depuis la crue de 2011.

Afin de mettre en place une planification efficace et de pouvoir lutter contre le risque d'inondations sur le bassin versant de la rivière de Richelieu, il est absolument nécessaire d'étudier les impacts du changement climatique sur le bassin versant. L'étude réalisée dans le cadre de ce mémoire vise à étudier les impacts du changement climatique sur les crues du bassin versant de Richelieu tout en les mettant en parallèle à l'étude des causes de la crue de 2011.

Les objectifs principaux de ce mémoire sont de déterminer les tendances futures des débits moyens et extrêmes de la rivière du Richelieu ainsi que de comprendre quels sont les processus qui ont régi la crue du printemps 2011 comparativement à d'autres crues sur le bassin versant. Afin d'atteindre ces objectifs, l'hydrologie du bassin versant de la rivière du Richelieu sera conceptualisée grâce à un modèle hydrologique et d'utiliser des résultats de modèles climatiques afin de simuler les débits pour les périodes futures. Il est également nécessaire d'effectuer des analyses de fréquences sur les débits afin d'analyser les différences d'amplitudes des événements extrêmes en période future. Ensuite, afin d'analyser la crue de 2011, une analyse de fréquence de chacune des variables météorologiques ainsi qu'une comparaison avec d'autres crues extrêmes ayant touché le bassin versant seront effectués. La mise en relation de ces résultats nous permettra de donner des indications sur les occurrences futures des crues extrêmes telles que celle de 2011.

CHAPITRE 1

REVUE DE LITTERATURE

Cette étude hydrologique regroupe des compétences et des savoirs provenant de divers domaines. Ce chapitre vise alors à présenter les différentes thématiques abordées dans ce mémoire en mettant en parallèle l'état de l'art dans le domaine ainsi que les espoirs de recherche. Ainsi cette revue de littérature va s'orienter autour de trois axes principaux, le premier étant la modélisation hydrologique, le second l'étude de l'hydrologie en contexte de changements climatiques et enfin une discussion sur les incertitudes touchant ce type d'études.

1.1 La modélisation hydrologique

1.1.1 Pourquoi modéliser

L'objectif du modèle est de déterminer la réponse hydrologique d'un bassin versant donné soumis à des conditions météorologiques réelles ou hypothétiques définies par l'utilisateur. La réponse du bassin versant est mesurée grâce à l'évolution du débit à l'exutoire du bassin en fonction du temps, elle dépend de sa configuration géographique, de la géologie, de la topographie, de l'utilisation des sols, etc. (Singh et Woolhiser, 2002). La modélisation est utile pour la détermination des réponses du bassin à des orages de conception, la prévision hydrologique, l'étude de l'impact des changements climatiques sur les débits des rivières, ainsi que pour l'étude de bassin versants non jaugés. Il s'agit également d'une étape fondamentale nécessaire à toute étude d'ingénierie hydraulique, comme la construction de ponts, de ponceaux routiers, de barrages, à la gestion des ressources en eau et à toutes études d'impact du changement climatique sur les ressources hydriques (Moradkhani et Sorooshian, 2008; Singh et Woolhiser, 2002).

L'hydrologie est un domaine appartenant aux sciences naturelles et plus spécifiquement aux sciences de la terre. De ce fait, les études hydrologiques sont, de par leur nature, généralement associées à des zones d'études de grande superficie géographique. Ceci implique une observation parfois difficile des phénomènes météorologiques, tel que l'observation des températures et des précipitations ou hydrauliques tels que l'observation des débits en rivière. La difficulté ne vient pas du fait que l'observation et la récolte des données soit impossible, mais bien du coût de l'installation des stations d'observations. L'information hydrologique disponible est ainsi limitée que ce soit spatialement ou dans le temps (Beven, 2012). Lors de conceptions hydrauliques, il est souvent nécessaire de connaître le débit à un point d'intérêt et non pas forcément au point où le débit a été mesuré. De plus, la conception se réalise généralement à partir d'une crue de certaine probabilité qui, souvent, n'a pas été mesurée. L'utilisation d'un modèle hydrologique permet de palier à ces manques de données et également de modéliser des conditions météorologiques particulières (Beven, 2012).

1.1.2 Modélisation des bassins versants jaugés

Les modèles déterministes conceptuels ou physiques sont les plus utilisés pour modéliser les bassins versants. Les modèles conceptuels modélisent les différents processus hydrologiques le plus souvent sous la forme de réservoirs, des concepts se rapprochant de la réalité mais n'ayant pas forcément un sens physique (Pechlivanidis et Jackson, 2011). Les modèles physiques représentent les processus physiques le plus précisément possible par la résolution des équations de base de la conservation de la masse et d'énergie (Pechlivanidis et Jackson, 2011). Les modèles se différencient également selon leur approche spatiale qui peut être globale, semi-distribuée ou distribuée (Moradkhani et Sorooshian, 2008). Les modèles globaux sont majoritairement des modèles conceptuels, alors que les modèles distribués sont plus majoritairement à base physique. La différence majeure entre les deux types de modèles est basée sur le fait que les modèles globaux considèrent le bassin versant comme étant une entité homogène en tout point, particulièrement au niveau des précipitations considérées

uniformes sur tout le bassin versant, alors que les modèles distribués divisent le bassin versant en entités distinctes les unes des autres (Moradkhani et Sorooshian, 2008). Une dernière approche appelée méthode semi-distribuée permet également de modéliser un bassin versant. Cette méthode utilise généralement un modèle conceptuel global, mais à la différence de la modélisation globale, on divise ici le bassin versant en unités de sous-bassins naturels. Chacun des sous-bassins est modélisé de manière indépendante et le débit à l'exutoire du bassin étudié est défini à partir de toutes ces modélisations en faisant transférer l'écoulement d'un sous-bassin à un autre. Bien que l'approche semi-distribuée n'apporte pas d'importantes améliorations dans la modélisation du débit à l'exutoire du bassin versant, l'intérêt principal de cette méthode est de pouvoir modéliser les débits en plusieurs points du bassin versant (Ajami *et al.*, 2004).

Dans la réalité, les processus physiques de l'hydrologie sont complexes et les données physiques du bassin versant sont souvent interpolées sur de longues distances et/ou bien difficiles à mesurer. Il s'agit du cas des précipitations, des informations sur les types de sols, la fonte de la neige, le niveau de la nappe, etc. (Beven, 2012; Moradkhani et Sorooshian, 2008; Pechlivanidis et Jackson, 2011). Il est difficile d'estimer les paramètres de modèles physiques donnant des résultats de simulation fiables. Ceci est d'autant plus viable pour les modèles conceptuels dont les paramètres n'ont pas forcément de signification physique. Pour pallier à ce problème et obtenir des simulations de débits cohérentes il est nécessaire d'utiliser une démarche inverse, c'est à dire partir de la solution afin de retrouver les inconnues du modèle. Plus concrètement, les débits réels observés sont utilisés pour calculer la valeur des paramètres du modèle. Ceci correspond à l'étape de calibration du modèle. Elle peut être effectuée soit manuellement, ce qui est un travail difficile et long compte tenu du nombre élevé de paramètres qu'un modèle peut contenir, soit de manière automatique par l'intermédiaire d'un algorithme d'optimisation (Moradkhani et Sorooshian, 2008). Avec l'aide de débits observés et d'un critère d'évaluation, l'algorithme d'optimisation vise à reproduire le plus fidèlement possible la courbe des débits observés par un processus itératif d'évaluations de la qualité du modèle. Le choix de l'algorithme d'optimisation doit être

réalisé en fonction du modèle hydrologique utilisé et la taille du bassin versant étudié (Arsenault *et al.*, 2013a). Le critère objectif qui permet de noter la performance de la calibration doit être choisi selon le type d'étude hydrologique effectué (étude des inondations, des étiages, de tendances moyennes, ...) (Pushpalatha *et al.*, 2012). Les critères objectifs les plus utilisés sont présentés dans l'article de Moriasi et Arnold (2007). La calibration effectuée, le jeu de paramètre trouvé permet de simuler le débit du bassin versant étudié. Les modèles hydrologiques, particulièrement les modèles conceptuels fonctionnent avec de nombreux paramètres et ceux-ci peuvent être hautement corrélés. De cette manière les modèles sont souvent surparamétrés, résultant sur une problématique connue sous le nom d'équifinalité. L'équifinalité implique que plusieurs jeux de paramètres peuvent donner des résultats dont le score évalué par le critère objectif est identique (Beven, 2006). En d'autres mots, cela veut dire que plusieurs (voir une infinité de) jeux de paramètres peuvent donner le même résultat.

1.1.3 Modélisation des bassins versants non jaugés

Dans le cas d'un bassin versant non jaugé, il est impossible de calibrer les modèles hydrologiques du fait qu'il n'y a pas de données de débits mesurés disponibles. Il est alors nécessaire d'utiliser une méthode de régionalisation permettant de simuler un bassin versant non jaugé à partir de la modélisation d'un (ou de plusieurs) bassin(s) versant(s) jaugé(s). L'article de He *et al.* (2011) recense les différentes définitions données à la régionalisation depuis son apparition dans les articles scientifiques en 1973. Celles-ci ont toutes en commun la volonté d'étendre ou de transférer les données de débits dans l'espace.

Une approche simple de régionalisation consiste à transférer les données de débit d'une station de relevé de débit à un autre endroit du bassin. Rousselle *et al.* (1990) ont défini le débit au point non jaugé comme étant égal au débit à la station multipliée par le rapport de surface du bassin non jaugé par la surface du bassin jaugé, élevé d'une puissance n :

$$x_{Tu} = x_{Tg} (A_u / A_g)^n \quad (1.1)$$

Cette méthode est le plus souvent utilisée pour transférer les données d'une station lorsque l'exutoire d'intérêt ne se trouve pas au même endroit sur le même bassin, mais elle s'applique très peu pour transférer les débits d'un bassin à un autre. Une idée proche de celle-ci a été utilisée par Andréassian *et al.* (2012). Ils ont utilisé un modèle appelé modèle du bassin versant voisin (NC) permettant de simuler les débits d'un bassin versant en utilisant les débits d'un bassin versant voisin. Cependant, les résultats sont décevants lors de modélisations à partir de débits simulés (Andréassian *et al.*, 2012).

D'autres méthodes de régionalisation transfèrent les paramètres de modélisation d'un bassin versant à un autre. Les méthodes de régionalisation par transfert de paramètres se distinguent en 3 sous-groupes : La régionalisation par une approche de proximité spatiale, par approche de similarité physique ainsi que par régression des paramètres. L'approche de régression vise à lier les paramètres du modèle hydrologique utilisé à des spécificités physiques des bassins versants, ainsi pour modéliser un bassin non jaugé, l'utilisation de ces relations de régressions permet de déduire les paramètres à utiliser, certains paramètres peuvent ainsi être liés à la taille du bassin versant par exemple (He *et al.*, 2011). L'approche de proximité spatiale propose de transférer les paramètres d'un bassin géographiquement proche du bassin non jaugé à celui-ci. Plusieurs méthodes de transfert existent pour cette approche de proximité spatiale, mais il semble qu'une des méthodes les plus robustes est d'utiliser plusieurs bassins donneurs et moyenner les résultats des diverses simulations (McIntyre *et al.*, 2005; Oudin *et al.*, 2008). La dernière approche, celle de similarité physique, vise à déterminer quel bassin versant a les caractéristiques les plus proches du bassin versant étudié, des méthodes ont été proposées afin de mesurer des indices de similarités comme celle proposée par (Wagener *et al.*, 2007). Ce bassin sera alors considéré comme bassin versant donneur. Plusieurs études comparatives ont été réalisées sur le sujet de la régionalisation donnant des résultats assez différents selon les approches, bassins et modèles étudiés. Zhang et Chiew (2009) ont analysé plusieurs de ces méthodes et ont conclu que les méthodes de Oudin *et al.* (2008) qui proposent une approche mêlant similitudes physiques et proximité

spatiale des bassins versant donnent les résultats les plus concluants, suivies par les approches de proximité spatiale, puis la similitude physique. De plus, ils ont démontré qu'il était avantageux de moyenniser les résultats provenant des simulations de multiples donneurs.

1.1.4 Modélisation des lacs

Dans les bassins versant nordiques ou montagneux, la présence d'un lac peut créer des systèmes hydriques tout à fait différents par rapport à des bassins où l'eau s'écoule directement de la source à l'exutoire. Les modèles hydrologiques conceptuels ou physiques utilisés pour la modélisation des bassins versants ne sont pas forcément adaptés pour modéliser la présence de grands lacs. En effet, selon leur taille, les lacs représentent des réservoirs d'eau important qui modifient la réponse du bassin versant. La présence d'un lac provoque un effet tampon où souvent, les débits provenant des apports naturels sont supérieurs au débit sortant du lac, comme par exemple, lors de la fonte des neiges (Wagner *et al.*, 2002). Dans ce cas précis, le niveau du lac fluctue afin de compenser la différence entre les entrées et sorties du lac. La plupart du temps, la modélisation de l'écoulement à l'exutoire d'un lac est effectuée grâce à un bilan de masse entre l'eau entrant dans le lac et l'eau en sortant (ie Rientjes *et al.*, 2011; Wagner *et al.*, 2002). Le débit à l'exutoire est généralement directement relié au niveau du lac lorsque celui-ci n'est pas régulé. De cette manière, lorsque le lac a un niveau très élevé, le débit à l'exutoire reste élevé pendant une période assez longue, pouvant inonder les plaines situées en aval dans le cas où les structures protectrices ne sont pas dimensionnées pour ce débit.

1.1.5 Modélisation et étude des évènements extrêmes

L'étude des évènements extrêmes est cruciale pour la conception de digues, barrages ou par exemple la détermination des plaines inondables. Dans les bassins nordiques, la majeure partie du volume d'eau ruisselé pendant l'année arrive lors de la crue de printemps lors de la

fonte des neiges puisque la neige accumulée tout le long de l'hiver est amenée à fondre au printemps, pouvant provoquer des crues. Ce n'est pas le cas dans d'autres types de bassins versants où les événements d'inondations les plus désastreux proviennent souvent de précipitations d'origine convectives provoquant des crues éclairs, telle la crue qui a eu lieu en France dans la région Gard en 2002 (Delrieu *et al.*, 2005). Lawford *et al.* (1995) définissent les crues printanières comme étant souvent moins dangereuses que ces crues causées par des événements convectifs. En effet, ces crues de fonte de neige ont une durée plus longue ce qui a tendance à atténuer le débit de pointe ainsi que les dégâts matériels. Pourtant des cas extrêmes de crues printanières ne sont pas rares. La crue rivière Rouge de 1997 a causé des dégâts matériels très importants et est un bon exemple pour illustrer ce point. Todhunter (2001) a analysé les causes de cette crue et en est venu à la conclusion que de multiples facteurs combinés ensemble ont contribué à créer des débits extrêmes. D'une part les précipitations d'automne tardives ont saturé le sol en eau et une couche de glace imperméable empêchant l'infiltration de l'eau de fonte s'est ensuite formée lors de l'hiver. De plus, de fortes précipitations neigeuses tardives suivies d'une fonte rapide ont provoqué un ruissellement intense. Des embâcles de glace ont également créé des effets de remous augmentant le niveau de la rivière. Selon Todhunter (2001) la crue de 1997 aurait pu être bien plus catastrophique s'il y avait eu des précipitations pluvieuses de printemps. D'autres crues printanières bien plus récentes peuvent être citées, telles les crues survenues en Alberta en 2013 qui ont inondé la ville de Calgary, provoquant des dégâts matériels très importants (Davison et Powers, 2013), ou bien les crues du Manitoba en 2011 et plus spécifiquement celles sur la rivière l'Assiniboine (Environnement Canada, 2011b).

L'analyse de fréquence des crues est une méthode robuste et est utilisée très régulièrement afin d'analyser les événements de crues extrêmes. La plupart des conceptions en ingénierie utilise ces méthodes pour permettre de caractériser et de quantifier statistiquement le risque d'inondation et permettre le choix d'un débit de conception. Il s'agit de méthodes purement statistiques permettant de déterminer la période de retour des crues, ou à l'inverse de déterminer le débit d'une crue théorique extrême. L'utilisation de ces méthodes est expliquée

dans la plupart des livres traitant d'hydrologie (Chow *et al.*, 1988; Roche, 1963; Rousselle *et al.*, 1990). Ces analyses de fréquences peuvent être utilisées avec de nombreuses lois de probabilités dont les plus communes sont les lois normale et log-normale, les lois de Pearson III et log-Pearson III ainsi que la loi de Gumble (loi de distribution des valeurs extrêmes), bien que d'autres lois soient également disponibles. Le choix de la loi de répartition à utiliser dépend du type de données à analyser. Une fois la loi choisie, le bon ajustement de cette dernière par rapport aux données est vérifié graphiquement ou bien par des tests statistiques. L'incertitude quant à l'utilisation de ces méthodes dépend du nombre de données de débit disponibles, sachant que pour l'étude de crues théoriques extrêmes, plus les extrapolations sont importantes et plus l'incertitude est grande.

1.2 Changement climatique

1.2.1 Définition

Le groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC ou IPCC en anglais) définit les changements climatiques de la manière suivante :

Selon le GIEC, le changement climatique s'entend d'une variation de l'état du climat que l'on peut déceler (par exemple au moyen de tests statistiques) par des modifications de la moyenne et/ou de la variabilité de ses propriétés et qui persiste pendant une longue période, généralement pendant des décennies ou plus. Il se rapporte à tout changement du climat dans le temps, qu'il soit dû à la variabilité naturelle ou à l'activité humaine. Cette définition diffère de celle figurant dans la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (CCNUCC), selon laquelle les changements climatiques désignent des changements qui sont attribués directement ou indirectement à une activité humaine altérant la composition de l'atmosphère mondiale et qui viennent s'ajouter à la variabilité naturelle du climat observée au cours de périodes comparables. (IPCC, 2007)

Il est prévu que les changements climatiques aient un impact non négligeable sur le cycle hydrologique. Le dernier rapport du GIEC (IPCC, 2013) annonce une tendance probable à l'augmentation des précipitations pour les latitudes élevées couplée à une hausse des températures. Ce changement climatique favoriserait une fonte plus précoce de la neige en hiver pour les bassins nordiques. Une étude sur les impacts et incertitudes du changement climatique sur le bassin versant de la Chute du Diable réalisé par Minville *et al.* (2008) a montré que, bien que les incertitudes soient élevées, certaines tendances hydrologiques pouvaient être observées. Celles-ci indiquent une tendance au développement plus précoce de la crue de printemps avec une modification du débit de pointe variant entre -40 et +25% par rapport aux observations de la période de référence. Mareuil *et al.* (2007) ont pour leur part analysé les événements extrêmes sur le bassin de la rivière Châteauguay en conditions de changement climatique. Les résultats montrent une tendance moyenne à la baisse des crues de printemps. Cette baisse est plus importante pour les crues d'occurrence faible et diminue pour les occurrences fortes. Ces tendances montrent également une baisse des débits de pointe pour les crues d'été, mais plus faible que pour les crues de printemps.

1.2.2 Modélisation des changements climatiques

Le climat est modélisé par des modèles de circulation générale (MCG). Ces modèles visent à reproduire les interactions entre l'atmosphère, la terre et les océans. Ainsi, ils permettent de produire entre autres des données de températures et de précipitations, le plus souvent à l'échelle mensuelle (mais parfois journalière) pour des mailles de résolution assez faibles, de l'ordre de la centaine de kilomètres. Ces modèles climatiques sont très coûteux en temps de calcul (Prudhomme et Davies, 2008a) et le développement de ceux-ci est étroitement lié au développement de la technologie informatique; autrement dit, l'augmentation de la puissance des ordinateurs. Du fait que les résultats de ces modèles climatiques ont une résolution spatiale assez faible, il est non recommandé d'utiliser les résultats tels quels pour les études hydrologiques (Salathé, 2003).

Le passage de données climatiques brutes à des données utilisables par des modèles hydrologiques se fait par l'intermédiaire de méthodes de descente d'échelle. En effet, la résolution spatiale des résultats de MCG n'est pas assez détaillée, ce qui a un impact fort sur les résultats qui sont souvent biaisés. Les mailles des modèles ont une surface trop grande et reproduisent la topographie d'une manière extrêmement simplifiée ce qui signifie que de nombreux reliefs sont inexistantes (Salathé, 2003). En réalité cette topographie a un impact important sur la précipitation (Beniston, 2003). Cette descente d'échelle peut être réalisée par deux approches différentes : la descente d'échelle statistique et la descente d'échelle dynamique. La descente d'échelle dynamique se réalise à l'aide de modèles régionaux du climat (MRC). Ce sont également des modèles physiques tels que les MCG à la différence que ceux-ci modélisent sur un espace géographique limité. Les MRC permettent de raffiner les résultats d'un MCG puisque les frontières des MRC sont pilotées par les données de MCG. Ainsi, vu la résolution spatiale et temporelle plus élevée (de l'ordre de la dizaine de km avec un pas de temps inférieur à 24h) ces modèles reproduisent mieux les températures et précipitations (Fowler, 2007). L'avantage des modèles régionaux compte tenu de la résolution spatiale accrue est la meilleure prise en compte de la topographie, point influençant en grande partie le régime des précipitations (Kotlarski *et al.*, 2012). Le désavantage principal des MRC est leur coût élevé en temps de calcul qui limite leur utilisation. De plus, le choix du MCG qui les pilote a une grande influence sur les résultats (Fowler, 2007).

La descente d'échelle statistique quant à elle est une méthode plus simple à mettre en place que les MRC. Il existe un nombre élevé de méthodes différentes dont les plus connues sont la méthode des deltas, la plus simpliste, la méthode des quantiles-quantiles, ainsi que la correction de biais par quantiles (Mpelasoka et Chiew, 2009). Certaines de ces méthodes peuvent être très faciles à appliquer alors que certaines autres peuvent demander des opérations un peu plus complexes. La méthode des deltas permet de prendre en compte le changement climatique en ajoutant aux données historiques journalières la différence des températures mensuelles à l'échelle climatique entre les résultats du modèle climatique en

période future et les résultats du modèle climatique en période de référence (Chen *et al.*, 2013a). Cette méthode simple de descente d'échelle est appliquée dans de nombreuses études d'impacts du changement climatique sur des systèmes hydriques (ie Boyer *et al.*, 2010; Mareuil *et al.*, 2007; Minville *et al.*, 2008, 2009). Outre ses avantages, la méthode des deltas entraîne de nombreux inconvénients dont le principal est que la fréquence et la variabilité des pluies restent inchangées par rapport à la série des précipitations observées. La méthode par quantile ressemble beaucoup à l'approche des deltas, à la différence près que la correction des données historiques ne se fait pas à l'aide d'une valeur constante mensuelle mais par une correction liée au rang des précipitations ou températures au jour considéré. Ainsi cette méthode prend en compte le fait que, dans le futur, une pluie d'occurrence forte sera impactée différemment qu'une pluie d'occurrence plus faible. La méthode de correction de biais par quantile est totalement différente des deux approches précédentes par le fait qu'elle ne vise pas à appliquer une correction sur les données historiques mais qu'elle corrige le biais des modèles climatiques sur leurs prévisions futures (Mpelasoka et Chiew, 2009). L'avantage de cette méthode est que la variabilité des précipitations et températures est modifiée par rapports aux données historiques et dépend directement des résultats des MCG. Cet avantage par rapport aux méthodes précédentes est également un inconvénient vu qu'habituellement qu'au sein des MCG ou MRC les fréquences de pluies sont trop importantes (Chen *et al.*, 2013a). Il existe par contre des méthodes de descente d'échelle qui permettent aussi l'ajustement des fréquences de précipitation telle que la méthode LOCI (Schmildli *et al.*, 2006).

1.3 Analyse des incertitudes

Les incertitudes liées aux études hydrologiques en condition de changements climatiques sont élevées. Ceci provient du fait que de nombreuses hypothèses sont prises et toutes les étapes de modélisation entraînent une cascade d'incertitudes qui s'accumulent au fur et à mesure. Wilby et Harris (2006) ont examiné les principales causes d'incertitudes touchant ce type d'étude. Ils ont ainsi découvert que les MCG forment la cause d'incertitude première,

suivi par les méthodes de descente d'échelle, la modélisation hydrologique et finalement le choix du scénario d'émissions de gaz à effet de serre. Ainsi, des précautions sont à prendre sur l'utilisation de MCG afin de réduire l'incertitude.

1.3.1 L'incertitude des MCG

Il existe un nombre de MCG important qui ont été créés partout dans le monde. Les différents MCG disponibles sont listés, évalués par le GIEC et disponibles dans leur dernier rapport (Flato *et al.*, 2013). Chacun de ces modèles a été élaboré d'une manière différente, chacun ayant une structure qui leur est propre et ayant une sensibilité différente. Ainsi les modèles donnent des résultats différents voire contradictoires pour une même période future et un même forçage d'émission de gaz à effet de serre (Kay *et al.*, 2008; Sperna Weiland *et al.*, 2010). Par exemple, certains MCG sont connus pour avoir des biais humides et d'autres, à l'inverse, des biais arides. Les résultats des MCG sont difficilement comparables entre eux du fait que leur performance varie selon l'espace et le temps (Prudhomme et Davies, 2008a). C'est-à-dire qu'un modèle peut avoir un biais humide sur une certaine région et pour une saison donnée mais pas forcément sur une autre. De cette manière, pour pouvoir prendre en compte l'incertitude liée aux MCG, il est nécessaire d'utiliser une approche multi-modèles au sein des études d'impacts (Murphy *et al.*, 2004).

Lors de l'étude de changements climatiques, il est également important de ne pas oublier que le climat en lui-même est soumis à une variabilité climatique naturelle. Le climat n'est en effet pas constant et varie de façon périodique. Ainsi, cela ajoute une certaine incertitude à l'analyse de l'impact des changements climatique puisqu'il est impossible de déterminer si la variation du climat est due à des sources anthropiques tant que cette variation se situe au sein de l'enveloppe d'incertitude de la variabilité climatique (Deser *et al.*, 2012). Pour pallier à ce problème, la modélisation en changement climatique se fait habituellement sur des périodes futures éloignées et la modélisation climatique se fait sur plusieurs exécutions du même

modèle avec des paramètres initiaux légèrement différents. Ces exécutions multiples du même modèle se nomment « membres » et doivent permettre de représenter l'incertitude provenant de cette variabilité naturelle (Deser *et al.*, 2012).

1.3.2 Incertitude liée aux méthodes de descente d'échelle

Bien que l'incertitude liée à la descente d'échelle des MCG semble être inférieure à l'incertitude liée à la structure de ceux-ci, celle-ci ne doit pas être négligée. Chen *et al.* (2011) conseillent dans leur article d'utiliser plusieurs méthodes de descente d'échelle afin de prendre en compte les incertitudes liées à celles-ci. Ils affirment également dans une autre étude que le choix de la méthode de descente d'échelle doit se faire en prenant en compte de la localisation du bassin versant et du type de climat étudié. En effet, l'effet et les incertitudes associées aux différentes méthodes de descente d'échelle sont dépendants du choix de la méthode, des MCG utilisées, du bassin versant et les incertitudes les plus grandes sont liées aux mois où le biais du MCG sont les plus grands (Prudhomme et Davies, 2008b). Le choix de la méthode de descente d'échelle dépend également du type d'analyse que l'on souhaite effectuer.

1.3.3 Incertitude liée à la modélisation hydrologique

Le choix du modèle hydrologique, sa méthode de calibration, de régionalisation s'il y a lieu est également une source d'incertitude non négligeable pour les études d'impact des changements climatiques. Ainsi, de nombreuses études réalisent ce type de recherche en utilisant plusieurs modèles hydrologiques, le plus souvent un modèle global empirique et un modèle physique distribué (ie Poulin *et al.*, 2011). Ceci permet d'évaluer le comportement de ces modèles en fonction du bassin étudié et des données météorologiques affectés. Dans le cas d'études d'impact climatiques les données météorologiques proviennent souvent des couples de résultats de MCG/descente d'échelle.

Les modèles hydrologiques sont également source d'incertitudes. Dans leur étude Pechlivanidis et Jackson (2011) ont analysé ces sources d'incertitudes et les ont divisé en quatre catégories : les incertitudes de sources naturelles, les incertitudes dues aux données, aux paramètres du modèle et enfin à la structure même de celui-ci. La nature même de la science hydrologique et le fait que la mesure des phénomènes est difficile donne une incertitude intrinsèque à cette science elle-même. Vu que ces phénomènes sont difficilement mesurable, de nombreuses interpolations sont nécessaires afin de caractériser les précipitations sur un bassin versant par exemple. En plus de l'incertitude provenant de cette interpolation, il existe également une incertitude sur la mesure des données elle-même. Cette incertitude peut provenir d'une mauvaise lecture des données, d'une mauvaise calibration des appareils, de l'incertitude provenant de l'instrumentation ou bien tout simplement de conditions météorologiques rendant la mesure imprecise. Un vent puissant peut, par exemple, fausser une mesure de précipitations (Roche, 1963). Outre ces incertitudes dues aux données, de nombreuses incertitudes proviennent de la modélisation hydrologique en elle-même. Les données observées sont sujettes à des imperfections et les modèles sont calibrés avec celles-ci. Ces données peuvent donc souffrir de biais provenant des incertitudes énoncées précédemment Pechlivanidis et Jackson (2011). Ceci peut fausser le calcul de certains paramètres lors de la calibration. Le problème d'équifinalité pose également des problèmes d'incertitudes quand à la bonne validation des modélisations. Enfin, même si les modèles cherchent à représenter au mieux la réalité, ceux-ci ont une incertitude provenant de leur structure même (Pechlivanidis et Jackson, 2011). La conjonction de ces quatre sources d'incertitudes se retrouve dans le calage du modèle rendant préférable la validation des simulations.

Dans leur étude, Poulin *et al.* (2011) ont analysé les incertitudes portant sur la structure des modèles et l'incertitude portant sur l'équifinalité des paramètres. Les résultats montrent que l'incertitude portant sur la structure du modèle est plus élevée que celle provenant des paramètres et leur calibration. L'incertitude des paramètres en utilisant des données de climat future est similaire à celle qui utilise des données du climat passé, ceci amène à supposer que

l'utilisation d'un jeu de paramètre sur un climat future ne devrait pas causer plus d'incertitudes (Poulin *et al.*, 2011).

1.3.4 Incertitude liée aux scénarios d'émissions de gaz à effet de serre

Afin de pouvoir étudier les changements climatiques, les simulations des MCG sont forcées afin que le climat soit modifié vers un scénario futur plausible. Il est attendu que les émissions de gaz à effet de serre (GES) continuent dans le futur et que leur concentration augmente dans l'atmosphère. Ainsi, le GIEC a créé dans un rapport spécial (GIEC, 2000) des scénarios prévoyant les futures émissions de gaz à effet de serre selon des critères de développement démographique, technologique et socio-économique. 40 scénarios ont été ainsi créés se regroupant dans quatre catégories différentes (A1, A2, B1, B2). Les types scénarios de type A sont plus tournés vers un développement économique alors que le type B est plutôt en faveur d'un développement environnemental. Les scénarios dans le groupe 1 favorisent des développement globaux alors que les scénarios du groupe 2 privilégient des initiatives régionales et locales. Le GIEC propose 6 scénarios majeurs qui sont les scénarios B1, A1T, A1B, A1FI, B2 et A2. Les trois scénarios A1 se différencient par des développements énergétiques différents (GIEC, 2000). Il est difficile de quantifier l'incertitude liée aux scénarios d'émission de GES. En effet ces scénarios sont basés sur des hypothèses de développement futurs plausible (Wilby et Harris, 2006). Ils sont cependant intéressants car, du fait de leur différence, ils couvrent la majorité de l'enveloppe d'incertitude liées aux émissions futures de GES (GIEC, 2000). Les scénarios A2 et B2 sont les plus communément utilisés, car ce sont les seuls scénarios disponibles modélisés par les MCG aux pas de temps journaliers (Prudhomme et Davies, 2008b).

Dans leur analyse, Prudhomme et Davies (2008b) on montré que l'incertitude provenant des scénarios d'émissions de GES est bien moins grande que celle provenant des MCG en eux même. Ils en viennent à la conclusion que pour chacun des scénarios (ici A2 et B2), les

tendances restent les mêmes, seule l'amplitude du changement varie. Ils affirment également qu'il serait intéressant de prendre en compte plus de scénarios afin d'avoir une vision plus étendue de l'incertitude liée au choix des scénarios.

Pour conclure, les incertitudes liées aux études d'impacts des changements climatiques sur l'hydrologie sont assez étendues. Un moyen efficace d'évaluer ces incertitudes est d'utiliser des approches multi-modèles, c'est-à-dire choisir un grand nombre de MCG différents, avec plusieurs méthodes de descente d'échelles et plusieurs scénarios d'émissions de GES. Il est également utile d'utiliser plusieurs modèles hydrologiques puisque ceux-ci contribuent également aux incertitudes.

Finalement, il importe de mentionner qu'au moment de rédiger ce mémoire, les sorties de MCG associées au 5^{ème} rapport de l'IPCC sont maintenant disponibles et commencent à être utilisées dans des études scientifiques. Les résultats de modélisation sont essentiellement les mêmes que ceux du 4^{ème} rapport (Chaumont, 2013) bien que la nomenclature des scénarios d'émission de gaz à effet de serres aient été modifiée.

CHAPITRE 2

PRÉSENTATION DU BASSIN VERSANT

2.1 Caractéristiques physiques

Le bassin versant de la rivière du Richelieu a une superficie de 23 881 km² dont 21 325 km², appartiennent au bassin versant du lac de Champlain (c'est-à-dire 90%). Le lac de Champlain a une superficie de 1263 km² ce qui en fait le 6^{ème} plus grand lac des États-Unis. Ainsi la superficie du lac de Champlain correspond à 6% de la superficie de son bassin versant. Le bassin versant du Richelieu se situe entre les États-Unis et le Canada, plus particulièrement entre les États du Vermont, de New York et la province de Québec. La figure 2.1 présente la situation géographique du bassin versant du Richelieu.

Le bassin versant du lac de Champlain est composé de régions montagneuses par la présence des Adirondacks à l'ouest du lac, de la chaîne des montagnes vertes au Vermont à l'est et la présence des montagnes taconiques au sud. Ces différents reliefs font partie de la chaîne de montagne des Appalaches, le mont culminant à l'ouest est le mont Marcy (1623 m), et le mont culminant à l'est est le mont Mansfield (1339 m). Le nord du bassin versant du lac de Champlain ainsi que le sous bassin de la rivière de Richelieu forment une grande plaine avec très peu de relief. L'élévation moyenne du bassin du lac de Champlain est de 306 m et l'élévation moyenne du lac est de 29.3 m.

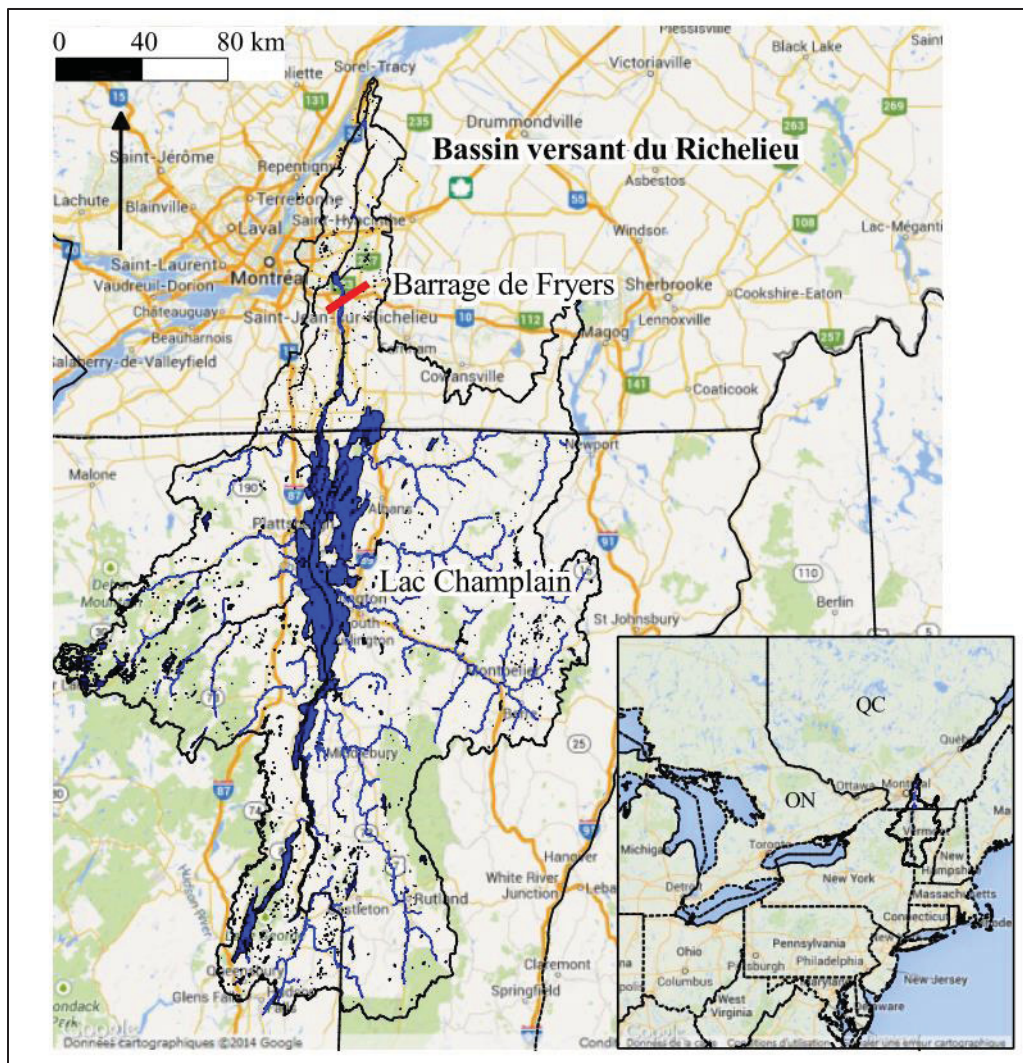


Figure 2.1 Situation géographique du bassin versant du Richelieu
Adaptée de Google (2014), USGS-NHD (2014) et GéoBase (2014)

Le bassin du lac de Champlain abrite une population d'environ 600 000 habitants alors que le sous bassin du Richelieu est peuplé d'environ 400 000 habitants. Ainsi les rives de la rivière du Richelieu ont une densité de population bien plus élevée que le reste du bassin versant. Selon l'atlas du bassin du lac de Champlain (LCBP, 2004), les zones urbaines correspondent uniquement à 5.6 % de la surface du bassin et 16 % à des zones agricoles, le reste étant majoritairement occupé par les forêts et les plans d'eau.

De nombreuses cartes décrivant de manière plus détaillée la nature du bassin sont disponibles à l'annexe I de ce document. Elles proviennent toutes de l'atlas du bassin versant du lac de Champlain (LCBP, 2004).

2.2 Caractéristiques météorologiques et hydrologiques

Le climat de cette région est de type continental, l'hydrologie du bassin de Richelieu est typique des bassins du Nord-Est américain avec pour particularité des débits hivernaux faibles ainsi qu'une crue printanière causée par la fonte de la neige accumulée en hiver. La température moyenne sur le bassin est de 6°C, et la précipitation moyenne est d'environ 1000 mm par an. Une grande partie des précipitations se fait sous forme de neige et l'accumulation la plus importante se fait dans les zones montagneuses. Le bassin versant est soumis aux effets de lac qui produisent des précipitations neigeuses localisées (Laird *et al.*, 2009; Tardy, 2000). La fonte de la neige survient habituellement entre le mois d'avril et le mois de mai. Les vents dominants sur le bassin sont orientés dans la direction Nord-Sud, ce qui provoque un effet de seiche sur le lac, c'est-à-dire une variation de l'élévation du niveau du lac dû à la présence du vent (Hunkins *et al.*, 1998; Manley *et al.*, 1999).

Le régime hydrique de la rivière du Richelieu est resté naturel, il est contrôlé par les hauts fonds de Saint-Jean bien que certains aménagements tel le canal de Chambly aient légèrement modifié les débits de rivière. Le débit moyen annuel du Richelieu est d'environ 360 m³/s et le débit maximum de l'hydrogramme moyen annuel est de 800 m³/s. Le débit de pointe moyen de la crue printanière est de 920 m³/s. Le niveau moyen du lac de Champlain est de 29.3 m alors que son niveau maximum annuel moyen est de 30.3 m. Le niveau du lac maximal et le débit maximum de la rivière se produisent au même moment lors de la crue printanière lorsque la neige accumulée lors de l'hiver fond. Lors de cette crue, les cours d'eau alimentent le lac de Champlain d'un débit supérieur à celui dont il se décharge par son exutoire de la rivière du Richelieu. Ainsi le niveau du lac augmente pendant cette période entraînant avec lui une montée du débit de la rivière du Richelieu. Lorsque les apports naturels deviennent plus faibles, le lac se décharge plus rapidement qu'il ne se recharge, ce

qui provoque la décrue de la rivière du Richelieu. Le lac de Champlain constitue de cette manière un réservoir d'eau tampon qui permet de diminuer l'amplitude des débits de crues et constitue de cette manière un système naturel protégeant la plaine de la rivière du Richelieu. Ceci s'est remarqué notamment lorsque l'ouragan Irène a balayé le bassin versant d'intenses précipitations en août 2011. Chacune des rivières contribuant aux apports naturels du lac sont entrées en crue, engendrant une augmentation fulgurante du niveau du lac. Cependant la rivière du Richelieu n'a pas dépassé les niveaux de crues à ce moment-là car le volume de stockage disponible dans le lac à ce moment a permis d'emmagasiner une bonne partie des apports entrant au lac.

Le bassin versant du lac de Champlain est en grande partie jaugé (76% de la surface totale), ce qui permet de définir les apports au lac de manière assez détaillée. La majeure partie des stations de mesures du débit sur le bassin de Champlain a été installée en 1990 par le USGS. Les données de débit du Richelieu proviennent d'Environnement Canada et les données de la rivière au Brochets, affluent du lac de Champlain, proviennent du CEHQ. La station 02OJ007 située au niveau du barrage de Fryers, barrage qui n'est pas en fonction, permet de connaître le débit de la rivière du Richelieu. Enfin, quatre stations mesurent le niveau du lac de Champlain, placées au nord à Rouses Point, au centre à Burlington, au Sud à Whitehall et la dernière au niveau de la baie du Missisquoi.

Il existe quelques stations météorologiques sur le bassin versant, la plupart étant situées près du lac. Des données météorologiques sur grilles sont disponibles pour ce bassin versant. Maurer *et al.* (2002) de l'université de Santa Clara ont créé cette base de données et elle a été améliorée par Livneh *et al.* (2013) qui ont utilisé une résolution plus fine et ont étendu temporellement la taille de la base de données. La base de données s'étend de 1915 à 2012, avec une résolution de $1/16^\circ$. Les données de précipitations et de températures ont été interpolées grâce à l'algorithme SYMAP. Les variations d'élévation ont été prises en compte pour l'interpolation des données de température (Maurer *et al.*, 2002).

2.3 Historique des crues les plus importantes

Comme énoncé précédemment, la plus grosse crue de la rivière du Richelieu a eu lieu lors du printemps 2011. Le débit de cette crue a atteint $1550 \text{ m}^3/\text{s}$, soit environ $300 \text{ m}^3/\text{s}$ de plus que le dernier record. Ce dernier record a été en fait atteint deux fois de suite lors des crues printanières de 1993 et 1998. Les débits atteints à cette époque s'élèvent à 1260 et $1230 \text{ m}^3/\text{s}$ respectivement. En termes de niveau de lac, cela se traduit en 2011 par un niveau de 31.5 m , comparativement à 31.0 m en 1993 et 1998. Ces deux dernières crues ont été analysées par Shanley et Denner (1999) et bien que le lac ait atteint un niveau semblable dans les deux cas, les causes de ces crues ont été différentes. Ainsi la crue de 1993 a eu une réponse lente et a été causée par la fonte du couvert nival couplé à de la pluie sur la neige, alors que la crue de 1998 est survenue rapidement suite à une fonte rapide du couvert nival et à un niveau du lac plutôt élevé pour la fin de l'hiver (Shanley et Denner, 1999).

Il semble que le bassin versant du Richelieu ait périodiquement des périodes plus humides que d'autres suivant la variabilité climatique naturelle. Les années 1930 et 1970 étaient plus humides par exemple et ont engendré des débits du Richelieu plus importants (Brande et Lapping, 1979; IJC, 2013).

2.4 Études réalisés sur le bassin du lac de Champlain

De nombreuses études ont été réalisées sur le bassin versant du Richelieu. La CMI en a réalisé à plusieurs reprises afin d'apporter des recommandations aux gouvernements du Canada et des États-Unis pour réguler ou non le niveau du lac de Champlain. De plus, le gouvernement Canadien a également entrepris diverses études lors du réaménagement du canal de Chambly. Ces études sur l'hydrologie du bassin sont complétées par des articles scientifiques, Manley et Manley (1999) ont beaucoup étudié dans leur livre les aspects hydrologiques et aquatiques du lac Champlain. Boyer *et al.* (2010) ont réalisé des travaux sur l'impact du changement climatique sur les affluents du Saint Laurent. Cependant, le centre d'intérêt de cette étude se porte plutôt sur les conséquences sur le débit du Saint-Laurent plutôt que l'étude détaillée de l'impact sur les affluents. Leur modélisation du bassin du

Richelieu a été grandement simplifiée par rapport à l'hydrologie réelle de la rivière du Richelieu. Li (2013) a étudié de manière statistique l'évolution des débits de pointe mesurés du Richelieu depuis le début des enregistrements jusqu'à aujourd'hui. Ses études ont déterminé que l'amplitude des crues n'a pas subi d'importantes modifications contrairement à la variabilité des débits de pointe qui a augmenté ainsi que le fait l'asymétrie de la distribution des données qui s'est déplacée vers les extrêmes de débits élevés. Aucune analyse de fréquence des crues n'a cependant été réalisée lors de cette étude.

Facey *et al.* (2012) ont réalisé une revue des différentes études ayant été réalisées sur le sujet du bassin du Richelieu. Celles-ci sont très variées regroupant des études sur l'évolution du lac sur un plan chimique et biologique, écologique tel que l'évolution des espèces aquatiques et des études sur l'hydrodynamisme du lac. Les impacts du changement climatique sur l'environnement du lac de Champlain ont été abordés dans un rapport récent publié dans Nature Conservancy (Stager et Thill, 2010). Ce rapport évalue les impacts du changement climatique sur les écosystèmes et les espèces vivant au sein ou autour du lac de Champlain.

CHAPITRE 3

MÉTHODOLOGIE ET PRÉSENTATION DES ARTICLES

3.1 Introduction et vision globale de la méthodologie

Cette section vise à présenter de manière organisée la méthodologie utilisée dans cette étude. Chaque sous-section présentera les méthodes et concepts choisis à partir de la revue de littérature du chapitre précédent ainsi que les différentes hypothèses et suppositions impliquées. Ceci sera également mis en relation avec les articles de ce mémoire présents aux chapitres 4 et 5 présentant les aspects mathématiques plus détaillés ainsi que les résultats et interprétations qui en résultent.

Le but de l'étude est d'évaluer les impacts du changement climatique sur les inondations de la Rivière du Richelieu. Cette évaluation se fera en utilisant des simulations du climat futur ainsi qu'un modèle hydrologique pour déterminer quelles seront les tendances futures sur le bassin du Richelieu. L'étude a été suivie d'une analyse des crues passées ce qui permettra de mieux comprendre la réponse du bassin du Richelieu en 2011. On cherche ainsi à déterminer si la fréquence d'apparition d'événements tels que ceux de 2011 aurait une tendance à augmenter dans le futur ou non. Afin de réaliser ces deux études, il est nécessaire dans un premier temps de modéliser le débit de la rivière de Richelieu.

La méthodologie de cette étude se donc divise en trois points distincts résumés au sein du schéma de la figure 3.1:

- modélisation du bassin versant;
- simulations des débits du Richelieu sous conditions de changement climatique;
- analyse des crues historiques du bassin du Richelieu.

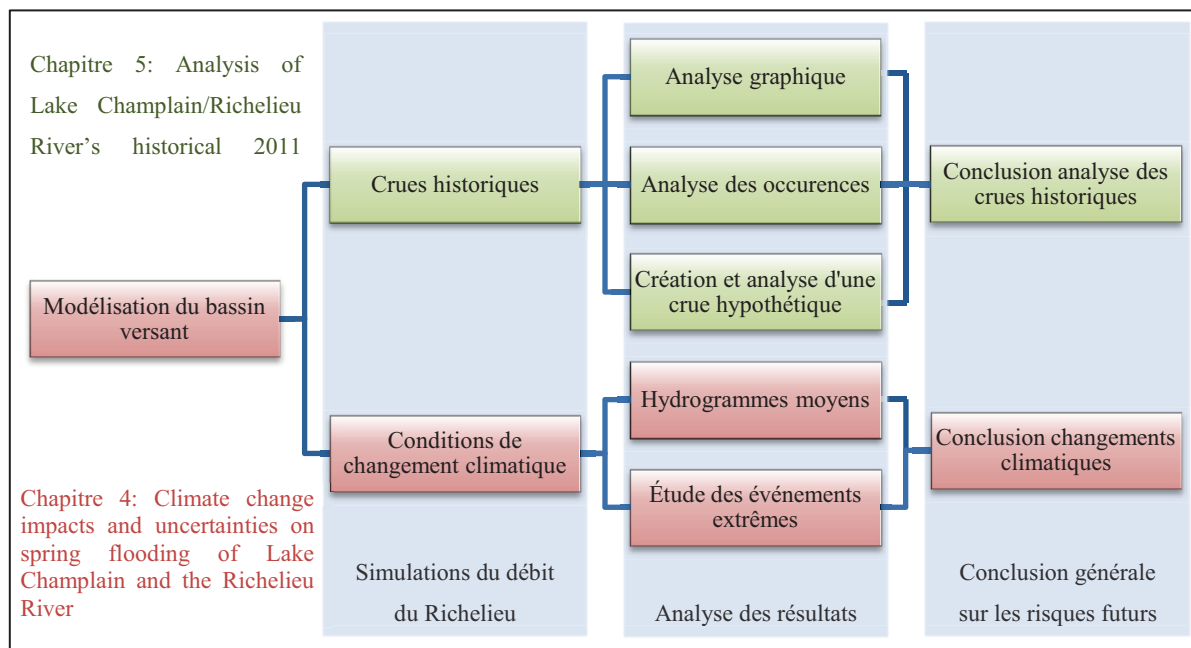


Figure 3.1 Présentation de la méthodologie globale de l'étude

Les deux articles découlants de cette étude se nomment « Climate change impacts and uncertainties on spring flooding of Lake Champlain and the Richelieu River » et « Analysis of Lake Champlain/Richelieu River's historical 2011 flood ». Le premier article, présenté au chapitre 4 de ce document, aborde la méthodologie, les résultats et la discussion au sujet de la modélisation du bassin versant du Richelieu ainsi que l'étude de l'impact des changements climatiques. Le deuxième article, présenté au chapitre 5, se focalise sur la partie correspondant à l'analyse des crues du Richelieu.

3.2 Modélisation hydrologique

3.2.1 Concept de modélisation : le bilan de masse

Le bassin versant de la rivière du Richelieu est un bassin versant un peu plus complexe qu'un bassin habituel dû au réservoir d'eau important que représente le lac de Champlain. Comme mentionné à la section 2.2, le lac crée un effet tampon entre le débit provenant des apports naturels et le débit à l'exutoire du lac, la rivière de Richelieu. Il est donc, d'une manière

théorique, peu pertinent de calibrer un modèle hydrologique directement sur les observations de la rivière du Richelieu sans y intégrer un modèle de réservoir. L'approche utilisée est une méthode utilisant le bilan de masse, méthode communément utilisée pour des études hydrologiques de réservoirs. Au sein de cette équation, l'eau entrant dans le lac est prise en compte à partir des apports naturels du bassin versant du lac de Champlain ainsi que la pluie directe sur le lac. Ce qui sort du lac provient de l'évaporation directe de l'eau du lac ainsi que du débit sortant par l'exutoire qui est la rivière du Richelieu.

La pluie directe sur le lac est directement déterminée en fonction des données météorologiques sur grille. L'évaporation de l'eau sur le lac est déterminée par l'équation de Hamon choisie en fonction de la revue des différents types de méthodes d'évaporation de lac réalisée par Huaxia (2009). Bien que cette méthode ne soit pas sophistiquée, elle ne requiert pas de données complexes et est simple à utiliser.

3.2.2 La modélisation des apports naturels

Pour connaître le volume d'eau entrant dans le lac Champlain à chaque jour, il est nécessaire de connaître le débit provenant de chacun des sous-bassins ayant pour exutoire le lac de Champlain. Pour ce faire, chacun des sous bassins a été modélisé de manière indépendante par un modèle hydrologique global. La somme des débits simulés de chaque sous bassin forme les apports naturels au lac. En d'autres termes, le bassin versant du lac de Champlain a été modélisé par une approche semi distribuée.

Le modèle global HSAMI a été utilisé pour modéliser le débit des sous bassins du lac de Champlain. Ce modèle créé par Hydro-Québec est un modèle empirique global dont une description plus détaillée est disponible au chapitre 4. Sa calibration a été réalisée automatiquement en utilisant l'algorithme d'optimisation CMAES, qui est l'algorithme recommandé par Arsenault *et al.* (2013b) pour la calibration de ce modèle. Le critère d'optimisation pour ces calibrations a été le critère de Nash-Sutcliffe (NSE) qui est reconnu comme étant un critère efficace afin d'accentuer la calibration du modèle sur la simulation

des pics de crues (Pushpalata *et al.*, 2012). Le modèle a été calibré et validé sur des périodes dépendant de la quantité de mesures de débit disponibles pour chaque sous-bassin. Les calibrations se sont effectuées sur les années paires (ou impaires) et la validation sur les années impaires (ou paires). Le jeu de paramètres pour chaque sous-bassin a été choisi selon le meilleur score de validation, à partir de plusieurs jeux de calibration.

Puisque certains sous-bassins du Lac de Champlain ne sont pas jaugés, une approche de régionalisation des paramètres a été utilisée pour simuler le débit de ces zones. La méthode de proximité spatiale a été utilisée, afin de transférer les paramètres de chacun des 15 sous-bassins jaugés pour créer 15 simulations de débit dont la moyenne a été considérée comme étant une bonne approximation du débit.

3.2.3 Corrélation entre le débit de la rivière et le niveau du lac

Après avoir défini les apports naturels au lac, la pluie directe et l'évaporation, il ne reste que deux inconnues à l'équation du bilan de masse qui sont les suivantes : le débit du Richelieu, et le niveau du lac final. Or dans le cas d'un réservoir naturel comme celui du lac de Champlain le débit sortant est directement lié au niveau du lac. Ainsi, grâce à une étude de corrélation, il sera possible de bâtir une relation mathématique permettant de modéliser le débit de la rivière du Richelieu.

Quatre stations de mesures de niveau du lac sont disponibles. Cependant elles n'ont pas toutes été installées en même temps et la station située à Burlington a les enregistrements de niveau de lac les plus étendus dans le temps. Une des stations est présente sur la baie du Missisquoi côté Québécois, cependant son utilisation est limitée dû à l'utilisation de référentiels géodésiques différents entre les Etats-Unis et le Canada, problème existant tout du long de la frontière entre les deux pays (Harkness, 1999).

Pour conclure cette section, la méthodologie de modélisation du bassin versant du Richelieu est résumée par la figure 3.2.

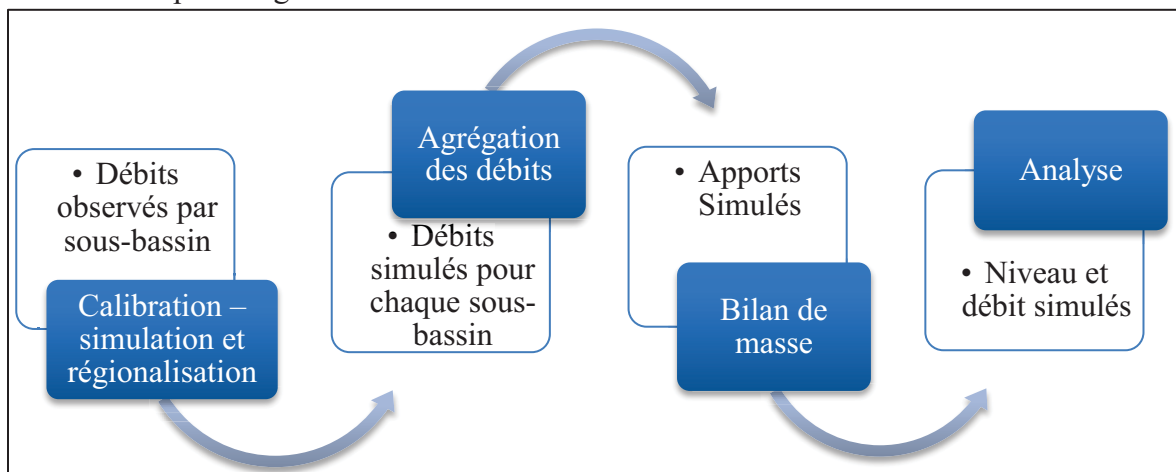


Figure 3.2 Schéma représentant la modélisation du bassin versant de la rivière du Richelieu par l'approche semi-distribuée

3.2.4 Suppositions et hypothèses

Lors de l'évaluation du bilan de masse, la différence de volume d'eau dans le lac est évaluée d'un jour à l'autre. Pour calculer le niveau d'eau, il est supposé que l'aire du lac reste constante. Cette supposition est justifiable du fait que la variation de niveau sur le lac de Champlain est assez faible (le niveau maximum enregistré de 31.5 m et le niveau moyen du lac est de 29.3 m).

La modélisation suppose que l'effet du vent sur l'élévation du lac de Champlain est négligeable pour les études d'impacts du changement climatique. Même si la modélisation de l'élévation du lac de Champlain et du débit du Richelieu est réalisée au pas de temps journalier, la crue printanière du bassin versant se réalise sur une période d'au moins quelques semaines. Or, le vent a une fluctuation rapide et impacte le niveau du lac sur des périodes de quelques heures. Au vu de ces échelles temporelles très différentes, le fait que l'effet de seiche soit négligé dans cette étude ne devrait pas avoir d'impacts significatifs dans les résultats de modélisation.

Lors la modélisation de la rivière du Richelieu, il est supposé que le débit du Richelieu provient uniquement du débit sortant du lac de Champlain. Le sous bassin du Richelieu a une surface réduite par rapport à celle du bassin du lac de Champlain, le débit provenant de celui-ci a alors un impact limité par rapport au débit sortant du lac. De la même manière que pour l'effet du vent sur le lac, le temps de réponse du bassin du Richelieu n'est pas comparable à celui du lac de Champlain. Un dernier point justifiant cette supposition provient des limitations dues au fait que la station de mesure de débits sur le Richelieu la plus proche du lac de Champlain soit située au milieu du bassin du Richelieu. Il est alors difficile de séparer le débit provenant du lac de Champlain de celui provenant de la réponse hydrologique du bassin du Richelieu.

Il est attendu que l'évaporation du lac ait peu d'impact sur l'étude du débit de crue printanier. En effet, lors de l'apparition des crues printanières, les températures sont encore assez fraîches limitant l'évaporation. Cependant, on s'attend à ce que les débits d'étiages simulés soient d'une qualité plus faible que celle des débits de crue.

Seul le modèle hydrologique HSAMI est utilisé dans cette étude. Un modèle distribué aurait pu permettre de vérifier l'incertitude provenant de l'utilisation du modèle hydrologique. Cependant l'incertitude principale du modèle hydrologique se retrouve dans les données d'apports naturels simulés. L'agrégation des simulations des sous-bassins et l'utilisation du bilan de masse gomme certaines incertitudes. En effet, une faible différence de débit due à une incertitude de modélisation aura un impact faible sur le niveau du lac. Ainsi, il est envisagé que l'incertitude sur le débit des zones non jaugées calculé par la méthode de régionalisation ait de faibles conséquences sur le débit du Richelieu. Enfin, une partie de l'incertitude de modélisation provient de l'équation du bilan de masse et des suppositions précédentes.

Pour conclure cette section, les détails concernant la modélisation hydrologique du bassin versant de Richelieu sont présentés d'une manière plus détaillée au sein de l'article « Climate

change impacts and uncertainties on spring flooding of Lake Champlain and the Richelieu River » présenté au chapitre 4.

3.3 Modélisation des impacts du changement climatique

3.3.1 Modélisation des impacts

Afin d'étudier les tendances climatiques futures, des résultats provenant de MCG et de MRC ont été utilisés. Ces résultats de modèles ont été fournis par le consortium sur la climatologie régionale et l'adaptation aux changements climatiques OURANOS. De nombreux couples de modèles - scénarios d'émissions de GES ont été disponibles pour cette étude et la plupart de ceux-ci présentent les résultats de plusieurs membres. Le consortium OURANOS a également effectué les traitements de descente d'échelle pour la méthode des deltas et la méthode de correction de biais par quantile. Ces deux méthodes ont été choisies car elles forment deux types très différents de méthodes de descente d'échelle statistiques. Elles représentent les deux grandes familles de méthodes de descente d'échelle, à savoir les approches de perturbation sur les séries observées (méthode des deltas) et les méthodes de correction de biais qui s'appliquent sur les données de modèles climatiques (approche par quantile). Le détail de la méthodologie de calcul des deux méthodes de descente d'échelle utilisées est accessible au chapitre 4.

Ces différentes projections climatiques ont été réalisées sur deux périodes futures allant de 2041 à 2070 et 2071 à 2100. La période de référence pour ces descentes d'échelle provient des données observées entre 1971 et 2000. En tout et pour tout, trois cent soixante-douze (372) couples modèles-scénarios mis à l'échelle selon deux méthodes différentes et les deux périodes futures sont disponibles pour l'étude des impacts des changements climatiques. Cent quatre-vingt-dix-sept (197) d'entre elles correspondent à la période 2041-2070 alors que cent soixante-quinze (175) modélisent la période plus éloignée 2071-2100. Le détail des différents modèles utilisés et leurs disponibilités pour chaque période future, le nombre de membres ainsi que les descentes d'échelle utilisées sont disponibles au tableau 2 du chapitre 4.

Grace à la modélisation hydrologique du bassin versant, il est possible de modéliser l'impact des changements climatiques sur les débits du Richelieu en incorporant dans le modèle hydrologique les données de températures et de précipitations futures obtenues en couplant les MCG avec une méthode de descente d'échelle. Ainsi, une simulation est obtenue pour chacun des trois cent soixante-douze (372) couples de modèles climatiques.

3.3.2 Méthodes d'analyse des résultats

L'analyse de ces simulations a été effectuée selon deux approches différentes. Dans une première étape, une analyse de l'hydrogramme moyen annuel sur chacune des périodes a été effectuée en prenant la période 1971-2000 comme période de référence. Ensuite une analyse de fréquence est réalisée pour des périodes de retours de 5, 20, 50 et 100 ans et la distribution des résultats est analysée de manière relative avec les débits calculés pour les mêmes temps de retours de la période de référence.

Les incertitudes ont également été étudiées en séparant les résultats selon trois catégories qui sont les suivantes : le type de descente d'échelle, le type de modèle (régional ou général) et le type de scénario d'émission de gaz à effet de serre. L'évaluation statistique des résultats et l'analyse graphique permettra de vérifier l'influence de ces choix méthodologiques sur les résultats.

3.3.3 Suppositions et hypothèses

L'hypothèse première de cette étude est qu'il sera possible de vérifier une tendance vers la modification des débits moyens et maximum due au changement climatique. Il est attendu que la crue printanière du Richelieu se produise plus tôt dans l'année dû à l'augmentation des températures comme l'on montré les études de Minville *et al.* (2009) sur d'autres bassins versants canadiens, mais il est difficile de prévoir quel sera l'effet sur les débits de pointe de la crue étant donné la configuration du bassin du Richelieu.

Une autre hypothèse émise est que la méthode des deltas sera suffisamment précise pour étudier les crues de printemps, bien qu'il s'agisse d'une méthode simple de descente d'échelle. Cette hypothèse sera vérifiée en comparant les deux méthodes de descente d'échelle utilisées. Ces deux méthodes sont très différentes, sachant que la méthode de correction de biais par quantiles corrige les biais des modèles climatiques alors que la méthode des deltas applique une correction aux données observées pour prendre en compte le changement climatique. La variabilité de l'occurrence des précipitations n'est donc pas présente pour la méthode des deltas alors qu'elle l'est dans la méthode de correction de biais.

Enfin, ces simulations étant basées sur la modélisation hydrologique du bassin versant, il est supposé que la modélisation hydrologique représentera l'hydrologie du bassin versant de manière appropriée.

La méthodologie, les résultats et l'interprétation de ceux-ci sont présentés dans l'article « Climate change impacts and uncertainties on spring flooding of Lake Champlain and the Richelieu River » présent au chapitre 4 de ce mémoire.

3.4 Analyse des crues du Richelieu

Cette deuxième partie de l'étude vise à analyser la crue de 2011 afin d'avoir une idée plus précise des phénomènes à l'origine de cette crue exceptionnelle. Afin de comprendre les différences entre cette crue et d'autres ayant eu lieu sur le même bassin versant, trois crues additionnelles et récentes ont été choisies et comparées selon des paramètres d'analyse identiques.

3.4.1 Choix des crues à analyser

Les crues de 2011, 2008, 1998 et 1993 ont été choisies pour cette analyse. Celles de 2011, 1998 et 1993 sont les trois crues ayant atteint les débits les plus élevés au cours des dernières

décennies. Ces trois crues ont causé des dégâts sur les plaines inondables du Richelieu. Les crues de 1993 et 1998 ont été analysées par Shanley et Denner (1999). Les occurrences de celles-ci n'ont toutefois pas été analysées dans leur étude. La crue du printemps 2008, n'a pas causé de dommages importants mais demeure intéressante du fait que l'accumulation de neige a été exceptionnelle.

Enfin, une dernière analyse sera effectuée grâce à la modélisation d'un événement théorique construit dans le but de modéliser un événement encore plus catastrophique que celui de la crue de 2011. Cet événement théorique est créé à partir des données historiques de l'hiver de 2008 et des données météorologiques de 2011. L'objectif est d'inclure les accumulations de neige extrêmes de 2008 et les pluies importantes qui ont eu lieu en printemps 2011 au sein d'un unique événement. Cette modélisation permettra d'évaluer à quel point le débit du Richelieu serait important si un cas tel que celui-ci se produisait.

3.4.2 Paramètres analysés

En utilisant les données météorologiques, de niveau de lac, ainsi que les données provenant des simulations hydrologiques, il est possible de réaliser des analyses graphiques ainsi que d'établir des périodes de retour de diverses variables importantes au niveau des crues sur ce bassin. L'analyse graphique consiste à analyser les 5 crues de printemps étudiées (4 réelles, 1 théorique) selon le débit du Richelieu, le niveau du lac Champlain, les apports naturels du lac ainsi que l'accumulation de neige et les précipitations moyennes sur le bassin. Ceci permet de visualiser au pas de temps journalier l'évolution de chacun. La seconde analyse consiste à analyser la probabilité d'occurrence de quatre variables qui sont le cumul des précipitations (mensuel et saisonnier), l'accumulation maximale de neige moyenne sur le bassin, le niveau du lac de Champlain et la température moyenne mensuelle sur le bassin. Ceci permet d'analyser la probabilité d'occurrence de chacune de ces variables pour chacune des crues.

3.4.3 Suppositions et hypothèses

L'accumulation de neige sur le bassin versant est évaluée par le modèle hydrologique HSAMI. On suppose que le modèle représente d'une manière adéquate le stock de neige pour l'analyse des crues bien qu'il s'agisse d'un modèle conceptuel.

On émet également l'hypothèse que le modèle simule de façon adéquate les crues extrêmes afin de pouvoir analyser adéquatement les processus hydrologiques. Cette étude est soumise à l'incertitude provenant des lois de distributions utilisées pour établir l'occurrence des crues. Le choix de ces lois sera effectué selon une comparaison graphique et on supposera que la variable étudiée suit au mieux cette distribution.

Les autres suppositions et hypothèses majeures de cette dernière partie méthodologique sont intimement liées à celles de la modélisation hydrologique présentée à la section 3.2.4.

Cette partie de l'étude est détaillée dans le chapitre 5 du mémoire qui présente l'article « Analysis of Lake Champlain/Richelieu River's historical 2011 flood ».

CHAPITRE 4

CLIMATE CHANGE IMPACTS AND UNCERTAINTIES ON SPRING FLOODING OF LAKE CHAMPLAIN AND THE RICHELIEU RIVER

Philippe Riboust et François Brissette¹,

¹Département du Génie de la Construction, École de Technologie Supérieure,
1100 Notre Dame Ouest, Montréal, Québec, Canada, H3C 1K3

Article soumis à « Journal of the American Water Resources Association » en Janvier 2014

4.1 Abstract

The source of the Richelieu River is Lake Champlain, located between the states of New York, Vermont and Québec. In 2011, the lake and the Richelieu River reached historical flood levels, raising questions about the influence of climate change on the watershed. The objectives of this work are to model the hydrology of the watershed, construct a reservoir model for the Lake and to analyse flooding trends using climate simulations. The watershed was modelled using the HSAMI lumped conceptual model with a semi-distributed approach in order to estimate the inflows into Lake Champlain. The discharge at the Richelieu River was computed by using a mass balance equation between the inputs and outputs of Lake Champlain. Future trends were estimated over the 2041-2070 and 2071-2100 periods using a large number of outputs from general circulation models and regional climate models downscaled with constant scaling and daily translation methods. While there is a certain amount of uncertainty as to future trends, there is a decreasing tendency in the magnitude of the mean spring flood. A flood frequency analysis showed that most climate projections indicate that the severity of most extreme spring floods may be reduced over the two future periods although results are subject to a much larger uncertainty than for the mean spring

flood. On the other hand, results indicate that summer-fall extreme events such as caused by hurricane Irene in August 2011 may become more frequent in the future.

(KEY TERMS: flooding; runoff; simulation; climate variability/change; Richelieu River; Lake Champlain)

4.2 Introduction

Lake Champlain is the sixth largest freshwater lake in the United States (US) and is situated between the states of New York and Vermont. Water transiting through Lake Champlain flows north into Quebec's Richelieu River all the way to the St-Lawrence River (Figure 1a). The Richelieu River and Lake Champlain watersheds both display a typical north-eastern hydrograph pattern that is dominated by a strong spring flood and more moderate flows throughout the rest of the year (Figure 1b). Since the Lake Champlain watershed occupies about 90% of the surface area of the Richelieu River watershed, flows into the Richelieu River are largely controlled by Lake Champlain's level. Lake Champlain acts as a very large natural reservoir that plays a critical role in damping flood waves before they enter the Richelieu River.

In 2011, Lake Champlain and the Richelieu River experienced a record-shattering flood which caused widespread damage, with some houses flooded for more than two months. The Canadian government estimated the cost of this extreme event at 70 million USD. On the US side, damages were estimated at about 20 million USD, roughly evenly split between the states of New York and Vermont (IJC, 2013). A military operation was needed to coordinate the evacuation of hundreds of residents in the flood plain. Nearly three thousands homes were flooded. Because the Richelieu Basin is located between US and the province of Québec (QC), the International Joint Commission (IJC) was tasked to look at this specific event and at potential mitigation measures. The IJC was created after the signature of the Boundary Waters Treaty in 1909, and has the mission of managing the transboundary waters between the US and Canada.

This event was not the first time the IJC has had to reflect on the subject of Lake Champlain. The IJC planned dredging operations and the construction of a dam at Fryers Island after the 1930's floods in order to regulate the Richelieu River flow. The dam was built in 1939 but levees around the dam and the dredging of the shoals at St-Jean were never done (IJC, 2013). Lacking those steps, the dam was never put into service and so the Richelieu Basin remained and is still a natural watershed. Other important floods occurred in the 1970's and in the 1990's, rekindling the subject of regulating the flows of the Richelieu River. It was revealed that the Canadian side favored regulation of the river while the American side was against regulation due to environmental concerns (Brande and Lapping, 1979). In the end, both sides agreed to not recommend the regulation of Lake Champlain and no structural changes were made. The IJC recommended the creation of a forecast system which was put in place in the US.

The extreme event of the 2011 flood brought new questions about how the river discharge will change with the evolving climate. A change in the precipitation and temperature patterns will potentially impact the hydrologic cycle. In order to make accurate projections in hydrology, it is necessary to take climate change into account.

In February 2013, a first plan of study was made by the IJC for the Richelieu River, to provide answers as to the possible structural and non-structural solutions to the recurring flooding problems (IJC, 2013). These events have also raised questions as to the potential link of the 2011 flooding and the changing climate. While a few climate change studies have been made in New England and in Quebec (Mareuil *et al.*, 2007; Minville *et al.*, 2008, 2009), there has been no specific study over this large and complex watershed. Boyer *et al.* (2010) made a preliminary climate change study of some of the St-Lawrence tributary rivers, including the Richelieu. However, since that study was of St-Lawrence River, the Lake Champlain watershed was modeled in a highly simplified state without taking into account its role in attenuating flood waves before they reach the Richelieu River. Consequently, the principal objectives of this work are 1) to put in place a model that can adequately simulate Lake Champlain's level and thus the Richelieu River discharge, and 2) to couple this model

with a large number of future climate projections to evaluate the potential impacts of climate change on future lake levels and river discharge.

4.3 Datasets and study area

4.3.1 Presentation of the study area

The Richelieu River is the natural outlet of the Lake Champlain watershed. The river begins at Lake Champlain and flows in a northerly direction into the St-Lawrence River in the province of Québec (see Figure 4.1). The Lake Champlain basin is located within the states of New York and Vermont and the province of Québec. The Richelieu River's watershed covers an area of 23 881 km², of which 21 325 km² are part of the Lake Champlain watershed (Howland *et al.*, 2006). Mountains surround the lake, with the Green Mountains to the East in Vermont, the Adirondacks to the West (New York State) and the Taconic Mountains to the South. The maximum elevation is 1623 m (Mount Marcy, NY) and the mean elevation is 306 m (USGS, 2014). The Lake itself has an area of 1263 km² and a mean level of about 29.1 m. It is the largest freshwater Lake in the United States, outside of the four Great Lakes. The large storage of the lake allows it to dampen the natural stream flow from the watershed before it discharges into the Richelieu River.

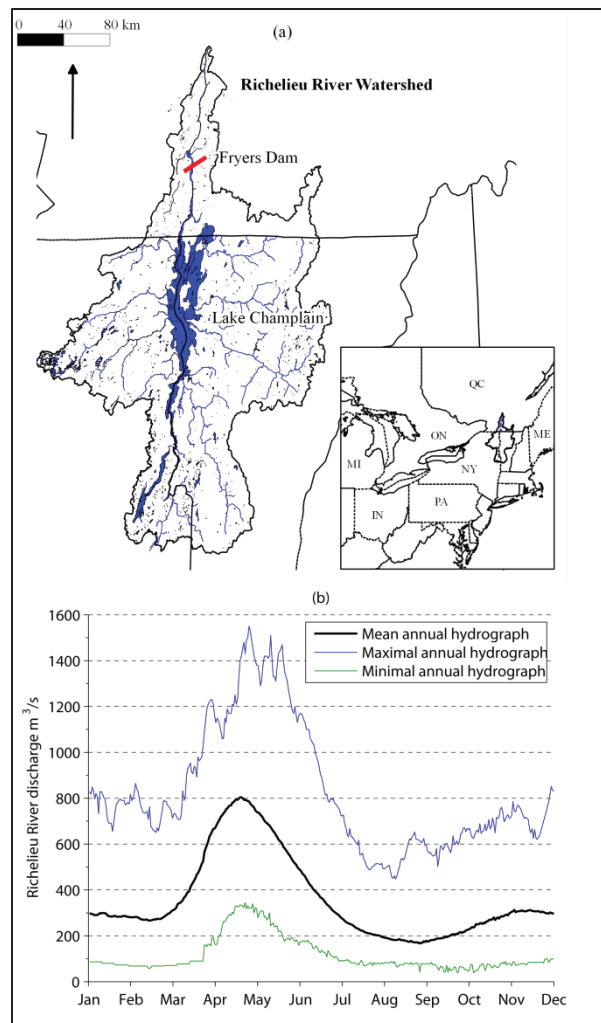


Figure 4.1 Presentation of the Richelieu River watershed: (a) Location of the watershed, (b) the average annual hydrograph and the minimum and maximum discharge envelope measured on the Richelieu River at Fryers, QC

The mean precipitation over the Champlain watershed varies between 760 mm and 1270 mm per year depending on the location in the watershed (Howland *et al.*, 2006), with a mean temperature of 7 °C (Shanley and Denner, 1999). The population the Richelieu sub-basin is approximately 436 000 inhabitants (COVABAR, 2014), while approximately 600 000 inhabitants live in the Lake Champlain basin (Howland *et al.*, 2006).

The lake reached its record level of 31.57 m during the 2011 flood, a full 0.54 m above the previous record (1993 flood) and 2.47 m above the mean level. The lake's minimum level of 28.16 m was recorded in 1908. The mean annual discharge to the Richelieu River is about 360 m³/s, and the average spring peak flood is about 800 m³/s. A maximum discharge of 1550 m³/sec was recorded during the 2011 flood. While the Richelieu River hosts frequent floods, the 2011 one was by far the most serious. Record monthly precipitations for May and June coupled with an above average snowpack resulted in an unusually high increase of the lake level with a corresponding increase of the Richelieu River's discharge. It took more than 2 months for the lake to fall under flood levels. Other major floods of the Richelieu River occurred in 1998, 1993 and during the 1970's and the 1930's. These floods were all smaller than the 2011 event but they did result in significant damages along the Richelieu River. An analysis of the 1993 spring flood realised by Shanley and Denner (1999) showed that the response of the outflow from Lake Champlain to its inflows is not instantaneous, and that the lake, which covers about 6% of the watershed surface area, plays a very important role in regulating flow to the Richelieu River. During spring, the snow melts and the inflows to Lake Champlain become greater than the outflow into the Richelieu River. Then the lake level increases, increasing the discharge to the Richelieu. The discharges in the Richelieu River are directly correlated with the lake level and its storage capacity.

4.3.2 Datasets

Daily discharge data was used to calibrate the hydrologic model. For US streams, streamflow data from the United States Geological Survey (USGS-NWIS, 2014) was used, whereas for Canadian rivers, Environment Canada (Environment Canada, 2014) and the Centre d'Expertise du Québec (CEHQ, 2014) provided the streamflow data. Approximately 76% of the Lake Champlain watershed area is gauged, thus allowing a fairly robust model calibration (Figure 4.2 and Table 4.1).

The precipitation and temperature data used in this article come from the gridded dataset of Maurer *et al.* (2002). The original dataset covers the 1949-2010 period, with a resolution of

1/8 degree. This dataset was recently improved with an extended time period over the 1915 to 2011 period, with a resolution of 1/16 degree (Livneh *et al.*, 2013).

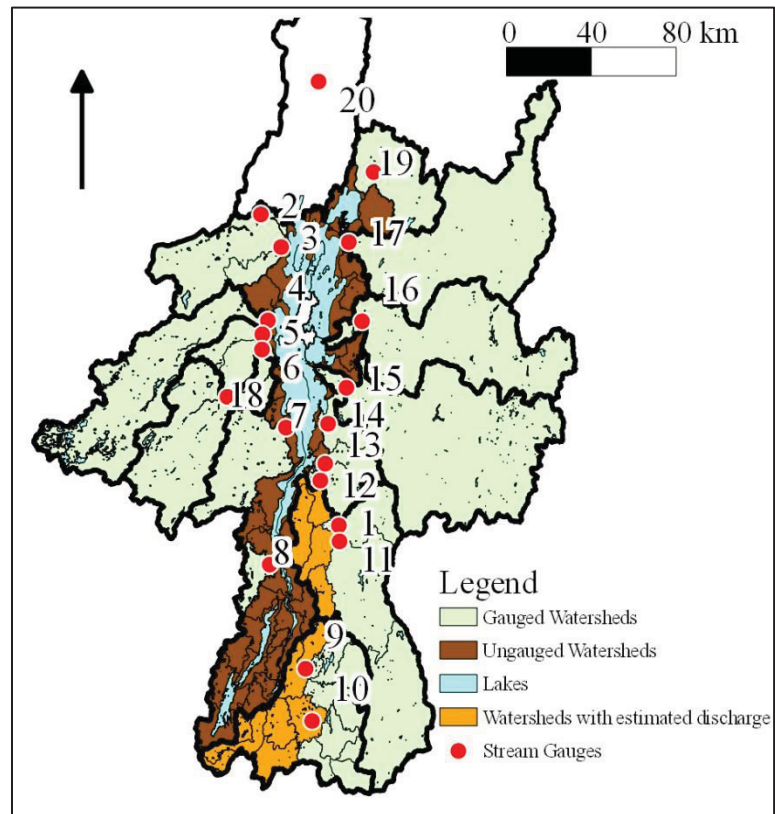


Figure 4.2 Map of the gauged and ungauged areas of the Lake Champlain watershed. All the stream gauges were used to calibrate the model except for the stream gauge 20

Tableau 4.1 Gauged sites used in this study. The ID column corresponds to the stream gauges subscripts on Figure 2

ID	Site number	Name	Agency	Drainage area (km ²)
1	4282525	NEW HAVEN RIVER @ BROOKSVILLE, NR MIDDLEBURY, VT	USGS	297.8
2	4271500	GREAT CHAZY RIVER AT PERRY MILLS NY	USGS	629.3
3	4271815	LITTLE CHAZY RIVER NEAR CHAZY NY	USGS	130.3
4	4273500	SARANAC RIVER AT PLATTSBURGH NY	USGS	1574.7
5	4273700	SALMON RIVER AT SOUTH PLATTSBURGH NY	USGS	163.9
6	4273800	LITTLE AUSABLE RIVER NEAR VALCOUR NY	USGS	175.6
7	4276500	BOUQUET RIVER AT WILLSBORO NY	USGS	699.3
8	4276842	PUTNAM CREEK EAST OF CROWN POINT CENTER NY	USGS	133.6
9	4280000	POULTNEY RIVER BELOW FAIR HAVEN. VT	USGS	484.3
10	4280450	METTAWEE RIVER NEAR MIDDLE GRANVILLE NY	USGS	432.5
11	4282500	OTTER CREEK AT MIDDLEBURY. VT	USGS	1626.5
12	4282650	LITTLE OTTER CREEK AT FERRISBURG. VT.	USGS	147.8
13	4282780	LEWIS CREEK AT NORTH FERRISBURG. VT.	USGS	199.9
14	4282795	LAPLATTE RIVER AT SHELBURNE FALLS. VT.	USGS	115.5
15	4290500	WINOOSKI RIVER NEAR ESSEX JUNCTION. VT	USGS	2703.9
16	4292500	LAMOILLE RIVER AT EAST GEORGIA. VT	USGS	1776.7
17	4294000	MISSISQUOI RIVER AT SWANTON. VT	USGS	2201.5
18	4275500	AUSABLE RIVER NEAR AU SABLE FORKS NY	USGS	1155.1
19	30424	AUX BROCHETS	CEHQ	584
20	02OJ007	RICHELIEU RIVER AT FRYERS	EC	22000

4.4 Methodology

The simulation of the river discharge was performed using the HSAMI hydrological model used by Hydro-Québec (Fortin, 2000). HSAMI is a lumped conceptual model using 23 parameters. It is used operationally by Hydro-Québec to forecast streamflows for about 100 watersheds of varied surface areas all over Quebec. It has been used in several climate change impact studies (Arsenault *et al.*, 2013a; Chen *et al.*, 2013a; Minville *et al.*, 2008). The HSAMI model uses maximum and minimum temperature and precipitation data to simulate river flows at the daily or hourly scales. The 21 326 km² watershed was modeled with a semi-distributed approach. The main basin was separated into several sub-basins, each of which was modelled independently with HSAMI. Since all the sub-basins have their outlet at

Lake Champlain, no routing schemes were needed. Because of this configuration, the use of a simpler and faster conceptual model was favored over a more complex distributed model.

The HSAMI model was calibrated and validated mainly over the 1990-2011 period, depending on the data available. The model was automatically calibrated over the even years (or non-even depending on the best validation score) for each gauged watershed using the CMAES optimization algorithm (Hansen and Ostermeier, 2001), and was validated over the odd years (or even). The CMAES algorithm was chosen following the work of Arsenault *et al.* (2013b). The Nash-Sutcliffe (NSE) criterion was used to evaluate the performance of the model calibration. This efficiency criterion is recommended by the American Society of Civil Engineers (ASCE) and it is known to be efficient for high-flow studies (Moriasi and Arnold, 2007). A study realized by Pushpalatha *et al.* (2012) showed that the NSE score depends much more on high flows than on low flows and thus favors the calibration of flood events.

4.4.1 Modeling of the Champlain watershed

In order to estimate the Richelieu River's discharge, a reservoir model needs to be put in place to simulate the damping effect of Lake Champlain. The model is based on the mass balance equation:

$$\frac{dV}{dt} = \text{sum}(Q_{in}) - \text{sum}(Q_{out}) \quad (4.1)$$

Here, the difference of volume per day (dV/dt) is equal to the sum of all the lake inputs (Q_{in}), from which all the outputs (Q_{out}) must be subtracted. All inputs and outputs are expressed in m^3/day . This is a classic approach that has been used quite often (i.e., Rientjes *et al.*, 2011).

Then, to compute the lake level for the next day, (L_{i+1}), it is necessary to add the lake level (L_i) to the difference of volume calculated above (dV/dt), divided by the lake surface area (S_L), which is considered to be constant and equal to 1269 km².

$$L_{i+1} = L_i + \frac{dV_i / dt}{S_L} \quad (4.2)$$

The inputs into Lake Champlain are composed of daily flows entering the lake (Q_i) from all of the tributaries, to which is added the daily precipitation over the lake (P_L) multiplied by the lake surface S_L .

$$Q_{in} = Q_i + (P_L / dt) \cdot S_L \quad (4.3)$$

To calculate daily flows entering the lake (Q_i), the Lake Champlain basin was divided into 15 sub-basins. Fourteen of these are natural gauged watersheds, while the last one brings together all of the ungauged areas outlined in Figure 2. All of these basins have a common outlet, which is Lake Champlain itself.

The Otter Creek and Mettawee River watersheds are not gauged at or near their outlet; their outlet flows were estimated using a transposition approach (these watersheds are marked as estimated discharge in Figure 2). This transposition was made using the following equation, suggested by Rousselle *et al.* (1990) :

$$F_u = F_g \left(\frac{A_d}{A_w} \right)^n \quad (4.4)$$

F_u represents the estimated flow at the watershed ungauged outlet, F_g represents the measured flow, A_d represents the drainage area at the observed flow and A_w represents the whole sub-watershed area. For this transposition we used the coefficient n as equal to 0.9, which is the recommended value for the Québec area (Rousselle *et al.*, 1990).

The watersheds were calibrated and simulated with HSAMI, except for the ungauged watershed which was simulated using a regionalisation approach. The regionalisation method used here is a space-proximity parameter transfer, since comparison studies report that space-proximity methods give better results than the catchment attribute similarities method (Merz and Blöschl, 2004). The input to the lake from this ungauged area (Q_u) was calculated by averaging the different runoffs obtained by simulating the flow of the area of interest with different sets of parameters obtained from the gauged areas ($Q_{sim,u}$). This approach of averaging model outputs has been used by McIntyre *et al.* (2005) and Oudin *et al.* (2008) and seems to be an efficient regionalisation method.

$$Q_u = mean(Q_{sim,u}) \quad (4.5)$$

The combination of the 12 simulated flows from the gauged areas (Q_g), with the 2 simulated flows estimated by the flow transfer method (F_u) and the flow estimated by the regionalisation method (Q_u) is considered to be the global input to Lake Champlain (Q_i).

$$Q_i = sum(Q_g) + sum(F_u) + Q_u \quad (4.6)$$

The outputs of Lake Champlain take into account the evaporation over the lake (E_L) and the lake's discharge at the output to the Richelieu River (Q_R).

$$Q_{out} = Q_R + (E_L / dt) \cdot S_L \quad (4.7)$$

The evaporation was estimated using the simple Hamon method (Huaxia, 2009):

$$E = 0.63 \cdot D^2 \cdot 10^{\frac{7.5T_a}{273+T_a}} \quad (4.8)$$

$$D = \frac{1}{90} \cos^{-1} \left(-\tan(\varphi) \tan \left[23.45 \cdot \sin \left(\frac{J-80}{365} 360 \right) \right] \right) \quad (4.9)$$

where E is the daily evaporation expressed in mm, T_a is the mean daily temperature in $^{\circ}\text{C}$, D is the sunshine duration ratio in hours and J is the Julian day. φ represents the latitude in degrees of the lake of interest.

In order to calculate the daily discharge entering the Richelieu River, it was necessary to find a relationship between the two unknown variables in the mass balance equation, which are the flow at the Richelieu River (Q_r) and the lake level (L) from equations (4.2) and (4.7). A correlation analysis between these two variables was made to express the flow of the Richelieu River as a function of the lake level.

4.4.2 Climate Change

Climate change projections were computed for two periods between 2041-2070 and 2071-2100. The reference period was defined over the years 1971 to 2000. The constant scaling method (CS), also called the change factor method (Hay *et al.*, 2000), and the daily translation method (DT) (Mpelasoka and Chiew, 2009) were used to downscale the data from multiple general circulation models (GCM) and regional climate models (RCM) coupled with different greenhouse gases emissions scenarios (GGES). Those two downscaling methods were chosen as they represent the two main classes of methods used to downscale Climate model outputs. In comparative studies of downscaling methods, Chen *et al.* (2013a; b) showed that the use of a combination of a change factor and bias-correction approaches did a very good job at covering the uncertainty of downscaling. The CS method is a very simple method that has been extensively used in the literature, while the daily translation method is arguably the highest-skilled bias-correction method available (Teutschbein and Seibert, 2012).

All in all, 372 downscaled climate projections were obtained, 197 for the 2041-2070 period (111 for CS and 86 for DT) and 175 for the period 2071-2100 (98 for CS and 77 for DT). All the climate models used are described in table 4.2.

Tableau 4.2 Description of the GCM and RCM data used for the climate change study, and the downscaling method, GGES and numbers of runs for each period available. Period 1 refers to 2041-2070 period and period 2 refers for 2071-2100 period

Name	Type	Downscaling	Scenario	Period-Runs
BCCR-BCM2	GCM	CS,DT	A1B, A2, B1 - A2, B1	1-1, 2-1
CGCM2.3.2	GCM	CS,DT	A1B, A2, B1	1-5, 2-5
CGCM3.1/T47	GCM	CS,DT	A1B, A2, B1	1-5, 2-5
CGCM3.1/T63	GCM	DT	A1B, B1	2-1
CNRM CM3	GCM	CS,DT	A2	1-1, 2-1
CRCM4.2.3-CCSM	RCM	CS,DT	A2	1-1
CRCM4.2.3-CGCM3.1	RCM	CS,DT	A2	1-5, 2-2
CRCM4.2.3-CNRM	RCM	CS,DT	A1B	1-1
CRCM4.2.3-ECHAM5	RCM	CS,DT	A2	1-3, 2-2
CSIRO-MK3.0	GCM	CS,DT	A1B, A2, B1	1-1, 2-1
CSIRO-MK3.5	GCM	CS,DT	A1B, A2, B1	1-1, 2-1
ECHAM4	GCM	CS,DT	A1B, A2	1-1, 2-1
ECHAM5	GCM	CS,DT	A1B, A2, B1	1-1, 2-1
ECHO-g	GCM	CS,DT	A1B, A2, B1	1-3, 2-3
FGOALS-g1.0	GCM	CS	A1B, B1	1-3
GFDL-CM2.0	GCM	CS,DT	A1B, A2, B1	1-1, 2-1
GFDL-CM2.1	GCM	CS	A1B, A2, B1	1-1
GISS-AOM	GCM	CS,DT	A1B, B1	1-2, 2-1
GISS-ER	GCM	CS	A1B, A2, B1	1-1
Hrm3-HadCM3	RCM	CS,DT	A2	1-1
INM-CM3.0	GCM	CS	A1B, A2, B1	1-1
IPSL-CM4	GCM	CS,DT	A1B, A2, B1	1-1, 2-1
MIROC3.2-HIRES	GCM	CS,DT	A1B, B1	1-1, 2-1
MIROC3.2-MEDRES	GCM	CS,DT	A1B, A2, B1	1-3, 2-2
RCM3-CGCM3.1	RCM	CS	A2	1-1
RCM3-GFDL	RCM	CS,DT	A2	1-1
WRFG-CCSM	RCM	CS	A2	1-1
WRFG-CGCM3	RCM	CS	A2	1-1

Climate change data was provided by the Ouranos consortium on regional climatology and adaptation to climate change. Equations (4.10) to (4.13) elaborate the CS method where factors are computed from the reference period and future simulations in order to estimate future daily temperature ($T_{fut,d}$) and precipitation ($P_{fut,d}$) from daily observations ($T_{obs,d}$) and

($P_{obs,d}$). Here, $\overline{T_{fut,m}}$ and $\overline{P_{fut,m}}$ represent the mean temperatures and precipitations simulated in a future period for month m for the whole 30 years, $\overline{T_{ref,m}}$ and $\overline{P_{ref,m}}$ represent the mean temperatures and precipitations simulated for the reference period for month m over the whole 30-years period.

$$T_{fut,d} = T_{obs,d} + \Delta T_m \quad (4.10)$$

$$\Delta T_m = (\overline{T_{fut,m}} - \overline{T_{ref,m}}) \quad (4.11)$$

$$P_{fut,d} = P_{obs,d} \times \frac{\Delta P_m}{P} \quad (4.12)$$

$$\frac{\Delta P_m}{P} = \frac{\overline{P_{fut,m}}}{\overline{P_{ref,m}}} \quad (4.13)$$

The daily translation method is also known as a quantile mapping bias correction method. Here, a frequency distribution of observed data and reference period simulations is created. The bias is quantified by correcting simulated data with observed data having the same probability of occurrence. Then future projections are corrected with this bias using the reference simulation quantile mapping to obtain downscaled data as shown with equations (4.14) and (4.15). For example, the downscaled temperature ($T_{down,d}$) is equal to the temperature simulated for the future period ($T_{fut,d}$) adjusted by the bias correction corresponding to the right frequency ($T_{obs,Q} - T_{ref,Q}$), for more information see Mpelasoka and Chiew (2009).

$$T_{down,d} = T_{fut,d} + (T_{obs,Q} - T_{ref,Q}) \quad (4.14)$$

$$P_{down,d} = P_{fut,d} \times (P_{obs,Q} / P_{ref,Q}) \quad (4.15)$$

The bias correction has been made on the mean daily temperature and precipitation over the whole basin. The DT method yielded mean daily data for each model, so the same weather data were used for each sub-basin for hydrologic modeling.

4.5 Results

4.5.1 Modeling the Richelieu River Flow

Using the flow observations of the Richelieu River (at Fryers rapids, QC, Gauge station 20 table 1) and the observed levels of Lake Champlain, it was possible to extract the relationship between both variables. Figure 4.3 presents this relationship where the daily mean lake level was used to derive this expression. A strong correlation exists between the two variables ($r^2 = 0.97$). A monotonically increasing cubic equation was fitted to the data, minimizing the mean squared error. The scatter around the regression equation is essentially the result of the wind surge, which can be extremely significant considering that the lake's longest fetch in the South-North direction is about 200 km long. As such, the lake elevation at its northern end, which controls the inflows into the Richelieu River, may be higher or lower than the true lake elevation. There are other potential sources of measurement errors, but wind surge is undoubtedly the main source of scatter in Figure 4.3. This situation was observed during the 2011 flood when wind surge pushed the lake elevation above 32.3 m (in comparison to the 31.53 highest lake level recorded) (LCBP, 2013). In this study, no attempt at reconstructing wind surge was made because it varies at a relatively high frequency (hourly scale) whereas lake levels and flood durations vary at a much lower frequency (weekly scale).

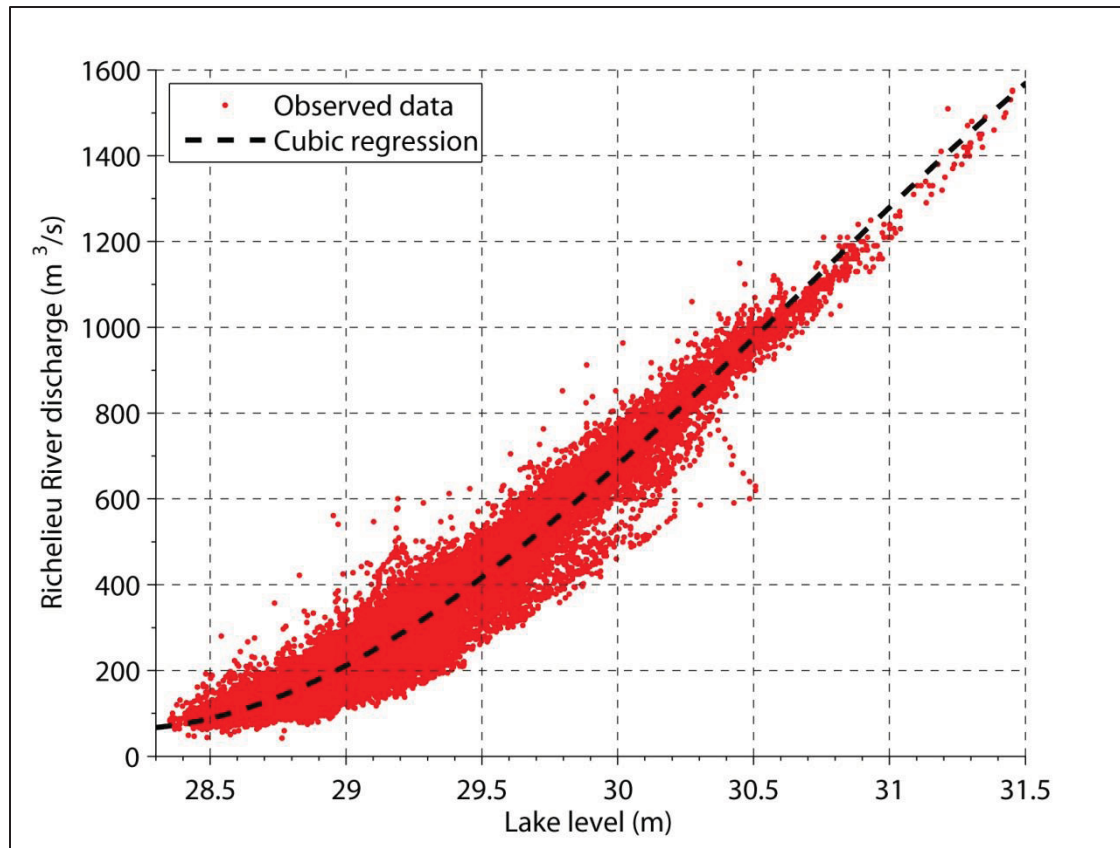


Figure 4.3 Correlation between Lake Champlain's level at Burlington, VT and the discharge into the Richelieu River at Fryers, QC

The Nash-Sutcliffe values for the calibration and validation are presented in Table 3 for all sub-basins. Most of the values are in the 0.60-0.75 range, indicating an adequate performance of the hydrology model. The performance of the hydrology model is very likely hindered by the very sparse cover of weather stations over the watershed. Equation (4.6) was then used to compute the natural inflows into Lake Champlain, thus allowing the computation of lake level using equations (4.2) to (4.1).

Tableau 4.3 Performance of the calibration of each sub-basin of the Lake Champlain watershed using the NSE criterion

Sub-watersheds	Ausable	Aux Brochets	Bouquet	Great Chazy	Lamoille	Lewis Creek	Little Ausable
calibration	0.68	0.63	0.72	0.69	0.75	0.7	0.71
validation	0.73	0.55	0.68	0.65	0.73	0.62	0.65
Sub-watersheds	Little Chazy	Mettawee	Missisquoi	Otter Creek	Putnam Creek	Saranac	Winooski
calibration	0.68	0.7	0.76	0.75	0.68	0.77	0.77
validation	0.62	0.58	0.72	0.79	0.62	0.76	0.74

The mean annual evaporation of the lake using the Hamon method (4.8) was estimated at 392 mm (1915-2011). This is significantly less than the 650 mm calculated by Smeltzer and Quinn (1996). However, evaporation is difficult to estimate in the absence of direct measurements from evaporation pans, or indirectly, using more detailed meteorological sensors, including wind speed, humidity and solar radiation. Moreover, the reconstruction of the lake level was only very weakly dependent on the estimate of lake evaporation during the winter and spring season.

Figure 4.4a presents the simulated lake level vs. the lake level measured at Burlington, VT. Burlington is located in the middle of the lake and is the gauge least affected by the lake seiches. The NSE between the simulation and observation is .85, indicating a reasonable fit. The sequence between observations and simulations are very close, but the lake model has a slight tendency to overestimate high levels and underestimate low lake levels. The simulated flows in the Richelieu River are presented in Figure 4.4b. The curves are very similar to that of Lake Champlain levels, which was expected since the inflows are directly controlled by the lake level at its northern end. The NS value calculated between the simulated and observed discharge of the Richelieu River (Fryers Island gauge station) is equal to 0.82. Overall, despite slight differences, the coupled hydrology/lake model performs well and can be used with confidence for the climate change impact study. In particular, the record floods of 2011 and 2008 are very well reproduced by the model.

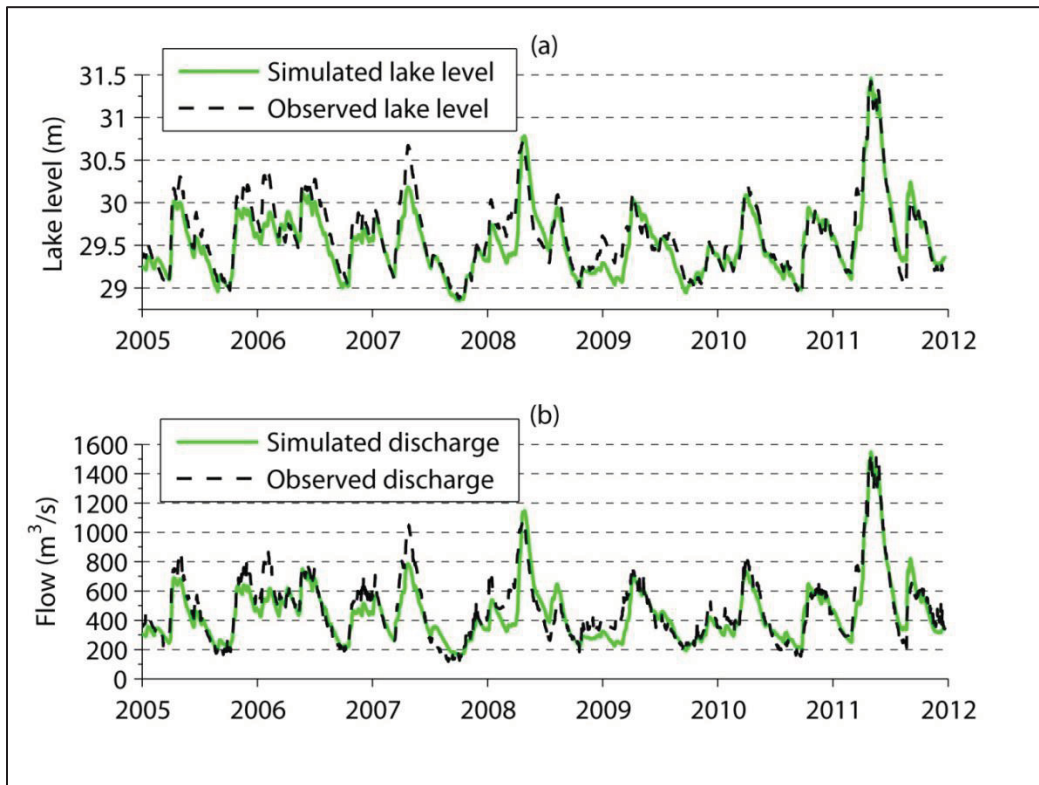


Figure 4.4 Comparison of the observations and the simulation results: (a) The daily lake level at Burlington VT, (b) the daily discharge at Fryers (QC)

4.5.2 Climate Change

Figure 5 presents the seasonal dispersion diagrams for all climate models for the 2041-2070 and 2071-2100 periods using the constant scaling factors. Despite the usual scatter, the climate models are all in agreement with the projected changes. Temperatures are expected to increase for all seasons, while precipitation is expected to slightly increase in the fall and winter, and stay the same or slightly decrease in spring and summer. The trends are the same for both time horizons, although the uncertainty increases for the more distant horizon.

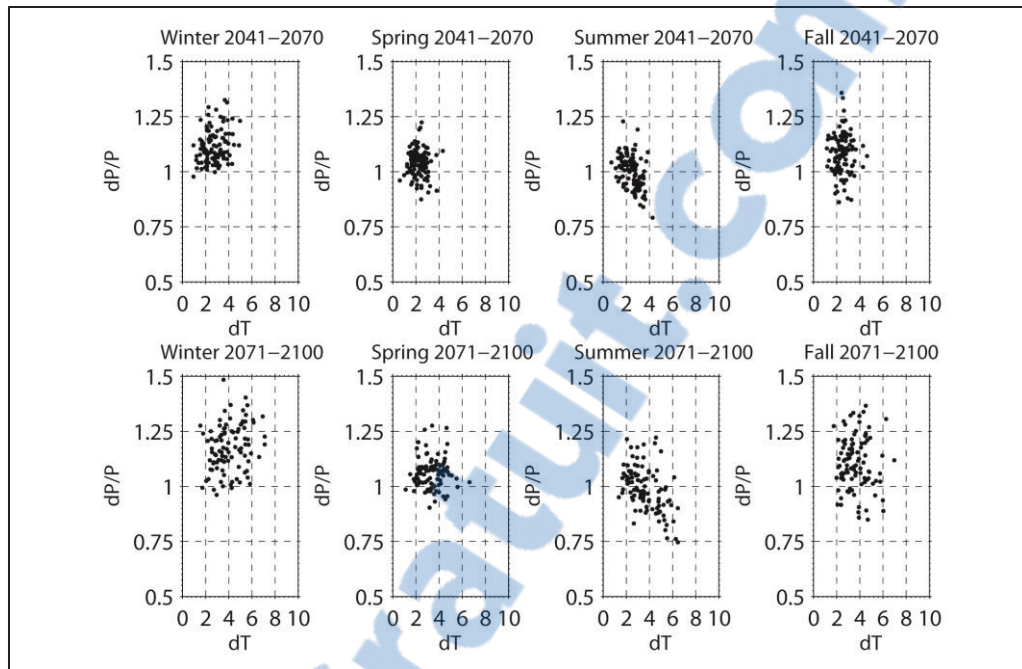


Figure 4.5 Seasonal dispersion of the constant scaling factors for all climate models for the 2041–2070 and 2071–2100 periods

The climate model data was then downscaled using the CS and the DT approach both described previously. Then an analysis of uncertainties was made, comparing results from 3 different groups: the outputs of the two downscaling methods, the difference between the GGES and by contrasting results from regional (RCM) and global (GCM) climate models. Figure 6 shows the mean hydrograph uncertainties envelopes associated with these simulations compared to the observed flow data for the Richelieu River for the reference period. Globally, mean annual hydrographs show a tendency for an increase of the River discharge in winter, while the average spring flood decreases. This is likely to be correlated to the increase of temperature in winter, favoring more water precipitation compared to snow and thus a continuous snowmelt in winter, preventing a large snow accumulation, therefore preventing a high flow in spring due to snowmelt, as seen in Figure 6. Overall, the increased temperatures will result in hydrographs in which the seasonality will be markedly damped and shifted earlier by a few weeks. The uncertainty analysis on mean annual hydrographs shows that both downscaling methods lead to similar uncertainties. This observation also applies on the 3 different GGES used to run the climate models, there is no significative

differences between them. Between RCM and GCM there are few differences for the 2041-2070 period but much more for the 2071-2100 period. Unfortunately, it is much harder to come out with a conclusion due to the RCM sample size which isn't representative enough for an uncertainty study.

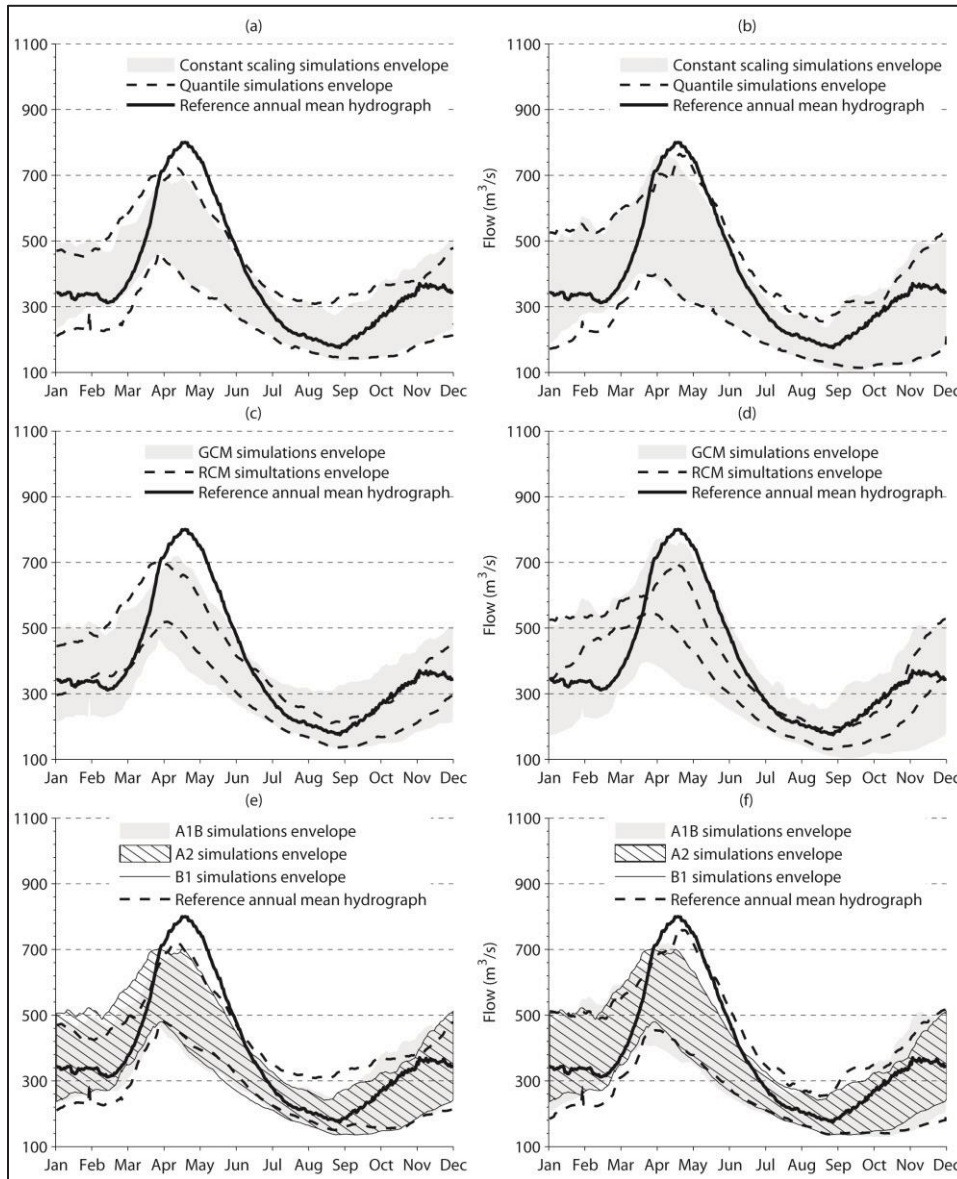


Figure 4.6 Comparison of the simulated mean annual hydrographs for the reference period (1971-2000) with the simulation envelopes from the future period simulations: Comparison between CS and DT outputs (a) 2041-2070, (b) 2071-2100, inter-comparison between results of GCM and RCM (c) 2041-2070, (d) 2071-2100, comparison between outputs of GGES (e) 2041-2070, (f) 2071-2100

Even though the mean hydrograph suggests a decrease in spring peak flows, a flood frequency analysis must nevertheless be performed since extremes may behave quite differently than mean values, especially in a changed climate where variability is expected to be on the increase. As such the future tendency of extreme events was calculated for return periods of 5-, 20-, 50- and 100-years. The Gumble distribution function was used based on a graphical analysis, as it was deemed the best at fitting the distribution of extremes. It is interesting to notice that for the CS method, the annual maximal flow happens in December or January 20% of the time. This is twice as often as predicted using the DT downscaling method. In comparison, currently, this only happens 3% of the time. In order to study the extremes, two analyses have been done in order to separate the spring floods from the fall-winter extremes. This separation is needed since the mechanisms leading to high flows are markedly different in both cases.

The boxplots of Figure 4.7 present the distribution of spring flows simulated with the different climate projections (comparison of downscaling methods, GCM and RCM outputs and GHES outputs) for different return periods compared to simulated data over the reference period. For the 20- and 50- year return periods, maximum flows display a decreasing trend for a majority of simulations over the 2041-2070 horizon (median of -10.1% and -10.6% for the CS method, and -11.8% and -13.4% for the DT method). For the 2071-2100 horizon the decreasing trend is slightly more important, especially using the DT downscaling method (-10.6 and -10.9% versus, -16% and -16.6% respectively for the DS and DT downscaling methods). These numbers represent the median of the simulation results, but there is a large scatter showing the uncertainty of the results. Overall, most climate projections point to a decrease in the magnitude of future floods. There is however another trend indicating that this decrease is more important for larger return periods and for the more distant horizon.

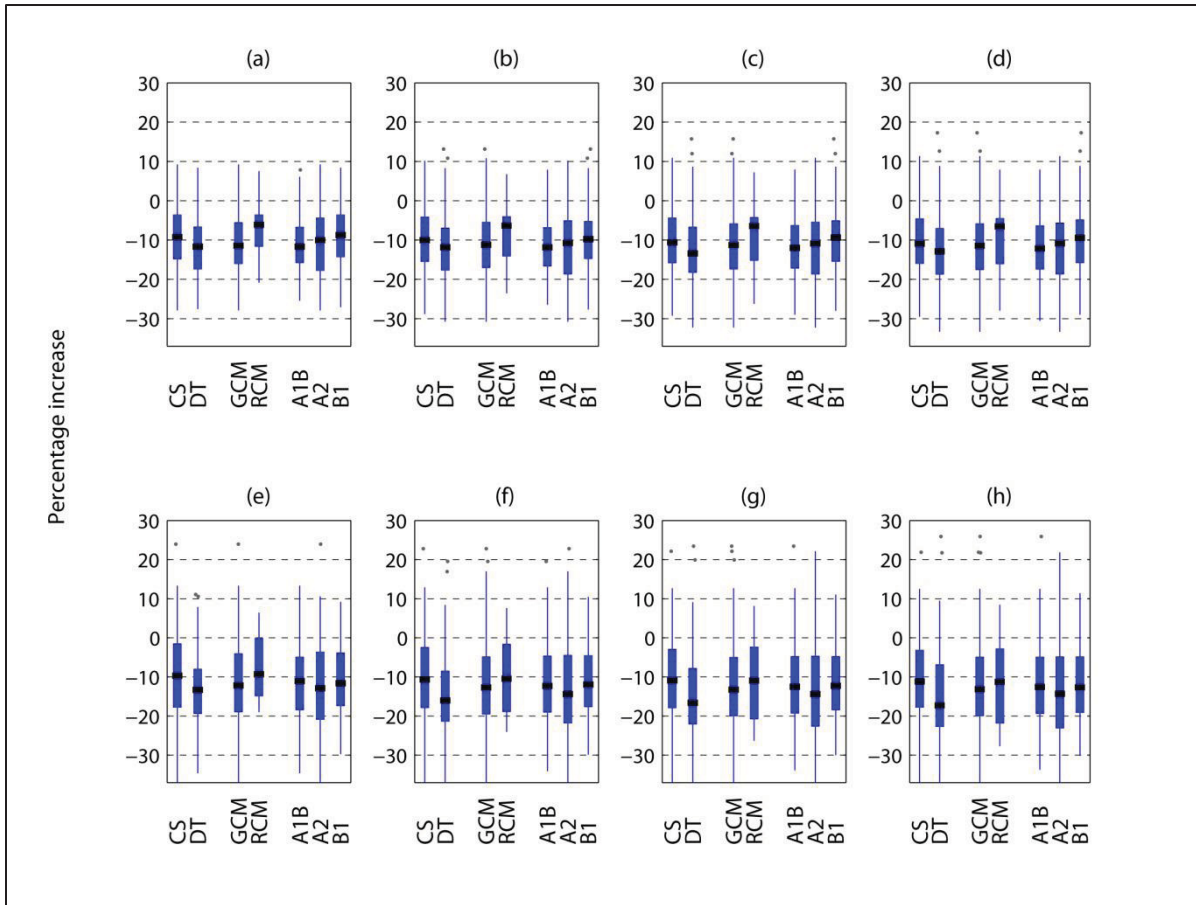


Figure 4.7 Distribution of the percentage variation of return period spring flows for future periods compared to the return period spring flows computed for the reference period using the Gumble distribution for (a) 5-, (b) 20-, (c) 50- and (d) 100-year return periods for 2041-2070 future period and (e) 5-, (f) 20-, (g) 50- and (h) 100-year return periods for 2071-2100 future period. As for figure 6, the boxplot shows the comparison between the downscaling results, the influence of the type of model and the influence of the choice of GGES

The uncertainty analysis shows that the choice of a given GGES has little influence on the results. The choice of downscaling method on the other hand has a significant impact on the results. The decreasing trends are always more important for the DT method. The choice of RCM over GCM outputs also results in a large uncertainty, with RCM outputs consistently displaying smaller decreasing trend. Figure 4.8 presents similar results but exclusively for fall-winter flow extremes. In this case, the difference between the CS and the DT downscaling method on return period flows is very important. Flow increases are very large for the CS method and increase with higher return periods and for the more distant horizon.

On the other hand, results from the DT method indicate either no changes or moderately increasing extreme flows. Differences related to GGES and choice of RCM vs GCM are very similar to the spring flood analysis.

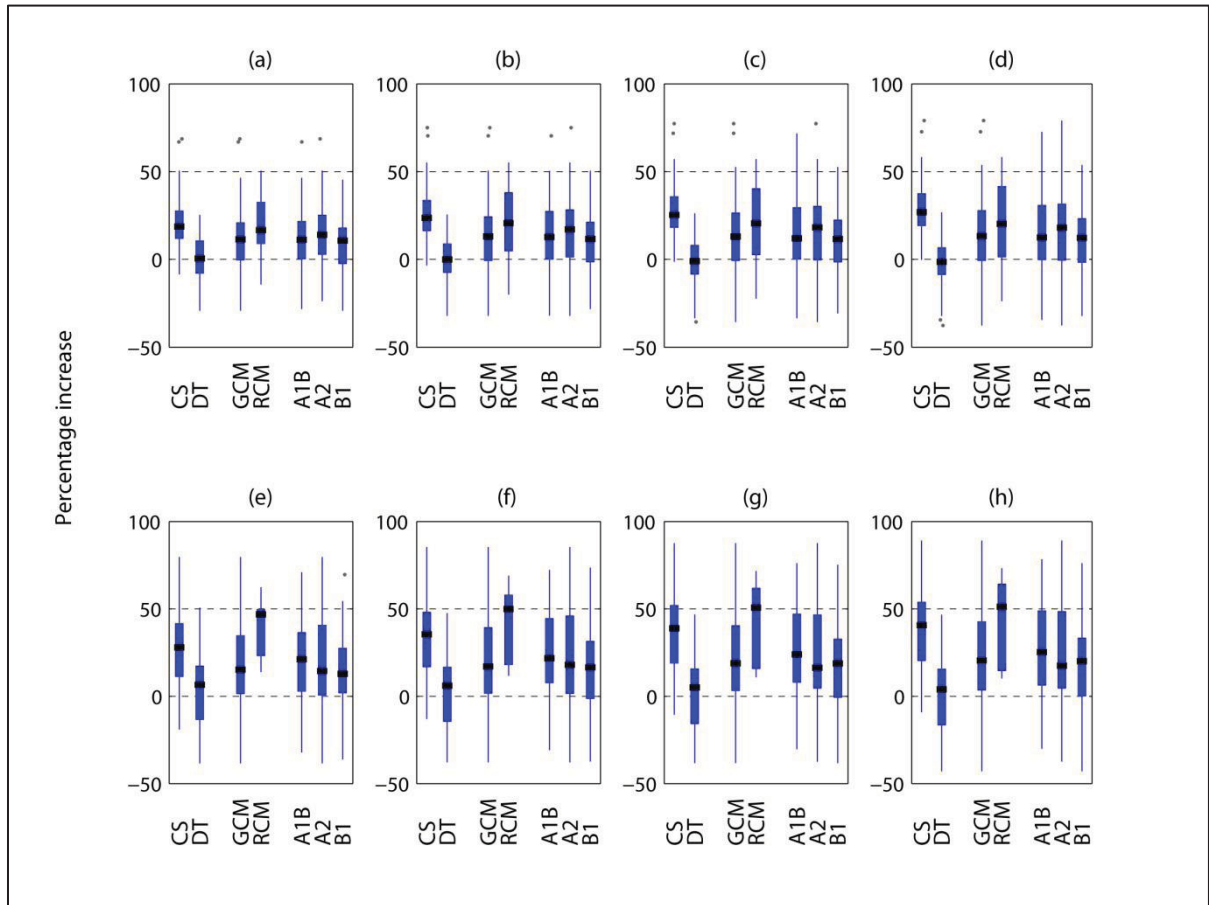


Figure 4.8 Distribution of the percentage variation of return period fall-winter flows for future periods compared to the return period fall-winter flows computed for the reference period using the Gumble distribution for (a) 5-, (b) 20-, (c) 50- and (d) 100-year return periods for 2041-2070 future period and (e) 5-, (f) 20-, (g) 50- and (h) 100-year return periods for 2071-2100 future period. As for figure 6, the boxplot shows the comparison between the downscaling results, the influence of the type of model and the influence of the choice of GGES

4.6 Discussion

This study was designed to evaluate the trends in future floods over the Lake Champlain and Richelieu River watersheds. As is the case for most similar studies, the resulting uncertainty is rather large even though not all sources were investigated. The main sources of uncertainty are discussed below.

4.6.1 Flow modeling

One source of uncertainty lies with the hydrology model. Prior to modeling the Lake Champlain watershed with a semi-distributed approach, an initial test was performed using a lumped approach for the entire Lake Champlain watershed. The results were quite good indicating that the hydro-meteorological data was robust. Going to a semi-distributed approach was a sound idea given the watershed's size, and it slightly improved the reconstruction of the lake levels. The use of another hydrology model would have been an asset to assess inter-model variability, which can be significant in the present as well as in the future climate (Poulin *et al.*, 2011) although it is consistently not the largest source of uncertainty (Chen *et al.*, 2011). However, the modeling results were quite good to begin with, and the omission of another hydrology model needs to be discussed in conjunction with the other sources of uncertainty, as will be done later. Finally, the HSAMI model has been extensively used in Quebec, it has been compared to several other models and it has consistently been found to be a top performer for the estimation of flow discharge at a basin outlet. The network of weather stations is relatively sparse over the Lake Champlain watershed, and it is believed that that is the main cause of modeling error over this basin. To overcome this problem, a gridded dataset was used. Gridded datasets make hydrology modeling much easier, but since they are based on station interpolation, they are obviously limited by the shortcomings of the local observation network, even though they can introduce new information by taking elevation into account in their interpolation schemes. The gridded dataset used in this study is currently being compared to traditional station data on over 400

watersheds in the USA, and preliminary results indicate that it is just as good or better at predicting hydrology, so there is high confidence in this dataset.

The reservoir model in itself is structurally perfect, since it is directly based on the mass conservation equation. However, the components must be estimated and there are several sources of errors that contribute to the uncertainty. Inflows errors are directly related to the hydrology modeling process; while direct precipitation and evaporation over the lake must be estimated (there are no stations on the lake). Evaporation is, however, relatively minor during the snowmelt period and the model was tested without any evaporation with very minor changes in the results (in fact, results were slightly better without the evaporation component). It was verified that using mean weather watershed values for each sub-watershed has not a significant influence on the results, as the mean weather data for all watershed are used with DT method. The lake surface area was kept constant independently of the lake level. This was done partly because there is no existing data on this relationship, and also because this is a natural reservoir with a relatively limited range (about 3 meters) compared to man-made reservoirs.

Overall, the reconstruction of historical Lake Champlain levels shows that the combined Lake/hydrology model performs very well and that errors have been kept to a minimum. The model was quite good at calculating the largest floods on record (and in particular the 2011 event). The flood frequency analysis can also introduce some uncertainty, especially for the largest return period. Other distribution functions were tested outside of the chosen Gumble distribution, with minor changes in the overall results.

Neglecting wind surge in this study definitely introduces noise at the daily level. However, over Lake Champlain, major floods last a few weeks to a couple of months (as was the case for the 2011 flood) and the high frequency noise of the wind surge is of no consequence for a climate change study. Wind surge would however be crucial for daily or hourly forecasting models. The Burlington lake level station, located in the middle of the lake, was used as if it represented the true mean lake level. An averaging of three stations (one at each end plus

Burlington) was also done over a shorter period during which all three stations were available, with essentially no difference in the estimation of the mean lake level.

Finally, the inclusion of the 2011 flood in the analysis was a concern, as is always the case when the historical record includes a clear outlier such as this. A preliminary analysis was done without year 2011, and the main results of this study also remained unchanged.

4.6.2 Uncertainties for climate change results

372 downscaled climate change projections were used to assess climate change impacts. This large number insures that the main source of uncertainty (climate models) is well covered. These projections are the result of the outputs of several climate models under three different emission scenarios and with two downscaling methods. It is now well known that the choice of a downscaling method may induce a significant source of uncertainty depending on the choice of criteria, and that extremes may react differently than mean values (Chen, Brissette, Poulin, *et al.*, 2011; Chen *et al.*, 2013b). The CS and the DT downscaling methods have been used in order to study the difference between change factor and bias correction methods and have been shown to adequately cover the uncertainty of downscaling methods (Chen *et al.*, 2013a).

Both downscaling methods display similar trends for the spring floods, even though the DT method performs a much more thorough correction. Spring flooding events on Lake Champlain and the Richelieu River are events that last a few weeks and they do not result from a quick spike in temperature or from a large precipitation event lasting a few hours, as would be the case for many watersheds. Extreme flooding on Lake Champlain results from precipitation anomalies at the monthly scale, and at this time scale, most downscaling methods should yield similar results, as they mostly differ by their treatment at the daily scales. This indicates that the simple and robust constant scaling (CS) method is adequate for the study of spring floods. The CS method also allows access to a large number of climate models whose outputs are only retained at the monthly timescale, although this becomes

much less of a factor with the new CMIP5 simulations mostly available at the daily scale. The main weakness of the CS is that it keeps the same series of precipitation occurrence and has little effect on the variability.

This likely explains the differences between the CS and DT method for the fall/winter floods, where daily precipitation and short-term variability play a very important role. By correcting precipitation occurrence and allowing for a quantile-based bias correction the DT method is theoretically better adapted at dealing with such floods. Bias correction methods (such as DT) however suffer from the assumption of time invariance of the correction scheme, a hypothesis that is likely at least partly incorrect (Maraun, 2012; Teutschbein and Seibert, 2012).

Some of the differences between the CS and DT methods result from the smaller number of GCM and RCM simulations available at the daily scale (needed for the DT method) than at the monthly scale. However, an examination of monthly precipitation/temperature dispersion diagrams did not show any apparent biases resulting from the slightly smaller ensemble of daily simulations.

An intriguing result of this study was the apparent important impact of the choice of either GCMs vs RCMs in the overall uncertainty. While it was hoped that RCMs could better resolve the topography and significant Great Lakes effect on precipitation over the Adirondacks (and thus provide more reliable climate projections) a careful examination of the results demonstrated that the smaller number of RCM runs displayed the biases of their driving GCM that were on wetter than the average. In other words, the RCM outputs were wetter because of the limited amount of driving models, and not because of an inherent ability at better resolving the climate over the Lake Champlain watershed. Moreover, while many studies have shown that downscaling contributes to uncertainty, in all of the studies that the authors are aware of, the uncertainty envelope due to downscaling is always contained within the envelope of the climate models, as long as the amount of the model's

output is large enough, as is clearly the case in this work. This most important source of uncertainty has been well covered in this study.

4.7 Conclusion

This paper focused on the modeling of the hydrology of the Richelieu River and Lake Champlain watersheds and on estimating the potential impacts of climate change on the spring flood. The Lake Champlain watershed was modelled using a semi-distributed approach with a lumped conceptual hydrology model. Lake Champlain levels were computed with a reservoir model using the natural inflows of all its tributaries. The combined hydrology/lake model was successful at reconstructing the historical lake levels and discharge into the Richelieu River.

Climate change impacts on the hydrology of Lake Champlain were then quantified using a total of 372 downscaled climate projections over the 2041-2070 and 2071-2100 periods. The annual mean hydrographs revealed a general tendency for increased flows during the winter season and a clear tendency in the reduction of the magnitude of the average spring snowmelt discharge. This behaviour is very largely due to the increase in temperature, which results in a diminished snowpack throughout the winter and early spring.

Extreme flooding events, which may behave quite differently than mean values were analyzed. Spring floods were found to follow a similar decreasing trend, although the decrease was much smaller than it was for the average flood. In addition, the decrease tends to become smaller for the more distant horizon and for the larger return periods. Fall-winter extreme floods on the other are expected to increase in the future. While the trend for a reduced average maximum spring discharge is very strong, there is however considerable uncertainty in the trends of extreme flood events, and it would be irresponsible to draw any conclusion based on the results of this study. In other words, while there is strong evidence of a future net decrease in the average flood, the uncertainty is too large to reach any strong conclusion with respect to the extremes.

Unsurprisingly, an analysis of uncertainty sources indicated that the choice of a climate model is the main source of uncertainty, although the choice of the downscaling method generated significant uncertainty for fall-winter floods. Results indicate that the simpler constant scaling downscaling method gave similar results to the more complex daily translation method for the spring floods, but that it behaved quite differently for the fall-winter floods.

4.8 Acknowledgements

The authors would like to thank Marco Braun and the OURANOS Consortium for their data support (RCM, GCM and constant scaling data), Ed Maurer and Ben Livneh for gridded temperature and precipitation datasets and the USGS, Environment Canada and CEHQ for the streamflow data records.

CHAPITRE 5

ANALYSIS OF LAKE CHAMPLAIN/RICHELIEU RIVER'S HISTORICAL 2011 FLOOD

Philippe Riboust et François Brissette¹,

¹Département du Génie de la Construction, École de Technologie Supérieure,
1100 Notre Dame Ouest, Montréal, Québec, Canada, H3C 1K3

Article soumis à « Canadian Water Resources Journal » en Avril 2014

5.1 Abstract

Lake Champlain and its natural outlet, the Richelieu River, underwent an historical flooding event in 2011, exceeding by a wide margin all other extreme events in over 100-year of monitoring record. In Quebec, hundreds of homes were flooded for up to two months, requiring waves of evacuation and military involvement to support the effort. This paper examines the causes of this exceptional flood, performs a statistical analysis of important variables, and compares the 2011 event to three other large floods. Results show that the return period of the 2011 spring flood exceeded 700 years and was caused by the combination of extreme precipitation over the spring season (500 years recurrence) and an important snowpack (15 years recurrence). Hydrological modelling of past extreme events over the Lake Champlain watershed indicates that liquid precipitation during snowmelt is the key factor in triggering large floods. The hypothetical combination of the 2011 April and May precipitation with the large 2008 snowpack shows that much higher lake levels and discharge in the Richelieu River are possible.

Le bassin versant du Lac Champlain et son exutoire naturel, la rivière de Richelieu, ont subi une crue exceptionnelle en 2011 qui a dépassé de loin tous les débits enregistrés depuis 100 ans. Au Québec, des centaines de maisons ont été inondées sur une période dépassant deux

mois dans certains cas, nécessitant une évacuation et l'intervention de l'armée. Ce document examine les causes de cette crue exceptionnelle, réalise une analyse statistique des variables importantes et compare la crue de 2011 avec trois autres crues majeures. Les résultats montrent que la période de retour de cette crue printanière de 2011 est supérieure à 700 ans et a été causée par la combinaison des précipitations printanières extrêmes sur la saison de printemps (récurrence de 500 ans) et une forte accumulation de neige (récurrence de 15 ans). La modélisation hydrologique des événements extrêmes passés sur le bassin versant du lac de Champlain montre que les précipitations liquides durant la fonte sont un facteur clé déclenchant les crues extrêmes. La combinaison hypothétique des précipitations d'avril et mai 2011 avec l'accumulation de neige importante de 2008 montre qu'il est possible que le lac Champlain et la rivière du Richelieu puissent atteindre un niveau et un débit bien plus élevés.

5.2 Introduction

The UN defines natural hazards as phenomena impacting the life of citizens, causing economic and environmental damages (UNISDR, 2014). They can be separated into two subclasses, geophysical and meteorological hazards. Flooding is the natural hazard with the highest frequency, causing many injuries and large economic damages (Knocke and Kolivras, 2007). Floods can be triggered in different ways. They can originate from marine submersion (for example the flooding in New Orleans caused by Hurricane Katerina in 2005), from flash floods (i.e. the Saguenay floods of 1996), or from spring floods (i.e. Calgary in 2013). Climate change is slowly affecting regional hydrology by changing temperature and precipitation patterns, and it is expected that flood frequency and damages will increase in the future in many cases (Hallegatte *et al.*, 2013; Milly *et al.*, 2002).

In the study of extreme floods, a distinction is often made between flash floods, caused by intense convective precipitation, and spring floods that result from the melting of a snowpack accumulated over several months in northern latitudes. In Nordic watersheds, most large floods happen during the spring season when the snowpack accumulated during winter melts

with the rising spring temperatures. Canada in particular has experienced a large number of extreme flooding events in the recent past. The most recent major spring flooding event happened in Alberta in 2013, where intense precipitation over the mountains resulted in extreme runoff flooding the city of Calgary (Davison and Powers, 2013). In 2011, the Assiniboine river in Manitoba experienced record flooding due to heavy precipitation, snowmelt and high soil moisture (Environnement Canada, 2011a). In 1997, the Red River flooded a large region from Grand Forks (North Dakota, Minnesota) all the way to Winnipeg (Manitoba), dealing 4.5 billion USD damages to these urban areas (Todhunter, 2001). Spring floods are usually considered to be less life threatening than convective flash floods due to the higher duration of the flood which dampens the peak discharge (Lawford *et al.*, 1995) and because there is usually ample time to give advance warnings prior to peak discharge. On the other hand, spring floods are characterized by their large volume and long durations and can cause serious damages which easily bear comparison with the damages induced by flash floods, as seen in the aforementioned flooding events.

Eastern Canada experienced one of its worst flooding events in history in 2011 when the Richelieu River, outlet to Lake Champlain, the 6th largest Lake in North America, went above flood stage for two months. Lake Champlain levels shattered the previous maximum historical high, creating a flood that is a clear outlier in the 100-year historical record of Lake Champlain levels. This record spring event flooded thousands of homes in Quebec as well as in Vermont and New York on the eastern and western shores of Lake Champlain. The flood state lasted from mid-April to mid-June (Environnement Canada, 2011b) and required the evacuation of thousands of citizens. Damages were estimated at nearly 100 million USD, a very large amount for what is mostly a rural area.

Other major floods have occurred along the Richelieu River, including the 1993 and 1998 events, which were the two largest floods recorded until 2011. Both events were analysed by Shanley and Denner (1999). The maximum recorded discharge for the 2011 flood was 20% higher than both of these floods. In fact, lake levels and flow discharge exceeded these of the

previous record for six consecutive weeks, which is truly outstanding considering the 100-year long historical record of Lake Champlain levels.

This event resulted in the US and Canadian governments asking the International Joint Commission (IJC) to reflect about possible structural and non-structural changes to mitigate the flood risk in the Richelieu River watershed (IJC, 2013). This is not the first time the IJC has been asked to consider problems and solutions on this watershed. Studies in the 1930's and 1970's looked at options to regulate the Richelieu River flow. The first study opted for the construction of a dam with flood control gates. The Fryers dam was built but the project was never finished due to other concerns during WWII. The second study once again considered regulating the lake level, but the initial project was again left unfinished due to environmental concerns about Lake Champlain. Consequently, the Richelieu River remains unregulated, since the flood gates at Fryers Dam were never installed (Brande and Lapping, 1979; IJC, 2013).

The aim of this study is to understand the causes of the 2011 extreme flooding event in the Champlain Lake-Richelieu River. This will be done through a comparison to other large historical flooding events over the same watershed by analysing all available hydrometeorological data, and utilizing hydrological modelling results. A second objective of this study is to evaluate the likelihood of an even larger flood in the future, including the potential effects of climate change.

5.3 Study area

The Richelieu River watershed is located between Vermont and New York State on its eastern and western sides, respectively, and the Canadian province of Québec at its northern end (Figure 5.1). Its main sub-watershed is the Champlain Lake basin which drains 21 325 km² of its 23 881 km² total area. Thus, 90 % of the Richelieu River Basin drainage area comes from the Lake Champlain watershed, which means that the majority of the Richelieu River flow comes from the lake outlet. The remaining 10% is mostly located downstream of

the problematic flooding area; thus, flow discharge at the Lake outlet is an excellent approximation of the river discharge in flood-prone areas.

The Richelieu River watershed discharge is mainly dependant on the Lake Champlain level, with a weaker dependence on wind surge. The Lake Champlain watershed is composed of smaller sub-watersheds with surface areas varying between 115 and 2704 km². The topography of these sub-watersheds varies greatly depending on their geographical coordinates. The Adirondacks and Green Mountains dominate the landscape on the west and the east while the northern part is a flat valley. To the south the Taconic Mountains present a moderate topography. The higher elevations of the Green and Adirondack mountains allow for a significant snowpack forming in certain years. More than 600 000 inhabitants occupy the U.S portion of the watershed (Howland *et al.*, 2006) while the Canadian segment along the Richelieu River has a population of approximately 400 000 people, mostly living along the river (Hope and Bart, 2012). The population density along the Richelieu River is high compared to the rest of the watershed, with 40% of the population within 10% of the watershed area.

Lake Champlain is a striking feature of the watershed. At 1263 km², it occupies roughly 10% of the total surface area of the watershed. With a maximum length of 200km in its north-south axis, it is the sixth largest lake in North-America. The Lake acts as a natural reservoir that damps the flood wave prior to entering the Richelieu River (Shanley and Denner, 1999). The annual mean discharge of the Richelieu River is presented in Figure 5.1.

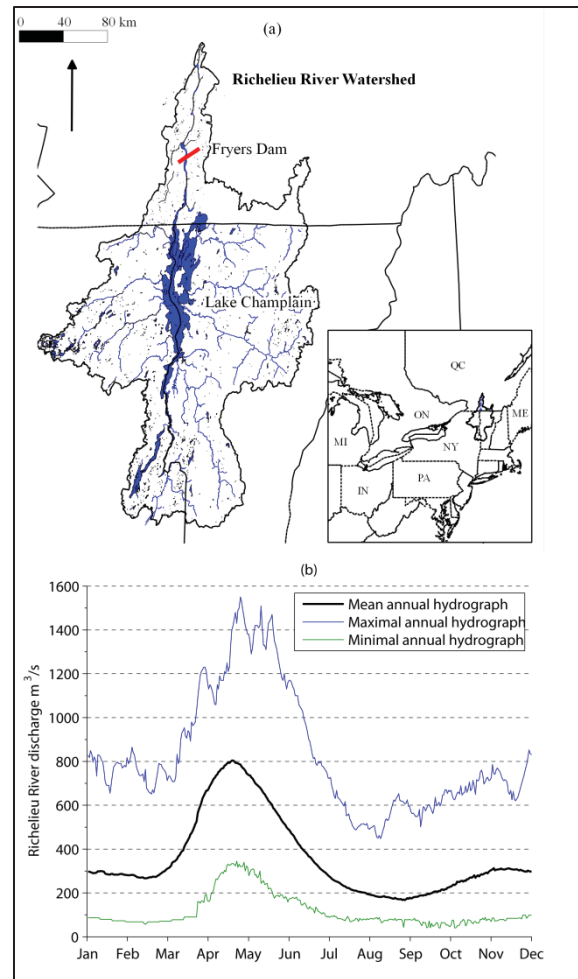


Figure 5.1 Hydrography of the Richelieu River watershed (a) and annual mean, maximum and minimum hydrograph at Fryers Dam on the Richelieu River (b)

5.4 Dataset

River discharge data for all tributaries of Lake Champlain is from the USGS. Flow data for the Richelieu River is from Canada's national water survey, and for Rivière aux Brochets (a Quebec affluent to Lake Champlain), the data is from the 'Centre d'expertise hydrique du Québec'. Daily maximum and minimum temperatures and daily precipitations are from a global US gridded dataset (Maurer *et al.*, 2002), improved by Ben Livneh (Livneh *et al.*, 2013). The resolution of this dataset is $1/16^\circ$ and extends from 1915 to 2011. More details can be found in Riboust and Brissette (2014).

Watershed mean temperature is 6°C with a mean annual precipitation of 1000 mm. The mean runoff of the Richelieu River is 360 m³/s with a mean annual maximum discharge of 920 m³/s. The peak to mean average discharge ratio of 2.55 demonstrates the important role of Lake Champlain in regulating peak discharge. Peak discharge usually occurs between mid-April and early May.

5.5 Method

5.5.1 Hydrologic modelling of the watershed

The watershed was modelled by combining a semi-distributed hydrological model of Lake Champlain inflows with a reservoir mass conservation model (5.1). The outflow to the Richelieu River was modelled as an empirical function of the lake level based on historical observations (5.2) with a simple mass equation approach, explained with the following equations:

$$dV/dt = Q_{in} + Q_P - Q_E - Q_{out} \quad (5.1)$$

$$Q_{out} = f(V_{lake}) \quad (5.2)$$

The daily variation of water volume depends on natural inflows from all sub-watersheds Q_{in} and direct precipitation over the lake Q_P , from which the daily evaporation Q_E and the daily volume of water outflows to the Richelieu River Q_{out} must be subtracted. Since Richelieu river flow is directly correlated with lake level, the flow can be defined as function of lake volume.

The HSAMI hydrologic model was used (Fortin, 2000) for calculating the inflows to Lake Champlain. HSAMI is Hydro-Quebec's main lumped conceptual model, which is used operationally to forecast inflows on a daily basis on more than 100 Quebec watersheds (Chen *et al.*, 2011). HSAMI is a 23-parameter model, of which 10 account for snow processes. It has been used in many forecasting projects as well as to assess climate change impacts,

quantify regional climate model uncertainty, analyse optimisation algorithms, and quantify hydrological model uncertainty (ie Arsenault *et al.*, 2013; Boyer *et al.*, 2010; Minville *et al.*, 2008; Poulin *et al.*, 2011). It was also used to evaluate climate change impacts on the Richelieu River watershed in a previous study (Riboust and Brissette, 2014). For the present study, a semi-distributed approach was used in order to calibrate the lumped model on each sub-watershed using the Nash Sutcliffe efficiency criterion. For the ungauged watersheds, the flow was estimated by using a space proximity regionalisation approach (Arsenault *et al.*, 2014). More details about the modelling of the hydrology of the Richelieu River can be found in Riboust and Brissette (2014).

5.5.2 Flood and return period analysis

In order to better understand the 2011 flood, a statistical analysis was performed on all the pertinent meteorological and hydrologic data. Temperature, precipitation, natural inflows to Lake Champlain, Lake Champlain level, Richelieu River discharge and snowpack were retained for this analysis. For the snowpack, since there are no adequate observation databases going back in time, modelled snowpack was used as a proxy. The period from 1930 to 2011 was chosen for this analysis. Graphical and frequency analyses were performed on all of the variables.

To better outline the exceptional nature of the 2011 flood, a detailed comparison was made with the floods of 1993, 1998 and 2008. Earlier floods were not retained as there are too many differences in the available hydrometeorological data to insure an adequate comparison. The 1993 flood was the largest on record prior to 2011. The 1993 and 1998 floods were evaluated by Shanley and Denner (1999), but they did not perform any statistical analysis. The 2008 flood was not retained because of its magnitude, but rather because an exceptionally thick snowpack covered most of the watershed that year.

A frequency analysis was first performed on historical Lake Champlain levels. Lake levels were chosen over flow discharge in the Richelieu River because of its much longer record,

dating back to 1907. Since river discharge is nearly perfectly correlated with lake levels ($r^2 = 0.97$ based on Riboust and Brissette, 2014), each can be used as a proxy to the other. Wind surge, which can be rather large in the long fetch of the Lake, adds noise to the relationship, but operates at a much smaller time scale (hourly time scale) than flood duration (weekly scale), and so was neglected in this study. The Generalized extreme value and Pearson III distributions are usually used for maximum annual lake level studies (Jöhnk *et al.*, 2004; Woodbury and Padmanabhan, 1989), but in this case, the normal distribution was found to be best. This can sometimes be the case for floods dampened by a large reservoir (Rousselle *et al.*, 1990). While the normal distribution was the best, the use of other distributions had minor impacts on the results, which is not surprising considering the length of the data record.

Precipitation during flooding season was analysed monthly between March and June, and seasonally from March to May and April to May. Frequency analyses were performed on monthly and seasonal precipitation totals. The Gumbel distribution was used with this data, as done in many other precipitation studies (i.e. Fowler and Kilsby 2003).

Temperatures were analysed monthly from February to May. Frequency analyses were performed using the normal distribution.

Snowpack was analysed using the annual maximum snow water equivalent (SWE) averaged over the watershed. This parameter is an indicator of the water volume stored in the watershed and subsequently released during spring snowmelt. As mentioned earlier, in the absence of reliable snow data measurements, the modelled SWE from the HSAMI hydrology model was used. While there are valid reasons to question the accuracy of absolute values of SWE from the model, relative values from year to year should be reliable. The Gumbel distribution was found the best for the SWE frequency analysis, which is consistent with other studies such as that of Graybeal and Leathers (2006).

5.6 Results

5.6.1 Hydrology and reservoir model

The modeling of the Lake Champlain watershed yielded relatively good results. NSE criterion values of 0.85 and 0.82 were obtained for daily lake levels and river discharge, respectively. Figure 5.2 presents the results for Lake Champlain levels. The 2011 flood peak was very well-simulated but globally, the simulated spring flood levels are slightly underestimated although flood volumes are well-represented.

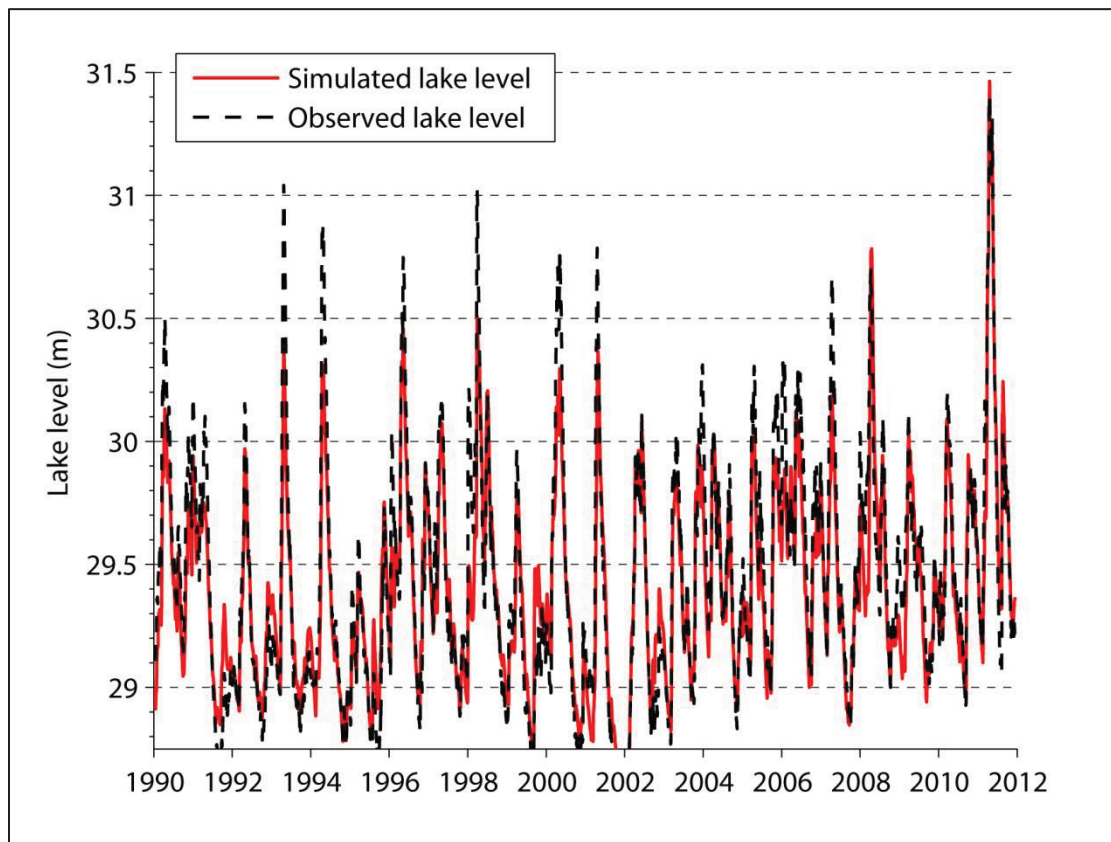


Figure 5.2 Comparison of observed and simulated lake levels at the Burlington station 04294500

5.6.2 Lake Level

Table 5.1 presents the return period of all four flooding events for both observed and simulated lake levels using the combined hydrology-reservoir model. Modelled and observed lake levels are very close for the 2011 and 2008 floods, whereas the 1993 and 1998 floods are underestimated, as seen on figure 5.2 and in Table 5.1. The exceptional nature of the 2011 flood is quite clear with 700+ and 1000+ return periods for the observed and simulated data, respectively.

Tableau 5.1 Lake levels associated to 1993, 1998, 2008 and 2011 floods with their corresponding returning periods

	1993	1998	2008	2011	Mean lake level	Mean Annual Maximum lake level
Observed lake level (in m)	31.0	31.0	30.7	31.5	29.3	30.3
Return period estimated	35	31	6	>700	--	--
Simulated lake level (in m)	30.4	30.5	30.8	31.5	29.3	30.1
Return period estimated	5	10	58	>1000	--	--

5.6.3 Maximum snowpack

The maximum SWE occurred during winter 2008 with a watershed-averaged mean SWE of 261 mm. This corresponds to a 56-year return period. In comparison, the 2011 snowpack was 20% smaller, but nevertheless had an estimated 15-year estimated return period. By itself, however, the 2011 snowpack is unlikely to be large enough to have been the sole cause of the exceptional flood. As is often the case for large floods, other compounding factors are clearly in play. The simulation results of the snow water equivalent are presented in figure 5.3, and table 5.2 presents the average maximum SWE as simulated by the hydrology model for all four flooding events.

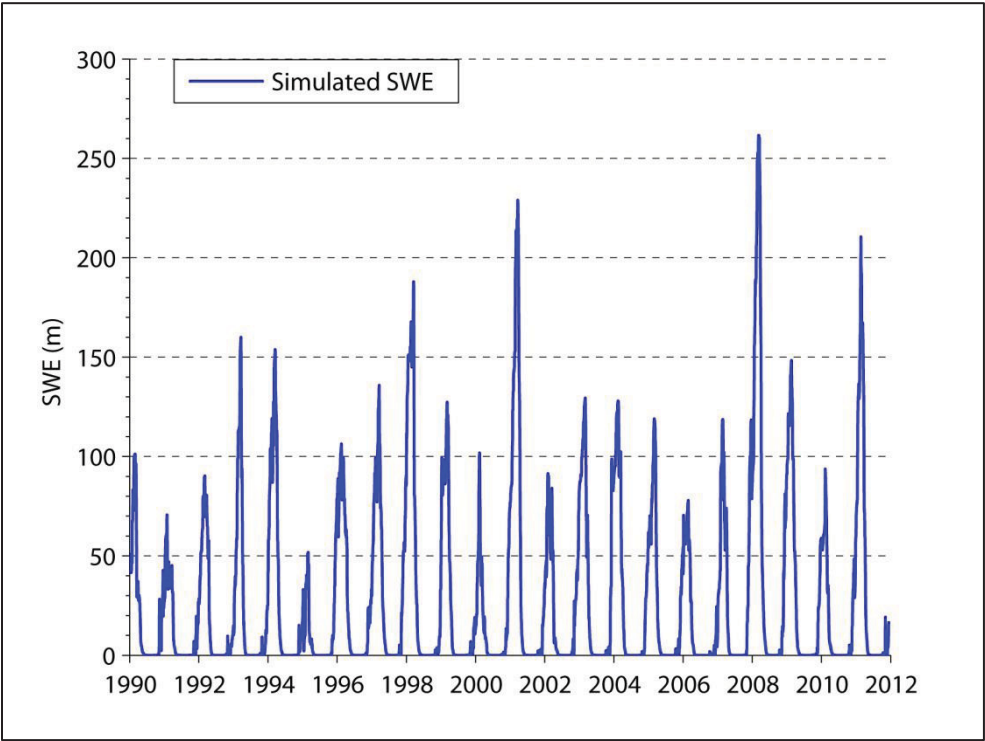


Figure 5.3 Mean snowpack accumulation over the Lake Champlain watershed

Tableau 5.2 Annual maximum snowpack averaged on the watershed associated to 1993, 1998, 2008 and 2011 floods with their corresponding returning periods.

	1993	1998	2008	2011	Mean
Simulated maximum snowpack (SWE in mm)	160	188	261	210	127
Return period estimated	5	9	56	15	--

5.6.4 Temperature

Relevant spring and late-winter temperature information with respect to the four studied flooding events are presented in Table 5.3. All floods are mostly characterized by spring temperatures above the climatological average. May 2011, for example, was nearly two degrees higher than the average. In particular, 2008 winter and spring temperatures are much warmer than normal. Higher temperatures in February and March may favour an earlier and a more sustained snowmelt, which was a major component of the 1998 flood.

Tableau 5.3 Monthly mean temperatures from February to June for 1993,1998, 2008 and 2011 floods with their corresponding return period.

	February	March	April	May	June
Climatological mean temperature (°C)	-7.7	-2.0	5.3	12.1	17.2
1993 (°C)	-12.7	-3.7	5.8	12.1	16.2
Return period	1	1	3	2	1
1998 (°C)	-3.4	-0.3	6.7	15.2	17.2
Return period	22	5	5	46	2
2008 (°C)	-7.0	-3.5	7.9	10.5	18.4
Return period	3	1	18	1	8
2011 (°C)	-7.7	-2.3	6.0	13.9	17.5
Return period	2	2	3	8	3

5.6.5 Rainfall

The 2008 and 1998 precipitations were below the average in the spring flood season, as shown in table 5.4, which presents monthly and seasonal liquid precipitation values for all four flooding events. Exceptional precipitations were recorded in June 1998, but this did not contribute to the spring flood since they occurred after snowmelt was finished. 1993 seasonal

precipitations were closer to the average, but the monthly study showed that the amount of April precipitation was above the average. In comparison with the other years, 2011 precipitations were off the charts, with each monthly precipitation higher than the mean precipitation. April and May rainfall amounts were very high, with a return period evaluated to be over 200 years in April and over 100 years in May. The analysis of seasonal precipitation between April and May showed that the corresponding return is higher than 500 years. The rainfall in spring 2011 was considerably above the climatological normal, which is exceptional and alone could explain most of the flooding.

Tableau 5.4 Monthly and seasonally precipitation over the watershed for the 1993, 1998, 2008 and 2011 floods, with the corresponding return periods.

	March	April	May	June	Season March- May	Season April- May
Mean Precipitation (mm)	33	71	92	101	197	164
1993 (mm)	14.2	100.7	66.6	100.3	181.5	167.3
Return period	1	8	1	2	2	2
1998 (mm)	38.0	55.9	79.4	235.2	173.3	135.2
Return period	3	1	2	141	2	1
2008 (mm)	44.8	69.8	48.8	154.2	163.4	118.6
Return period	4	2	1	10	1	1
2011 (mm)	54.6	173.7	214.0	116.1	442.3	387.8
Return period	7	228	135	3	439	>500

5.6.6 Analysis of past floods

The evolution of lake level and Richelieu River flow is compared to lake inputs, mean snow water equivalent over the watershed and mean water precipitations through a graphical analysis presented in figure 5.4. This figure is then used in conjunction with the statistical

analysis to gain a better understanding of floods in the Lake Champlain and Richelieu River watershed.

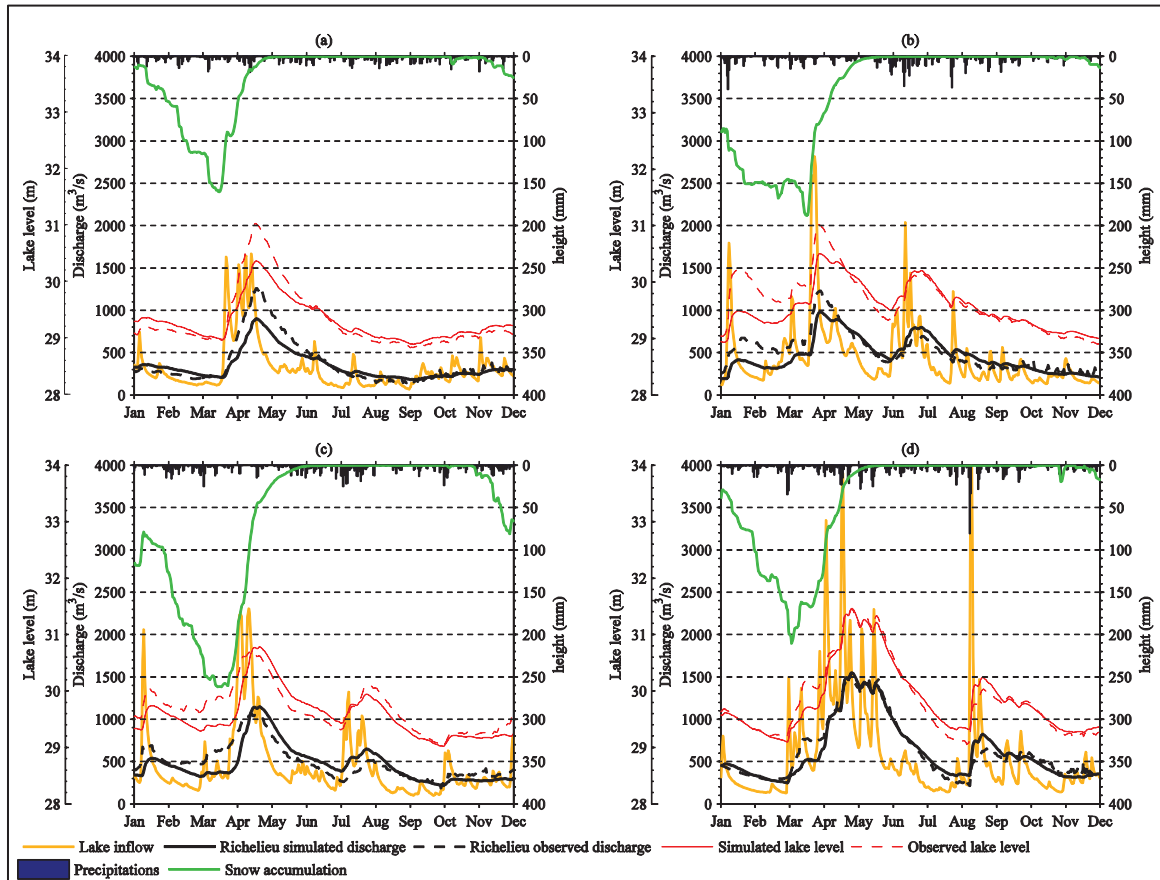


Figure 5.4 Graphical analysis of 1993 (a), 1998 (b), 2008 (c) and 2011 (d) spring floods, considering lake levels, river discharges, lake input, precipitation, and snow accumulation over the watershed

5.6.6.1 1998 and 1993 floods

During the 1998 event, Lake Champlain reached the level of 31 m on April 5, the same level reached on April 27 1993. 31m was the maximum level recorded prior to the 2011 flood. Although they were of the same magnitude, the two floods had quite different triggering mechanisms. The snowpack over the Richelieu River watershed was much higher in 1998, but spring precipitations were much more important in 1993. This indicates that both snow

cover and spring precipitation can play important roles in triggering large flooding events over this watershed. Temperatures do not seem to play a major role, which is not altogether surprising considering the size of the watershed and the long duration of a typical flood. Additional details about the 1993 and 1998 floods can be found in Shanley and Denner (1999).

5.6.6.2 2008 flood

The 2008 flood is particularly interesting due to the thick snowpack accumulated over the watershed. The snowpack reached its maximum on March 25 with a SWE of 262 mm, which is 50 mm larger than its maximum in 2011. Shortly after reaching its 2008 peak, snowmelt started and lasted for a little more than a month. The snowmelt happened relatively quickly due to high April temperatures which were 2.6°C higher than the climatic normal. The lake level reached 30.7 m on April 22, corresponding to a Richelieu River peak flow of 1060 m³/s. Despite having by far the largest snowpack, lake levels did not reach the magnitude of the other floods because the 2008 spring precipitations were much smaller than average. April-May precipitations totaled 118 mm, considerably below the 165mm average. The 2008 and 1998 floods share the similar characteristic of a relatively rapidly disappearing snowpack, but without the additional compounding factor of high spring precipitation.

5.6.6.3 2011 flood

The magnitude of the 2011 spring flood broke all past records with streamflows in the Richelieu River that reached 1550 m³/s, 20% higher than the previous record of 1260 m³/s established during the 1993 flood. Lake Champlain levels peaked at 31.5 m, a full 0.5 m higher than the preceding record. This 0.5 m difference in lake level corresponds to an additional volume of 560 million cubic meters.

Following a late December warm spell, the early January snowpack over the watershed was thin, with a little less than 30 mm (SWE). Lake levels were high at 29.7 m. From that point on, lake levels gradually decreased until the onset of the spring flood, when levels were

normal for that time of the year. A few snow storms during the month of January brought the SWE to a value of 80 mm. At that time of the year, there were no precursor signals for a high spring flood.

In early March, the lake level reached its minimum level of 29.2 m, slightly higher than the average minimum lake level (28.9 m). The SWE increased rapidly in February and March, reaching 210 mm, which is a 15-year record snowpack.

On March 6th 2011, 35 mm of rain fell in 24 hours. This was followed by a few days of above-freezing temperatures causing the SWE to fall to 165 mm by mid-March. Lake level rose to 30.1 m and stayed around that level until early April following colder temperatures that maintained the snow cover.

From early April onwards, snow cover gradually decreased providing Lake Champlain with continuous inflows. Snow melt was accompanied by large rainfalls throughout April. Snowmelt provided approximately 130mm (SWE) of water, and precipitation added another 173 mm, which is 2.5 times the average amount for April. The combination of snowmelt and heavy rainfall resulted in rapidly increasing lake levels and discharge in the Richelieu River. Lake Champlain reached the 30.5 m flood level threshold (Facey *et al.*, 2012) on April 14. This flood level was to be exceeded for the next 64 consecutive days.

At the beginning of May, less than 10% of the maximal SWE remained on the watershed. The spring flood peak occurred on May 6th following 70 mm of rainfall between April 25th and April 28th, and an additional 46 mm between May 3rd and May 5th. In about one month, lake level rose from 30 m to 31.5 m. The month of May saw 214 mm of rain fall on the watershed (2.3 times the average May precipitation). June precipitation was close to normal and the lake level finally dropped under flood stage on June 17th.

Precipitations were truly exceptional during spring 2011, recording a total of 442 mm for March, April and May, more than twice the 198 mm average. This amounts to a 400-year

return period for March to May total precipitation. This large amount, combined with a larger than average snowpack (15-year return period) resulted in this extreme event with a return period exceeding 700 years.

Another extreme event also happened later in 2011, when remnants of hurricane Irene reached the Lake Champlain watershed and dumped 120mm of rainfall over 3 days, including 80mm in a single day. Lake level went up abruptly by nearly one meter, just below flood levels. However severe damages were observed in many tributaries and massive amounts of sediments were brought to the Lake. In some Vermont and New York portions of the Lake Champlain watershed, damages following Irene were larger than those that occurred during the spring flood. On the other hand, damages in Quebec were limited.

5.7 Discussion

Because Lake Champlain acts as a reservoir and damps the incoming flow, the typical spring flood lasts several weeks on the Richelieu River. Flood stages on the River are directly related to lake levels. The analysis performed here outlines that extreme floods on the Lake Champlain/Richelieu River may have multiple origins. The 2011 exceptional flood was triggered by the intense precipitations that fell basin wide in April and May, during the snowmelt period. The massive amount of rainfall (500-year return period) occurred on top of a relatively thick 15-year snowpack and resulted in the historical 2011 flood. In comparison, the 2008 snowpack was much larger than in 2011 (56-year return period), but the spring flood was mostly due to snowmelt with only average precipitations during the snowmelt period. The 2011 spring temperatures were only slightly above average and did not appear to have played any important role in the flooding. In comparison, 1998 and 2008 temperatures were much higher.

Theoretically, as is the case for all extreme events, it is possible for an even larger flood than 2011 to occur. To get an idea of this possibility, the 2008 snowpack (56 year period) was coupled to the 2011 spring conditions within the hydrological modelling system to create an

even greater theoretical flood. In order to do so, the meteorological data from 2008 were taken until March 26, and then from March 27 until the end of the year the hydrological system was driven using the 2011 meteorological conditions.

The resulting snowpack and lake levels are the same as in 2008 until the end of March. From that point onwards, the main difference in lake levels and discharge in the Richelieu River stems from the additional snowmelt induced by the thicker snowpack, to which was added the 2011 precipitation. The results are shown in Figure 5.5. Although lake levels have a similar pattern to those of the 2011 flood, the amplitude is much larger, which increases the Richelieu River by an additional $170 \text{ m}^3/\text{s}$ (an 11% increase) up to $1720 \text{ m}^3/\text{sec}$. This places the return period of the theoretical flood well above 1000 years. Nevertheless, this is a relatively mild increase in peak discharge, indicating that precipitations were clearly the key factor in the 2011 flood, as outlined by the return period of individual components. The theoretical flood should also be quite clearly well below the probable maximum flood (PMF). To our knowledge, no PMF has ever been estimated over the Lake Champlain watershed, but the maximisation of the probable maximum precipitation coupled with a 100-year snowpack would result in a much larger flood. As is the case with any extreme event nowadays, the media was quick to raise the spectre of climate change to explain the 2011 flood. However, the 2014 climate change impact study over the Lake Champlain watershed yielded no clear answer as to future trends in flooding probabilities. These results predicted a thinner snowpack with an increase in liquid precipitation during spring, offsetting one another with respect with flooding. All results were characterized by a large uncertainty envelope (Riboust and Brissette, 2014). However large, the 2011 flood was well within the natural variability expected in the current climate.

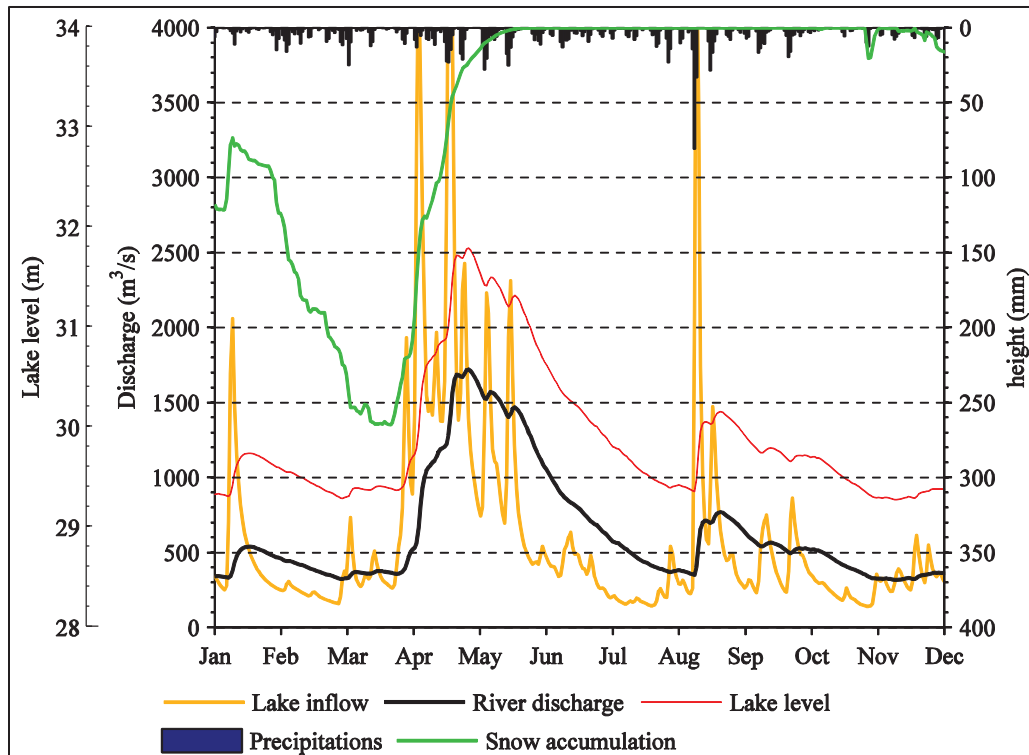


Figure 5.5 Graphical analysis of the theoretical flood created by mixing 2008 winter meteorological data with 2011 spring data.

5.7.1 Uncertainties

As with many hydrological and earth sciences studies, this analysis is subject to multiple uncertainties. First of all, there are uncertainties concerning the hydrological modelling of the watershed. Even if the 2011 flood is well represented, the majority of simulated spring floods were underestimated when compared to the observed discharge, explaining the difference in the results of estimating the return period between observed and simulated lake levels. The use of a conceptual hydrology model may have limitations for the representation of extreme events. It would be interesting to use a physically-based model in order to gain a better understanding of the physical processes during flooding events.

As usual, frequency analysis is very dependent on the length of the data record. This is the reason why lake levels were chosen rather than using the discharge data. While the length of the data record is outstanding for Lake Champlain levels (at least by North American

standards) the evaluation of the return period for the 2011 event remains uncertain. Finally, the same uncertainty applies to all return period values for precipitation and temperature.

5.8 Conclusion

The aim of this work was to analyse and to better understand the leading causes that brought the 2011 catastrophic spring flood along the Richelieu River and Lake Champlain. Using a hydrological model calibrated and validated over the studied watershed as well as a reservoir model, a graphical and a frequency analysis was performed on all relevant hydrometeorological variables. The results of this analysis showed that the 2011 flood had an estimated return period longer than 700 years. This exceptional flood was caused by extreme precipitations over the spring season. April and May total precipitations had a return period larger than 500 years. The maximum snowpack had a rather large return period (15 years) but was nevertheless smaller than the 2008 snowpack, which was the main cause of the 2008 flooding event. For better insights into the 2011 flood, the extreme April and May weather data was combined with the 2008 snowpack, resulting in a peak flood 11% higher than in 2011, with a return period larger than 1000 years. All in all, the analysis indicates that the main factor behind the 2011 flood was the precipitation during the months of April and May. While it was the largest flood on record, the analysis also showed that it was well within the expected natural variability, and that even larger flooding events are possible, with or without climate change.

5.9 Acknowledgement

The authors want to thank Ed Maurer and Ben Livneh for providing the 2011 observed meteorological gridded dataset used in this study. They would also like to thank the USGS and Environment Canada for lake levels and Richelieu river flow datasets.

CHAPITRE 6

DISCUSSION DES RESULTATS

6.1 Modélisation du bassin versant

6.1.1 Discussion des résultats

Les résultats de modélisation du débit de la rivière du Richelieu sont très satisfaisants. Le critère de NSE obtenu est de 0.82 pour le débit du Richelieu et de 0.85 pour le niveau du lac, ce qui est un score assez élevé. Ce résultat peut paraître étonnant au vu des résultats de modélisations de chacun des sous bassins dont le NSE est plus variable variant de 0.55 à 0.79 (voir le tableau 4.3). La sommation de ces débits alliée à l'équation du bilan de masse, permet d'effacer les modélisations moins réussies de quelques sous bassins ayant peu d'influence sur le niveau du lac, ce qui explique en partie le fait que le score de NSE final soit de meilleure qualité. Le moyennage sur le niveau du lac permet aussi d'éliminer une partie de la variabilité quotidienne des débits sur les sous-bassins individuels qui est plus difficile à modéliser. Il est intéressant de remarquer que le débit de la crue de printemps 2011 a été très bien simulé, ce qui n'est pas le cas pour toutes les crues printanières. En observant les hydrogrammes moyens annuels de la figure 4.6, on retrouve un débit de crue printanière moyen minoré de 200 m³/s par rapport aux crues de printemps moyennes observées sur la période de références. A l'inverse, les débits d'étiages sont majorés par le modèle hydrologique.

L'étude de la corrélation entre le niveau du lac et le débit du Richelieu a été fructueuse. En effet, le test du R^2 a révélé une corrélation très forte (0.97) qui a pu être mathématiquement modélisée par une régression de type cubique. Les données de niveau de lac et de débit sont disponibles au pas de temps journalier de 1937 jusqu'à aujourd'hui. Ceci a permis d'établir une régression fiable. Il existe cependant une variabilité importante des points autour de la

courbe de régression dont la cause devrait majoritairement provenir de l'effet du vent sur le niveau du lac. Le lac a une longueur d'environ 200 km du nord au sud et le vent souffle habituellement en provenance du sud vers le nord. Ainsi le vent produit un effet de seiche sur le lac, augmentant ou diminuant le niveau de celui-ci à l'exutoire. La réponse du bassin versant du Richelieu lui-même peut également avoir un impact sur cette variabilité au vu du fait que le débit du Richelieu n'est pas mesuré à l'exutoire du lac en lui-même mais plus loin en aval de la rivière. Un certain décalage existe donc entre la mesure du niveau du lac et la mesure du niveau du Richelieu.

La méthode de Hamon utilisée pour calculer l'évaporation sur le lac est une méthode simple ne prenant en compte que la température de l'air. D'autres méthodes existent telle l'équation de Penman qui prend en compte par exemple le rayonnement solaire d'une manière plus complexe ainsi que des facteurs supplémentaires tels que l'humidité relative de l'air ou le vent (Huaxia, 2009). Cependant, au vu du sujet de cette étude, l'intérêt se porte sur les crues de printemps où la température de l'air n'est pas très élevée et l'évaporation a un rôle mineur dans le contrôle du niveau du lac. Afin de vérifier cela, un test de modélisation du bassin a été effectué où la composante d'évaporation a été retirée de l'équation du bilan de masse. Les résultats se sont montrés quasiment identiques à ceux obtenus à partir de l'équation prenant en compte l'évaporation. Le NSE entre les débits du Richelieu observés et la simulation sans le module d'évaporation du lac est égal à 0.82, identique à la simulation de référence. La comparaison entre les débits observés, simulés de référence et simulés sans évaporation sont disponibles à la figure 6.1.

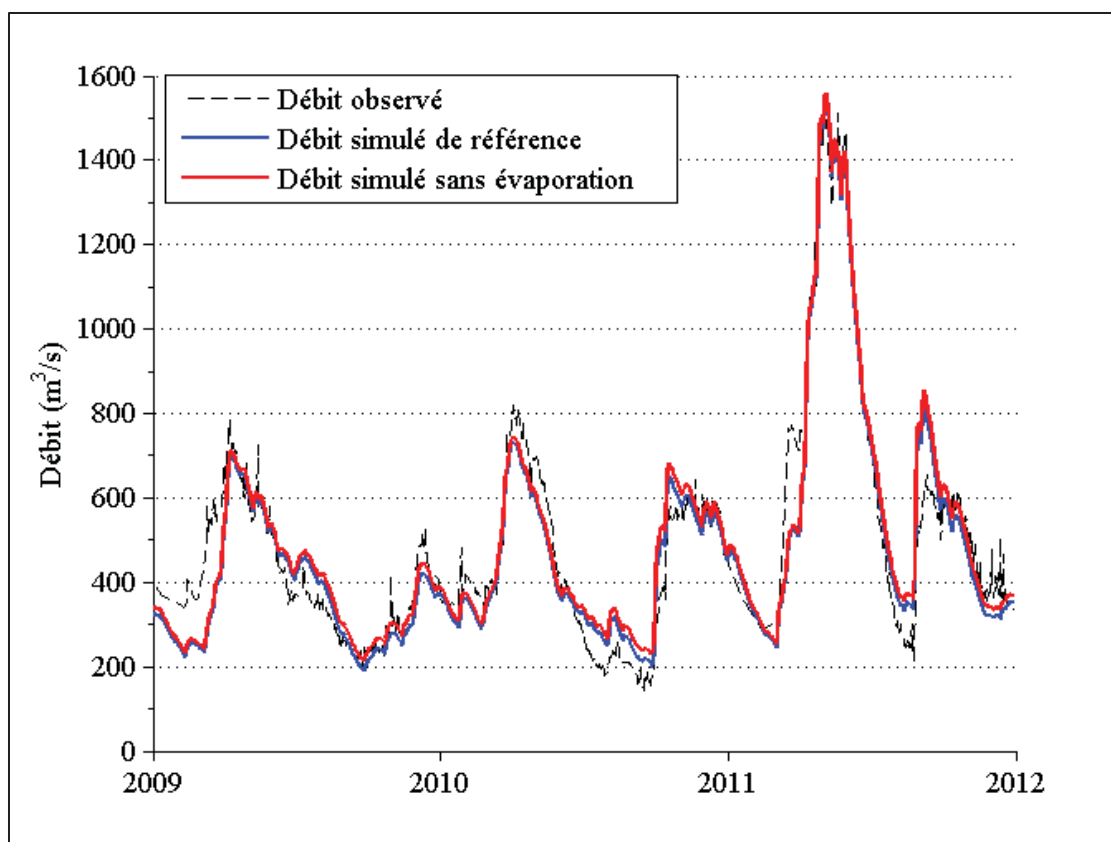


Figure 6.1 Comparaison des simulations du débit du Richelieu avec ou sans prise en compte de l'évaporation du lac

6.1.2 Validation de la modélisation semi-distribuée

Afin de valider la méthode de modélisation utilisée ici, une autre méthode a été testée que l'on nommera méthode globale. Cette méthode utilise également le modèle global HSAMI et l'équation du bilan de masse. La différence provient des données observées utilisées pour la calibration. Ici, on a utilisé les données de la rivière du Richelieu et du niveau du lac observé pour en déduire les apports naturels au lac « observés ». Le modèle HSAMI a ensuite été calibré directement sur ces données d'apports naturels « observés ». Grâce au modèle, il est alors possible de simuler les apports naturels ce qui permet ensuite de déduire de nouveau le niveau du lac et le débit du Richelieu par le bilan de masse et la corrélation entre les deux variables. La figure 6.2 résume le concept utilisé pour cette méthode de modélisation.

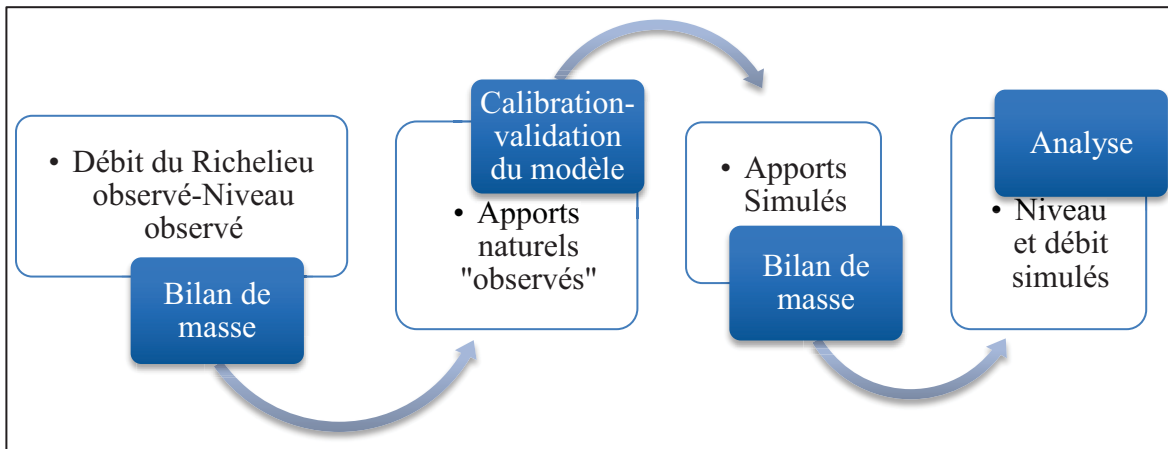


Figure 6.2 Schéma représentant le concept de la modélisation du bassin du Richelieu par l'approche globale

Les résultats de cette modélisation ont permis de vérifier deux points fondamentaux de l'étude. Il s'agit dans un premier temps du premier test de modélisation effectué lors de l'étude de la rivière de Richelieu. Il a été possible à partir de ce test de déterminer la viabilité de la modélisation du bassin versant du Richelieu à partir du modèle HSAMI, du bilan de masse ainsi que de la corrélation entre le niveau du lac et le débit du Richelieu. Les résultats de cette modélisation se sont révélés prometteurs, validant la démarche de modélisation du bassin versant. Ensuite, la comparaison des résultats de cette modélisation avec la modélisation par l'approche semi-distribué a permis de vérifier la cohérence de nos résultats. La figure 6.3 présente les résultats obtenus par la méthode globale. Le NSE obtenu à partir de cette méthode (0.85) est très proche de celui obtenu par l'approche semi-distribuée (0.82), ce qui valide les résultats obtenus par la méthode semi-distribuée. La méthode semi-distribuée a été préférée dans cette étude bien qu'à première vue le critère de NSE soit légèrement supérieur pour la méthode globale car l'approche globale semble moins rigoureuse dû à la calibration du modèle sur des apports naturels « observés » qui sont en fait calculés à partir du bilan de masse. Le signal correspondant à ces apports naturels « observés » est très bruité augmentant l'incertitude de la calibration et de la simulation des débits.

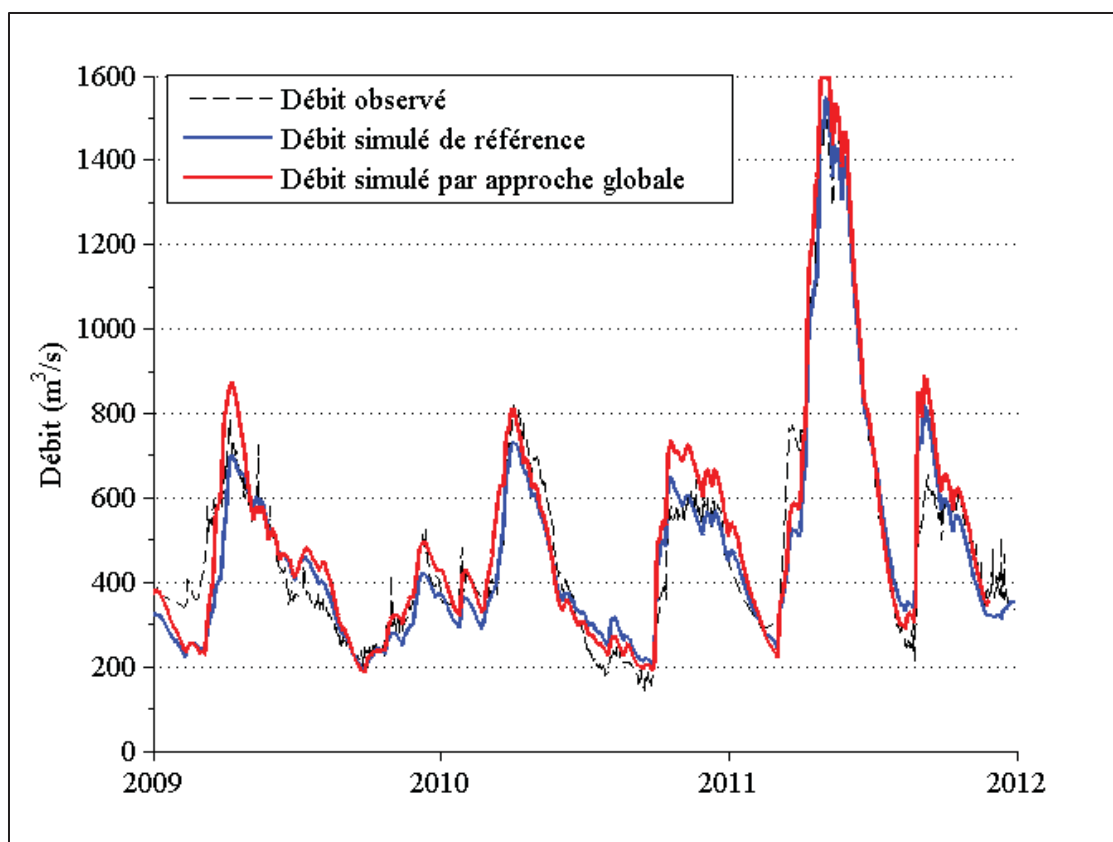


Figure 6.3 Comparaison des résultats de simulations du débit du Richelieu provenant de l'approche semi-distribuée et de l'approche globale

Outre le fait de pouvoir comparer directement les résultats de débit sur le Richelieu, il est également possible de comparer les apports naturels reconstitués par la méthode globale avec les apports naturels reconstitués à partir de l'approche semi distribuée. En comparant les apports naturels de cette manière, il est également possible de vérifier la cohérence des résultats de régionalisation. La figure 6.4 présente les résultats de cette comparaison. En plus des apports simulés par les deux approches, il a été choisi de prendre pour référence la somme des débits observés des rivières se jetant dans le lac de Champlain, majorée par la formule de transposition de Rousselle *et al.* (1990) pour prendre en compte les zones non jaugées. L'observation des résultats montrent que les écarts entre chacune des méthodes sont faibles, validant ainsi la méthode de régionalisation employée.

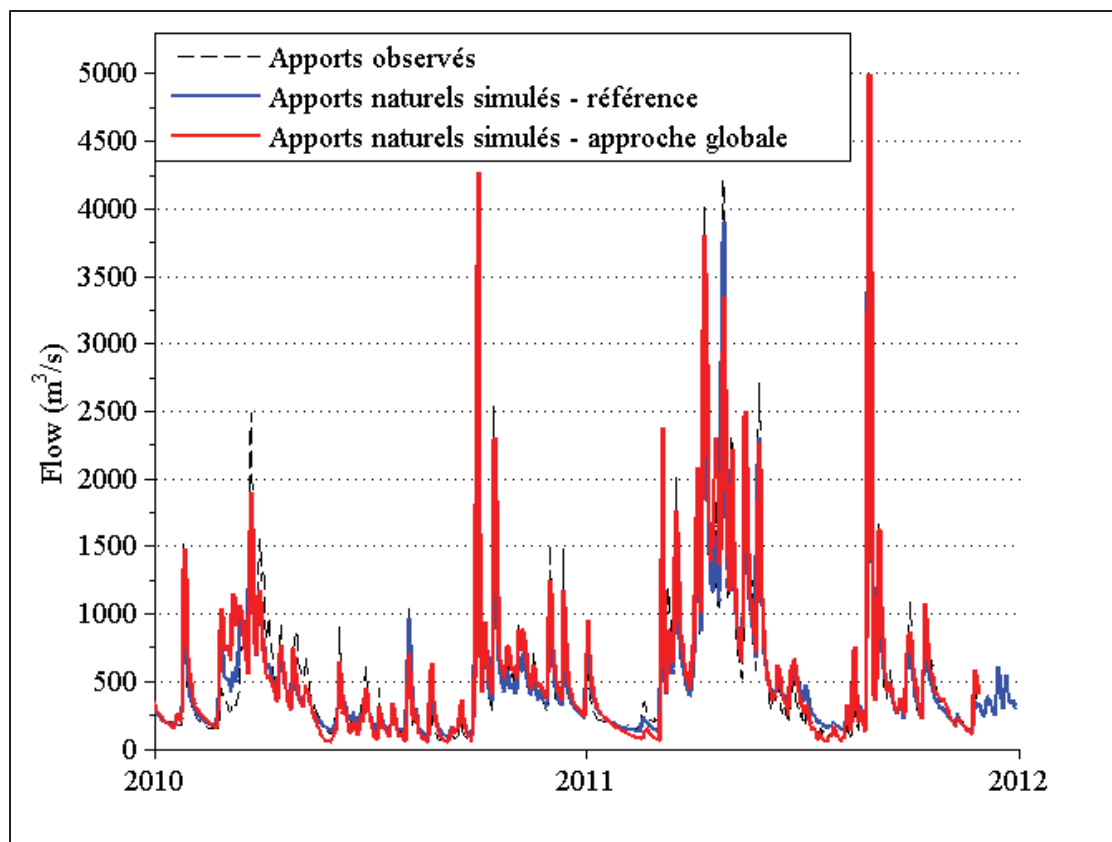


Figure 6.4 Comparaison des résultats de reconstitution des apports naturels

6.2 Modélisation des impacts du changement climatique

6.2.1 Retour sur les résultats

Les résultats des analyses d'études d'impacts en conditions de changement climatique dans le chapitre 4 de ce document évoquent une tendance en moyenne à la baisse des débits printaniers avec également une baisse des débits extrêmes de crue de printemps pour les quatre occurrences de retour. Les résultats sont cependant relativement différents pour les débits d'automne et d'hiver. Les hydrogrammes moyens montrent que les débits d'hiver ont tendance à être plus élevés que lors de la période de référence alors que les débits en automne semblent être plus faibles. L'analyse des extrêmes montre qu'il existe une tendance à

l'augmentation des crues pour les quatre périodes de retours et pour les deux périodes futures.

Il est possible d'interpréter ces résultats de manière qualitative. En effet, une augmentation de la température sur le bassin versant favorisera les précipitations liquides aux précipitations neigeuses au début et en fin d'hiver. Ainsi la période hivernale d'accumulation de neige sera plus courte, favorisant des débits hivernaux plus importants mais avec une pointe de crue printanière plus faible due au stock de neige moins important. L'augmentation des débits en automne par rapport aux débits d'été est visible sur la période de référence. Il est arrivé par exemple en 1983 que les débits de la rivière de Richelieu augmentent rapidement à un niveau semblable à une crue de printemps pendant l'automne (figure 6.5). Toutefois, l'arrivée de l'hiver et le passage à des précipitations neigeuses a coupé d'une manière brutale les apports naturels du lac de Champlain, arrêtant brusquement l'augmentation du niveau du lac et le laissant se vider pendant la durée de l'hiver. Il est alors facile d'imaginer, dans le cas où les températures augmentent, que le passage des précipitations liquides en précipitations neigeuses se fasse plus tardivement, menant alors à un maintien des apports naturels au lac et permettant au débit de la rivière de Richelieu de continuer à augmenter pendant une période plus longue et permettant ainsi un accroissement du débit de pointe.

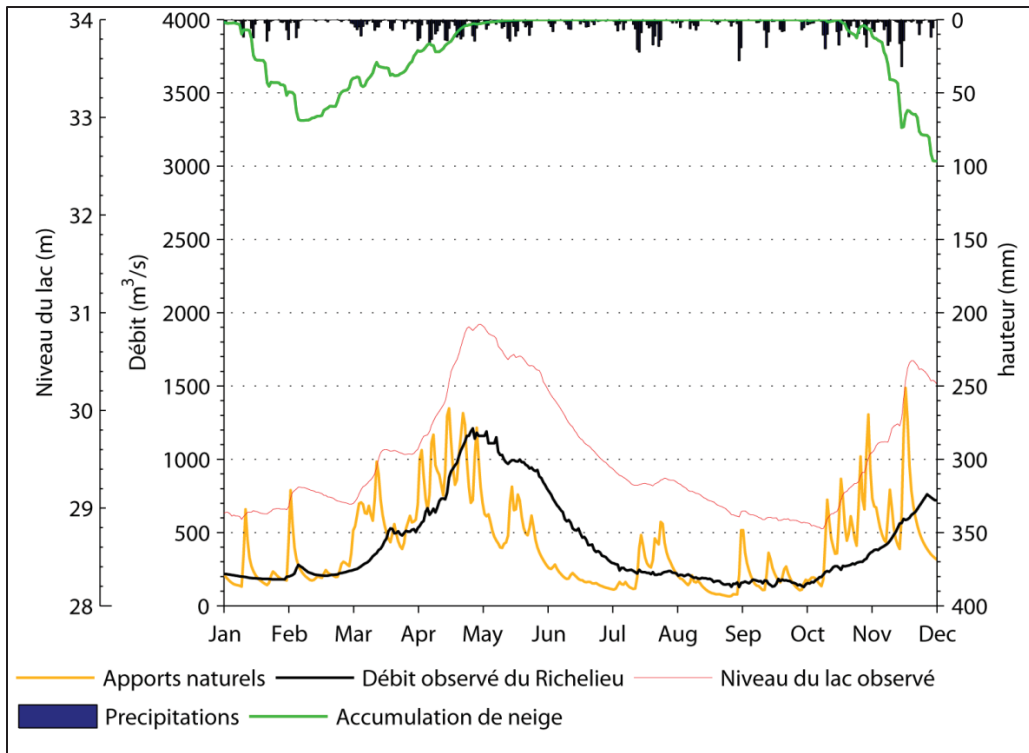


Figure 6.5 Représentation des débits élevés en fin d'automne 1983

6.2.2 Identification des incertitudes

L'incertitude a été étudiée en différenciant les résultats selon la méthode de descente d'échelle utilisée, le type de modèle climatique ainsi que les différents scénarios d'émissions de GES. Les comparaisons sont intéressantes à observer du fait qu'elles valident ou non certaines de nos hypothèses. Les hydrogrammes moyens annuels (figure 4.6) sont très peu différents les uns des autres à l'exception de la différence entre MRC et MCG, ce qui est certainement dû au fait que le nombre de MRC est assez faible dans cette étude. Par contre en étudiant les extrêmes, on retrouve des différences entre les méthodes utilisées.

Les différences entre les résultats des méthodes de descente d'échelle varient selon le fait que l'on étudie les crues de printemps ou si l'on s'intéresse aux crues d'automne-hiver. Pour les deux périodes futures et les crues de printemps, il existe très peu de différence entre les deux méthodes de descente d'échelle. Par contre pour ce qui est des crues d'automne-hiver, la

différence de résultats entre les méthodes est non négligeable. La méthode des deltas indique une très forte augmentation des débits allant de manière croissante en fonction des temps de retours et de la période future. Cette augmentation des débits est plus contestable en se fiant uniquement à la méthode de correction de biais par quantile. Pour la période 2041-2070, la dispersion des débits extrêmes pour les différents temps de retours est centrée autour de zéro, ce qui indique une tendance à ce que variation des débits soit très faible par rapport ceux de la période de référence. Cependant, pour la période plus éloignée de 2071-2100, on remarque une légère tendance à l'augmentation des débits extrêmes. La différence de résultats quasiment inexistante pour les deux méthodes de descente d'échelle pour les crues de printemps montre le fait que la méthode des deltas performe avec une efficacité équivalente à celle de la méthode de correction des biais par quantile. De ce fait, cela montre que la variabilité dans la fréquence de précipitations a peu d'importance pour les précipitations neigeuse hivernales. Cependant, les résultats sont très différents dans le cas des crues d'automne, la variation de fréquence des pluies a un impact significatif sur les débits extrêmes. Il en résulte donc que la méthode des deltas soit un choix peu recommandable pour l'étude de ces crues provenant de l'accumulation de précipitations liquides.

Les résultats diffèrent de manière significative entre les MCG et les MRC. Les MRC prévoient une augmentation plus forte des débits extrêmes que les MCG. Il ne faut pas oublier de prendre en compte ici que le nombre de MRC utilisé dans cette étude est assez faible. De plus la majorité des résultats de MRC dont utilisés dans cette étude proviennent de MRC ayant été pilotés par le même MCG (il s'agit le plus souvent du MRCC piloté par le MCCG). Ainsi, tel qu'énoncé dans la revue de littérature à la section 1.2.2, la modélisation des MRC souffre souvent des biais du MCG qui le pilote. Afin de vérifier si les différences de résultats entre les MRC et les MCG proviennent de la meilleure modélisation due à la meilleure résolution topographique ou si elles proviennent de biais humides des MCG, il a été choisi de comparer les résultats des MRC avec seulement les résultats des MCG qui les pilotent. Les résultats présentés en figure 6.6 montrent que le modèle couplé climatique global (MCCG) est un des MCG prévoyant les tendances de débits extrêmes les plus hauts, et ayant un des biais les plus humide surtout pour la période 2041-2070. Il est alors probable

que les MRC aient des débits simulés élevés dû au biais du MCG pilote. Il faudrait ajouter un nombre important de MRC pilotés par des MCG différents afin d'analyser correctement l'effet sur les simulations de débits de l'utilisation de MRC par rapport aux MCG. Ces résultats sont plus contestables pour la période 2071-2100, mais il est nécessaire de préciser que le nombre de simulations provenant de MCG pilotes et de RCM est bien plus bas pour cette période future, ce qui influence grandement les résultats.

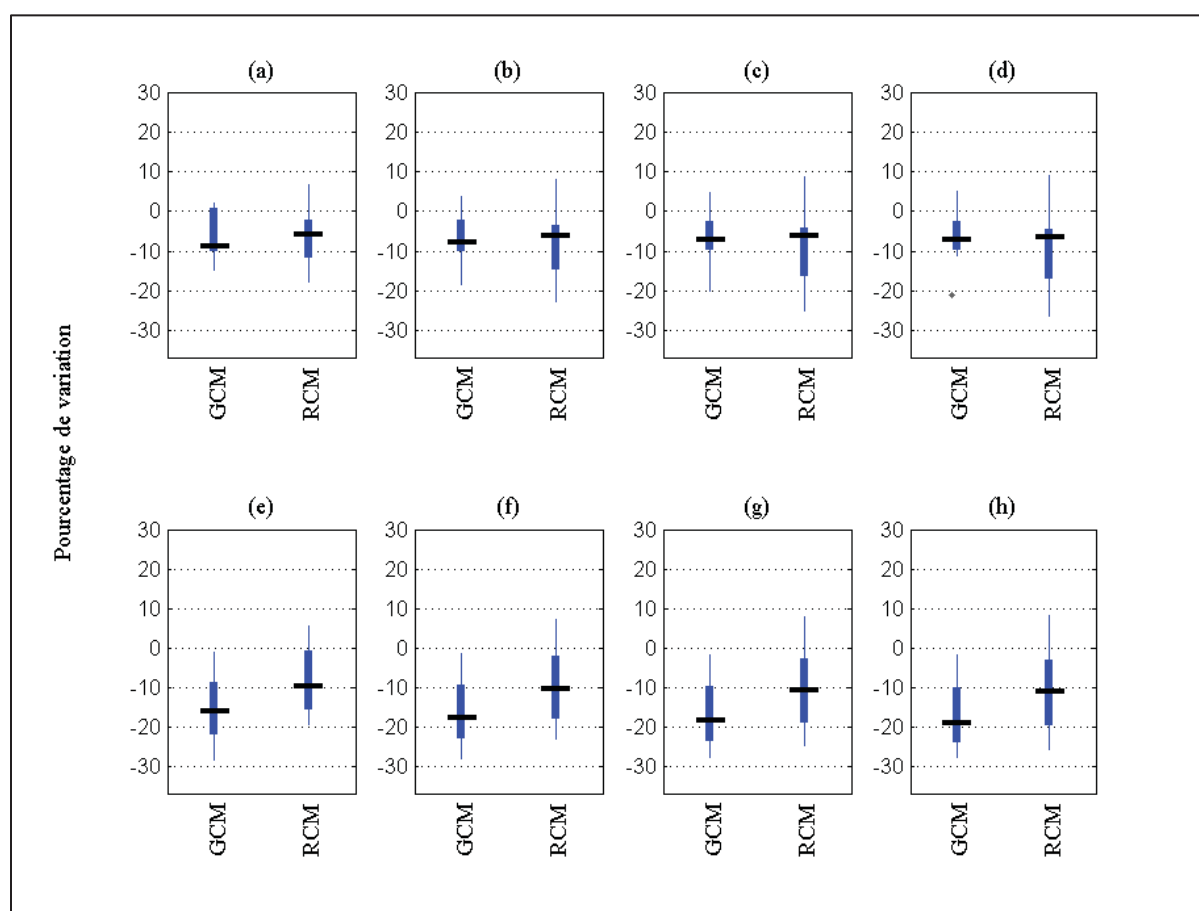


Figure 6.6 Comparaison des résultats de simulations de débits extrêmes des MRC avec leurs MCG pilotes en pourcentage de variation par rapports aux débits simulés de référence, pour les périodes de retours de (a) 5-, (b) 20-, (c) 50- et (d) 100 ans sur la période 2041-2070 et pour les périodes de retours de (e) 5-, (f) 20-, (g) 50- et (h) 100 ans sur la période 2071-2100.

Il est difficile d'arriver à une conclusion quant à l'influence des scénarios d'émissions de GES sur les résultats de modélisation. Les trois scénarios A1B, A1 et B2 donnent des résultats de débit très semblables avec une médiane et des dispersions proches. Il semble ainsi que la cause majeure de la dispersion ne provienne pas du choix du scénario d'émission de gaz à effet de serre, confirmant les recherches de Wilby et Harris (2006) et de plusieurs autres chercheurs.

De cette manière, il semble que dans le cadre de l'étude des crues de printemps la cause majeure d'incertitude vienne de la modélisation des MCG. Ceci ne peut être affirmé dans le cas des crues d'automne-hiver où la différence entre les résultats provenant des deux types de méthodes de descente d'échelle est très importante.

Bien que l'on estime que l'incertitude liée au modèle hydrologique faible compte tenu de la présence du lac de Champlain, il serait intéressant dans une étude complémentaire d'utiliser un modèle distribué afin de vérifier l'impact sur la distribution des résultats et vérifier l'incertitude provenant du modèle. Il est nécessaire de garder une certaine retenue quant aux résultats des modélisations pour les débits extrêmes d'automne-hiver du fait que les efforts de modélisation se sont concentrés sur la bonne reproduction des crues printanières.

6.3 Analyses des crues de la rivière de Richelieu

L'analyse des crues de 2011, 2008, 1998 ou 1993 a permis de mieux comprendre les causes et les phénomènes mis en jeux lors de la crue de 2011. Les deux crues de 1993 et 1998 ont atteint un niveau semblable. La crue de 1993 ressemble plus à celle de 2011, du fait que les précipitations liquides étaient la cause majeure de la montée du niveau du lac. Pour la crue de 1998, les précipitations liquides n'ont pas été aussi intenses et la plupart sont arrivées tardivement. L'accumulation de neige était plus forte qu'en 1993 et une précipitation forte a eu lieu au début la fonte de la neige qui a été très rapide.

Lors de l'année 2008, il est intéressant de remarquer que le stock de neige était très élevé, d'une occurrence de 56 ans, avec des précipitations très basses. Ce cas de figure n'a fait monter le niveau du lac de Champlain qu'à un niveau de 30.7 m, ce qui n'a pas entraîné de dégâts importants sur le Richelieu, contrairement aux trois autres crues étudiées.

Les analyses ont montré que la crue de 2011 a été majoritairement causée par les précipitations liquides intenses qui ont eu lieu pendant toute la durée du printemps. La probabilité d'apparition de précipitations liquides aussi importantes au printemps est inférieure à 0.02 (500 ans). Pour ajouter à ce volume de précipitation important, l'accumulation de neige maximale était forte, avec un temps de retour de 15 ans. La conjonction de ces deux facteurs qui sont les précipitations importantes et la fonte de la neige ont mené à cette crue importante de 2011 d'occurrence supérieure à 700 ans. L'analyse de la température n'a cependant rien souligné de marquant pour l'année 2011 par rapport aux moyennes habituelles.

L'étude de la crue hypothétique a permis de simuler les débits du Richelieu lorsqu'on soumet celui-ci à l'accumulation de neige historique de 2008 avec les précipitations intenses qui ont causé la crue de 2011. Les résultats sont sans appel, les simulations prévoient un débit du Richelieu plus élevé avec cette crue hypothétique que lors de la crue de 2011. Le débit de pointe a été simulé à $1720 \text{ m}^3/\text{s}$, ce qui est $170 \text{ m}^3/\text{s}$ de plus (soit 11%) que les $1550 \text{ m}^3/\text{s}$ mesurés en 2011. L'occurrence de l'apparition d'un tel événement et d'un niveau de lac aussi élevé est très faible (temps de retour hautement supérieur à 1000 ans).

Il semble que le mécanisme majeur de production extrême de ruissellement lors des crues de printemps provient des précipitations sur le couvert de neige. Le couvert de neige, avec le sol gelé, produit un ruissellement important sur le bassin, favorisant la montée de niveau du lac. Habituellement, le niveau du lac monte rapidement lors du début de la fonte des neiges au printemps jusqu'à ce que le couvert de neige ait atteint un niveau faible. Cependant lors de l'année 2011, les précipitations étaient si intenses que le niveau du lac est monté pendant la

fonte de la neige et est resté stable très longtemps compte tenu des fortes précipitations qui ont eu lieu jusqu'au mois de juin.

Les crues de printemps sont des phénomènes assez connus, le sol a tendance à être gelé ce qui réduit les infiltrations, les niveaux de nappe sont bas à cause de l'absence d'apports en précipitation liquide et les précipitations neigeuses accumulées pendant l'hiver ont tendance à fondre rapidement (de manière décalée selon leur élévation) et à ruisseler. L'exutoire des sous bassins se trouvant être le lac Champlain, la majeure partie de l'eau provenant de l'accumulation de neige sur la surface du bassin se retrouve au lac. Cependant, il est important à noter que l'accumulation de neige est calculée à partir des sorties du modèle hydrologique. Poulin *et al.* (2011) ont étudié spécifiquement le modèle HSAMI en comparaison avec le modèle physique distribué HYDROTEL sur les incertitudes structurelles. Au sein de leur bassin versant d'étude, le modèle HSAMI majorait la couverture de l'accumulation de neige sur le bassin. Il aurait été intéressant pour cette étude d'utiliser un modèle à base physique afin d'extraire des variables du modèle ayant une signification physique réelle pouvant être interprétés de manière objective. Une comparaison avec la base de données SNODAS (Barett, 2003) aurait aussi pu être effectuée pour valider les sorties du modèle hydrologique.

6.4 Conclusion sur les résultats de l'étude

Les résultats de cette étude démontrent globalement deux aspects importants. D'une part, les résultats de modélisation du bassin versant sous des conditions de changements climatiques montrent une tendance à la baisse des débits pour des occurrences de 5, 20, 50 et 100 ans, pour les deux périodes futures. Il est important à noter qu'il s'agit de tendances et que les résultats de modélisation donnent un éventail de simulation ayant une dispersion assez élevée due à ce type d'étude liée aux changements climatiques. L'analyse de la crue de 2011 a montré que celle-ci avait une probabilité d'apparition particulièrement faible. Elle a été majoritairement causée par les précipitations importantes qui ont duré tout le printemps. Bien

que l'occurrence de cette crue fût très faible, la construction d'une crue hypothétique combinant la neige de 2008 avec les précipitations de 2011 indique qu'une crue plus importante que celle de 2011 est concevable, et ce sans invoquer les changements climatiques.

CONCLUSION

Les habitants vivant le long de la rivière du Richelieu au Québec ont vécu une inondation sans précédent au printemps 2011 qui a nécessité l'évacuation de plusieurs centaines d'habitations. Cette crue n'a pas seulement été une épreuve morale pour des milliers de résidents, mais également une cause de lourds dégâts matériels nécessitant de nombreux investissements afin de financer les reconstructions. De nombreuses questions se posent suite à cet événement sur la gestion du bassin versant du Richelieu et le besoin de mieux défendre les résidents, tout en prenant en compte les incertitudes et les modifications des régimes hydriques prévus à l'avenir.

L'étude présentée dans ce mémoire s'appuie sur ce contexte et vise à déterminer quelles seront les tendances futures des débits sur la rivière du Richelieu. Cette étude se concentre sur les extrêmes des crues printanières en visant à comprendre les phénomènes qui ont mené vers la crue de 2011 et déterminer quelles seront les tendances sur les fréquences d'apparitions de crues extrêmes. Pour atteindre cet objectif, le bassin du Richelieu a été modélisé en prenant en compte le régime hydrologique du lac de Champlain. Grâce à ce modèle, la simulation des débits sous conditions de changement climatique ainsi que la simulation des crues passées ont pu être réalisées. L'analyse graphique des hydrogrammes moyens annuels ainsi que l'analyse des fréquences des crues a permis de déterminer des tendances futures des débits du Richelieu et de mieux comprendre les crues de la rivière.

Les résultats montrent que la crue de 2011, d'une période de retour supérieure à 700 ans, a été causée en majeure partie par des précipitations abondantes pendant toute la saison de printemps. La période de retour du cumul des précipitations entre Avril et Mai 2011 est supérieure à 500 ans. L'accumulation de neige de neige supérieure à la moyenne (période de retour de 15 ans) a également contribué aux apports naturels au lac. Les simulations des débits du Richelieu en conditions de changement climatiques montrent des tendances à une faible diminution des débits de crue de printemps extrêmes pour les périodes futures. Dans le

cas de la période d'automne-hiver, les simulations prévoient au contraire une forte augmentation de l'occurrence des crues.

Ces résultats sont cependant à mitiger dû à certaines limitations de l'étude. En effet les études de changement climatiques sont sujettes à de nombreuses incertitudes qui ne peuvent être évités. En utilisant une approche multi-modèle et différentes méthodes d'évaluation des changements climatiques, il est possible de mettre en avant les incertitudes touchant les résultats, ce qui a été réalisé lors de cette étude. Bien que l'incertitude soit élevée, les tendances notées dans cette étude sont robustes avec une très grande majorité de projections climatiques indiquant la même tendance.

La modélisation hydrologique du bassin versant a focalisé sur la bonne représentation de la crue printanière. Les résultats du modèle hydrologique au niveau des crues d'automne-hiver n'ont pas été validés de manière rigoureuse.

Il serait également intéressant d'utiliser un second modèle hydrologique et de préférence un modèle physique distribué. Dans cette étude seul un modèle hydrologique, un modèle conceptuel global, a été utilisé pour modéliser les apports naturels. En se basant sur les résultats d'autres études, il est peu probable que l'utilisation d'un modèle physique distribué puisse changer significativement les résultats. Il serait tout de même intéressant de réitérer l'étude avec un ce type d'approche afin de préciser les incertitudes liées à la modélisation hydrologique.

L'étude des crues d'automne-hiver pourrait être améliorée en modifiant seulement quelques aspects de l'étude. Dans un premier temps, il serait nécessaire d'utiliser au minimum une technique de descente d'échelle supplémentaire prenant en compte que les fréquences des précipitations peuvent être modifiées à l'avenir. En effet, la méthode des deltas est assez robuste dans le cadre des crues de printemps car la variation en fréquence des précipitations neigeuse a peu d'importance, mais dans le cadre des crues de printemps-hiver la méthode est sujette à discussion. Étant nécessaire de comparer des méthodes de descente d'échelle que

l'on considère robustes, il serait judicieux d'appliquer une méthode supplémentaire à la méthode de correction de biais par quantiles. En plus de ceci, il serait nécessaire d'améliorer le bilan de masse utilisé pour la modélisation du bassin versant du Richelieu et notamment la composante d'évaporation du lac. En effet, l'évaporation sur le lac est encore forte au début de l'automne et n'est pas à négliger. Il est intéressant de noter que ces mesures supplémentaires ne seraient pas seulement intéressantes pour l'étude des crues hors de la saison de la fonte des neiges mais également pour l'étude des étiages sur le bassin.

ANNEXE I

CARTOGRAPHIES

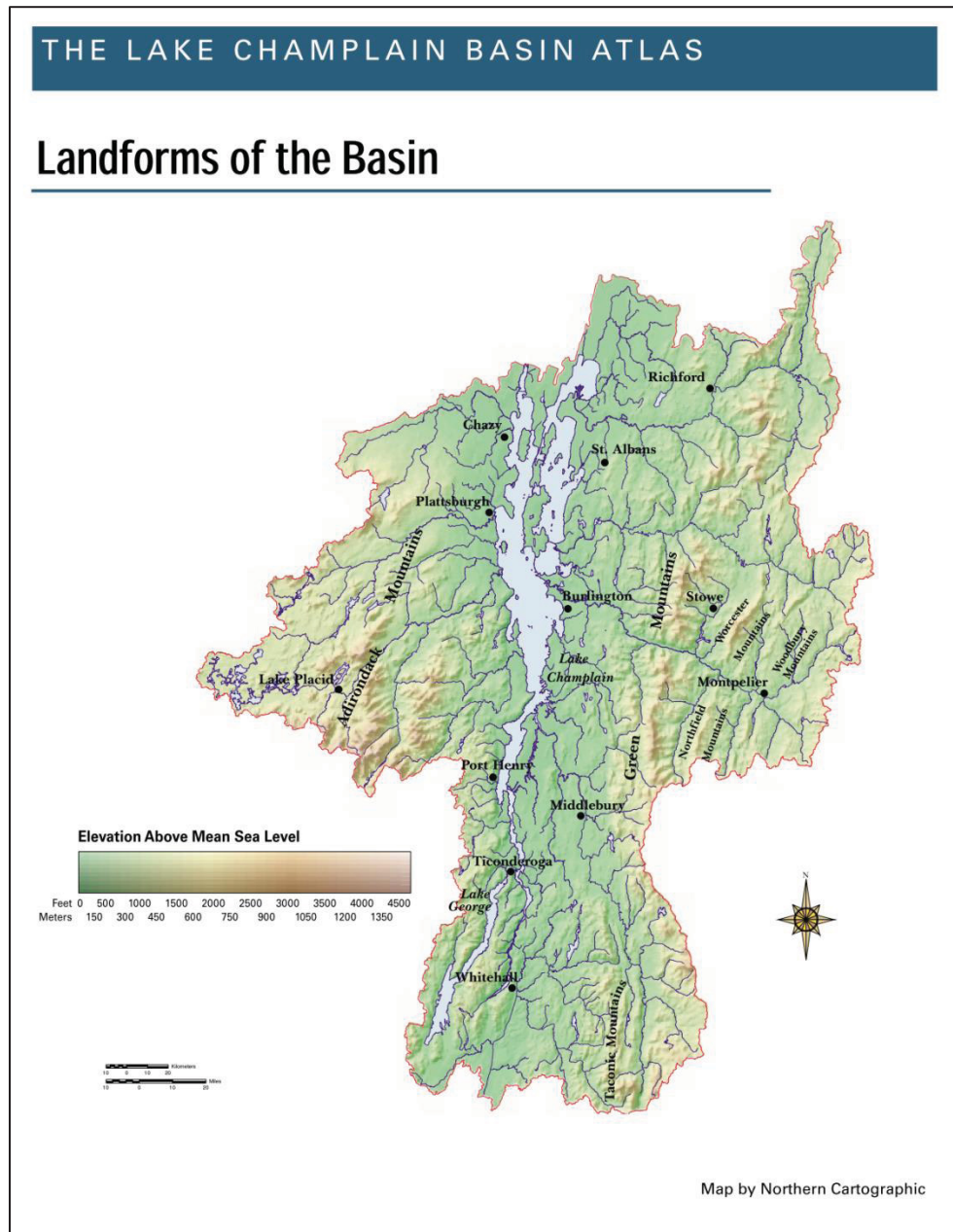


Figure-A I-1 Topographie du bassin versant du Lac de Champlain
Tiré de Lake Champlain Basin Atlas (2004)

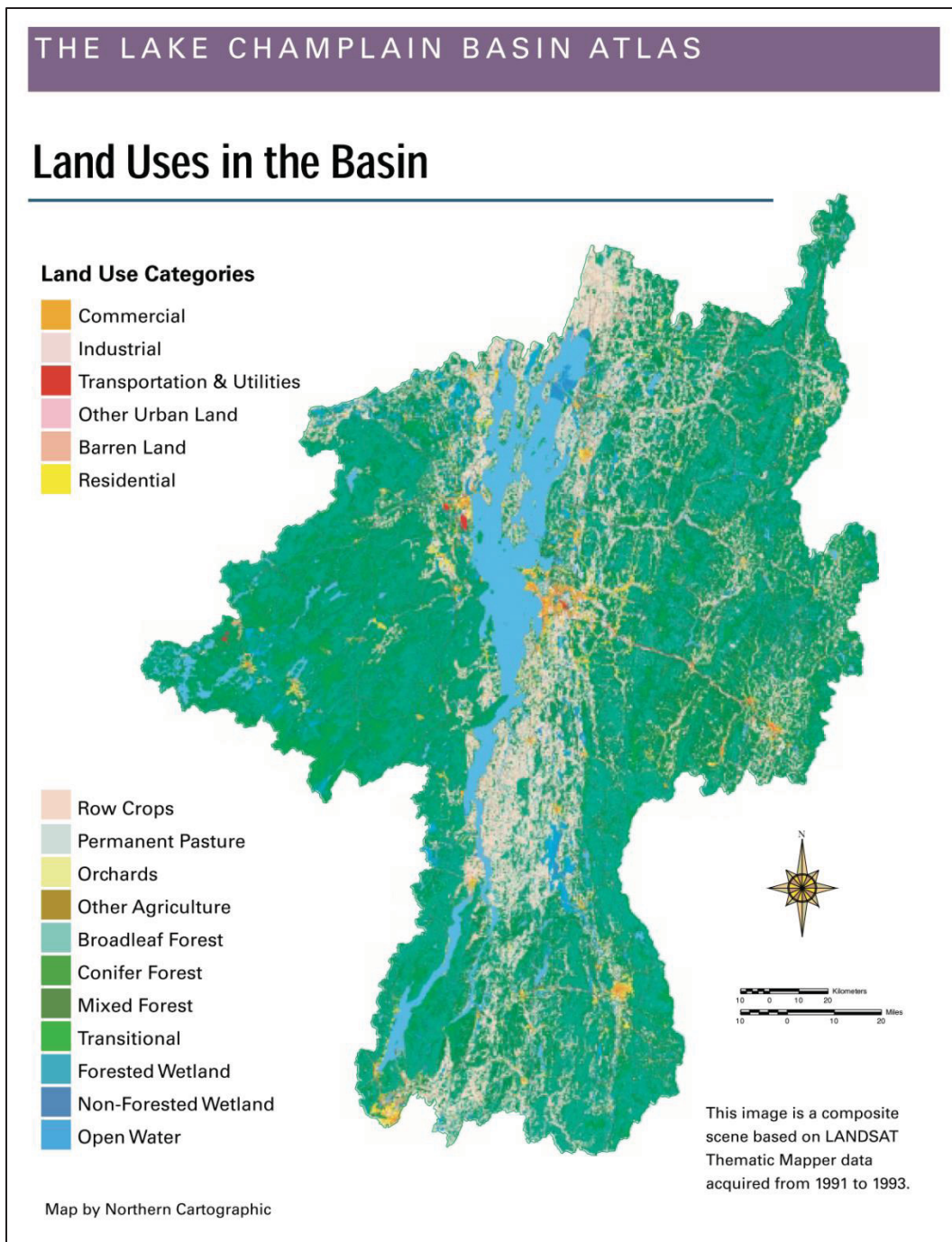


Figure-A I-2 Occupation des sols du bassin versant du lac de Champlain
Tiré de Lake Champlain Basin Atlas (2004)

THE LAKE CHAMPLAIN BASIN ATLAS

Population 2000 by Towns

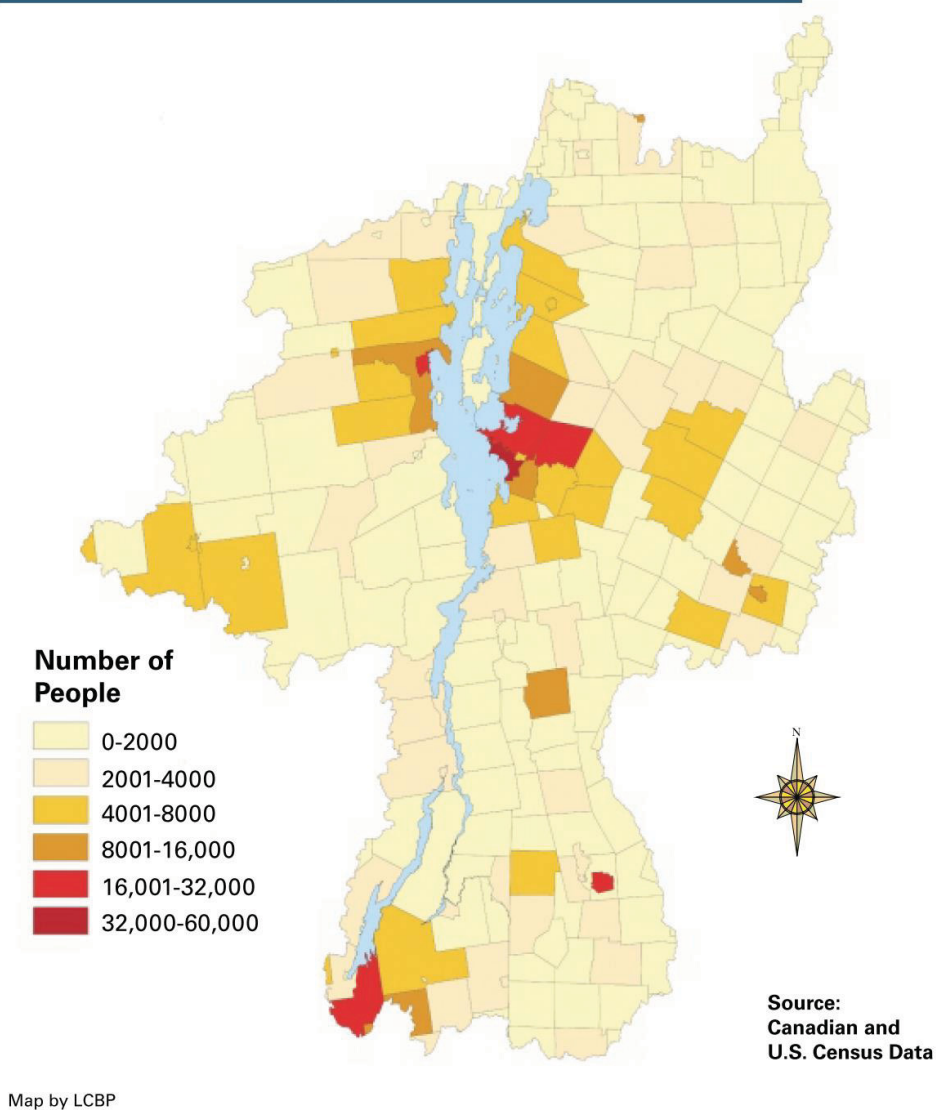


Figure-A I-3 Population du bassin versant du lac de Champlain
Tiré de Lake Champlain Basin Atlas (2004)

LISTE DE RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aircam.ca, 2011. *Photos aériennes inondations Saint-Jean sur Richelieu, Montérégie, Québec 4 mai 2011*, photographie aérienne.
- Andréassian, V., J. Lerat, N. Le Moine, et C. Perrin, 2012. « Neighbors: Nature's Own Hydrological Models ». *Journal of Hydrology*, vol. 414-415, p. 49–58.
- Arsenault, R., et F. Brissette, 2014. « Continuous streamflow prediction in ungauged basins: The effects of equifinality and parameter set selection on uncertainty in regionalization approaches ». *Accepté à Water Resources Research*
- Arsenault, R., F. Brissette, J.-S. Malo, M. Minville, et R. Leconte, 2013a. « Structural and Non-Structural Climate Change Adaptation Strategies for the Péribonka Water Resource System ». *Water Resources Management*, vol. 27, p. 2075–2087.
- Arsenault, R., A. Poulin, P. Côté, et F. Brissette, 2013b. « A Comparison of Stochastic Optimization Algorithms in Hydrological Model Calibration ». *Journal of Hydrologic Engineering*, doi:131105201947000.
- Barett, A. P., 2003. *National Operational Hydrologic Remote Sensing Center SNOw Data Assimilation System (SNODAS) Products at NSIDC*. National Snow and Ice Data Center, 19 p.
- Beniston, M., 2003. « Climatic Change in Mountain Regions: A Review of Possible Impacts ». In *Climate Variability and Change in High Elevation Regions: Past, Present & Future*, sous la dir. de H. Diaz, p. 5-31. Netherlands: Springer.
- Beven, K., 2006. « A Manifesto for the Equifinality Thesis ». *Journal of Hydrology*, vol. 320, p. 18–36.
- Beven, K., 2012. *Rainfall-Runoff Modelling*. 2^{ème} éd. Chichester, UK : John Wiley & Sons, Ltd, 488 p. doi:10.1002/9781119951001.
- Boyer, C., D. Chaumont, I. Chartier, et A.G. Roy, 2010. « Impact of Climate Change on the Hydrology of St. Lawrence Tributaries ». *Journal of Hydrology* vol. 384, p. 65–83.
- Brande, J. et M. Lapping, 1979. « Exchanging Information Across Boundaries: The Richelieu-Champlain Experience ». *Canadian Water Resources Journal*, vol. 4, p. 39–50.
- CEHQ, 2014. « Suivi hydrologique de différentes stations hydrométriques », In *Le site de Centre d'expertise Hydrique du Québec*. En ligne.
<http://www.cehq.gouv.qc.ca/suivihydro/default.asp>. Consulté le 14 janvier 2014.
- Chaumont, D., 2013. *Informations générales sur le 5ème rapport du GIEC*, Communication personnelle.

- Chen, J., F.P. Brissette, D. Chaumont, et M. Braun, 2013a. « Performance and Uncertainty Evaluation of Empirical Downscaling Methods in Quantifying the Climate Change Impacts on Hydrology over Two North American River Basins ». *Journal of Hydrology*, vol. 479, p. 200–214.
- Chen, J., F.P. Brissette, D. Chaumont, et M. Braun, 2013b. « Finding Appropriate Bias Correction Methods in Downscaling Precipitation for Hydrologic Impact Studies over North America ». *Water Resources Research*, vol. 49, p. 4187–4205.
- Chen, J., F.P. Brissette, et R. Leconte, 2011. « Uncertainty of Downscaling Method in Quantifying the Impact of Climate Change on Hydrology ». *Journal of Hydrology*, vol. 401, p. 190–202.
- Chen, J., F.P. Brissette, A. Poulin, et R. Leconte, 2011. « Overall Uncertainty Study of the Hydrological Impacts of Climate Change for a Canadian Watershed ». *Water Resources Research* vol. 47, n°12.
- Chow, V.T., D.R. Maidment, et L.W. Mays, 1988. *Applied Hydrology*. McGraw-Hill, 572 p.
- Commission Mixte Internationale, 2014. « Le Rôle de La CMI », In *Le site de la Commission Mixte Internationale*. En ligne. http://www.ijc.org/fr/Role_of_the_Commission. Consulté le 27 mars 2014.
- COVABAR, 2014. « Présentation du territoire », In *le site de l'organisme du bassin versant du Richelieu*. En ligne. <http://www.covabar.qc.ca/territoire.html>. Consulté le 14 janvier 2014.
- Davison, J. and L. Powers, 2013. « Why Alberta's Floods Hit so Hard and Fast ». In *CBC News*. En ligne. <http://www.cbc.ca/news/canada/calgary/why-alberta-s-floods-hit-so-hard-and-fast-1.1328991>. Consulté le 27 mars 2014.
- Delrieu, G., J. Nicol, and E. Yates, 2005. « The Catastrophic Flash-Flood Event of 8-9 September 2002 in the Gard Region, France: A First Case Study for the Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory ». *Journal of Hydrometeorology*, vol. 6, p. 34–52.
- Deser, C., R. Knutti, S. Solomon, et A.S. Phillips, 2012. « Communication of the Role of Natural Variability in Future North American Climate ». *Nature Climate Change*, vol. 2, p. 775–779.
- Environment Canada, 2014. « Hydrometric Data », In *Water Survey data*. En ligne. <http://www.ec.gc.ca/rhc-wsc/>. Consulté le 14 janvier 2014.
- Environnement Canada, 2011a. « Canada's Top Ten Weather Stories for 2011 Richelieu Flooding... Quebec's Longest-Lived Disaster ». In *Le site d'Environnement Canada*. En ligne. <http://www.ec.gc.ca/meteo-weather/default.asp?lang=En&n=D7CF8BE3-1>. Consulté le 27 mars 2014.

- Environnement Canada, 2011b. « Canada's Top Ten Weather Stories for 2011 : Historic Flood Fights in the West ». In *Le site d'Environnement Canada*. En ligne. <http://ec.gc.ca/meteo-weather/default.asp?lang=En&n=0397DE72-1> Consulté le 27 mars 2014.
- Facey, D.E., J.E. Marsden, T.B. Mihuc, et E.A. Howe, 2012. « Lake Champlain 2010: A Summary of Recent Research and Monitoring Initiatives ». *Journal of Great Lakes Research*, vol. 38, p. 1–5.
- Flato, G., J. Marotzke, B. Abiodun, P. Braconnot, S.C. Chou, W. Collins, P. Cox, F. Driouech, S. Emori, V. Eyring, C. Forest, P. Gleckler, E. Guilyardi, C. Jakob, V. Kattsov, C. Reason, et M. Rummukainen, 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Evaluation of Climate Models*. GIEC, 126 p.
- Fortin, V., 2000. *Le Modèle Météo-Apport HSAMI: Historique, Théorie et Application*. Institut de recherche d'Hydro-Québec, 68 p.
- Fowler, H., 2007. « Linking Climate Change Modelling to Impacts Studies: Recent Advances in Downscaling Techniques for Hydrological Modelling ». *International Journal of Climatology*, vol. 27, p. 1547–1578.
- Fowler, H.J. et C.G. Kilsby, 2003. « A Regional Frequency Analysis of United Kingdom Extreme Rainfall from 1961 to 2000 ». *International Journal of Climatology*, vol. 23, p. 1313–1334.
- GéoBase, 2014. « Réseau Hydro National (RHN) ». En ligne. <http://www.geobase.ca/geobase/fr/data/nhn/index.html>. Consulté le 27 mars 2014.
- GIEC, 2000. *Rapport Spécial Sur Les Scénarios D'émissions*. 27 p.
- Google, 2014. « Google Maps ». En ligne. <https://www.google.ca/maps>. Consulté le 27 mars 2014.
- Graybeal, D. et D. Leathers, 2006. « Snowmelt-Related Flood Risk in Appalachia: First Estimates from a Historical Snow Climatology ». *Journal of Applied Meteorology & Climatology*, vol. 45, p. 178–193.
- Hallegatte, S., C. Green, R.J. Nicholls, and J. Corfee-Morlot, 2013. « Future Flood Losses in Major Coastal Cities ». *Nature Climate Change*, vol. 3, p. 802–806.
- Hansen, N. et A. Ostermeier, 2001. « Completely Derandomized Self-Adaptation in Evolution Strategies ». *Evolutionary Computation*, vol. 9, p. 159–195.
- Harkness, R.E., 1999. *Datum Issues in the Red River of the North Basin*. United States Geological Survey, p. 7.

- Hay, L., R. Wilby, et G. Leavesley, 2000. « A Comparison of Delta Change and Downscaled GCM Scenarios for Three Mountainous Basins in the United States ». *Journal of the American Water Resources Association*, vol. 36, p. 387–397.
- He, Y., a. Bárdossy, et E. Zehe, 2011. « A Review of Regionalisation for Continuous Streamflow Simulation ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 15, p. 3539–3553.
- Hope, A. and R. Bart, 2012. « Evaluation of a Regionalization Approach for Daily Flow Duration Curves in Central and Southern California Watersheds ». *Journal of the American Water Resources Association*, vol. 48, p. 123–133.
- Howland, W.G., B. Gruessner, M. Lescaze, and M. Stickney, 2006. *Lake Champlain Experience and Lessons Learned Brief*, Lake Champlain Basin Program, 22 p.
- Huaxia, Y.A.O., 2009. « Long-Term Study of Lake Evaporation and Evaluation of Seven Estimation Methods: Results from Dickie Lake, South-Central Ontario, Canada ». *Journal of Water Resource and Protection*, vol. 1, p. 59–77.
- Hunkins, K., T.O. Manley, P. Manley, et J. Saylor, 1998. « Numerical Studies of the 4-Day Oscillation in Lake Champlain ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 103, p. 18425–18436.
- International Joint Comission, 2013. *The Identification Of Measures To Mitigate Flooding And The Impacts Of Flooding Of Lake Champlain And Richelieu River*, IJC, 144 p.
- IPCC, 2007. *Climate Change 2007: An Assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, R. K. Pachauri and A. Reisinger (Editors). IPCC, 52 p.
- IPCC, 2013. *Climate Change 2013 The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 1552 p.
- Jöhnk, K.D., D. Straile, et W. Ostendorp, 2004. « Water Level Variability and Trends in Lake Constance in the Light of the 1999 Centennial Flood ». *Limnologica*, vol. 21, p. 15–21.
- K. Ajami, N., H. Gupta, T. Wagener, et S. Sorooshian, 2004. « Calibration of a Semi-Distributed Hydrologic Model for Streamflow Estimation along a River System ». *Journal of Hydrology*, vol. 298, p. 112–135.
- Kay, A.L., H.N. Davies, V.A. Bell, et R.G. Jones, 2008. « Comparison of Uncertainty Sources for Climate Change Impacts: Flood Frequency in England ». *Climatic Change*, vol. 92, p. 41–63.
- Knocke, E.T. et K.N. Kolivras, 2007. « Flash Flood Awareness in Southwest Virginia ». *Risk Analysis : An Official Publication of the Society for Risk Analysis* 27:155–69.

- Kotlarski, S., S. Hagemann, P. Krahe, R. Podzun, et D. Jacob, 2012. « The Elbe River Flooding 2002 as Seen by an Extended Regional Climate Model ». *Journal of Hydrology*, vol. 472-473, p. 169–183.
- Laird, N.F., J. Desrochers, et M. Payer, 2009. « Climatology of Lake-Effect Precipitation Events over Lake Champlain ». *Journal of Applied Meteorology & Climatology*, vol. 48, p. 232–250.
- Lake Champlain Basin Program, 2004. « The Lake Champlain Basin Atlas: Online Version ». <http://atlas.lcbp.org/HTML/intro.htm>.
- Lake Champlain Basin Program, 2013. *Flood Resilience in the Lake Champlain Basin and Upper Richelieu River: A Comprehensive Review of the 2011 Flooding Impacts on a Watershed Level to Inform Flood Resilience Policies and Management Strategies in the Lake Champlain Basin*. LCBP, 93 p.
- Lawford, R.G., T.D. Prowse, W.D. Hogg, a. a. Warkentin, et P.J. Pilon, 1995. « Hydrometeorological Aspects of Flood Hazards in Canada ». *Atmosphere-Ocean*, vol. 33, p. 303–328.
- Li, S.S., 2013. « Some Characteristics of Peak Flow in the Richelieu River, Quebec ». *Applied Mechanics and Materials*, vol. 405-408, p. 2100–2103.
- Livneh, B., E.A. Rosenberg, C. Lin, B. Nijssen, V. Mishra, K.M. Andreadis, E.P. Maurer, et D.P. Lettenmaier, 2013. « A Long-Term Hydrologically Based Dataset of Land Surface Fluxes and States for the Conterminous United States: Update and Extensions* ». *Journal of Climate*, vol. 26, p. 9384–9392.
- Manley, T.O., K.L. Hunkins, J.H. Saylor, G.S. Miller, et P.L. Manley, 1999. « Aspects of Summertime and Wintertime Hydrodynamics of Lake Champlain ». In *Lake Champlain in Transition: From Research Toward Restoration*, Water Sci. Appl. AGU, Washington, DC, pp. 67–115.
- Manley, T.O. et P.L. Manley, 1999. *Lake Champlain in Transition: From Research Toward Restoration*. AGU, Washington, DC.
- Maraun, D., 2012. « Nonstationarities of Regional Climate Model Biases in European Seasonal Mean Temperature and Precipitation Sums ». *Geophysical Research Letters*, vol. 39, L06706.
- Mareuil, A., R. Leconte, F. Brissette, et M. Minville, 2007. « Impacts of Climate Change on the Frequency and Severity of Floods in the Châteauguay River Basin, Canada ». *Canadian Journal of Civil Engineering*, vol. 34, p. 1048–1060.
- Maurer, E.P., A.W. Wood, J.C. Adam, D.P. Lettenmaier, et B. Nijssen, 2002. « A Long-Term Hydrologically Based Dataset of Land Surface Fluxes and States for the Conterminous United States* ». *Journal of Climate*, vol. 15, p. 3237–3251.

- McIntyre, N., H. Lee, H. Wheeler, A. Young, et T. Wagener, 2005. « Ensemble Predictions of Runoff in Ungauged Catchments ». *Water Resources Research*, vol. 41, W12434.
- Merz, R. et G. Blöschl, 2004. « Regionalisation of Catchment Model Parameters ». *Journal of Hydrology*, vol. 287, p. 95–123.
- Milly, P.C.D., R.T. Wetherald, K. a Dunne, et T.L. Delworth, 2002. « Increasing Risk of Great Floods in a Changing Climate ». *Nature*, vol. 415, p. 514–517.
- Minville, M., F. Brissette, and R. Leconte, 2008. « Uncertainty of the Impact of Climate Change on the Hydrology of a Nordic Watershed ». *Journal of Hydrology*, vol. 358, p. 70–83.
- Minville, M., F. Brissette, et R. Leconte, 2009. « Impacts and Uncertainty of Climate Change on Water Resource Management of the Peribonka River System (Canada) ». *Journal of Water Resources Planning and Management*, vol. 136, p. 376–385.
- Moradkhani, H. et S. Sorooshian, 2008. « General Review of Rainfall-Runoff Modeling: Model Calibration, Data Assimilation, and Uncertainty Analysis ». In *Hydrological Modelling and the Water Cycle*, sous la dir. de Sorooshian, S., K.-l. Hsu, E. Coppola, B. Tomassetti, M. Verdecchia et G. Visconti, p. 1–24.
- Moriasi, D. et J. Arnold, 2007. « Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulations ». *Transactions of the ASABE* 50:885–900.
- Mpelasoka, F.S. et F.H.S. Chiew, 2009. « Influence of Rainfall Scenario Construction Methods on Runoff Projections ». *Journal of Hydrometeorology*, vol. 10, p. 1168–1183.
- Murphy, J., D. Sexton, et D. Barnett, 2004. « Quantification of Modelling Uncertainties in a Large Ensemble of Climate Change Simulations ». *Nature*, vol. 430. doi:10.1038/nature02770.1.
- Oudin, L., V. Andréassian, C. Perrin, C. Michel, et N. Le Moine, 2008. « Spatial Proximity, Physical Similarity, Regression and Ungaged Catchments: A Comparison of Regionalization Approaches Based on 913 French Catchments ». *Water Resources Research*, vol. 44, p. 1–15.
- Pechlivanidis, I. et B. Jackson, 2011. « Hydrological Modelling: A Review of Model Types, Calibration Approaches and Uncertainty Analysis Methods in the Context of Recent Developments in Technology ». *Global Nest Journal*, vol. 13, p. 193–214.
- Poulin, A., F. Brissette, R. Leconte, R. Arsenault, et J.-S. Malo, 2011. « Uncertainty of Hydrological Modelling in Climate Change Impact Studies in a Canadian, Snow-Dominated River Basin ». *Journal of Hydrology*, vol. 409, p. 626–636.
- Prudhomme, C. et H. Davies, 2008a. « Assessing Uncertainties in Climate Change Impact Analyses on the River Flow Regimes in the UK. Part 1: Baseline Climate ». *Climatic Change*, vol. 93, p. 177–195.

- Prudhomme, C. et H. Davies, 2008b. « Assessing Uncertainties in Climate Change Impact Analyses on the River Flow Regimes in the UK. Part 2: Future Climate ». *Climatic Change*, vol. 93, p. 197–222.
- Pushpalatha, R., C. Perrin, N. Moine, et V. Andréassian, 2012. « A Review of Efficiency Criteria Suitable for Evaluating Low-Flow Simulations ». *Journal of Hydrology*, vol. 420-421, p. 171–182.
- Riboust, P. et F. Brissette, 2014. « Climate Change Impacts and Uncertainties on Spring Flooding of Lake Champlain and the Richelieu River ». *Journal of the American Water Resources Association*, en révision.
- Rientjes, T.H.M., B.U.J. Perera, A.T. Haile, P. Reggiani, et L.P. Muthuwatta, 2011. « Regionalisation for Lake Level Simulation – the Case of Lake Tana in the Upper Blue Nile, Ethiopia ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 15, p. 1167–1183.
- Roche, M., 1963. *Hydrologie de Surface*. ORSTOM Gauthier-Villars ; ORSTOM.
- Rousselle, J., W.E. Watt, K.W. Lathem, C.R. Neill, et T.L. Richards, 1990. *Hydrologie Des Crues Au Canada: Guide de Planification et de Conception*. CNRC et Comité Associé D'hydrologie, Ottawa.
- Salathé, E.P., 2003. « Comparison of Various Precipitation Downscaling Methods for the Simulation of Streamflow in a Rainshadow River Basin ». *International Journal of Climatology*, vol. 23, p. 887–901.
- Schmildli, J., C. Frei and P. L. Vidale (2006). « Downscaling from GCM precipitation: A benchmark for dynamical and statistical downscaling methods ». *International journal of climatology*, vol. 26, p. 679-689.
- Sécurité Publique Canada, 2013. « Catastrophes Naturelles Du Canada : Inondations ». In *le Site Sécurité Publique Canada*. En ligne. <http://www.securitepublique.gc.ca/cnt/mrgnc-mnngmnt/ntrl-hzrds/fld-fra.aspx> . Consulté le 27 mars 2014.
- Shanley, J.B. et J.C. Denner, 1999. « The Hydrology of the Lake Champlain Basin ». In *Lake Champlain in Transition: From Research Toward Restoration*. AGU, Washington, DC, pp. 41–66.
- Singh, V.P. et D. a. Woolhiser, 2002. « Mathematical Modeling of Watershed Hydrology ». *Journal of Hydrologic Engineering*, vol. 7, p. 270–292.
- Smeltzer, E. et S. Quinn, 1996. « A Phosphorus Budget, Model, and Load Reduction Strategy For Lake Champlain ». *Lake and Reservoir Management*, vol. 12, p. 381–393.
- Sperna Weiland, F.C., L.P.H. van Beek, J.C.J. Kwadijk, et M.F.P. Bierkens, 2010. « The Ability of a GCM-Forced Hydrological Model to Reproduce Global Discharge Variability ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 14, p. 1595–1621.

- Stager, J. et M. Thill, 2010. « Climate Change in the Champlain Basin ». *The Nature Conservancy*, 44 p.
- Tardy, A., 2000. « Lake-Effect and Lake-Enhanced Snow in the Champlain Valley of Vermont ». NWS Eastern Region Tech. Memo. En ligne. <http://www.erh.noaa.gov/er/btv/research/Tardy-ta2000-05.pdf>. Consulté le 27 février 2014.
- Teutschbein, C. et J. Seibert, 2012. « Is Bias Correction of Regional Climate Model (RCM) Simulations Possible for Non-Stationary Conditions? » *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, vol. 9, p. 12765–12795.
- The United Nation Office for Disaster Risk Reduction, 2014. « Terminology on Disaster Risk Reduction », ONU. En ligne. <http://www.unisdr.org/we/inform/terminology> Consulté le 27 mars 2014.
- Todhunter, P., 2001. « A Hydroclimatological Analysis of the Red River of the North Snowmelt Flood Catastrophe Of 1991 ». *Journal of the American Water Resources Association*, vol. 37, p. 1263-1278.
- USGS, 2014. « EDNA Watershed Atlas ». En ligne. <http://edna.usgs.gov/watersheds/>. Consulté le 14 janvier 2014.
- USGS-NHD, 2014. « National Hydrographic Database ». En ligne. <http://nhd.usgs.gov/>. Consulté le 27 mars 2014.
- USGS-NWIS, 2014. « National Weather Information System ». En ligne. <http://waterdata.usgs.gov/nwis>. Consulté le 14 janvier 2014.
- Wagener, T., M. Sivapalan, P. Troch, and R. Woods, 2007. « Catchment Classification and Hydrologic Similarity ». *Geography Compass*, vol. 1, p. 901–931.
- Wagner, G., H.G. Schröder, et J. Gurtz, 2002. « A Model Approach for in- and Outflow Calculation of Upper Lake Constance ». *Limnologica*, vol. 32, p. 27–32.
- Wilby, R.L. et I. Harris, 2006. « A Framework for Assessing Uncertainties in Climate Change Impacts: Low-Flow Scenarios for the River Thames, UK ». *Water Resources Research*, vol. 42, W02419. doi:10.1029/2005wr004065.
- Woodbury, L. et G. Padmanabhan, 1989. « Estimating Terminal Lake Level Frequencies ». *Journal of Water Resources Research*, vol. 115, p. 321–337.
- Zhang, Y. et F.H.S. Chiew, 2009. « Relative Merits of Different Methods for Runoff Predictions in Ungauged Catchments ». *Water Resources Research*, vol. 45, W07412.