

ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE
UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

MÉMOIRE PRÉSENTÉ À
L'ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE

COMME EXIGENCE PARTIELLE
À L'OBTENTION DE LA
MAÎTRISE EN GÉNIE DE LA CONSTRUCTION

M.Ing

PAR
ARNAUD MAREUIL

IMPACTS DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES
SUR LES CRUES EXTRÊMES DES RIVIÈRES :
CAS DE LA RIVIÈRE CHÂTEAUGUAY

MONTREAL, LE 27 JUIN 2005

(c) droits réservés de Arnaud Mareuil

CE MÉMOIRE A ÉTÉ ÉVALUÉ
PAR UN JURY COMPOSÉ DE :

M. François Brissette, directeur de mémoire
Département de génie de la construction à l'École de technologie supérieure

M. Robert Leconte, codirecteur
Département de génie de la construction à l'École de technologie supérieure

M. Patrick Niquette, président du jury
Département de génie de la construction à l'École de technologie supérieure

M. René Roy, membre du jury
Coordinateur ressources hydriques, Consortium Ouranos

IL A FAIT L'OBJET D'UNE SOUTENANCE DEVANT JURY ET PUBLIC
LE 26 MAI 2005
À L'ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE

IMPACTS DE CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LES CRUES EXTRÊMES DES RIVIÈRES : CAS DE LA RIVIÈRE CHÂTEAUGUAY

Arnaud Mareuil

RÉSUMÉ

Dans cette étude, fréquences et intensités des crues extrêmes pour la période '59-95' et l'horizon 2050 sont comparées. Les scénarios régionaux de climat 'présent' et 'futur' ont été élaborés à l'aide d'un générateur stochastique de climat et des variations calculées par 3 modèles climatiques globaux. Couplés à deux modèles hydrologiques continus calibrés pour le bassin de la rivière Châteauguay, les scénarios fournissent des séries de débits qui font alors l'étude d'analyse statistique.

L'hiver, une diminution de près de 35% des débits de crues printanières est envisagée dans le scénario le plus chaud. La crue pourrait intervenir de 2 à 5 semaines plus tôt qu'actuellement. L'été, des variations, à la hausse et à la baisse, allant de +3,5 à -10% sont observées. Les incertitudes de l'étude et les améliorations envisageables sont analysées, comme le choix des scénarios, l'approche de mise à l'échelle ou l'utilisation des résultats des modèles climatiques globaux.

IMPACTS DE CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LES CRUES EXTRÊMES DES RIVIÈRES : CAS DE LA RIVIÈRE CHÂTEAUGUAY

Arnaud Mareuil

SOMMAIRE

Au 21^{ème} siècle, les changements climatiques vont se traduire par des impacts hydrologiques potentiellement critiques. Les conséquences sur la gestion des ressources en eau, les inondations ou encore le design d'ingénierie seront significatives et nécessitent l'élaboration de stratégies d'adaptation. Pour cela, une bonne connaissance dans la science du climat et l'hydrologie est requise, notamment sur la variabilité des événements extrêmes qui sont potentiellement les plus dommageables. Dans cette étude sur le bassin versant de la rivière Châteauguay, située au sud de Montréal, la modélisation et la prévision des crues extrêmes sont étudiées. L'objectif est de pouvoir comparer leurs fréquences et leurs intensités observées actuellement avec celles qui se produiraient à l'horizon 2050 sous un climat modifié. Dans ce but, des scénarios régionaux de climat 'présent' et 'futur' ont été élaborés à l'aide du générateur stochastique de climat WeaGETS et des anomalies calculées par 3 modèles climatiques globaux. Couplés à deux modèles hydrologiques continus calibrés pour le bassin de la rivière Châteauguay, les scénarios fournissent des séries de débits qui font alors l'étude d'analyse statistique.

L'hiver, les trois modèles prévoient des hausses de températures de 2 à 7°C entraînant un avancement de la date de crue printanière de 2 à 5 semaines et une réduction significative de la part des précipitations neigeuses. Malgré la hausse des précipitations, une diminution de près de 35% des débits de crues printanières est envisagée dans le scénario le plus chaud. L'été, les résultats sont moins prononcées et moins certains. Des variations, à la hausse et à la baisse, allant de +3,5 à -10% sont observées. Ceci souligne les incertitudes qui demeurent dans les résultats des modèles climatiques globaux (MCG) et leur utilisation pour une étude d'impact à échelle régionale. Cela est particulièrement vrai pour l'été, alors que les débits extrêmes sont reliés à des événements journaliers, une échelle de temps vraisemblablement trop courte pour les MCG. La confiance envers les résultats pourrait être accrue par l'amélioration de l'approche de mise à l'échelle spatio-temporelle des résultats des MCG. Enfin, une combinaison de différents modèles et différents scénarios d'émissions de gaz à effet de serre permettrait d'obtenir des scénarios climatiques plus représentatifs des évolutions possibles du climat.

CLIMATE CHANGES IMPACTS ON EXTREME RIVER FLOODS: CHÂTEAUGUAY RIVER CASE

Arnaud Mareuil

ABSTRACT

The apprehended climate change will likely results in important changes to water resources. The potential impacts on water resources management, flooding and hydrologic engineering may be very significant. Of the many potential impacts, the variability in extreme events is perhaps the most significant. In order to adapt management strategies, a good knowledge of climate change science and hydrology is required. This work investigates potential changes in extreme flooding events over the Châteauguay River Basin using hydrologic modelling as a main tool. The project's main objective is to forecast flood frequencies and magnitudes in a future climate, and to compare them with the actual hydrological regime. Regional climate scenarios for the year 2050 were constructed using the WeaGETS stochastic weather generator, and temperature and precipitation anomalies from 3 general circulation models. Coupled with two hydrological models, these scenarios result in long time-series of water discharge, that are subjected to flood frequency analysis.

For the winter season, the 3 models forecast a temperature increase between 2 and 7°C which results in a spring flood that is 2 to 5 weeks earlier than currently observed. Despite a forecasted increase in precipitation, this significant warming results in a reduction of the spring flood discharge by up to 35%. For the summer season, variations are less important and differ depending on the model. Increases in discharges by up to 3.5% or diminutions by up to 10% are modelled. This underlines the uncertainty linked to GCM and their use for regional studies. This is particularly significant for the summer season where flooding events are linked to events at the daily time scale, a scale not yet well resolved by GCM. Results could be more reliable by improving the downscaling techniques employed on parameters of the weather generator. Finally, a combination of more GCM and emission scenarios could result in scenarios more representative of the potential variation of a future climate.

REMERCIEMENTS

De nombreuses personnes ont collaborées de près ou de loin à l'accomplissement de ce mémoire et je tiens à les en remercier. J'ai tout d'abord eu la chance de rencontrer deux excellents professeurs, Robert Leconte, Ph.D et François Brissette, Ph.D. Tour à tour, ils ont su m'orienter dans mes recherches grâce à leurs précieux conseils. Je tiens à les remercier également pour la sympathie et la confiance qu'ils m'ont démontrés et le soutien financier qu'ils ont pu m'apporter.

Les heures de recherches, quant à elles, ne seraient pas passées aussi vite sans la présence au DRAME d'étudiants chercheurs tout aussi brillant que sympathique. Annie, Bruno, Karine, Malika, Marie, Marouane et Sébastien, toute ma vie, je pourrais dire moi aussi, « Je me souviens »...que sans vous, Matlab, WeaGETS et d'autres seraient toujours un mystère pour moi, que les TPs et les présentations à Ouranos, l'ÉTS ou l'Udm seraient moins joyeuses mais je me souviendrai aussi des 5 à 7, des niaiseries entre français et québécois ou du party de Noël avec vous ...Merci encore pour tous ces bons moments.

Mon dernier remerciement va à ma famille et mes proches en France. Malgré la distance, vos messages restent les plus importants à mes yeux.

Outre le plaisir d'avoir côtoyé des personnes formidables, je retire de mon passage au DRAME une vision élargie du domaine de la construction et nouvelles perspectives professionnelles. En tout cela, mon passage au DRAME sera sans doute inoubliable.

TABLE DES MATIÈRES

	Page
SOMMAIRE	i
ABSTRACT	ii
REMERCIEMENTS	iii
TABLE DES MATIÈRES	v
LISTE DES TABLEAUX	viii
LISTE DES FIGURES	x
LISTE DES ABRÉVIATIONS ET SIGLES	xii
INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1 REVUE DE LA LITTÉRATURE	4
1.1 La modélisation hydrologique	5
1.1.1 Le cycle hydrologique	5
1.1.2 Représentations des processus hydrologiques	6
1.2 La science des changements climatiques	7
1.2.1 Aperçu des changements climatiques au 20 ^{ème} siècle	8
1.2.2 Augmentation de l'effet de serre et conséquences directes	10
1.2.3 Impacts sur l'hydrologie des bassins versants et événements extrêmes	14
1.3 La modélisation climatique pour les études d'impacts	17
1.3.1 Résultats des modèles climatiques globaux	18
1.3.2 Autres moyens de générer des scénarios locaux	19
CHAPITRE 2 LE BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE CHÂTEAUGUAY	22
2.1 Présentation du bassin versant	22
2.1.1 Caractéristiques physiques et géographiques	22
2.1.2 Études précédentes sur le bassin	24
2.1.3 Hydrographie et inondations	26
2.2 Les données météorologiques	28
2.2.1 Présentation des stations du bassin et des données disponibles	28
2.2.2 Traitement des données	30
2.3 Les données hydrométriques	31
2.3.1 Présentation des stations utilisées pour la calibration	31
2.3.2 Choix des périodes de calibration et validation	31

CHAPITRE 3	MODÉLISATION HYDROLOGIQUE '59-95'	33
3.1	Objectifs de la modélisation et implications	33
3.2	Analyse de fréquence et événements extrêmes	34
3.2.1	Principes et problèmes usuels	34
3.2.2	L'échantillonnage	35
3.2.3	Ajustement du modèle fréquentiel	37
3.2.4	Vérification de l'adéquation	40
3.3	HSAMI	41
3.3.1	Modèle conceptuel	42
3.3.2	Calibration	44
3.4	HEC HMS	47
3.4.1	Préparation du modèle	47
3.4.1.1	Traitement des DNT avec WMS	47
3.4.1.2	Préparation du modèle sur HEC HMS	52
3.4.2	Calibration	56
CHAPITRE 4	SIMULATIONS DU 'FUTUR 2050'	59
4.1	Utilisation du générateur de climat WeaGETS	59
4.1.1	Présentation du générateur de climat WeaGETS	59
4.1.2	Résultats des essais de simulation 'WeaGETS Présent+HSAMI'	62
4.1.3	Résultats des essais de simulation 'WeaGETS Présent+HEC HMS'	66
4.2	Préparation des scénarios de climat futur	70
4.2.1	Choix du scénario	70
4.2.2	Modification des séries climatiques	71
4.3	Résultats des simulations 'WeaGETS Futur+HSAMI'	71
4.3.1	Modèle HADCM3	72
4.3.2	Modèle ECHAM4	74
4.3.3	Modèle CGCM2	76
4.3.4	Comparaisons des résultats et analyses	78
CHAPITRE 5	DISCUSSION ET ANALYSE CRITIQUE DE LA MÉTHODE	81
5.1	Incertitude due aux intrants	81
5.2	Utilisation et calibration du modèle hydrologique	83
5.3	Choix des scénarios climatiques	84
5.4	Downscaling spatio-temporel	86
CONCLUSION		89
ANNEXES		
1	: Descriptif des stations hydrométriques et météorologiques utilisées	91
2	: Patrons calculés avec la méthode des polygones de Thiessen pour le calcul des variables moyennes	93
3	: Test du χ^2	96

4 : Hydrogrammes observés et simulés par HSAMI pour la période ‘1959-1995’	99
5 : Informations complémentaires sur le bassin versant Châteauguay	105
6 : Hydrogrammes observés et simulés avec HEC HMS pour la période ‘1959-1995’	108
7 : Résultats du générateur de climat de l’ÉTS	115
BIBLIOGRAPHIE	122

LISTE DES TABLEAUX

	Page
Tableau I	Évolution de la concentration de CO ₂ , CH ₄ , N ₂ O et O ₃ 10
Tableau II	Résultats des analyses de fréquence des 37 Q _{max} observés été/automne et hiver 39
Tableau III	Résultats de l'analyse de fréquence des 37 Q _{max} simulés par HSAMI été/automne et hiver 45
Tableau IV	Comparaison des résultats de l'analyse de fréquence pour les débits observés et simulés par HEC HMS 57
Tableau V	Analyse de fréquence des débits de crues printanières simulés par le modèle couplé 'WeaGETS+HSAMI' 63
Tableau VI	Analyse de fréquence des débits été/automne simulés par le modèle couplé 'WeaGETS+HSAMI' 63
Tableau VII	Analyse de fréquence des débits simulés par le modèle couplé 'WeaGETS+HEC HMS' 66
Tableau VIII	Moyenne saisonnière des anomalies prévues pour l'horizon 2050 avec Hadcm3 71
Tableau IX	Analyse de fréquence des débits de crues printanières futures simulés avec Hadcm3 71
Tableau X	Analyse de fréquence des débits de pointe été/automne futurs simulés avec Hadcm3 72
Tableau XI	Moyenne saisonnière des anomalies prévues pour l'horizon 2050 avec Echam4 73
Tableau XII	Analyse de fréquence des débits de crues printanières futures simulés avec Echam4 73
Tableau XIII	Analyse de fréquence des débits de pointe été/automne futurs simulés avec Echam4 74
Tableau XIV	Moyenne saisonnière des anomalies prévues pour l'horizon 2050 avec CGCM2 75
Tableau XV	Analyse de fréquence des débits de crues printanières futures simulés avec CGCM2 75
Tableau XVI	Analyse de fréquence des débits de pointe été/automne futurs simulés avec CGCM2 76

Tableau XVII	Comparaisons des résultats obtenus par les 3 modèles l'été.....	77
Tableau XVIII	Comparaisons des dates de crues printanières obtenues lors des 9 simulations avec les différents modèles.....	78
Tableau XIX	Comparaisons des résultats obtenus par les 3 modèles l'hiver	79

LISTE DES FIGURES

	Page
Figure 1	Illustration du cycle hydrologique 5
Figure 2	Variation de la température à la surface de la terre dans l'hémisphère nord entre les années 1000 et 2000 9
Figure 3	Croissances des émissions de CO ₂ selon divers scénarios du GIEC 12
Figure 4	Croissances des concentrations de CO ₂ selon divers scénarios du GIEC 12
Figure 5	Hausse des températures de 1990 à 2100, selon les scénarios du GIEC et divers modèles de simulation..... 13
Figure 6	Impact d'une hausse en moyenne des températures sur les extrêmes..... 17
Figure 7	Bassin versant de la rivière Châteauguay et les principales stations hydrométriques et météorologiques..... 23
Figure 8	Profil en long de la rivière Châteauguay 27
Figure 9	Analyse de fréquence des 37 Q _{max} observés en été/automne..... 39
Figure 9	Analyse de fréquence des 37 Q _{max} observés en hiver 39
Figure 10	Correspondance entre les blocs de l'algorithme de simulation et le schéma conceptuel du modèle HSAMI 43
Figure 11	Analyse de fréquence des 37 Q _{max} simulés par HSAMI été/automne 45
Figure 12	Analyse de fréquence des 37 Q _{max} simulés par HSAMI hiver..... 45
Figure 13	Modèle d'écoulement à huit points..... 48
Figure 14	Direction de l'écoulement et accumulation d'eau..... 48
Figure 15	Topographie du bassin versant de la rivière Châteauguay et superficie des sous-bassins délimités par WMS 50
Figure 16	Schéma représentant le modèle d'infiltration 52
Figure 17	Modèle de décroissance exponentielle..... 54
Figure 18	Modèle hydrologique et météorologique 55

Figure 19	Analyse de fréquence des 37 Qmax simulés par HMS été/automne	58
Figure 20	Analyse par séries de Fourier à une harmonique des paramètres d'occurrence et de quantités de précipitation.....	60
Figure 21	Analyse par séries de Fourier à quatre harmoniques des paramètres d'occurrence et de quantités de précipitation	60
Figure 22	Analyse de fréquence de la simulation 4 avec HEC HMS.....	67
Figure 23	Analyse de fréquence de la simulation 5 avec HEC HMS.....	67
Figure 24	Débit simulé de l'année 1969 avec météo distribuée.....	68
Figure 25	Débit simulé de l'année 1969 avec météo moyennée	68
Figure 26	Dispersions des scénarios B21 avec différents modèles, moyenne annuelle des ΔT_{moy} / ΔP_{prc}	84
Figure 27	Dispersions des scénarios B21 avec différents modèles, moyenne annuelle des ΔT_{min} / ΔT_{max}	84
Figure 28	Comparaison entre la topographie telle que vue par le MCG du Centre climatologique canadien et celle vue par le MRCC de l'UQÀM, région de l'ouest canadien	86

LISTE DES ABRÉVIATIONS ET SIGLES

BV	Bassin Versant
CICS	Canadian Institute of Climate Scenarios
DEM	Digital Elevation Datas
DNT	Données numériques de Terrain
DRAME	Développement et Recherche Appliquée à la Modélisation de l'Environnement et de l'Eau
ÉTS	École de Technologie Supérieure
EEN	Équivalent en eau de la neige
GES	Gaz à effet de serre
GIEC	Groupement Intergouvernemental d'Experts sur l'Évolution de Climat
IREQ	Institut de Recherche d'Hydro-Québec
MCG	Modèle Climatique Global
MRCC	Modèle Régional de Climat Canadien
MSP	Méthode des séries partielles
MSC	Méthode des séries complètes
Qmax	Débit maximal observé sur une période donnée (en m ³ /s)
SRES	Special Report on Emissions Scenarios
T	Période de Retour (en années)
Tmin	Température minimale journalière
Tmax	Température maximale journalière
WMS	Watershed Modeling System
ΔTmin	Variation mensuelle de la Température Minimale Journalière d'ici 2050
ΔTmax	Variation mensuelle de la Température Maximale Journalière d'ici 2050
ΔTmoy	Variation mensuelle de la Température Moyenne Journalière d'ici 2050
ΔPrecp	Variation mensuelle de la Précipitation Moyenne Journalière d'ici 2050
↓ ou ↑	Variation à la baisse ou à la hausse

INTRODUCTION

« Depuis une vingtaine d'années, le débat sur les changements climatiques est peu à peu venu se placer au devant de la scène politique internationale. En vingt ans, la "diplomatie climatique" a progressé à une vitesse surprenante et l'opinion publique a pris conscience des enjeux posés par le réchauffement climatique ».

Le Monde, 15 février 2005

En 1988, le Groupe intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), rassemblant des experts chargés de faire une synthèse des connaissances scientifiques, était créé. Il a publié en 1990 son premier rapport, dans lequel il concluait à la forte probabilité d'un changement climatique dû à l'accumulation de gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Depuis, deux rapport sont venus confirmer l'hypothèse et un lent processus s'est mis en place, depuis Rio de Janeiro en 1992 en passant par Kyoto en 1997 et dont l'enjeu est de taille : décider des modèles de consommation qu'adoptera la planète dans les années à venir.

De son côté, la communauté scientifique à travers le monde joue un rôle important dans ce processus, tentant d'apporter des réponses sur les différentes problématiques qui entourent les changements climatiques : Quel sera le climat futur ? Quelles seront ses conséquences sur notre quotidien, nos ressources en eau ou notre façon de construire ? Comment pouvons nous l'anticiper et nous y adapter ? Au Québec et au Canada, on envisage un ensemble de conséquences sur les ressources en eau et les activités socio-économiques. Par exemple, si le nombre et la sévérité des orages estivaux augmentaient, le risque d'inondations va s'aggraver et par la même occasion le coût des dommages éventuels. La production hydroélectrique risque également d'être perturbée, une augmentation de la crue printanière ou une fonte plus hâtive du couvert de neige nécessite de revoir la façon dont seraient gérés les réservoirs au Québec.

La présente étude ne constitue qu'une petite pièce de ce puzzle. Cependant elle fait partie d'un programme plus vaste mené conjointement par le laboratoire de Développement et Recherche Appliquée à la Modélisation de l'Eau et de l'Environnement (DRAME) à l'ÉTS et le consortium sur la climatologie régionale et l'adaptation aux changements climatiques, Ouranos. Le but est de développer un générateur de climat utilisable pour étudier l'effet du changement climatique sur la distribution des crues extrêmes, le tout en travaillant à une échelle régionale en diverses régions représentatives du Québec. Les retombées directes d'un tel projet sont appréciables dans les domaines du contrôle des inondations, la gestion de la ressource hydrique en général et même le design de construction. Le présent rapport s'inscrit dans la dernière étape du projet et vise à quantifier l'impact des changements climatiques sur les crues extrêmes en étudiant le bassin de la rivière Châteauguay.

L'approche est la suivante : deux modèles hydrologiques sont tout d'abord calibrés en continu sur le bassin d'une manière classique en utilisant les données relevées entre 1959 et 1995. En parallèle, un générateur stochastique de climat analyse le climat '59-95', génère des séries climatiques similaires au 'présent' et on s'assure en le couplant aux deux modèles hydrologiques d'être capable de reproduire les mêmes fréquences et intensités des crues extrêmes. Ensuite les anomalies de précipitations et températures de 3 modèles climatiques prévues pour un même scénario sur la région du bassin versant sont utilisées pour produire des séries 'futures' avec le générateur stochastique. Après passage dans les modèles hydrologiques, on renouvelle l'analyse de fréquence des crues obtenues.

Le rapport est divisé en 5 chapitres. En premier lieu, une revue de littérature traite des différents domaines abordés dans cette étude. Une synthèse des connaissances sur la science des changements climatiques, inspirée en partie du second rapport du GIEC, est tout d'abord présentée. Les différents aspects de la modélisation climatique et hydrologique sont également examinés. Le deuxième chapitre présente le bassin versant

de la rivière Châteauguay, ses caractéristiques, les résultats de précédentes études ainsi que les données météo et hydrométriques utilisées. Le chapitre 3 décrit le fonctionnement et les résultats des deux modèles hydrologiques ainsi que de l'analyse de fréquence des crues extrêmes pour la période représentant le présent. Le chapitre 4 est porté sur les mêmes résultats mais pour l'horizon 2050. Il présente également en détail la préparation des scénarios de changements climatiques. Le dernier chapitre est une analyse critique des méthodes employées. Les sources d'incertitudes et d'erreurs y sont mentionnées ainsi que des recommandations pour améliorer la méthode et des applications éventuelles. Enfin la conclusion souligne les résultats et enseignements à retenir de cette étude.

CHAPITRE 1

REVUE DE LA LITTÉRATURE

Deux processus naturels sont au cœur de cette étude : le cycle hydrologique d'une part et le climat de l'autre. Ce dernier a une influence majeure sur le cycle hydrologique en raison des nombreux facteurs météorologiques, tel que les précipitations ou la température, qui influencent l'ensemble du processus à différents niveaux comme l'évapotranspiration ou le ruissellement. En raison de niveaux de complexité très différents, l'évolution et l'état des connaissances scientifiques dans ces deux domaines demeurent très inégaux de nos jours. Ainsi, le cycle hydrologique est relativement bien compris dans son ensemble, des logiciels de modélisation hydrologiques existent depuis de nombreuses années et ils sont couramment utilisés pour des travaux d'ingénierie par exemple. En revanche, les interactions qui régissent l'atmosphère et la variabilité spatio-temporelle du climat sont beaucoup plus complexes et les modèles climatiques développés ne bénéficient ni du même état de connaissance ni de confiance.

La présente revue de littérature a pour objectif de situer l'état des connaissances sur les deux processus, hydrologiques et climatiques, dans le contexte d'études d'impacts reliés à une modification du climat. Dans un premier temps, le cycle hydrologique et sa modélisation sont abordés. La compréhension et l'analyse du cycle de l'eau sont la base de toute étude et réflexion au sujet de la gestion des eaux. Il s'agit donc d'un rappel de notions théoriques bien établies qui permettent une bonne compréhension des processus et des modèles évoqués dans cette étude. Par la suite, les connaissances actuelles sur les changements climatiques, les événements extrêmes et la modélisation de scénarios climatiques pour les études d'impacts sont présentées. Les résultats de travaux plus récents et plus spécifiques au Québec y sont référés.

1.1 La modélisation hydrologique

1.1.1 Le cycle hydrologique

Le cycle hydrologique est constitué de l'ensemble des processus de transformation et de transfert de l'eau, présente sous trois états différents (liquide, solide ou gazeux). Les mécanismes des mouvements de l'eau dans la nature sont déterminés par l'énergie thermique solaire, la gravité, l'attraction lunaire, la pression atmosphérique, les forces intermoléculaires, les réactions chimiques, nucléaires, les activités biologiques, et enfin les activités humaines. Tous ces mécanismes sont concomitants. À l'échelle du bassin versant, l'énergie thermique solaire et la gravité sont les mécanismes fondamentaux les plus importants.

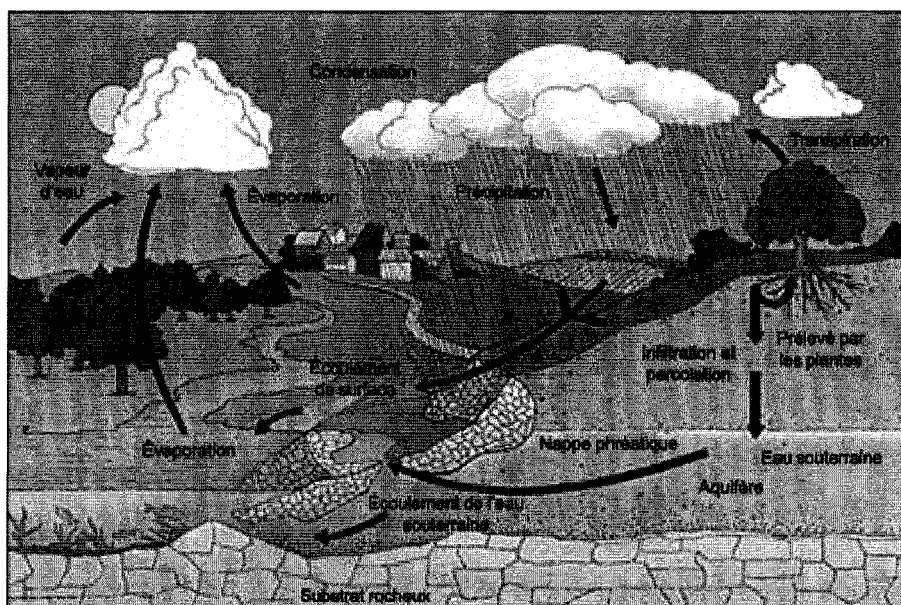


Figure 1 Illustration du cycle hydrologique

La figure 1 illustre le cycle hydrologique. Ce dernier est résumé par Musy (2005) de la manière suivante : « Sous l'effet du rayonnement solaire, l'eau évaporée à partir du sol, des océans et des autres surfaces d'eau, entre dans l'atmosphère. L'élévation d'une masse

d'air humide permet le refroidissement général nécessaire pour l'amener à saturation et provoquer la condensation de la vapeur d'eau sous forme de gouttelettes constituant les nuages, en présence de noyaux de condensation. Puis la vapeur d'eau, transportée et temporairement emmagasinée dans les nuages, est restituée par le biais des précipitations aux océans et aux continents. Une partie de la pluie qui tombe peut être interceptée par les végétaux puis être partiellement restituée sous forme de vapeur à l'atmosphère. La pluie non interceptée atteint le sol. Suivant les conditions données, elle peut alors s'évaporer directement du sol, s'écouler en surface jusqu'aux cours d'eau (ruissellement de surface) ou encore s'infiltrer dans le sol. Il peut aussi y avoir emmagasinement temporaire de l'eau infiltrée sous forme d'humidité dans le sol, que peuvent utiliser les plantes. Il peut y avoir percolation vers les zones plus profondes pour contribuer au renouvellement des réserves de la nappe souterraine. Un écoulement à partir de cette dernière peut rejoindre la surface au niveau des sources ou des cours d'eau. L'évaporation à partir du sol, des cours d'eau, et la transpiration des plantes complètent ainsi le cycle ».

1.1.2 Représentations des processus hydrologiques

Outre l'aspect prévision des crues, la modélisation hydrologique est également utilisée pour reconstituer des événements antérieurs demandant une étude approfondie ou effectuer des études de conception. Plusieurs catégories de modèles existent, se distinguant selon l'échelle temporelle ou la discrétisation spatiale des différents processus. Elles sont présentées rapidement afin de justifier l'emploi des deux modèles utilisés dans cette étude.

D'abord, il convient de faire la distinction entre les modèles statistiques et déterministes. Un modèle est dit statistique s'il inclut une ou plusieurs variables aléatoires auxquelles on associe une distribution de probabilité; si ce n'est pas le cas, il est dit déterministe.

L'approche statistique ne répondant pas aux objectifs de l'étude, il sera uniquement question des modèles déterministes dans le reste de cette section. La seconde distinction se porte sur l'échelle temporelle du processus modélisé. Un modèle est qualifié d'événementiel, s'il est utilisé pour représenter un seul événement, pouvant durer de quelques heures à plusieurs jours. *A contrario*, un modèle continu peut quant à lui simuler une période de temps très longue, limitée par les données d'entrée utilisées. Il doit donc tenir compte de l'évapotranspiration entre deux averses et évaluer en permanence l'humidité du bassin. Cette dernière doit être estimée au début de chaque averse pour le modèle événementiel.

Une dernière distinction importante entre les modèles globaux et spatialisés doit également être soulignée. Les modèles globaux sont plutôt structurés afin d'utiliser les valeurs "représentatives" des caractéristiques du bassin étudié et ne prennent pas directement en considération l'hétérogénéité des processus hydrologiques. L'utilisation de valeurs représentatives par exemple la moyenne, pour les données d'entrée et les paramètres, entraîne également une représentation "globale" du processus hydrologique et des résultats obtenus. En revanche, dans un modèle spatialisé, l'hétérogénéité des différents paramètres peut être considérée. Le bassin versant peut être découpé en sous bassins sur lesquels les calculs sont d'abord effectués séparément avant d'être regroupés.

1.2 La science des changements climatiques

Le 3^{ème} Rapport du GIEC (GIEC, 2001) constitue actuellement la base de données la plus complète sur les changements climatiques à l'échelle mondiale. L'état des connaissances, qui y est dressé, passe en revue les changements climatiques observés jusqu'ici, leurs causes, et l'évaluation des changements climatiques futurs. Les informations les plus importantes et les éléments affectant le Québec sont présentés dans

ce paragraphe. Par la suite, les résultats de différentes études sur les conséquences des changements climatiques en Amérique du Nord sont présentés.

1.2.1 Aperçu des changements climatiques au 20^{ème} siècle

Les observations font apparaître globalement un réchauffement de la planète. Entre 1961 et 2000, la moyenne des températures dans l'hémisphère nord se situait nettement au-dessus des températures enregistrées au cours du dernier millénaire (figure 2). Au Canada, un réchauffement d'environ 0,9°C a été observé au cours du dernier siècle au sud de 60° N (Gouvernement du Canada, 1997). La température moyenne à la surface de l'hémisphère Nord a augmenté probablement davantage au cours du 20^{ème} siècle que pendant les périodes comparables des derniers 1000 ans. Depuis que l'on effectue des relevés instrumentés de température, la décennie 1990 s'est révélée la plus chaude de toutes et 1998 pourrait bien être l'année la plus chaude des derniers 1000 ans (Ouranos, 2004). Pour le Québec dans son ensemble, on observe un réchauffement allant du début du siècle jusqu'au début des années 1940, suivi d'un léger refroidissement de 1940 au milieu des années 1970 et par la suite d'une hausse des températures assez prononcée jusqu'à aujourd'hui, ce qui donne pour toute la période une augmentation totale de 0,6°C (Environnement Canada, 1997). Cependant il convient de compléter cette information en précisant que l'augmentation des minimums est beaucoup plus marquée que celle des maximums et que ces résultats se situent dans un contexte québécois où le système climatique possède une très grande variabilité naturelle (Zhang *et al.*, 2000).

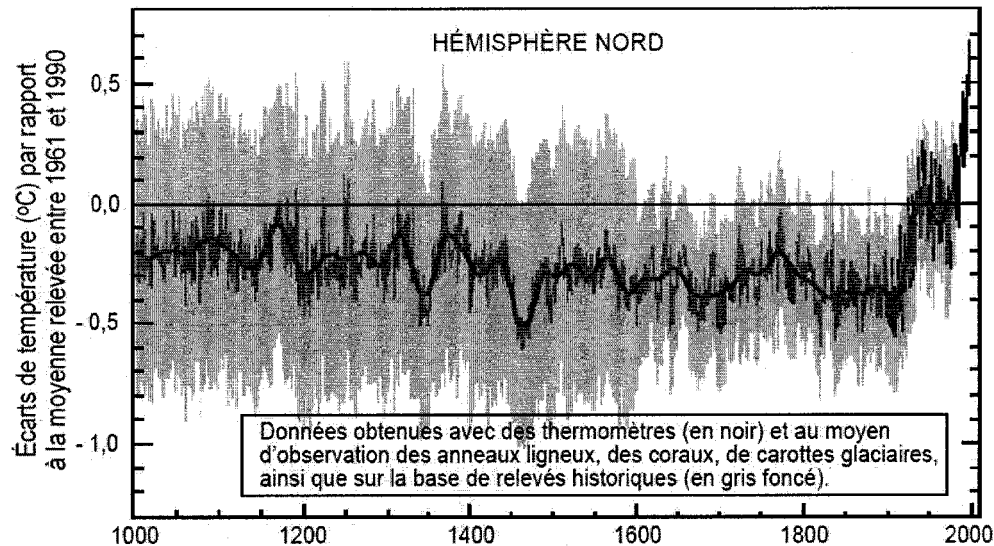


Figure 2 Variation de la température à la surface de la terre dans l'hémisphère nord entre les années 1000 et 2000 (source : GIEC, 2001)

Concernant les précipitations, elles auraient augmenté sur les terres de moyenne et haute latitude de l'hémisphère nord de l'ordre de 5 à 10 %, avec une légère augmentation des précipitations intenses. Un ensemble d'éléments naturels ont ainsi connu une évolution due à ce début de réchauffement climatique. Le consortium Ouranos publiait en 2004 dans un bilan de l'évolution du climat : « En ce qui concerne la couverture de neige, elle aurait diminué de 10 % depuis la fin des années 1960, alors que la durée de la couverture de glace des lacs et des rivières aurait été réduite d'environ deux semaines depuis le début du 20^{ème} siècle. La couverture de glace marine de l'hémisphère Nord aurait diminué de 10 à 15 % depuis les années 1950, l'épaisseur de la glace arctique diminuant de 40 % en été. Le pergélisol aurait également connu un réchauffement de 2 à 4 °C. Enfin, le niveau des mers serait monté de 0,1 à 0,2 mètre au cours du 20^{ème} siècle, soit à un rythme environ dix fois plus élevé qu'au cours des millénaires précédents. Cette augmentation est essentiellement liée à la dilatation thermique des océans dont la température de surface a augmenté d'environ 0,5 °C depuis 1860 (GIEC, 2001; Ouranos, 2004). »

1.2.2 Augmentation de l'effet de serre et conséquences directes

Les gaz à effet de serre (GES), naturellement présents dans l'atmosphère, contribuent à retenir la chaleur et maintenir ainsi des conditions favorables à la vie sur Terre. Si la vapeur d'eau reste le principal GES dans l'atmosphère terrestre, d'autres gaz provenant d'activités humaines ont connu une forte augmentation de concentration depuis le début de l'ère industrielle (Tableau I), ayant pour conséquence directe une perturbation du bilan énergétique terrestre. Une part plus importante de l'énergie provenant du soleil est retenue par l'atmosphère sur Terre, occasionnant un léger déséquilibre à la hausse.

Tableau I
Évolution de la concentration de CO₂, CH₄, N₂O et O₃

Indicateur atmosphérique	Concentration pré-industrielle (1000-1750)	Concentration en l'an 2000	Hausse observée
(GES) CO₂	280 parties par millions	368 parties par millions	31 ± 4%
(GES) CH₄	700	1750	151 ± 25%
(GES) N₂O	270	316	17 ± 5%
O₃ troposphérique	Hausse de 35 ± 15% depuis 1750; varie selon la région.		

Source : site Internet Services Météorologiques du Canada

« Les concentrations de CO₂ n'ont jamais été aussi élevées depuis 420 000 ans et le taux actuel d'augmentation des concentrations relatif aux émissions est sans précédent depuis 20 000 ans. La croissance des ces émissions est attribuable à 75 % de l'utilisation des combustibles fossiles (pétrole, charbon, gaz naturel) et pour 25% aux changements survenus dans l'utilisation des sols, par exemple à la suite de la déforestation (Ouranos, 2004) ». De nouvelles données montrent clairement que l'augmentation de température des 50 dernières années est probablement attribuable pour une grande part aux activités

humaines. Des simulations utilisant des modèles de climat qui ne prennent pas en compte l'augmentation des gaz à effet de serre ne peuvent pas expliquer le réchauffement de la deuxième moitié du 20^{ème} siècle.

Afin d'évaluer les évolutions possibles des émissions des principaux gaz à effet de serre et aérosols entre 1990 et 2100, 40 scénarios ont été élaborés pour le rapport spécial du GIEC sur les scénarios d'émission (2000). Ces scénarios constituent la base des modèles de prévision du climat futur. Ils reposent sur des hypothèses différentes, mais plausibles, relatives au développement technologique, à l'évolution démographique, à la croissance économique et à la globalisation. Elles n'incluent toutefois aucune mesure politique explicite visant à atténuer les changements climatiques.

Les scénarios se subdivisent en quatre familles A1, A2, B1 et B2. A1 et A2 sont orientées plutôt vers l'économie, alors que B1 et B2 visent le développement durable. A1 et B1 sont plutôt globales, au contraire de A2 et B2 qui tablent sur les différences régionales. Les différents scénarios offrent un large spectre d'évolutions possibles des émissions. Une comparaison des différentes évolutions possibles est réalisée par Ouranos (2004) : La figure 3 montre que « les émissions totales de CO₂ pourraient passer de 8 Gt/an (milliards de tonnes) en 2000 à 28 Gt/an en 2100 dans le cadre du scénario A1FI, où l'essentiel de la nouvelle croissance est alimenté par des sources d'énergies fossiles.

À l'inverse, un scénario optimiste comme le B1, qui compte sur une stabilisation rapide des populations et l'adoption de technologies moins émettrices de carbone, permettrait de réduire les émissions à environ 5 Gt/an en 2100. La figure 4 montre que la concentration de dioxyde de carbone dans l'atmosphère continuerait, dans tous les cas, d'augmenter, puisque même un niveau de 5 Gt/an est supérieur à la capacité d'absorption de l'écosystème terrestre. Selon ces scénarios, les concentrations de CO₂ passeraient de 360 ppm en 2000 à un seuil variant de 540 à 970 ppm en 2100, soit une

augmentation de l'ordre de 90 % pour le scénario le plus optimiste (B1) à 250 % (A1FI) par rapport à la concentration de référence – 280 ppm – concentration constatée lors de la période préindustrielle (avant 1850). » (GIEC, 2000; Ouranos, 2004).

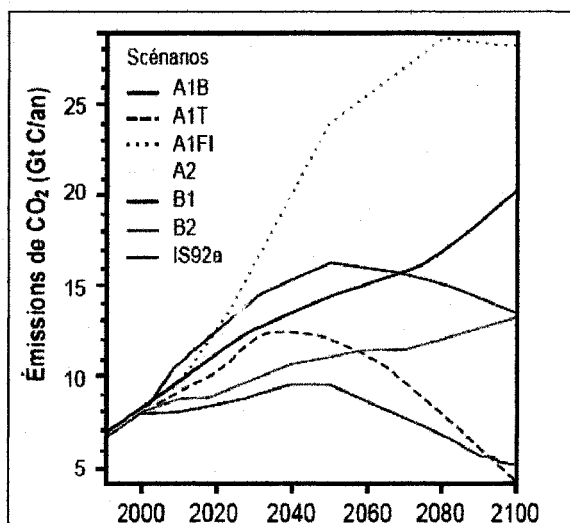


Figure 3 Croissances des émissions de CO₂ selon divers scénarios du GIEC

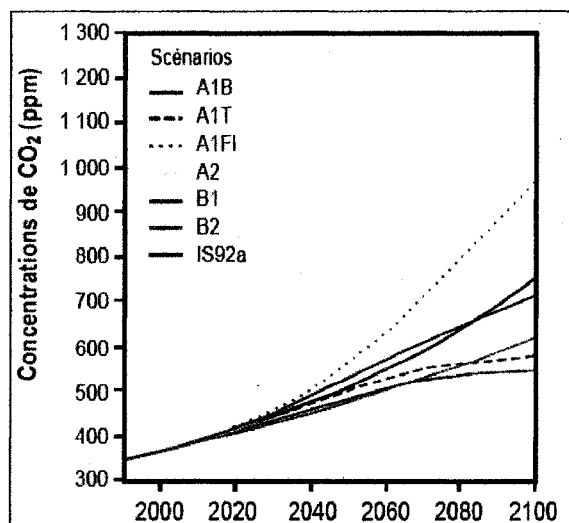


Figure 4 Croissances des concentrations de CO₂ selon divers scénarios du GIEC

La température, les précipitations, le couvert de neige et de glace ou encore le niveau de la mer seront les éléments naturels les plus directement affectés par ces changements. La température globale moyenne augmentera de 1,4 à 5,8°C entre 1990 et 2100 (figure 5). Les précipitations augmenteront probablement sous les latitudes moyennes et hautes de l'hémisphère Nord. Dans la plupart des régions dans lesquelles les précipitations augmenteront, la pluviosité variera très probablement davantage d'une année à l'autre. De 1990 à 2100, l'élévation du niveau moyen global des mers se situera entre 9 et 88 cm. Selon les études sur modèles, la couverture de neige et la banquise continueront de diminuer dans l'hémisphère Nord et les glaciers alpins continueront de fondre. Ces estimations ressortent des scénarios SRES (Special Report on Emissions Scenarios, GIEC, 2000) et d'un ensemble de différents modèles du climat.

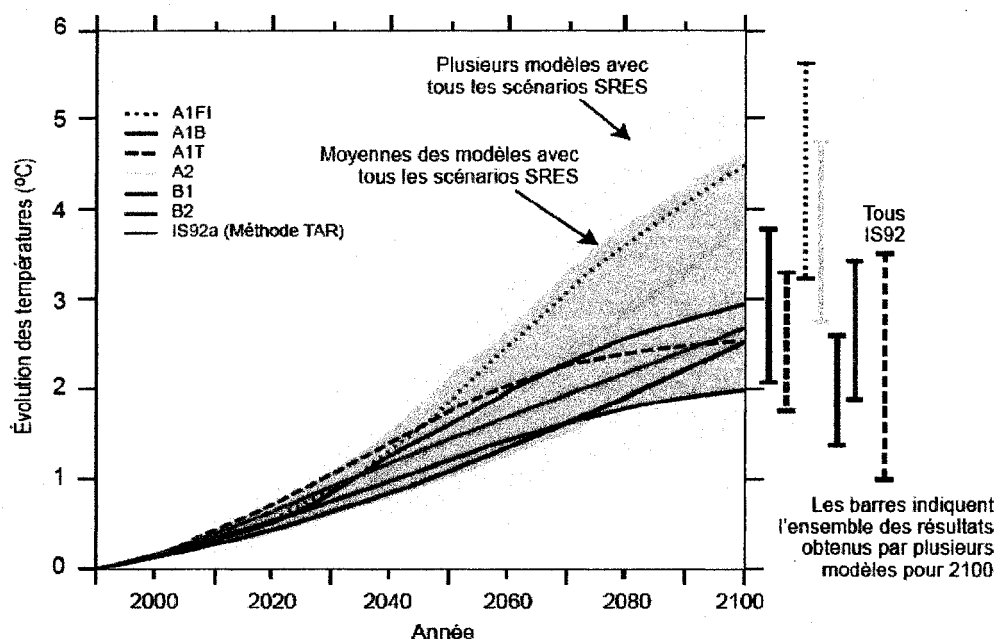


Figure 5 Hausse des températures de 1990 à 2100, selon les scénarios du GIEC et divers modèles de simulation (source : Ouranos, 2004)

Pour le sud du Québec (en dessous du 50 °N), les modèles mondiaux de climat suggèrent pour l'horizon 2080 un scénario moyen d'augmentation des températures en été de 2 à 3 °C avec des précipitations augmentant de 0 à 5 %. En hiver, les températures seraient plus élevées de 3 à 4 °C avec une augmentation importante des précipitations de 10 à 20 %, tombant sous forme de pluie ou de neige. « Ce scénario moyen de changements climatiques est fondé sur l'utilisation de quatre scénarios d'émissions du SRES soit les scénarios B1, B2, A1B et A2 qui vont du plus optimiste au plus pessimiste, allant d'une diminution de 4 % des émissions en 2100 par rapport à l'an 2000 à une augmentation de 320 % » (Hulme & Sheard (1999), tel que cité par Ouranos (2004)).

1.2.3 Impacts sur l'hydrologie des bassins versants et événements extrêmes

Depuis la confirmation par les scientifiques des changements prévus du climat, les gouvernements et les populations se sont de plus en plus intéressés aux impacts probables du réchauffement climatique. Au Québec, on figure que de nombreux milieux et secteurs d'activités sont susceptibles de subir des chocs d'ampleur variable en fonction de l'évolution du climat. Ces éléments sont le pergélisol, la forêt, l'hydroélectricité, l'érosion côtière, les écosystèmes québécois, le Saint-Laurent ainsi que des activités humaines plus spécifiques à l'occupation du territoire québécois tels la gestion de l'eau, l'agriculture, la demande d'énergie, le transport, la santé humaine et le tourisme.

L'impact sur l'hydrologie des bassins versants fait également l'objet d'études depuis une dizaine d'années à travers le monde entier. Déjà en 1992, Morin et Slivitzky (1992) utilisaient les résultats du modèle canadien de première génération (MCG1) pour estimer les répercussions de changements climatiques sur le régime hydrologique du bassin de la rivière Moisie, sur la Côte-Nord. Le ruissellement annuel de ce secteur serait très peu affecté, une diminution de 5% étant notée. Par contre, une diminution de 35% affecterait les débits moyens estivaux. Le ruissellement printanier serait plus important, en raison de l'augmentation des précipitations hivernales, et plus hâtif, à cause des températures hivernales plus élevées.

Depuis cette étude, l'avancement de la date de crue printanière semble d'ailleurs être le seul résultat commun à de nombreuses études sur les bassins nordiques. En effet, la hausse ou la baisse des écoulements selon les saisons diffèrent selon les modèles ou les scénarios employés et surtout selon les régions étudiées. Les effets sur 23 bassins versants majeurs à travers le monde ont par exemple été analysés par Arora et Boer (2001). Dans un climat plus chaud, bien que les résultats ne soient pas homogènes, une tendance générale à la diminution des débits est observée. Le débit moyen annuel

diminue pour 15 rivières parmi 23, avec une réduction médiane de 32 % et augmente pour les 8 autres en médiane de 13 %. Concernant les débits extrêmes annuels, les résultats d'analyse de fréquence démontrent une diminution du débit pour 17 d'entre eux. Dans les régions de moyennes et hautes latitudes, le cycle annuel est essentiellement marqué par une fonte des neiges plus précoce et une crue associée de moindre amplitude, l'augmentation de la fraction des précipitations tombant sous forme de pluie et non sous forme neigeuse en hiver, expliquant ce résultat.

Au Canada, d'après l'étude pancanadienne de 1997, la température et les précipitations annuelles vont augmenter dans la plupart des régions du pays, incluant le Québec. Selon les régions, les débits fluviaux varieront à la hausse ou à la baisse mais la fonte des neiges devrait être plus hâtive partout. Les températures plus élevées se traduiront aussi par une augmentation de l'évapotranspiration. Ainsi, l'humidité du sol, les niveaux des nappes souterraines et des plans d'eau auront une tendance à la baisse. Des impacts négatifs sur la qualité de l'eau sont donc envisagés. Finalement, la variabilité hydrologique pourrait également augmenter, ce qui se traduirait par un nombre accru d'événements extrêmes tels que des inondations ou des sécheresses plus longues (Hofmann *et al.*, 1998).

D'autres importantes études d'impacts sont également en cours au sein d'Hydro-Québec sur la rivière des Outaouais (Guay *et al.*, 2004) et les complexes Manicouagan, La Grande et Churchill Falls. Sur le bassin des Outaouais, quatre scénarios provenant des modèles canadiens CGCM2 et anglais Hadcm3 ont été utilisés avec le modèle hydrologique HSAMI afin de tenir compte des différentes évolutions possibles, plus sèches ou plus humides et beaucoup plus chaude ou un peu plus chaude. Les résultats pour le site Baskatong montrent en particulier une diminution des apports en avril et mai pour le scénario chaud et sec. La diminution des précipitations neigeuses associées à des températures plus chaudes explique le résultat de ce scénario.

Bien que ces changements aient des répercussions importantes sur l'eau, il est maintenant reconnu que l'impact le plus important sera vraisemblablement lié à la variation des événements extrêmes. Plusieurs études se sont portées sur la fréquence et l'amplitude des extrêmes à la suite d'un réchauffement climatique et elles montrent que la variation dans la moyenne sera fort probablement accompagnée d'une variation dans les extrêmes. Les changements appréhendés dans les extrêmes de température mensuelle devraient être essentiellement déterminés par des extrêmes de température chaude plus élevés et des extrêmes de température froide moins sévères qu'aujourd'hui. Quant aux extrêmes de précipitations mensuelles, l'incertitude est plus grande que pour les températures, les résultats variant fortement entre les différents modèles.

La pression de vapeur saturante croît exponentiellement avec la température de l'air, un réchauffement entraînerait donc un taux d'humidité croissant dans l'atmosphère et une hausse des précipitations en supposant qu'il n'y ait pas d'autres effets contraires se produisant dans la dynamique atmosphérique (Fowler & Hennessy, 1995). Mais il est difficile de dire si cela va se traduire par une augmentation du nombre d'événements et/ou une augmentation de l'intensité de ceux-ci.

Dans une distribution normale ou gaussienne, les extrêmes d'une variable météorologique se regroupent dans ce qu'on appelle communément la queue de la distribution. Dès lors, une faible variation de la moyenne peut engendrer des changements considérables dans les extrêmes. Ce principe est illustré à la figure 1.6 pour la température. Le phénomène est plus complexe pour les précipitations qui suivent une distribution différente et il est difficile de dire comment évoluera la variabilité naturelle du phénomène.

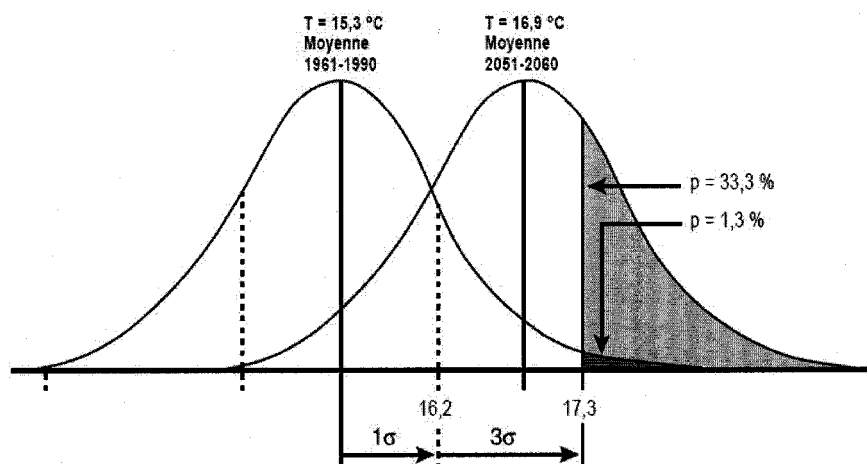


Figure 6 Impact d'une hausse en moyenne des températures sur les extrêmes
(Source : Ouranos, 2004 d'après Environnement Canada, 1997)

Si l'augmentation des précipitations se traduit par une hausse de la fréquence et des intensités d'extrêmes, l'impact sur les crues pourraient être très important. La vulnérabilité d'une part importante de la population québécoise, qui vit sur les bords d'un fleuve ou à proximité d'ouvrages hydrauliques nécessite d'effectuer une surveillance toute particulière de cette évolution. Afin de prévoir les risques futurs d'inondations ou le niveau de sécurité à adopter dans la construction de barrages, il est donc important d'établir des scénarios de climats qui puissent être utilisés dans des études d'impacts hydrologiques à petites ou moyennes échelles.

1.3 La modélisation climatique pour les études d'impacts

Les études d'impacts hydrologiques à l'échelle de bassins versants restent rares au Québec. Une des raisons est qu'il est difficile actuellement d'obtenir des scénarios de changements climatiques fiables à une échelle régionale, ceci étant d'autant plus vrai pour l'évolution des événements extrêmes dans le futur. Lorsqu'une étude d'impacts utilise des résultats de MCG, il est indispensable de bien connaître l'origine des

scénarios. Évaluer le degré de confiance en ces derniers permet de les utiliser de façon optimale dans le cadre d'une étude régionale et d'interpréter au mieux les résultats obtenus.

1.3.1 Résultats des modèles climatiques globaux

Les MCG sont des représentations mathématiques en 3 dimensions des processus terrestres ayant une influence significative sur le climat (ex : océans, biosphère, glace). Ils prennent en considération, entre autres, la loi de la conservation de l'énergie, la seconde loi de Newton ($F = ma$), la conservation de la masse ainsi que la loi des gaz parfaits. Le fonctionnement consiste en une représentation de l'atmosphère planétaire en un grillage en trois dimensions, où à chaque noeud et à chaque pas de temps de la simulation sont calculées des conditions atmosphériques spécifiques.

Bien qu'ils soient très utilisés pour évaluer les répercussions de changements climatiques futurs, ils comportent certaines limites qu'il est important de souligner. Tout d'abord, chaque modèle développé présente sa propre formulation mathématique et physique. Les résultats diffèrent fréquemment entre les modèles et il peut être inadéquat de comparer les résultats de MCG différents.

Le degré de confiance que l'on peut avoir dans les prévisions est ensuite limité en raison de la faible résolution horizontale des modèles globaux, qui est de l'ordre de 200 à 400 km. C'est d'ailleurs une des raisons de la difficulté des MCG à modéliser les phénomènes extrêmes, généralement influencés par des facteurs locaux. Par ailleurs, les résultats des MCG ne sont pas considérés fiables à une échelle inférieure à un mois (Kilsby *et al.*, 1999; Prudhomme *et al.*, 2001). Il est donc difficile d'étudier les impacts sur les débits extrêmes avec un modèle hydrologique qui fonctionne avec un pas de temps journalier ou horaire. Il est possible de convertir des scénarios de changements

climatiques mensuels et de les utiliser avec des séries stochastiques journalières de précipitations. Dans ce cas, il est souvent constaté que les variations obtenues dans l'analyse de fréquence des crues par exemple dépendent des hypothèses faites lors de la conversion (Calver *et al.*, 1999). Les différentes conversions possibles sont présentées un peu plus loin.

Le dernier problème quant à la simulation des extrêmes par les MCG se pose par rapport à leur estimation de la variabilité. Les extrêmes apparaissent aux limites de la variabilité simulée par les modèles alors que ces derniers estiment avec difficulté la variabilité observée (Bell *et al.*, 2000). Une étude menée en 1998 par Zwiers et Kharin sur le modèle global canadien CGCM2, montre que les répercussions d'un doublement de CO₂ sont plus difficiles à analyser pour les extrêmes de précipitations que de températures. La précipitation varie beaucoup spatialement à petite échelle. L'effet global des conséquences de l'augmentation du CO₂ est alors masqué, ce dernier étant relativement faible avec une légère augmentation de 4 % des précipitations quotidiennes moyennes. Ceci étant, une analyse fréquentielle des résultats démontre une hausse relative plus importante pour les extrêmes que les précipitations moyennes. Le modèle global canadien suggère une augmentation des extrêmes de précipitations quotidiennes au Canada, d'environ 14 % des valeurs maximales sur une période de retour de 20 ans par rapport aux valeurs actuelles. Sachant que ces événements peuvent se produire dans des zones plus petites que les mailles du modèle, on peut même s'attendre à une hausse plus importante (Kharin & Zwiers, 2000; Zwiers & Kharin, 1998).

1.3.2 Autres moyens de générer des scénarios locaux

Actuellement, trois autres méthodes sont envisagées (Prudhomme *et al.*, 2001) afin de générer des scénarios qui soient en adéquation avec la taille des bassins versants comme on en trouve au sud du Québec : l'interpolation, la mise à l'échelle (downscaling)

statistique et le downscaling dynamique. La plus simple consiste, à partir de différents points de grille avoisinant le bassin étudié, d'interpoler les résultats sur une grille plus fine. Le downscaling statistique propose une approche plus complexe. Le principe de base consiste à établir un rapport statistique (impliquant un lien physique) entre les données du climat global (circulation générale de l'atmosphère : pression, humidité, composantes du vent, vorticité) et celles du climat régional, voire local (échelle des stations météorologiques : température et précipitation). Un des points faibles de la méthode est qu'il est difficile de dire si ce lien sera maintenu dans le cadre de changement climatique (Hewitson & Crane, 1996). Enfin la troisième option est l'utilisation de modèles régionaux de climat (MRC) qui utilisent l'approche de downscaling dynamique. Leur fonctionnement est calqué sur celui des MCG mais à une échelle spatiale plus petite, par exemple $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ au lieu de $3^\circ \times 4^\circ$. Leurs conditions aux limites sont fixées par des points de grilles d'un MCG et ils contiennent beaucoup plus d'informations physiographiques de la région concernée. En revanche, ils demandent des temps de calculs plus importants. Et aussi sophistiquée que la méthode de downscaling utilisée puisse être, les résultats des méthodes précédentes dépendent toujours fortement des résultats des MCG.

Une mise à l'échelle temporelle est également requise lorsque l'on utilise des résultats mensuels des MCG pour une étude d'impact hydrologique au pas de temps journalier. Afin de modifier une série journalière de précipitations à partir d'un facteur mensuel de variation des précipitations, trois méthodes empiriques ont été appliquées par Prudhomme *et al.* (2001). La méthode proportionnelle consiste à appliquer le même pourcentage à chaque journée pluvieuse observée. On suppose alors conserver la même variabilité dans le futur. C'est la méthode la plus simple et la plus utilisée pour les études d'impacts. La seconde méthode consiste à modifier le nombre de jours de pluie selon une règle qui varie selon le mois et le signe de la variation. Par exemple, une hausse mensuelle de 30 mm correspond à 3 nouveaux jours pluvieux de 10 mm. Enfin la dernière méthode accentue les extrêmes de précipitation. Elle maintient le nombre de

jours pluvieux et n'applique la hausse que sur les 3 plus grosses précipitations du mois. Les résultats de l'étude montrent que l'impact sur l'analyse de fréquence des crues diffère significativement selon la méthode employée. La hausse la plus significative se produit avec la méthode d'accentuation des extrêmes alors qu'elle est très faible avec une simple augmentation du nombre de jours de pluies, la méthode proportionnelle proposant des résultats intermédiaires (Prudhomme *et al.*, 2001).

CHAPITRE 2

LE BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE CHÂTEAUGUAY

La connaissance d'un certain nombre d'informations concernant le bassin versant est nécessaire avant de se lancer dans cette étude. On sait que les caractéristiques comme l'aire de drainage, la topographie ou le réseau hydrographique influencent le régime hydrologique. Dans un premier temps ces facteurs seront décrits, puis les données météorologiques et hydrométriques historiques collectées sur le bassin seront présentées.

2.1 Présentation du bassin versant

2.1.1 Caractéristiques physiques et géographiques

Le bassin versant de la rivière Châteauguay se situe au sud-ouest de Montréal et s'étend de la rive sud du St Laurent jusque dans l'état de New York aux États-Unis (Figure 7). Il est approximativement compris à l'intérieur des longitudes $73^{\circ} 50' W$ et $74^{\circ} 50' W$ et entre les latitudes $45^{\circ} 50' N$ et $44^{\circ} 50' N$, et est traversé par la frontière canado-américaine au parallèle $45^{\circ} N$. Le bassin a une superficie de 2543 km^2 dont 1085 km^2 aux États-Unis, un périmètre de 339 km et sa topographie est caractérisée par deux types de relief : tout d'abord, la partie nord et sa plaine uniforme caractérisée par des altitudes inférieures à 30 m le long du fleuve St-Laurent. L'altitude augmente graduellement des Basses Terres du St-Laurent vers le sud-est jusqu'au plateau des Appalaches où l'altitude maximale atteint 335 m (Desmeules & Gélinas, 1981). On trouve ensuite dans le sud et aux États-Unis un relief plus montagneux en s'approchant des monts Adirondacks.

1999) alors que le sud est caractérisé par une couverture forestière dense, majoritairement de conifères.

Le projet d'ensemble mené par le DRAME porte sur plusieurs bassins versants représentatifs de l'étendue géographique et du climat du Québec : Gatineau, Péribonka, Châteauguay. Ce dernier est bien représentatif du sud du Québec, il possède un climat tempéré, l'un des plus chauds et humides au Québec. La température moyenne est inférieure à 0°C pendant plus de trois mois et supérieure à 10°C pendant au moins quatre mois (Ministère des terres et forêts, 1973).

2.1.2 Études précédentes sur le bassin

Depuis 1950, de nombreuses études ont été réalisées autour de la rivière Châteauguay et de son bassin. Les premières études avaient essentiellement pour but de mieux connaître le bassin et de dresser l'état des lieux sous différents aspects : géographique, démographique, hydrologique, géologique, agricole ou forestier. Dans un second temps, autour des années 1970, les études se sont portées sur les inondations dans le secteur nord de Châteauguay. Enfin, depuis les années 1980 et 1990, les études se sont diversifiées sur de multiples sujets : analyse et évolution des risques d'inondations, système de prévision des inondations, emploi d'imageries satellitaires... Bon nombre de ces études ont indirectement servi au projet actuel et sont référencées dans le mémoire de Luc Roy (2000) qui a constitué un point de départ important de cette recherche. Les plus utiles pour cette étude et les plus récentes sont indiquées ci-après.

En 1950, la première étude publiée par le Ministère de l'Agriculture présente une étude portant sur la géologie, les propriétés physiques et chimiques des sols du comté de Châteauguay (Baril & Mailloux, 1950) et de Huntingdon (Mailloux & Godbout, 1950). Les principales caractéristiques géographiques, physiographiques, hydrographiques et

fauniques du territoire ainsi que l'occupation des sols sont abordées dans l'étude réalisée par le Service des plans d'aménagement du ministère des Terres et Forêts du Québec (1973). Dans le cadre d'un programme entrepris par le gouvernement du Québec pour mieux connaître les bassins les plus peuplés, Lapointe (1980) et Desmeules & Gélinas (1981) se sont respectivement penchés sur les caractéristiques hydrologiques relevées aux différentes stations hydrométriques du bassin et les caractéristiques physiques du réseau hydrographique et du bassin. Le problème des inondations a également fait l'objet de nombreuses études. Une des plus récentes est celle de Luc Roy (2000) qui, dans le cadre de sa maîtrise au DRAME, a étudié l'évolution du risque hydrologique sur le bassin en utilisant un modèle hydrologique couplé à un simulateur hydraulique. Son analyse a montré que l'effet des changements dans l'utilisation du territoire, qui restent limitées depuis 1935, a un impact marginal alors que l'effet des changements climatiques peut s'avérer potentiellement élevé. Une part importante d'incertitude demeurerait à cause de l'utilisation des premiers résultats de MCG. Ce mémoire a toutefois constitué une importante source d'informations pour la présente étude.

Une analyse statistique des données hydrométriques effectuée par Awadallah *et al.* (1999) montrait qu'aucune tendance, à la hausse ou à la baisse, dans la fréquence des inondations ne pouvait être affirmée. Il faut toutefois mentionner que cette étude utilise des données se terminant en 1995, il y a eu deux importantes crues depuis qui tendent à montrer qu'il y a tendance à la hausse au cours des 10 dernières années. De surcroît, chaque crue tend à causer des dégâts de plus en plus importants (Bouillon *et al.*, 1999; Brissette *et al.*, 2003). Ceci est dû à une urbanisation souvent mal contrôlée dans les zones inondables.

2.1.3 Hydrographie et inondations

La rivière Châteauguay prend sa source aux États-Unis dans l'Upper Chateaugay Lake situé dans le comté Franklin de l'état de New York. Sa longueur approximative est de 128 km et sa dénivellation de 497 m. On a vu que deux types de reliefs caractérisaient la géographie du bassin versant, et ceci se reflète directement sur le comportement du fleuve et de ses affluents. La rivière Châteauguay coule de sa source en direction nord-ouest jusqu'à Huntingdon sur une distance approximative de 48 km. Dans cette partie amont située majoritairement en territoire américain, le fleuve suit une forte pente d'environ 8,9 m/km. Puis l'écoulement change de direction vers le nord-est et conserve cette orientation jusqu'à son embouchure, sur une distance d'environ 60 km. La pente de cette partie aval est d'environ 0,4 m/km. L'affaiblissement de la pente s'accompagne d'un élargissement du lit de la rivière pouvant atteindre 100m. Finalement, la rivière se jette dans le fleuve St-Laurent juste après la ville de Châteauguay, dans la partie du lac St-Louis (Desmeules & Gélinas, 1981). Le profil en long est illustré à la figure 8.

Les principaux affluents sont les rivières de l'Esturgeon, des Fèves, des Anglais, aux Outardes et à la Truite. Elles prennent généralement source au sud du bassin dans les Appalaches et coulent vers le nord-ouest. Elles sont représentées sur la figure 7. Leur profil en long est souvent similaire à celui de la Châteauguay. Les deux plus importants lacs, le Upper et le Lower Chateaugay Lake ont des superficies respectives de 9,97 km² et de 2,32 km². Sur l'ensemble du bassin, la surface de l'ensemble des lacs est évaluée à 13,22 km² soit 0,52 % de la superficie totale du bassin versant (Desmeules & Gélinas, 1981).

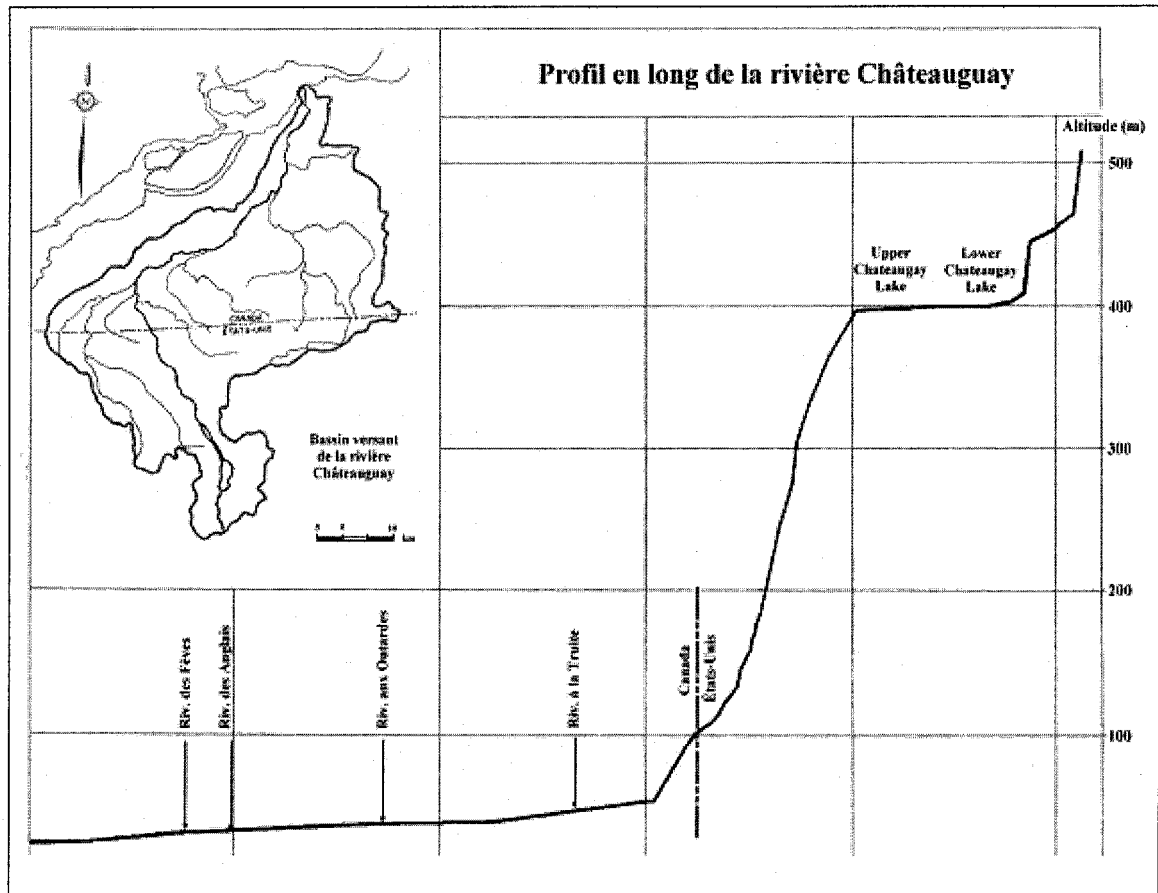


Figure 8 Profil en long de la rivière Châteauguay

L'écoulement de la rivière est très variable selon la saison. Bien que son débit annuel moyen soit d'environ $40 \text{ m}^3/\text{s}$ à son embouchure (Awadallah *et al.*, 1999) des débits supérieurs à $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ ont été observés en 1998 lors de la crue printanière qui contribue généralement à environ 40% de l'écoulement annuel de la rivière. Des étiages ont lieu l'été et régulièrement en hiver en raison des rivières glacées (Lapointe, 1980). Les inondations, quant à elles, surviennent fréquemment sur la rivière Châteauguay et ses affluents. Elles sont généralement causées par une fonte rapide du couvert nival lors de la crue printanière et peuvent s'aggraver avec l'occurrence d'embâcles et de débâcles. Des précipitations intenses estivales ou automnales peuvent aussi en être la cause. Roy (2000) expliquait le processus habituel des inondations printanières comme suit :

« Son orientation fait en sorte que le réchauffement printanier débute en premier lieu dans la partie sud, ce qui provoque une fonte de la neige plus hâtive dans cette partie du bassin. L'important volume de ruissellement est alors drainé vers la rivière, qui est alors généralement recouverte de glace, donc de capacité hydraulique réduite. La sinuosité de la rivière et la présence de sections étroites favorisent aussi la formation des embâcles. Finalement, le relief plat des Basses-Terres-du-St-Laurent fait en sorte que les zones inondées sont plus importantes, susceptibles alors d'affecter une plus grande partie de la population ».

2.2 Les données météorologiques

Les modèles hydrologiques constituent des approximations mathématiques de phénomènes naturels qui interviennent au cours du cycle hydrologique. Il faut calibrer et valider ces modèles pour chaque nouveau site où ils sont employés. Ces étapes nécessitent de posséder des données historiques et la qualité de ces dernières a souvent un rôle prépondérant dans l'efficacité du modèle. Au cours de cette étude, une attention toute particulière a donc été apportée dans la sélection des données utilisées afin de conduire à une amélioration par rapport aux études précédentes et de minimiser les erreurs reliées à ces données dans le processus de calibration.

2.2.1 Présentation des stations du bassin et des données disponibles

Le bassin versant de la rivière Châteauguay possède la caractéristique de se situer de part et d'autre de la frontière canado-américaine. Et malheureusement, les données climatiques ne sont pas aussi abondantes des deux cotés de la frontière. Dans la partie canadienne, on retrouve trois stations à l'intérieur du bassin (Ste-Clotilde, Ormstown, Ste-Martine) et trois dans sa proche périphérie (Dorval, Ste-Anne-de-Bellevue, St-Anicet) qui furent fréquemment utilisées dans les études antérieures du bassin (voir Figure 7). Ces stations d'Environnement Canada ont été mises en service entre 1937 et 1960 et

certaines sont toujours en service alors que d'autres ont cessé leur activité en 1990 ou 1995 (Annexe 1).

Lors des premières simulations effectuées en continu sur le bassin, il est devenu apparent qu'un déficit pluviométrique existait sur le bassin dû à une mauvaise représentation de l'étendue spatiale de la précipitation dans la partie sud du bassin. En effet, un certain nombre de crues observées à l'exutoire n'étaient absolument pas reproduites par le modèle. Cela signifiait que des précipitations importantes avaient lieu dans la partie sud du bassin dont le modèle ne pouvait tenir compte puisqu'elles n'étaient nullement mentionnées dans les données entrantes. Il fût possible de remédier à ce problème grâce à l'ajout des données de la station américaine de Chasm Falls. Les données trouvées sur le site du National Climatic Data Center américain ont permis de mieux représenter la climatologie de la partie sud du bassin. La station située en altitude était la seule représentative de cette zone plus montagneuse où les précipitations neigeuses sont plus abondantes et où les conditions météorologiques peuvent parfois être significativement différente du reste du bassin situé en plaine. Il peut être important de préciser pour de futurs utilisateurs que certaines adaptations ont tout de même été nécessaires : outre les usuelles conversions des pieds en cm, il fallait remarquer un décalage dans les horaires auxquels sont effectués les relevés quotidiens; pour en tenir compte, les séries de données de la station de Chasm Falls ont été décalées d'une journée afin de les synchroniser avec celles d'Environnement Canada.

Une seconde amélioration a été apportée en utilisant dans l'exercice de modélisation hydrologique une cinquième variable observée, la hauteur de neige au sol en cm. Il existe des difficultés pour mesurer précisément les précipitations neigeuses avec les appareils de mesure actuels car ils ont tendance à sous-estimer la neige tombée. L'information de neige au sol permet de contrecarrer cette sous-estimation en corrigeant la valeur du stock de neige, ce qui permet, essentiellement, de mieux estimer la quantité totale de neige à la fin de l'hiver et donc de mieux estimer le volume de la crue de fonte printanière.

2.2.2 Traitement des données

Disposant d'un échantillon de données climatiques représentatif de l'ensemble du bassin versant, les deux modèles ont bénéficié de données climatiques relativement fiables. Cependant, le traitement de ces données constitue un travail relativement long et qui nécessite une grande attention.

Deux logiciels ont été utilisés pour la modélisation hydrologique et seront présentés plus en détail par la suite. L'un d'entre eux nécessitait une météorologie moyenne pour le bassin versant et l'autre permet de rentrer une météorologie spécifique à un ou plusieurs sous-bassins. Les séries climatiques moyennes ont été générées par la méthode de Thiessen grâce à un programme sous MATLAB conçu par Georges Desrochers à l'IREQ et adapté par Marie Minville à l'ÉTS. Pour l'utilisateur, l'usage est simple et se déroule en 3 étapes :

- Préparer, pour les 7 stations météorologiques, des matrices à 4 colonnes contenant pour la période de 1945 à 1998 les données Tmax (°C), Tmin (°C), Pluie (mm), EEN Neige (mm).
- Définir en cliquant sur une carte le contour du bassin versant ou de l'ensemble des sous-bassins dont on désire la météo moyenne ainsi que la position des 7 stations.
- Extraire la matrice sortante.

Le programme, quant à lui, fonctionne comme suit :

- Il attribue à chaque station météorologique un coefficient en fonction de sa distance au centre de gravité de la région sélectionnée.
- Un patron de distribution est dessiné représentant le poids de chaque station pour établir la météorologie moyenne.
- Chaque station présentant des données sur différents intervalles et possédant des données manquantes, le programme analyse pour chaque station la présence ou non de données selon les jours.

- On obtient ainsi différents patrons, classés (Annexe 2) pour chacune des quatre variables selon leur occurrence et utilisés dépendamment des journées pour calculer la météo moyenne.

2.3 Les données hydrométriques

2.3.1 Présentation des stations utilisées pour la calibration

La variable à modéliser est le débit à l'exutoire du bassin. La station de mesure qui a permis la calibration des modèles d'hydrologie est la station située en amont du pont de la route 132 et près de l'exutoire. Les valeurs de débits observés y sont répertoriées depuis 1920. Par ailleurs l'un des modèles étant un modèle distribué de par son découpage en sous-bassins, il fût possible d'utiliser les valeurs de débits de la station de Riverfield située à proximité de l'exutoire du plus grand des sous-bassins, celui de la rivière des Anglais. Il constitue un très bon complément d'informations puisqu'il possède les mêmes caractéristiques physiques à échelle réduite que l'ensemble du bassin (zone de plaine au nord et montagneuse au sud). Toutefois, l'enregistrement des valeurs n'y a débuté qu'en 1973.

2.3.2 Choix des périodes de calibration et validation

Afin de continuer à limiter au maximum la part d'erreur due aux données météorologiques dans la calibration, la période d'étude retenue fut de 37 années comprises entre le 1er janvier 1959 et le 31 décembre 1995. Les 10 premières années furent utilisées pour la calibration. Deux causes majeures nous ont empêché d'étendre d'avantage la période d'étude :

- La présence de « paliers » dans les valeurs de débits observées durant les crues antécédentes à 1959. Ceci faussait considérablement la calibration, notamment pour

reproduire les pointes printanières. En effet, les outils d'optimisation automatique tentent de reproduire la valeur « observée ». Mais sur certaines crues printanières, la valeur du débit n'a pas été enregistrée et une valeur constante apparaît sur plusieurs journées à la place d'un pic.

- L'absence de données météo avant (Ormstown, Ste-Martine) et après (Dorval, Chasm Falls, Ste-Clothilde) cette période. Ceci rendait peu significative la notion de météorologie moyenne représentative du bassin.

CHAPITRE 3

MODÉLISATION HYDROLOGIQUE '59-95'

Le bassin versant de la Châteauguay a déjà fait l'objet de modélisation hydrologique et même d'étude d'impact des changements climatiques, notamment par Roy (2000). Son approche passait d'abord par une analyse statistique des précipitations présentes et futures. Les précipitations extrêmes retenues avaient des périodes de retour de 20 ou 100 ans. Une modélisation événementielle à l'aide du modèle hydrologique HEC-1 (Hydrologic Engineering Center, 2000) permettait d'observer les débits résultant de ces précipitations. Si l'objectif de cette étude est sensiblement similaire, l'approche n'en demeure pas moins différente. Cette partie est consacrée à l'ensemble des travaux effectués sur la période '59-95' retenue pour représenter le climat présent. Dans un premier temps, l'objectif de modélisation des crues extrêmes est défini ainsi que le procédé d'analyse statistique des extrêmes. Dans un second temps, les deux modèles hydrologiques sont expliqués et les résultats de leur calibration sont donnés.

3.1 Objectifs de la modélisation et implications

Rappelons avant tout le point de mire de l'analyse faite sur la période '59-95' : Connaître les valeurs de débits extrêmes pour les périodes de retour entre 5 et 200 ans des crues printanières d'une part et des crues estivales et automnales d'autre part. Il est légitime de vouloir séparer ces deux types de crues qui ont des causes et des fréquences bien différentes. En effet, lors d'une analyse de fréquence, l'homogénéité des types d'événements est primordiale. Les crues printanières sur le bassin versant de la Châteauguay résultent de la fonte d'une accumulation de précipitations neigeuses tombées durant l'hiver. Afin de tenir compte de l'ensemble de ces événements, il est nécessaire d'employer une modélisation en continu et un modèle capable de reproduire

l'évolution du couvert neigeux. Le projet initial prévoyait l'emploi de HEC HMS version 3, dont la sortie était projetée en 2002 et qui doit comporter un module de simulation de l'accumulation et la fonte des neiges. N'étant pas encore disponible pour le grand public, le logiciel HSAMI élaboré pour Hydro-Québec s'est avéré une excellente solution de remplacement, la collaboration entre le DRAME et Ouranos permettant son utilisation. HEC HMS 2.2 a tout de même été conservé afin de modéliser les crues estivales et automnales.

La méthode de calibration a également été influencée par l'objectif. Reproduire le mieux possible les crues extrêmes est primordial, même si cela signifie moins bien reproduire les faibles débits, ou même les volumes ruisselés. HSAMI propose un outil d'optimisation automatique de ces paramètres basés sur la valeur du critère de Nash. Il a permis dans un premier temps d'obtenir une première calibration satisfaisante (Nash entre 0,7 et 0,8). Par la suite, une calibration « à l'œil », a permis d'améliorer la reproduction des pointes de crues, en passant en mode de calibration manuelle. Enfin l'outil d'analyse de fréquence était utilisé pour confirmer la bonne calibration.

3.2 Analyse de fréquence et événements extrêmes

3.2.1 Principes et problèmes usuels

L'ensemble des processus hydrologiques varie dans le temps et l'espace de manière en partie prévisible, ou déterministe, et d'autre part de façon aléatoire, ou statistique. Il arrive pour certains événements que la part de la variabilité aléatoire soit beaucoup plus importante que la variabilité déterministe. Si de plus, il n'y a pas de corrélation entre les différentes observations ni spatiales ni temporelles, il est alors préférable pour l'hydrologue de l'étudier comme statistique. Les analyses statistiques sont donc bien appropriées pour les observations d'événements extrêmes comme les crues de rivières ou les étiages. En hydrologie, l'analyse statistique peut être utilisée très concrètement

pour deux types d'applications : tout d'abord pour définir les valeurs de débits ou de hauteurs d'eau qui serviront de critères de conception des ouvrages hydrauliques, ensuite pour évaluer le risque hydrologique attaché à un événement. La première fonction de l'analyse de fréquence est donc de trouver le lien entre l'amplitude d'un événement extrême et sa fréquence d'occurrence au travers d'une loi de distribution de probabilités (Chow *et al.*, 1988).

Dans cette étude, l'outil Matlab FREQ (Rao & Hamed, 2000b) a été utilisé. Il permet de tracer directement à partir d'un échantillon de n éléments, les courbes de fréquence selon différentes distributions. Le travail à réaliser se situe donc en amont et aval de cette étape, à savoir, définir la méthode de sélection des événements extrêmes qui vont constituer l'échantillon à analyser, choisir une distribution de probabilités, vérifier son adéquation et enfin analyser les résultats.

3.2.2 L'échantillonnage

Constituer la série de données hydrologiques est une des étapes les plus importantes de l'analyse de fréquence. Dans le cas d'une étude de fréquence de crues, deux types de sélection sont couramment employées : les séries complètes ou les séries partielles de valeurs extrêmes. La méthode la plus commune est la méthode des séries complètes (MSC). Elle consiste à sélectionner les extremums annuels de la série, dans le cas de notre étude, le plus important débit relevé chaque année. Cependant cette méthode peut induire des pertes d'informations (Rao & Hamed, 2000a). Par exemple, le second et le troisième plus importants débits d'une certaine année peuvent être plus grands que le débit maximal enregistré l'année suivante. Cette erreur peut être évitée grâce à l'emploi de la méthode des séries partielles (MSP). Il s'agit alors de sélectionner les débits dont la valeur dépassent un certain seuil. Deux considérations sont à prendre en compte. Il faut choisir un seuil assez bas pour obtenir un nombre suffisant de valeurs et il faut

toujours s'assurer de l'indépendance des valeurs. Cette dernière condition peut être difficile à vérifier car il arrive fréquemment qu'une crue importante soit la conséquence d'un sol saturé par une crue survenue peu de temps auparavant.

La MSP ne s'avère pas toujours applicable. En effet, afin d'augmenter la taille de l'échantillon, encore faut-il pouvoir observer plusieurs crues par année, ce qui n'est pas le cas dans tous climats. De plus, elle apparaît avantageuse surtout pour les échantillons de petite taille (15 années environ) qui sont alors nettement améliorés par l'ajout de valeurs. Enfin, la variance des estimations basées sur la MSP, en comparaison aux séries complètes, est réduite si la série contient au moins $1,65 N$ valeurs où N est le nombre d'années. (Cunnane, 1989).

Deux échantillons de 37 années observées (1959-1995) ont été analysés dans cette étude afin de distinguer crues printanières et crues estivales/automnales. Le premier contient 37 séries de valeurs de débits relevés entre le 1er Janvier et le 15 Mai de chaque année et les 37 extremums de crues ont été sélectionnés par la MSC, c'est-à-dire un maximum chaque année. Le second échantillon est son complémentaire et contient les débits relevés entre le 16 Mai et 31 Décembre. Bien que l'échantillon de 37 années ne soit pas de petite taille, une méthode dérivée de la MSP a été utilisée. Les observations montraient, parmi les 37 étés/automne observés, la présence de 8 années avec absence de crues importantes et 5 années en présentant deux ou trois. Chow (1988), propose la méthode "annual exceedence serie" qui consiste à choisir un seuil de sorte d'obtenir autant de valeurs que d'années. Cette méthode convenait à l'échantillon en fixant un seuil de valeur extrême pour Q environ égal à $100 \text{ m}^3/\text{s}$. Elle permet par ailleurs de calculer les périodes de retour de manière classique comme pour la MSC. Plus important encore, éliminer les petites valeurs de débits de la série (entre 40 et $80 \text{ m}^3/\text{s}$) qui correspondent aux débits maximums des années sans crue, évite de mélanger dans l'échantillon des débits centenaires avec des débits quotidiens. L'homogénéité des événements analysés est alors renforcée. L'homogénéité et l'indépendance des

événements, deux conditions de base, étant vérifiées, l'étape suivante est l'ajustement. Il faut également préciser qu'il existe une troisième condition de base : la stationnarité. On suppose pour la suite de l'étude que les statistiques de l'échantillon ne varient pas dans le temps, c'est-à-dire entre 1959 et 1995.

3.2.3 Ajustement du modèle fréquentiel

L'ajustement a pour but de regrouper du mieux possible les informations contenues au sein d'un échantillon dans une fonction et ses paramètres. En théorie, l'ajustement se déroule en trois étapes : choisir la distribution de probabilités ou modèle fréquentiel, choisir la méthode d'ajustement et vérifier l'ajustement.

Le choix de la distribution est souvent basé sur des habitudes locales ou l'expérience du praticien. Mais elle peut conduire à une solution inadéquate. L'utilisation du logiciel FREQ nous a permis d'essayer rapidement les principales distributions comme Log-Pearson III, Generalized Extreme Value et Extreme Value I (Gumbel). Par la suite, un examen de visu a immédiatement confirmé EVI comme la meilleure distribution. Elle est décrite rapidement ci-après. La distribution des valeurs extrêmes provenant de n'importe quelle distribution converge vers la loi des extrêmes généralisés (GEV). La distribution de cette loi s'exprime de la manière suivante avec trois paramètres à déterminer :

$$F(x) = \exp \left(- \left(1 - c \frac{x - a}{b} \right)^{1/c} \right) \quad (3.1)$$

où 'a' est le paramètre de position, 'b' le paramètre d'échelle et 'c' le paramètre de forme. Trois lois peuvent être distinguées en fonction des valeurs de 'c'. Les trois cas limites sont (1) pour $c = 0$, la distribution EV I développé par Gumbel et non borné, (2) pour $c < 0$, la distribution EV II (Fréchet) définie pour $a + b/c < x < \infty$ et enfin (3) pour $c > 0$, la distribution EV III (Weibull) définie pour $\infty < x < a + b/c$.

L'analyse de l'échantillon s'est faite à l'aide de la loi Gumbel (EV I) dont la fonction de distribution se réécrit :

$$F(x) = \exp\left(-\exp\left(-\frac{x-a}{b}\right)\right) \quad (3.2)$$

En posant la variable réduite suivante $u = \frac{x-a}{b}$, la distribution s'écrit alors comme suit : $F(x) = \exp(-\exp(-u))$ et $u = -\ln(-\ln(F(x)))$. L'avantage d'utiliser la variable réduite est que l'expression d'un quantile est alors linéaire. En effet pour trouver la valeur x_q d'un quantile, correspondant à la distribution $F(x_q) = q$, en fonction des deux paramètres a et b , il suffit d'utiliser la relation suivante :

$$x_q = a + bu_q \quad (\text{Musy, 2005}) \quad (3.3)$$

Afin d'estimer les paramètres a et b , le logiciel utilise la méthode du maximum de vraisemblance. La méthode du maximum de vraisemblance postule que les valeurs de a et b devraient être celles qui maximisent la probabilité d'obtenir les valeurs observées pour la variable x . Ainsi, la procédure d'estimation par le maximum de vraisemblance suppose d'abord la définition d'une fonction de a et b , $FV(a,b)$, dite fonction de vraisemblance, qui permet de décrire la probabilité d'obtenir les valeurs observées de x , puis la maximisation de cette fonction pour a et b . Cette méthode est expliquée en détail par Chow *et al.* (1988).

Voici donc le résultat obtenu pour les 2 échantillons de 37 maximums observés durant la période 59-95 (Figures 9 et 10, Tableau II).

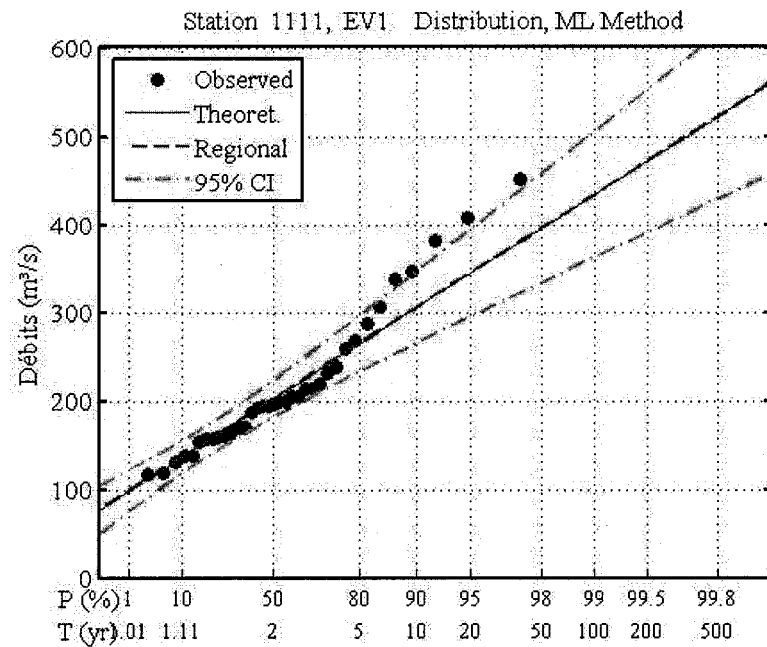


Figure 9 Analyse de fréquence des 37 Q_{max} observés en été/automne

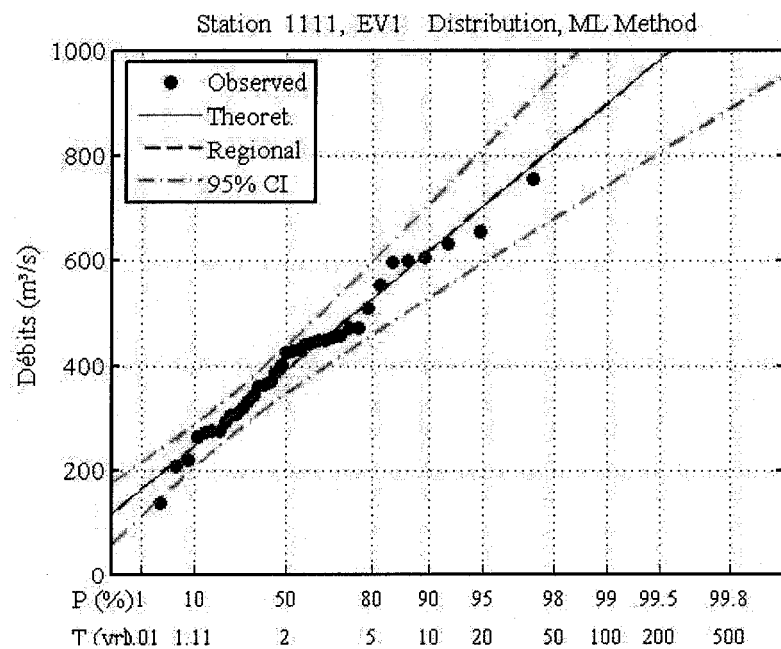


Figure 10 Analyse de fréquence des 37 Q_{max} observés en hiver

Tableau II

Résultats des analyses de fréquence des 37 Qmax observés été/automne et hiver

PÉRIODE DE RETOUR	CRUES ETE-AUTOMNE	CRUES PRINTEMPS
2	202	392
5	264	528
10	305	618
20	345	705
50	396	817
100	434	900
200	472	984
500	522	1094

3.2.4 Vérification de l'adéquation

Tout d'abord, les trois lois les plus fréquemment utilisées pour des analyses de crues annuelles (EV1, GEV, LPIII) ont été ajustées aux deux échantillons. La distribution de Gumbel a été retenue après observation des graphiques. L'examen visuel de la distribution permet de repérer les courbures, les paliers et les effets de dissymétrie par rapport à la distribution théorique qui est linéaire sur papier Gumbel. Il permet également de se rendre compte que EV1 présente les intervalles de confiance les plus resserrés sur la valeur théorique. L'incertitude est donc réduite.

Le test du χ^2 a par la suite été utilisé pour évaluer l'adéquation de l'échantillon à la distribution choisie en testant sa dispersion. Il consiste à vérifier l'hypothèse que la distribution théorique et la distribution expérimentale ne diffèrent seulement qu'en raison du hasard associé à l'échantillonnage. La mise en œuvre du test pour un échantillon à N éléments est la suivante : Il faut découper le plan représentatif en K

tranches d'égale largeur de probabilité puis calculer l'expression
$$D = \sum_{i=1}^K \frac{(n_i - e_i)^2}{e_i}$$

où D est la statistique d'ajustement, n_i les effectifs observés dans la tranche i, e_i ($=N/K$) les effectifs théoriques calculés que l'on aurait dû avoir si l'on suivait parfaitement la loi et K le nombre de classe. D suit une loi de χ^2 à ν degrés de liberté avec $\nu = K-1-NPA$ où NPA est le nombre de paramètres de la loi (2 pour Gumbel). Enfin on s'assure que D est inférieur à la valeur théorique correspondant au risque α accepté (5% par exemple) et au nombre de degrés de liberté. Dans le cas contraire, on rejette l'hypothèse de départ.

Les résultats obtenus ont confirmé l'adéquation avec la loi de Gumbel à 2 paramètres. Crues printanières (K=5 tranches de 20 %): $D=1,432 < \chi^2_{(\nu=2, \alpha=5\%)}=5,99$. Crues été/automne (avec 5 tranches de 20 %) : $D=6,2 < \chi^2_{(\nu=2, \alpha=2,5\%)}=7,38$. La mise en œuvre détaillée du test est présentée à l'annexe 3.

Les différentes lois de distribution peuvent donner pour une même période de retour des débits très différents. Afin de comparer correctement les échantillons observés aux échantillons simulés dans la suite de l'étude, toutes les analyses de fréquence emploient une distribution selon la loi de Gumbel.

3.3 HSAMI

HSAMI est un modèle hydrologique conceptuel développé chez Hydro-Québec par MM. Bisson et Roberge (1983). Utilisé pour faire des prévisions à court terme sur la base de prévisions météorologiques, et, à moyen terme, sur la base de scénarios météorologiques, ainsi que des simulations de Crues Maximums Probables (CMP), sa robustesse s'est affirmée depuis plus de vingt années. Contrairement à HEC HMS décrit

par la suite, le modèle conceptuel d'HSAMI n'est pas modifiable mais il prend en compte beaucoup plus de processus intervenant dans le cycle hydrologique, allant des simples conditions de températures à la teneur en eau de la neige. Ce chapitre ne présentera donc que de manière globale le modèle conceptuel HSAMI ainsi que les outils nécessaires à connaître pour son utilisation. Ensuite les résultats de la calibration seront présentés.

3.3.1 Modèle conceptuel

Après avoir spécifié la superficie du bassin versant, le modèle requiert comme variables d'entrée la moyenne des variables hydrométéorologiques calculée sur l'ensemble du bassin versant. Le pas de temps étant de 24h, il faut mettre dans une première matrice pour chaque journée, les valeurs de la température minimale, la température maximale, la quantité de pluie tombée (cm), l'équivalent en eau de la neige tombée (EEN cm) et, éventuellement, l'ensoleillement moyen pour la journée et l'équivalent en eau du stock de neige au sol (cm). Les données d'ensoleillement n'étaient pas disponibles et par conséquent fixées à une valeur moyenne de 0,5 chaque jour, en revanche la dernière variable (optionnelle) a permis d'améliorer la calibration en corrigeant l'accumulation de neige. La seconde matrice constitue les débits observés à l'exutoire à chaque pas de temps.

Le modèle fonctionne avec trois réservoirs linéaires en cascades dont les impulsions sont filtrées par deux hydrogrammes unitaires. Les explications de l'algorithme et les schémas sont fournis par Fortin (2000). Pour chaque pas de temps de simulation, on simule le comportement du système selon la séquence suivante :

- « 1. Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) selon une méthode empirique basée sur la température minimale et la température maximale observée sur 24h.

2. Calcul des précipitations directes au réservoir (lac) en fonction du rapport entre la superficie du réservoir et celle du bassin (il n'y pas de réservoir dans notre modèle du BV Châteauguay). Quantité ajoutée directement à la lame d'eau simulée à la fin du pas de temps.
3. Simulation de l'interception de la pluie et de la neige, c'est-à-dire : accumulation de la neige au sol, accumulation de pluie et d'eau de fonte dans le stock de neige, gel et dégel de l'eau en surface, dans la neige et dans le sol, vieillissement du stock de neige, fonte du couvert de neige.
4. Séparation de l'eau disponible pour infiltration et ruissellement de surface.
5. Simulation de l'écoulement vertical de l'eau dans une colonne de sol, c'est-à-dire : simulation de l'infiltration, du ruissellement retardé et de l'évapotranspiration de l'eau de surface, cheminement de l'eau dans la zone non saturée et saturée.
6. Simulation de l'écoulement horizontal de l'eau vers l'exutoire.
7. Calcul (de l'apport naturel au réservoir ou) du débit à l'exutoire à partir de : la lame d'eau générée par le processus de simulation de l'écoulement horizontal, (la précipitation directe au réservoir, l'évaporation (au taux potentiel) à la surface du réservoir), la superficie du réservoir et du bassin ».

La figure 11 associe chacune des étapes 1 à 7 à une partie du schéma du modèle conceptuel.

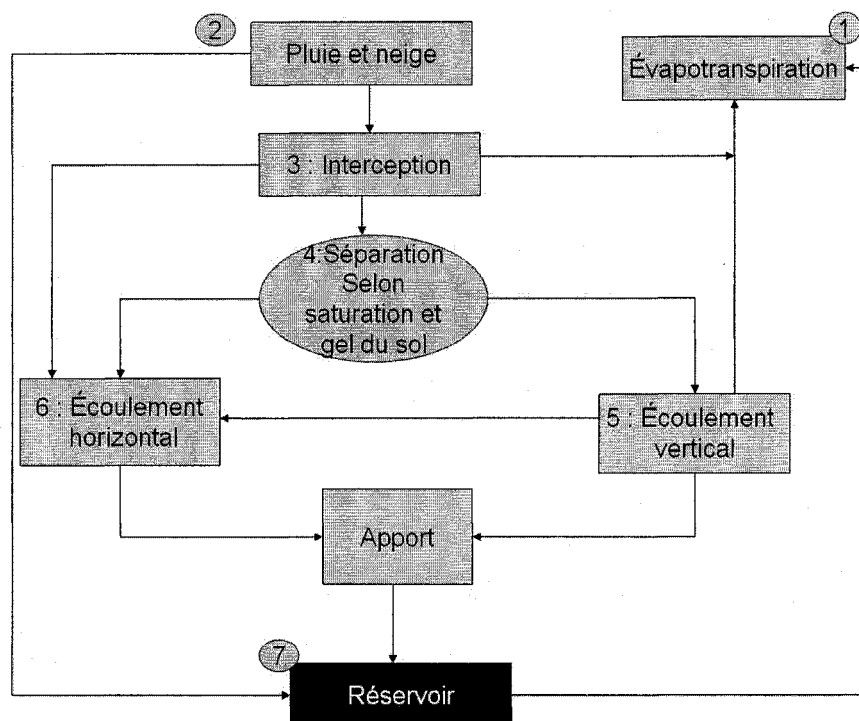


Figure 11 Correspondance entre les blocs de l'algorithme de simulation et le schéma conceptuel du modèle HSAMI

3.3.2 Calibration

Le modèle comporte 23 paramètres, que l'on peut regrouper en 5 catégories : 2 paramètres liés à l'évapotranspiration, 6 liés à la fonte des neiges, 3 au ruissellement de surface, 7 à l'écoulement vertical de l'eau dans le sol et enfin 5 liés à l'écoulement horizontal de l'eau vers l'exutoire et la forme des hydrogrammes. Dans un premier temps, l'utilisateur fixe des bornes à chaque paramètre et lance l'outil d'optimisation d'HSAMI, qui utilise la méthode SCE-UA (Duan, 1992). Il est possible de vérifier après chaque optimisation si les bornes des paramètres ont été atteintes. L'utilisateur peut alors élargir ou rétrécir les intervalles et réitérer le processus jusqu'à ce qu'aucune borne des 23 paramètres ne soit atteinte. A ce stade, la valeur du critère de Nash pour la calibration atteignait approximativement 0,75, mais les extrêmes étaient fréquemment sous-estimées.

Lorsque la convergence de l'optimisateur est confirmée vers un jeu de 24 paramètres et que le Nash n'augmente plus, l'utilisateur peut alors fixer certains paramètres manuellement. Le but de ce travail étant de reproduire les extrêmes, certains paramètres ont été fixés manuellement de façon à améliorer la performance du modèles à cet égard, même si cela se traduit, de façon globale, par une diminution du critère de Nash. Les quatre paramètres spécifiques à la pointe et la forme des hydrogrammes intermédiaires et de surface ainsi que ceux relatifs aux quantités d'eau nécessaires pour faire déborder les différentes couches de sol (quatre paramètres) ont été ajustés. Les hydrogrammes simulés et observés sont présentés à l'annexe 4 ainsi que la valeur des paramètres calibrés. Le débit de base est souvent un peu surestimé mais bien que la valeur du Nash ait diminué, les valeurs extrêmes sont mieux représentées. L'analyse de fréquence confirme la bonne représentation globale des valeurs de crues extrêmes (Figures 12 et 13, Tableau III).

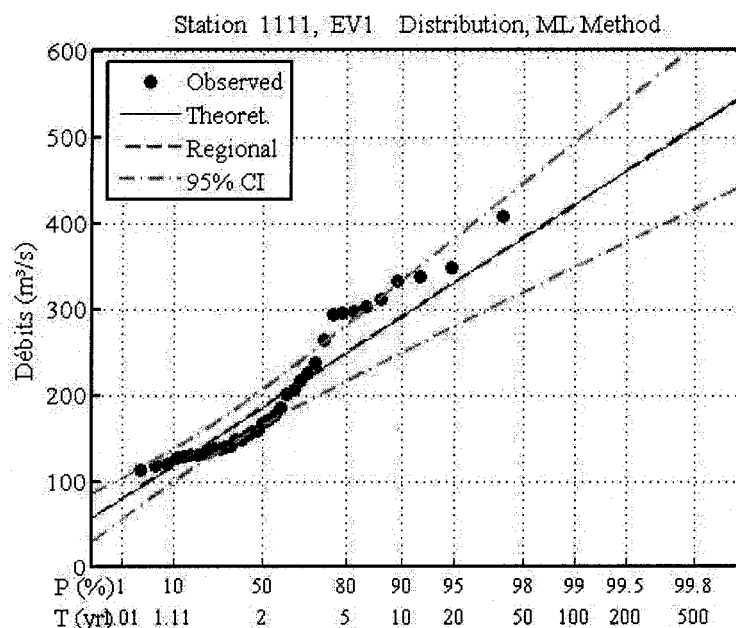


Figure 12 Analyse de fréquence des 37 Qmax simulés par HSAMI été/automne

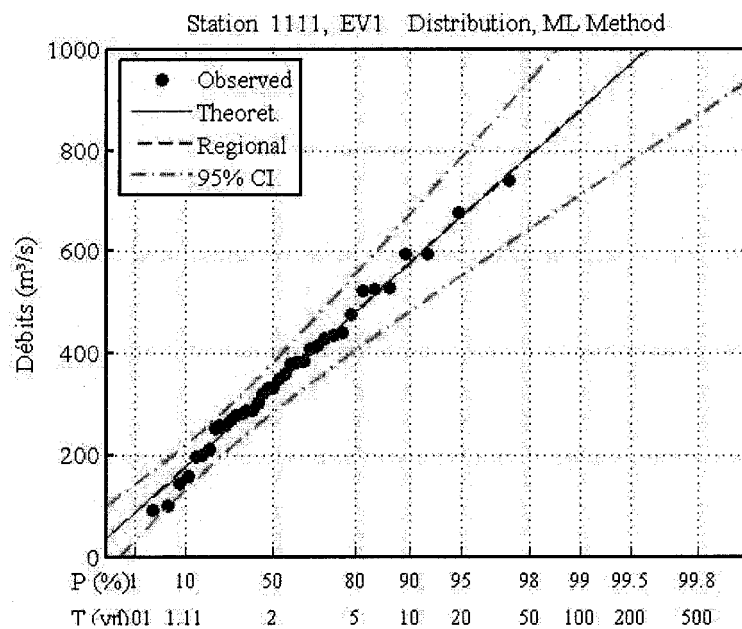


Figure 13 Analyse de fréquence des 37 Qmax simulés par HSAMI en hiver

Tableau III

Résultats de l'analyse de fréquence des 37 Qmax simulés
par HSAMI été/automne et hiver

PÉRIODE DE RETOUR	CRUES SIMULÉES		CRUES OBSERVÉES	
	CRUES ÉTÉ- AUTOMNE	CRUES PRINTEMPS	CRUES ÉTÉ- AUTOMNE	CRUES PRINTEMPS
2	186	333	202	392
5	249	480	264	528
10	291	577	305	618
20	331	670	345	705
50	383	791	396	817
100	422	881	434	900
200	461	971	472	984
500	512	1090	522	1094

3.4 HEC HMS

Prévu initialement pour être l'outil principal de modélisation dans ce projet, un important travail a été réalisé autour du logiciel HEC HMS 2.2 développé par l'agence américaine Hydrologic Engineering Center. Conçu pour simuler l'ensemble du processus pluie-débit sur différents types de bassin versant, son utilisation s'est restreinte à la modélisation des événements pluvieux survenant entre le 15 mai et le 31 décembre de chaque année. Le travail effectué avec HEC HMS peut se diviser en deux étapes, tout d'abord la préparation du modèle puis sa calibration. La suite du paragraphe présente premièrement l'ensemble des travaux réalisés pour préparer le modèle sur HEC HMS et les différentes fonctions employées. Dans un second temps, la méthode de calibration, les résultats de l'estimation des paramètres ainsi que les hydrogrammes obtenus et l'analyse de fréquence qui en résulte sont décrits.

3.4.1 Préparation du modèle

3.4.1.1 Traitement des DNT avec WMS

Afin de modéliser le comportement du bassin versant, un ensemble de paramètres doivent être définis. Certains s'obtiennent par calibration et d'autres, comme les paramètres physiographiques, peuvent être calculés. Un travail préliminaire a donc eu lieu afin de collecter certaines informations. Le logiciel WMS, Watershed Modeling System (B.Y.U & Environmental Modeling Research Laboratory, 1999) a permis d'importer dans HEC HMS les informations nécessaires à la construction du modèle. Il s'agit d'un outil qui permet de définir les limites d'un bassin versant et d'évaluer ses principales caractéristiques requises pour l'analyse hydrologique (Aire de drainage du bassin, longueur de la rivière, pentes, etc). Les sources de données sont les cartes de données numériques de terrain (DNT) ou "Digital Elevation Model" (DEM) que l'on peut se procurer gratuitement sur des sites Internet spécialisés canadiens ou américains.

Les DEM utilisés pour la partie canadienne sont des quadrillages à intervalle régulier des élévations de terrain et sont basés sur les fichiers numériques de la Base nationale de données topographiques à l'échelle de 1/250 000. L'intervalle entre les points d'élévation pour l'échelle de 1/250 000 est toujours de 3 secondes d'arc dans la direction nord-sud, le long d'un profil, et varie de 3 à 12 secondes d'arc dans la direction est-ouest, selon l'espacement prescrit entre les profils pour la zone géographique. Cet intervalle correspond à environ 93 mètres dans la direction nord-sud et varie approximativement de 30 à 70 mètres entre les profils (direction est-ouest) selon la latitude. Les valeurs d'élévation sont en mètres par rapport au niveau moyen de la mer, selon le Système de référence nord-américain de 1983, système de référence horizontal (Geobase, 2004). Pour la partie américaine, les DEM utilisés sont du même type mais sont produits par le United States Geological Survey (U.S.G.S). Quatre fichiers sont nécessaires pour reconstituer l'ensemble de la zone couvrant le bassin Châteauguay. WMS est capable d'assembler plusieurs fichiers car chaque fichier a un profil commun avec celui à l'est et celui à l'ouest et chaque profil comporte un point de chevauchement avec celui au nord et au sud.

Afin de minimiser l'espace nécessaire pour le stockage des DEM et de réduire les temps de calculs, les valeurs d'élévation sont arrondies au mètre le plus près. Ce compromis entre la précision et la taille de l'information comporte certaines limitations. Cela cause des changements brusques dans le relief du terrain plutôt que des variations progressives comme on observe dans la nature. Dans des régions présentant peu de relief, ceci peut aussi entraîner la présence artificielle de zones planes (B.Y.U & Environmental Modeling Research Laboratory, 1999). Il est toutefois possible de faire un traitement des élévations du DEM afin de lisser la surface et d'éliminer les zones planes. La méthode suggérée pour WMS et déjà employée par Roy (2000) consiste à :

« appliquer un filtre matriciel de taille 5 x 5 pour calculer à chaque point une nouvelle valeur d'élévation, en utilisant une moyenne pondérée par la distance inverse de tous les points du filtre. Dans le but de conserver l'intégrité originelle du DEM, un changement maximal d'élévation de 0,5

m a été spécifié et un nombre suffisant d'itérations a été réalisé afin d'éliminer les zones planes. »

Suite au traitement préalable des données d'élévation, l'utilisation de ces données pour déterminer les limites d'un bassin versant nécessite d'abord de calculer la direction de l'écoulement de l'eau à la surface du sol. Le module TOPAZ (Topographic Parametrization) permet à WMS d'évaluer en chaque point cette direction. Elle est définie comme étant le vecteur présentant la différence d'élévation la plus grande entre ce point et l'un des huit points adjacents. Ce concept du modèle à 8 points (*D8 method*) est illustré à la figure 14. WMS calcule à partir de ces vecteurs la valeur d'accumulation d'eau (flow accumulation), c'est-à-dire le nombre de points amont dont le chemin d'écoulement passe par ce point. Il ne s'agit encore que d'un scalaire qui représente les caractéristiques de drainage de chaque point en relation avec une superficie drainée. Le réseau hydrographique du territoire n'est obtenu que lorsque l'accumulation est transformée en vecteur d'écoulement possédant une direction, une orientation et une pente, tel qu'illustré à la figure 15.

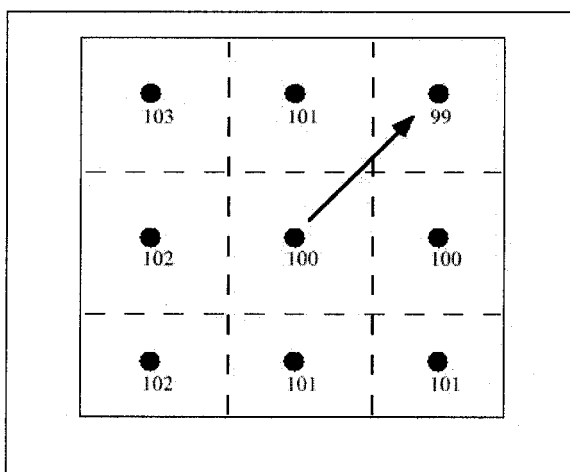


Figure 14 Modèle d'écoulement à huit points (source : Roy, 2000)

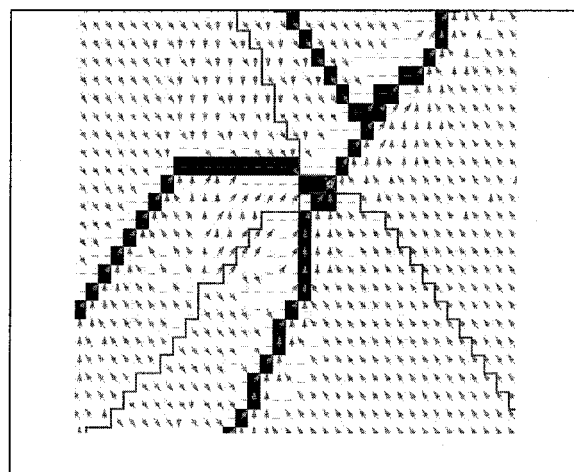


Figure 15 Direction de l'écoulement et accumulation d'eau (source : Roy, 2000)

Après ces étapes de traitement du DEM, l'utilisateur spécifie la position sur le tracé hydrographique des exutoires de bassins selon le découpage qu'il souhaite faire du bassin. Dans le cas de cette étude, le découpage en 12 bassins, tel qu'on le trouve dans les différentes études précédentes (Roy, 2000), a été reproduit. La délimitation du bassin versant et des sous-bassins est effectuée en associant chacun des points du DEM à un exutoire, en fonction de la direction de l'écoulement et du réseau hydrographique établi précédemment. Les limites du bassin versant et des sous-bassins sont ainsi créées, auxquelles un polygone est associé afin de calculer les caractéristiques requises. La représentation conceptuelle du bassin utilisée par HEC HMS est également produite automatiquement en respectant les exutoires.

Le bassin versant de la rivière Châteauguay délimité selon cette méthodologie est présenté à la figure 16. La carte présente la topographie de la région, le réseau hydrographique, les limites des sous-bassins et leurs aires respectives. Le réseau hydrographique qui y est illustré représente bien les principaux cours d'eau présents sur le bassin de la rivière Châteauguay. Le logiciel HEC-1, ayant été utilisé par Roy (2000) dans son étude sur le bassin de la Châteauguay, certains résultats ont pu être comparés et confirmés grâce à cette première source.

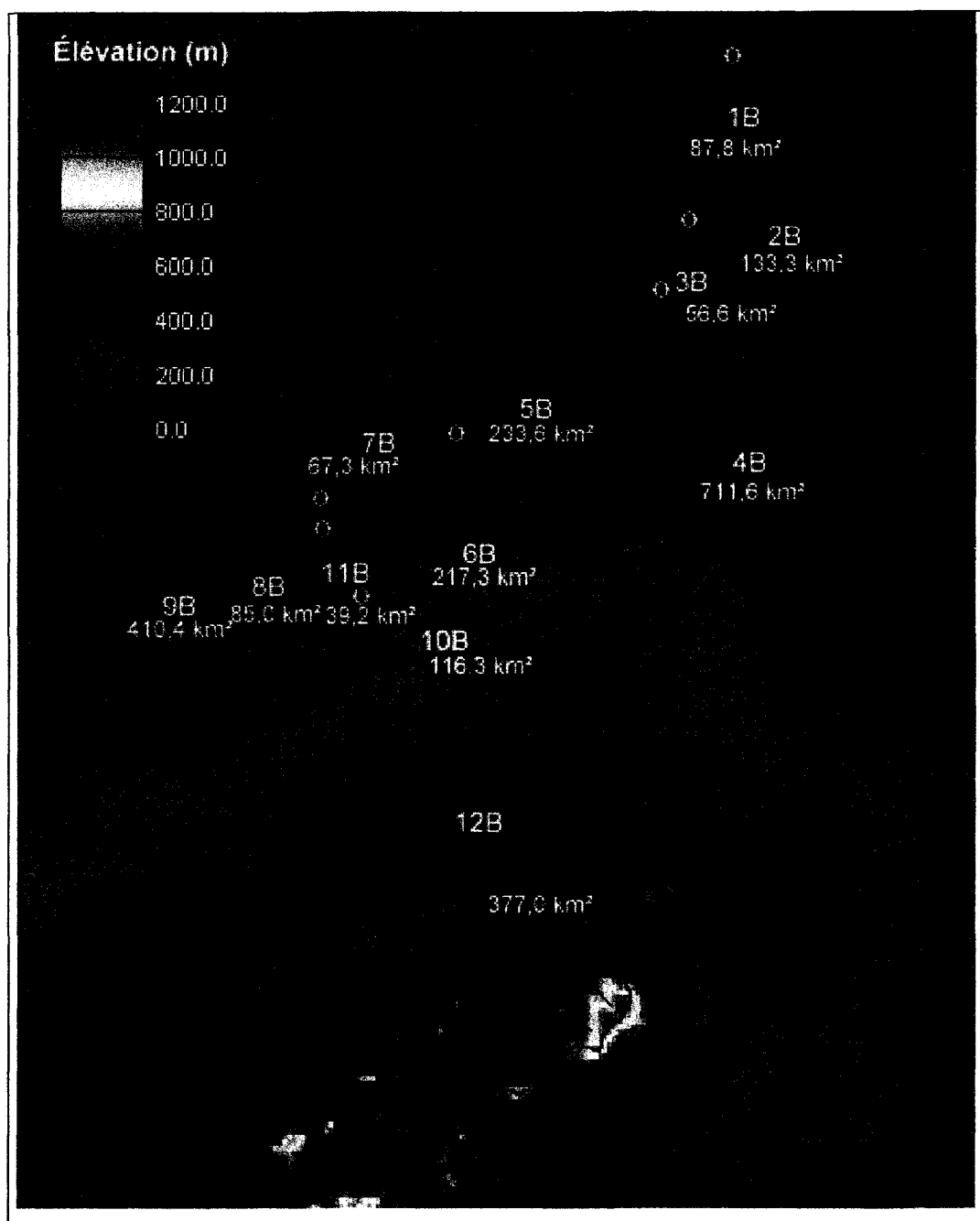


Figure 16 Topographie du bassin versant de la rivière Châteauguay et superficie des sous-bassins délimités par WMS

3.4.1.2 Préparation du modèle sur HEC HMS

Le fonctionnement de HEC HMS se base sur trois modules, le modèle météorologique, le modèle hydrologique et le contrôleur de simulations. Les résultats de WMS permettent d'importer dans le modèle hydrologique les paramètres physiographiques du bassin. Il faut ensuite choisir quatre fonctions qui définiront le modèle d'infiltration (Loss method), la modélisation de l'écoulement souterrain (Baseflow), l'hydrogramme de réponse au ruissellement (Transform), et enfin l'écoulement fluvial (Reach).

Le modèle 'pertes initiales, taux constant' est un modèle d'infiltration relativement simple à une seule couche de sol et régénération (Figure 17). L'infiltration n'a lieu qu'en période de précipitations et le ruissellement ne peut avoir lieu que si la couche est saturée. Une fois la couche de sol pleine, l'infiltration se produit à taux constant (selon la conductivité hydraulique) et le ruissellement est calculé comme la différence entre la précipitation et l'infiltration. La régénération du sol ne se produit qu'en l'absence de pluie. Cette variable essentielle pour la modélisation en continu, traduit le phénomène d'évapotranspiration et il est possible d'ajuster le taux selon les mois de l'année. Les conditions initiales d'humidité du sol sont spécifiées par la variable de déficit initiale. Afin de représenter un sol saturé après la fonte des neiges, cette valeur doit être proche de zéro. Ce paramètre n'est important que pour les premiers jours de la simulation.

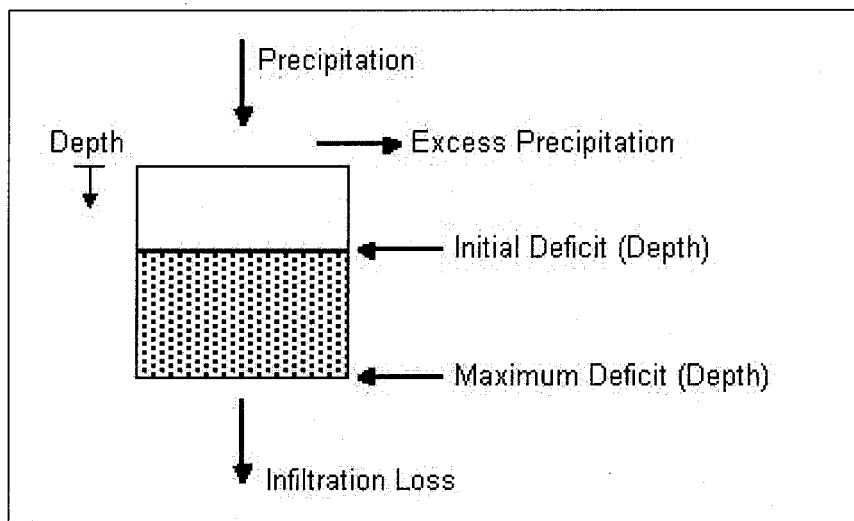


Figure 17 Schéma représentant le modèle d'infiltration (source : HEC HMS tutorial, 2000)

Les deux paramètres très importants pour la modélisation des crues sont le déficit maximum et la conductivité hydraulique. Leur impact respectif est discuté dans le paragraphe sur la calibration. Le déficit maximum représente la capacité maximale d'eau que le sol à l'état sec est capable d'absorber. La conductivité hydraulique représente la vitesse d'écoulement de l'eau dans le sol vers la nappe et dépend du type de sol. Ces deux paramètres, comme les autres paramètres du modèle d'infiltration ont été évalués par calibration.

La deuxième fonction concerne le ruissellement direct sur le bassin de l'excès de précipitation. Les modèles liés à la méthode de l'hydrogramme unitaire donnent une relation entre l'excès de précipitation et le ruissellement sans considération des processus internes. Les équations et paramètres introduits ont, par conséquent, une signification physique limitée. Suites aux commentaires de Roy (2000), la méthode de l'hydrogramme unitaire du SCS à un paramètre a été délaissée au profit de la méthode de l'hydrogramme de Snyder à deux paramètres. En effet, il y a toujours le paramètre définissant l'instant de la pointe de l'hydrogramme mais également un paramètre qui influe sur son amplitude.

Le paramètre de décalage temporel t_L (heures) correspond ici au décalage entre le maximum du hyétographe d'excès de pluie et le pic de l'hydrographe et il peut se calculer grâce à la formule suivante :

$$t_L = 0,75 * C_t (L * L_{C_a})^{0.3}$$
 où L_{C_a} représente la distance entre le centre de masse du bassin et son exutoire en km, L est la longueur du bassin en km et C_t un coefficient de bassin qui varie selon le type de relief. Le second paramètre est le coefficient de pointe C_p qui se situe généralement entre 0,4 et 0,8 et est ajusté par calibration.

L'écoulement souterrain est évalué par le modèle à récession exponentielle. Le débit de base à un instant t , Q_t , est estimé par la formule : $Q_t = Q_0 * K^t$. Q_0 est une condition initiale, c'est le débit souterrain à l'instant $t=0$, et K est défini comme le rapport entre le débit à l'instant t et le débit un jour avant. La décroissance exponentielle (Figure 18) est appliquée au début de la simulation en partant de Q_0 mais également après un certain laps de temps appelé seuil, défini comme le temps au bout duquel le débit global a atteint une certaine proportion de sa pointe d'intensité maximale (ou une certaine valeur). Q_0 ainsi que le seuil de récession ont été estimés à partir des valeurs de débit de base observées sur la rivière Châteauguay. Le taux de récession K a lui été fixé par calibration. Il faut mentionner que l'écoulement souterrain ne joue pas un rôle prépondérant dans la modélisation des crues et que, comme avec HSAMI, une importance minime (mais suffisante) a été portée sur l'exactitude des valeurs de débits de base simulés.

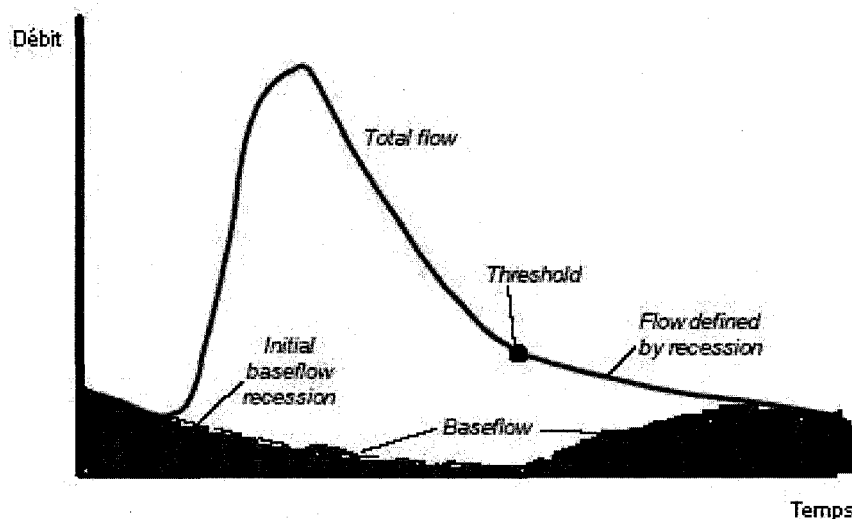


Figure 18 Modèle de décroissance exponentielle (source : HEC HMS Tutorial, 2000)

Finalement, l'hydrogramme en aval du bassin versant est calculé à partir des hydrogrammes en sortie des différents sous bassins. La fonction Muskingum a été choisie pour la modélisation des écoulements fluviaux. De l'information additionnelle sur le modèle peut être trouvée dans le manuel technique de HEC HMS (Hydrologic Engineering Center, 2000).

Le principal avantage d'HEC HMS par rapport à HSAMI réside dans le fait qu'il s'agisse d'un modèle distribué. Le modèle météorologique profite de cet avantage et peut donc bien mieux représenter les événements de précipitation locaux qui surviennent dans une partie limitée du bassin. Notre modèle hydrologique est divisé en 12 bassins versants mais compte tenu de la taille réduite de certains sous bassins et de l'emplacement des stations météorologiques, une division en 4 zones météorologiques a été effectuée. Pour chaque zone (BV 1-2-3 / BV 4-5 / BV 6-7-10 et BV 8-9-11-12), la méthode des polygones de Thiessen définie au paragraphe 2.2.2 a été utilisée. Le modèle hydrologique et le modèle météorologique sont illustrés à la figure 19.

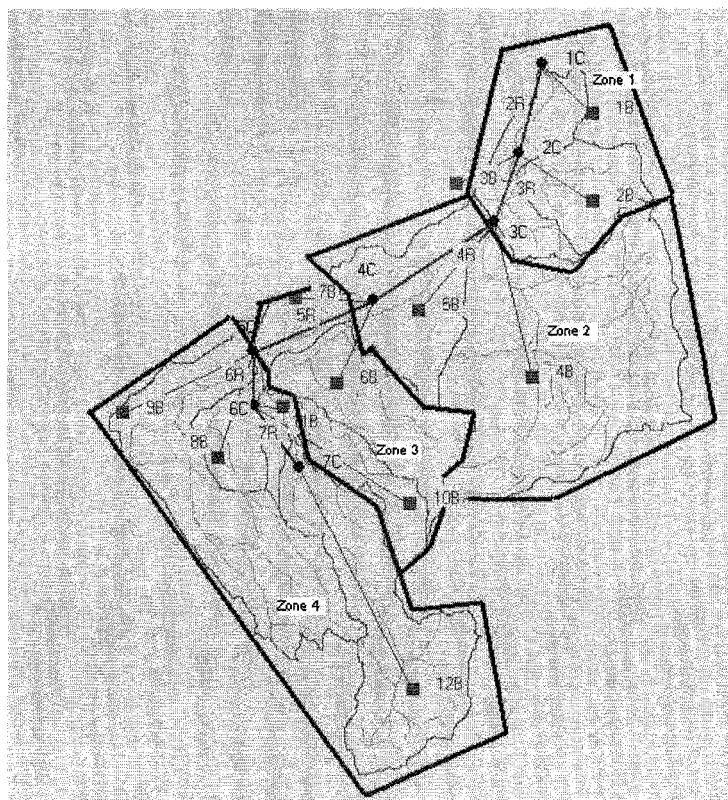


Figure 19 Modèle hydrologique et météorologique

3.4.2 Calibration

Il n'existe pas encore de module de simulation de la fonte de neige sur HEC HMS, il était donc impossible de réaliser une simulation en continu des 37 années. Mais dans le but de pouvoir comparer les résultats de l'analyse statistique avec ceux d'HSAMI, une approche comparable devait être envisagée. La première consistait à mettre bout à bout l'ensemble des 37 séries de précipitations des saisons été/automne puis de simuler en continu. Malheureusement, cette solution engendre une importante confusion pour l'utilisateur entre les dates de simulations et les dates réelles. De plus elle ne tient aucunement compte de l'état de saturation du sol qui existe après chaque fonte des neiges et rapproche des événements d'envergures importantes ce qui remet en cause

l'indépendance des événements. Dans la deuxième approche, les séries de précipitations n'ont pas été mises bout à bout. Chaque année était étudiée indépendamment, mais pour combler l'absence du module de la fonte des neiges, la saturation du sol était prise en compte par un paramètre représentant l'état initial du sol et calculée par la calibration. Visualiser le résultat d'une simulation avec un jeu de paramètres consistait donc à effectuer successivement 37 essais et nécessitait donc un temps assez conséquent.

HEC HMS dispose d'un outil d'optimisation automatique mais qui n'était pas adapté pour calibrer les nombreux paramètres en tenant compte des 37 saisons indépendamment. De plus sa lenteur, causée par le nombre important de paramètres et les durées de plusieurs mois, n'encourageait pas à son emploi. La calibration a donc constitué un travail manuel assez difficile. Cependant afin d'accélérer la calibration, les essais étaient toujours réalisés sur les mêmes années possédant les événements « typiques » : crues de différentes envergures (100, 200, 300, 400 m³/s), année sans crue, crues en différentes saisons (en mai sur sol saturé, en juillet après orage violent...).

Les caractéristiques de la réponse à une forte précipitation sont grandement influencées par deux paramètres : le déficit maximum et la conductivité hydraulique. Le temps nécessaire à saturer le sol et la capacité du sol saturé en eau à 'se vidanger' sont notamment définis par ces paramètres. Deux constatations peuvent être faites sur la calibration obtenue : Tout d'abord, la saturation initiale du sol fixée à la même valeur chaque année n'est pas représentative de la réalité. L'épaisseur du couvert neigeux ainsi que la date de la fonte varie chaque année, la saturation du sol n'est donc pas la même à chaque 15 mai, date de départ supposée de chaque simulation annuelle. Une mauvaise représentation des crues a donc parfois lieu en mai. La seconde constatation porte sur le tracé de l'analyse fréquentielle (figure 20). Un palier se forme pour les débits entre 100 et 150 m³/s qui sont surreprésentés par rapport à la distribution observée. Ce défaut se produit avec HSAMI pour la simulation été/automne (figure 12) où un aplatissement est également remarquable. La raison de ce comportement n'a pas été déterminée. Une

lacune au niveau des données météorologiques ou une distribution mixte (deux types de crues d'origine différente) peuvent en être la cause. Un tableau présentant l'ensemble des paramètres de HEC HMS estimés soit par le calcul soit par la calibration sont présentés à l'annexe 5. Les hydrogrammes sont présentés à l'annexe 6.

Tableau IV

Comparaison des résultats de l'analyse de fréquence pour les débits observés et simulés par HEC HMS

DÉBITS PRÉSENT	OBSERVÉS	SIMULÉS
PÉRIODE DE RETOUR	CRUES ÉTÉ-AUTOMNE	CRUES ÉTÉ-AUTOMNE
2	202	198
5	264	266
10	305	310
20	345	353
50	396	409
100	434	450
200	472	492
500	522	546

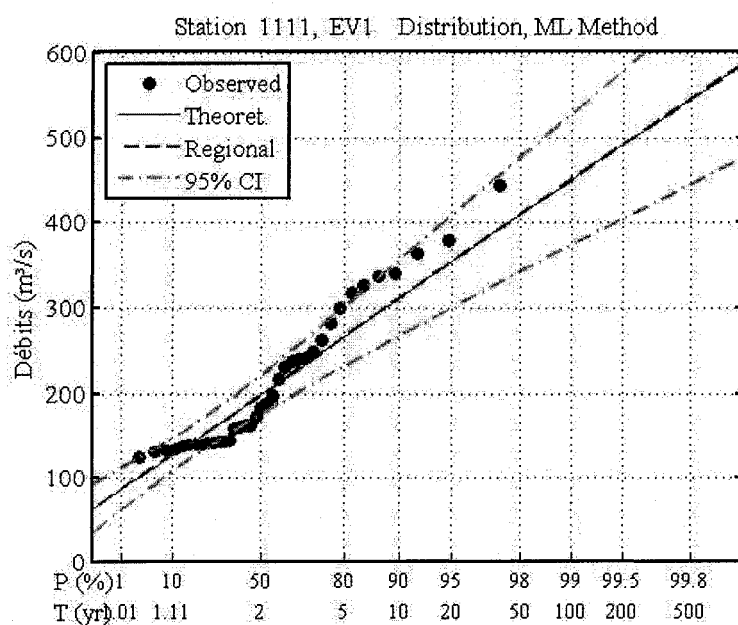


Figure 20 Analyse de fréquence des 37 Qmax simulés par HMS été/automne

CHAPITRE 4

SIMULATIONS DU 'FUTUR 2050'

À ce stade, deux modèles hydrologiques ont été calibrés et permettent de reproduire convenablement le comportement du bassin face aux événements extrêmes. La dernière étape consiste à produire des scénarios climatiques futurs et les introduire dans les deux modèles. Mais avant cela, il faut s'assurer que l'outil utilisé pour générer les scénarios est capable de reproduire correctement les caractéristiques du climat actuel. C'est l'objet de la première partie du chapitre. Ensuite, la préparation d'un scénario futur est expliquée et les résultats finaux de l'étude sont énoncés.

4.1 Utilisation du générateur de climat WeaGETS

4.1.1 Présentation du générateur de climat WeaGETS

WeaGETS est un générateur stochastique de climat inspiré par l'approche de Richardson (1981). À partir de séquences observées de variables climatiques comme la précipitation, la température et le flux radiatif, il peut produire des séries synthétiques, sous des conditions de climat actuel, de ces mêmes variables. Dans le cas de WeaGETS, les variables générées sont la précipitation journalière (occurrence et quantité), la température de l'air minimale journalière T_{min} et la température de l'air maximale journalière T_{max} . Le modèle a été calibré en utilisant des observations météorologiques québécoises et canadiennes. En raison du manque de données observées pour les radiations solaires, cette variable a été supprimée. WeaGETS est en cours d'amélioration, au sein du laboratoire du DRAME à l'ÉTS (Caron, 2005). La plus récente version a pu être utilisée au cours de cette étude. Une description sommaire des procédures de génération des variables est présentée dans ce chapitre.

L'occurrence de la précipitation est reproduite par une chaîne de Markov du troisième ordre avec deux états (pluvieux ou sec). La présence de pluie un jour j est donc fonction des probabilités de transition basées sur l'état des 3 jours précédents. Par exemple, la probabilité d'occurrence p_{1110} correspond à la probabilité d'avoir un jour sans pluie après 3 jours pluvieux. Huit valeurs de probabilités d'occurrence (p_{0000} , p_{0001} , p_{0100} , p_{0110} , p_{1000} , p_{1010} , p_{1100} , p_{1110}) sont ainsi calculées pour chacune des 26 périodes de 14 jours qui constituent une année. L'interpolation pour connaître la valeur journalière est effectuée par une analyse en séries de Fourier. L'utilisateur peut choisir le nombre d'harmoniques qui donne le meilleur ajustement sur les valeurs observées (figure 21 et 22). Un seuil de 0,25 mm est fixé pour qualifier une journée de pluvieuse. La quantité de précipitation journalière est modélisée selon la fonction de distribution Gamma à deux paramètres. Les paramètres Lambda et Nu de la distribution sont également calculés à chaque période de quatorze jours et une analyse par séries de Fourier permet d'interpoler la valeur journalière.

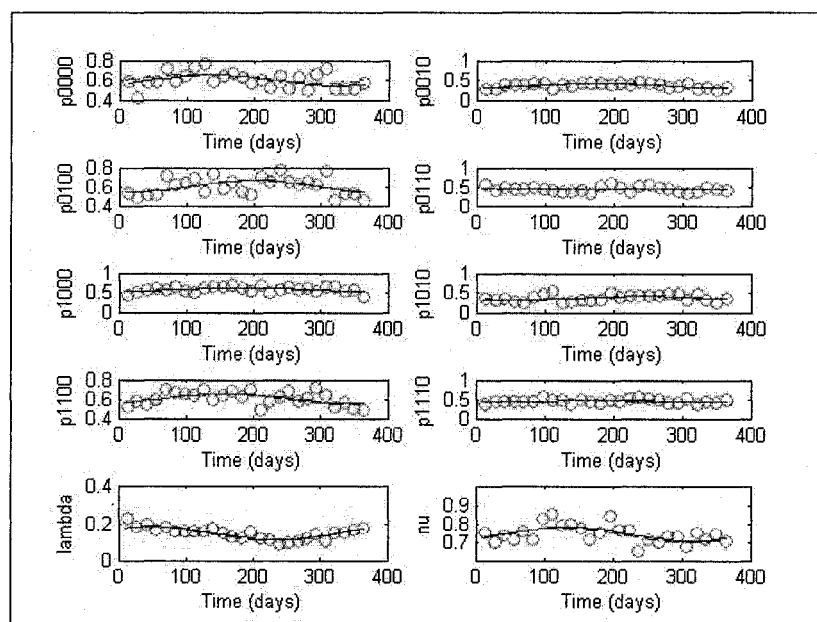


Figure 21 Analyse par séries de Fourier à une harmonique des paramètres d'occurrence et de quantités de précipitation

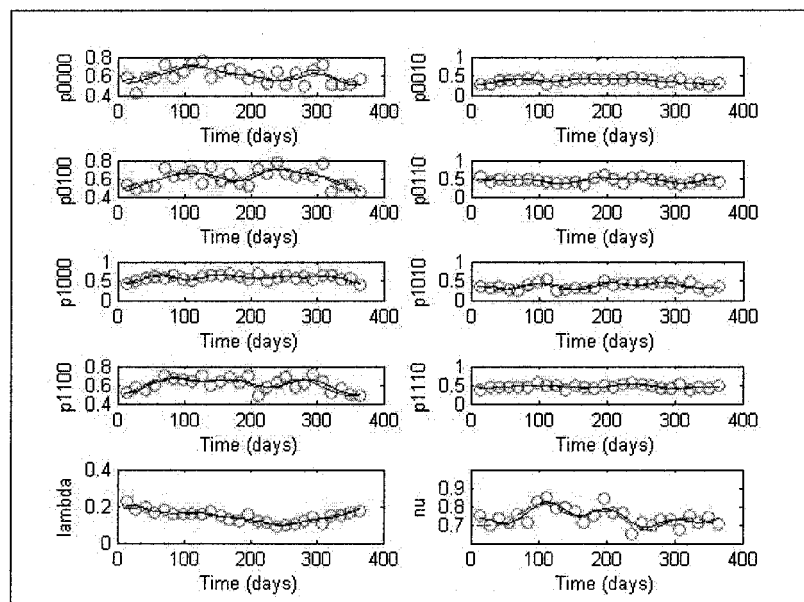


Figure 22 Analyse par séries de Fourier à quatre harmoniques des paramètres d'occurrence et de quantités de précipitation

Les températures minimales et maximales suivent toutes les deux une distribution normale et sont générées par une procédure similaire. Les moyennes et écarts types sont calculés séparément pour les jours pluvieux et les jours secs pour chaque période de quatorze jours. Une série de Fourier à deux harmoniques y est ensuite ajustée. Une corrélation croisée constante entre Tmin et Tmax ainsi qu'une corrélation avec la température du jour précédent sont appliquées. Les valeurs simulées journalières sont obtenues en multipliant les valeurs résiduelles par les écart-types et en additionnant les moyennes. Il arrive que Tmin généré soit supérieur à Tmax, dans ce cas, Tmin est remplacé par Tmax moins 0,1. Des travaux sont en cours pour tenter d'apporter une solution à ce problème (Lorrain, 2005).

Deux outils ont été utilisés pour évaluer la justesse du générateur de climat : le test statistique d'adéquation de Kolmogorov-Smirnov et la comparaison des indices STARDEX entre les variables observées et simulées (Caron, 2005). Les résultats de l'analyse illustrés à l'annexe 7 pour la version définitive montrent les bons résultats obtenus avec la fonction Gamma. Les écarts les plus importants se produisent pour les

indices liés à la reproduction des extrêmes. La fonction gamma tend à sous-estimer les précipitations extrêmes, ce qui aura sans doute un impact sur cette étude, mais dans l'ensemble le générateur WeaGETS est très fiable.

Il est nécessaire de vérifier que cet outil couplé avec un modèle hydrologique permet de reproduire statistiquement les débits extrêmes que l'on a observés entre 1959 et 1995. Dans le cadre du projet global conduit au DRAME, un des objectifs est la production de scénarios locaux pouvant être couplés avec des modèles hydrologiques spatialisés comme HEC HMS. Cette étude n'a pu en bénéficier car les recherches sont actuellement en cours afin de produire ces scénarios. L'approche de mise à l'échelle (downscaling) n'a donc pas pu être utilisée dans cette étude. Présentement, le générateur de climat peut analyser les séries actuelles des 7 stations utilisées et générer 7 séries climatiques statistiquement similaires. Mais il n'est pas capable de tenir compte d'une corrélation spatiale entre les stations et génère des météo indépendantes. Une version multi-site est présentement en cours de développement (Khalili, 2005). La météorologie moyenne observée entre 59 et 95 a donc été analysée par WeaGETS et a permis de produire plusieurs scénarios virtuels représentatifs de la même période. Ce sont ces mêmes scénarios qui ont été utilisés à la fois dans HSAMI et HEC HMS. L'avantage que possédait HEC HMS, à savoir d'être paramétré avec un modèle météorologique divisé en quatre zones, n'a pu être exploité.

4.1.2 Résultats des essais de simulation 'WeaGETS Présent+HSAMI'

Il est important de rappeler le rôle majeur de ces essais. En effet, en partie selon la capacité de notre modèle couplé 'générateur de climat + modèle hydrologique ' à reproduire le présent, les prédictions faites pour le futur seront plus ou moins crédibles. Afin d'évaluer cette aptitude, plusieurs séries météorologiques ont été générées et passées dans le modèle HSAMI. De là, une analyse de fréquence basée sur la

distribution EVI de Gumbel (voir chapitre 3) a été menée sur cette batterie de tests. Pour chaque période de retour, les valeurs moyennes du débit et l'écart type ont été calculés. Dans le cas d'un modèle parfait, les mêmes valeurs que pour la série observée seraient atteintes. Deux critères très simples permettront de juger facilement le modèle lié : le pourcentage d'erreur de la valeur moyenne simulée par rapport à la valeur observée et l'écart type entre chacune des simulations. Les résultats pour les crues d'été/automne sont présentés au tableau VI et ceux des crues printanières au tableau V. Deux observations complémentaires sont commentées : la date moyenne de la crue printanière et l'adéquation des simulations à la distribution Gumbel. Les écarts prévisibles sont analysés, en revanche, les écarts causés par les incertitudes de la méthode seront traités au chapitre 5.

Tableau V

Analyse de fréquence des débits de crues printanières simulés par le modèle couplé
'WeaGETS+HSAMI'

PÉRIODE DE RETOUR	CRUES PRINTEMPS										Moyenne	Écart type	% Erreur	
2	436	396	399	405	377	404	432	365	423	404	24	3.1%	392	
5	593	549	535	524	513	544	612	512	557	549	34	3.9%	528	
10	696	650	624	603	603	637	732	608	647	644	44	4.3%	618	
20	796	746	710	679	689	726	846	701	732	736	54	4.4%	705	
50	925	871	822	777	801	841	995	821	843	855	67	4.7%	817	
100	1022	965	905	850	885	927	1105	911	926	944	77	4.9%	900	
200	1119	1060	988	923	969	1014	1216	1001	1009	1033	88	5.0%	984	
500	1246	1182	1098	1020	1079	1127	1362	1119	1118	1150	101	5.1%	1094	

Tableau VI

Analyse de fréquence des débits été/automne simulés par le modèle couplé
'WeaGETS+HSAMI'

PÉRIODE DE RETOUR	CRUES ÉTÉ-AUTOMNE										Moyenne	Écart type	% Erreur	
2	175	168	173	164	163	142	152	157	148		160	11	-20.7%	202
5	237	231	242	224	211	191	204	213	192		216	19	-18.1%	264
10	277	273	289	263	243	223	238	249	221		253	24	-17.1%	305
20	316	313	334	301	274	254	271	284	250		289	29	-16.4%	345
50	366	365	392	349	313	294	314	329	286		334	36	-15.6%	396
100	403	403	435	386	343	324	346	363	314		369	41	-15.1%	434
200	441	442	478	422	373	354	378	397	341		403	46	-14.6%	472
500	490	494	535	470	412	394	420	442	378		448	52	-14.1%	522

Aux vues de ces résultats, plusieurs commentaires peuvent être faits. Tout d'abord, concernant les valeurs moyennes de débits, on constate une tendance dans les deux tableaux. Les crues d'été/automne sont globalement sous-estimées de l'ordre de 14 à 21%. Il est possible d'affirmer qu'il s'agit d'une réelle tendance et non la simple conséquence de la moyenne arithmétique et de la variabilité des simulations de WeaGETS puisque 8 simulations sur 9 se situent en dessous de la courbe des valeurs observées. Ces résultats étaient d'ailleurs attendus puisque il a été démontré que la fonction Gamma (paragraphe 4.1.1) utilisée par le générateur avait tendance à légèrement sous-estimer les précipitations extrêmes. L'écart type croît de 11m³/s pour une période de retour de 2 ans (6,8% d'écart à la moyenne) à 52m³/s pour T=500ans (11,6% d'écart à la moyenne). Représentant la dispersion de la série statistique par rapport à la moyenne observée, on peut faire l'hypothèse suivante : cette variabilité entre les simulations traduit la variabilité naturelle du climat d'une année sur l'autre.

En revanche l'hiver, la simulation s'approche davantage de l'observation avec une légère erreur de surestimation pour tous les types de crues ne dépassant pas les 5,1%. Une fois encore, l'écart type est relativement faible, variant de 24 m³/s (5,9% de la valeur moyenne) pour T= 2 ans à 101 m³/s (8.8% de la valeur moyenne) pour T=

500ans. Il est possible d'expliquer simplement pourquoi les résultats sont meilleurs pour les crues printanières que pour les crues été/automne. Cette raison principale peut se résumer ainsi : la crue printanière est la conséquence d'une accumulation de neige tombée durant l'hiver alors que chaque crue estivale ou automnale est la conséquence d'un évènement de précipitation unique. Ainsi, le générateur peut ne pas modéliser quelques évènements de chute de neige l'hiver, voire même un évènement extrême, l'erreur sera peu perceptible sur le bilan de précipitations durant l'hiver. La valeur maximale du débit observé pendant la crue de printemps est directement liée à cette quantité totale, qui est bien représentée par le générateur. A l'opposé, l'été, la majorité des évènements extrêmes de précipitations engendrent des évènements extrêmes de débit. L'analyse de fréquence est donc beaucoup plus influencée par l'aptitude du générateur à reproduire les précipitations extrêmes. Hors, on l'a vu, la fonction Gamma présente des lacunes à ce sujet.

Une autre observation confirme que le modèle simule très bien la crue printanière. Il s'agit de la date moyenne de la crue printanière. Une petite fonction programmée dans Matlab permet, à partir de la série de débits simulés extraite d'HSAMI, de repérer la date du débit maximum à chaque printemps et de faire la moyenne sur les 37 années. Ainsi, la date moyenne pour la série réelle observée était le 4 avril alors que la moyenne calculée sur les 9 simulations de 37 années était le 5 Avril. C'est une précision importante qui permettra de comparer avec confiance pour le futur l'évolution de cette date de crue selon les différents modèles et par rapport au présent.

Finalement, le modèle couplé semble relativement bien fonctionner surtout pour la crue printanière. L'erreur de sous-estimation observée en été/automne devra être prise en compte et appliquée aux valeurs futures si l'on souhaite faire des prédictions réalistes. Les écarts ont permis de souligner trois notions : la fonction Gamma sous estime les extrêmes, cette erreur se répercute essentiellement sur les crues estivales et automnales et la variabilité naturelle du climat est bien reproduite par WeaGETS.

4.1.3 Résultats des essais de simulation 'WeaGETS Présent+HEC HMS'

Les résultats fournis par le modèle couplé avec HEC HMS sont beaucoup moins homogènes que ceux fournis par HSAMI (tableau VII). Une nouvelle fois, une importante sous estimation des débits peut être notée de manière générale avec des écarts relatifs entre la moyenne des simulations et les débits observés variant de 15% (pour $T = 500$ ans) à 28% (pour $T = 2$ ans). L'écart type relevé est plus important qu'avec HSAMI. Il représente plus de 12,3% du débit moyen pour $T=2$ et augmente jusqu'à 23% du débit moyen pour $T=500$ ans. Bien que la tendance soit la même que pour HSAMI, à savoir une diminution de l'écart sur la moyenne et une augmentation de l'écart type avec une augmentation de T , les résultats sont remis en cause par les écarts types très grands.

Tableau VII

Analyse de fréquence des débits simulés par le modèle couplé
'WeaGETS+HEC HMS'

PÉRIODE DE RETOUR	CRUES ÉTÉ-AUTOMNE						Moyenne	Écart type	% Erreur	
2	173	144	144	124	159	130	146	18	-27.9%	202
5	239	195	205	162	245	171	203	34	-23.2%	264
10	283	228	245	187	303	195	240	47	-21.3%	305
20	325	260	284	212	358	235	279	55	-19.1%	345
50	379	302	333	243	429	268	326	70	-17.8%	396
100	420	333	371	267	482	290	361	81	-16.9%	434
200	460	364	408	290	536	322	397	91	-16.0%	472
500	514	405	457	321	606	364	445	104	-14.8%	522

On observe également une mauvaise adéquation à la loi Gumbel comme le montrent les graphiques 23 et 24. L'observation des courbes permet de remarquer deux problèmes qui se produisent à 5 simulations sur 6 : la présence de palier pour les valeurs autour de 100 m³/s et la présence d'extrêmes très en dehors du domaine de confiance.

On constate un nombre très important de valeurs avoisinant 100 m³/s sur la figure 23 et même inférieures sur la figure 24. Ces valeurs abaissent la pente de la courbe ou bien forment un palier qui ne correspond pas à la distribution théorique. Par ailleurs, d'autres valeurs se retrouvent très largement supérieures aux extrêmes habituellement simulés et très éloignés de l'intervalle de confiance, 5 valeurs en 6 simulations, alors qu'un seul point aussi extrême n'avait été observé avec HSAMI en 9 simulations.

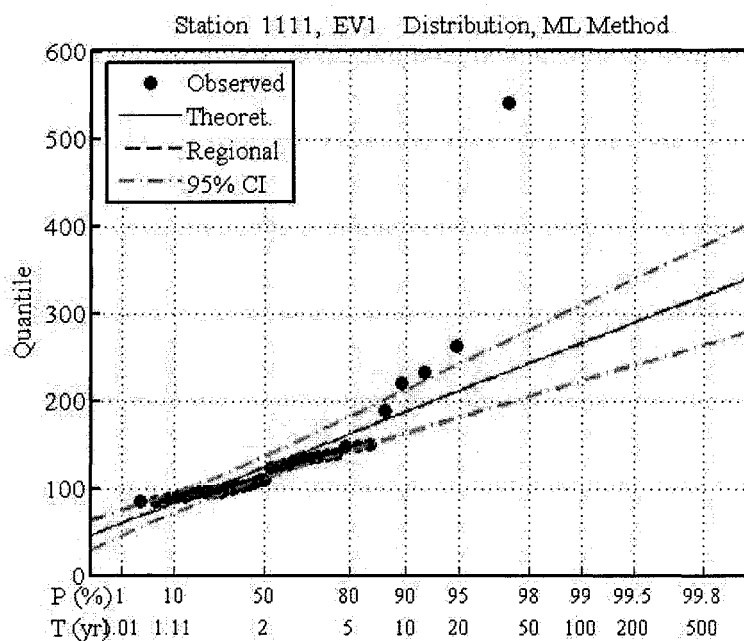


Figure 23 Analyse de fréquence de la simulation 4 avec HEC HMS

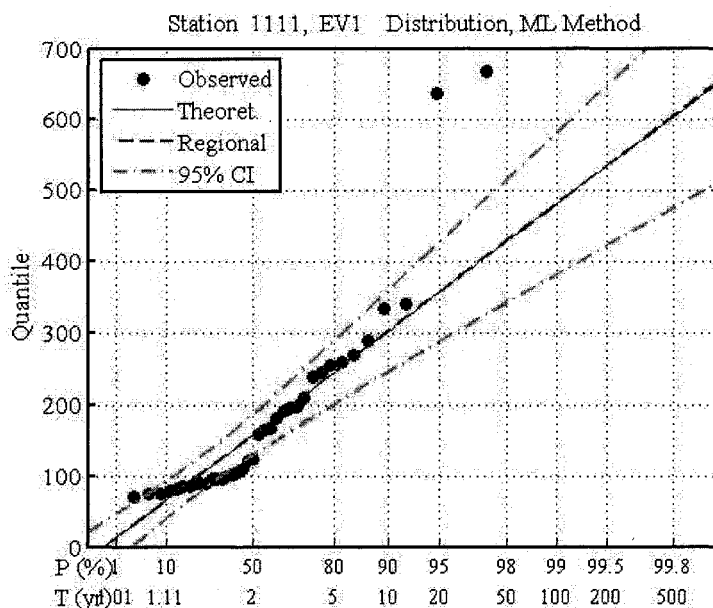


Figure 24 Analyse de fréquence de la simulation 5 avec HEC HMS

Afin de mieux comprendre le problème, deux simulations avec la météo réelle observée ont été effectuées et comparées, la première avec la météo distribuée en 4 zones comme lors de la calibration, la seconde avec la météo moyennée. L'emploi d'une météo moyennée sur un modèle distribué semble être la cause des deux types d'erreurs observés précédemment, créant à la fois l'apparition d'extrêmes très importants et la diminution d'autres extrêmes. Les paramètres de conductivité hydraulique et de déficit maximum ont été calibrés et varient respectivement selon les sous bassins entre 0,3 et 0,8 mm/hr et 90 et 190 mm. Ces deux paramètres du modèle d'infiltration sont les plus influents sur le processus de ruissellement et chaque sous-bassin réagit donc différemment. Lorsqu'une pluie a lieu sur une partie seulement du bassin et que l'on affecte une valeur moyenne de précipitation à chacun des sous-bassins (soit plus forte soit moins forte qu'en réalité), ceux-ci vont réagir différemment.

En comparant le débit simulé avec la météo moyennée (figure 26) avec le débit simulé avec la météo distribué (figure 25), on remarque que l'augmentation (cas de la crue fin

mai) ou la diminution du débit (cas de la crue de novembre) peuvent être observées, le plus souvent dépendamment du type de précipitations.

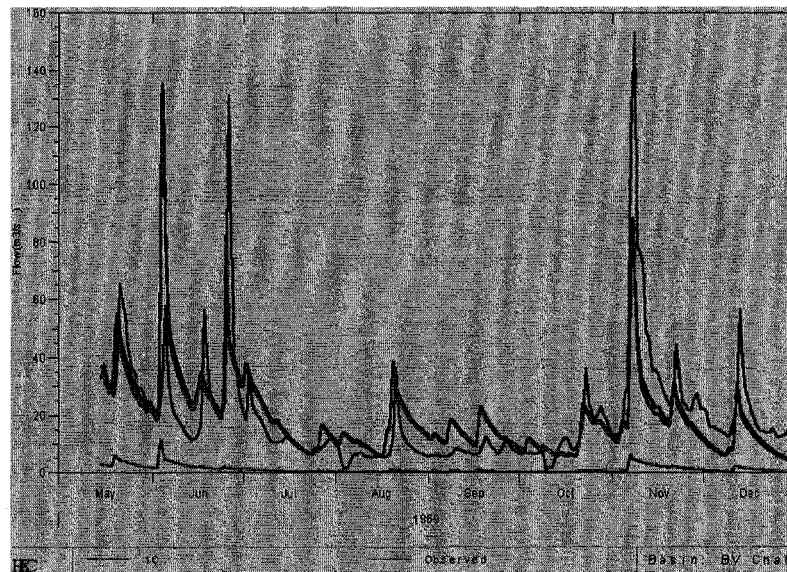


Figure 25 Débit simulé de l'année 1969 avec météo distribuée (rouge = $Q_{\text{observée}}$ et gris/bleu = $Q_{\text{simulé}}$)

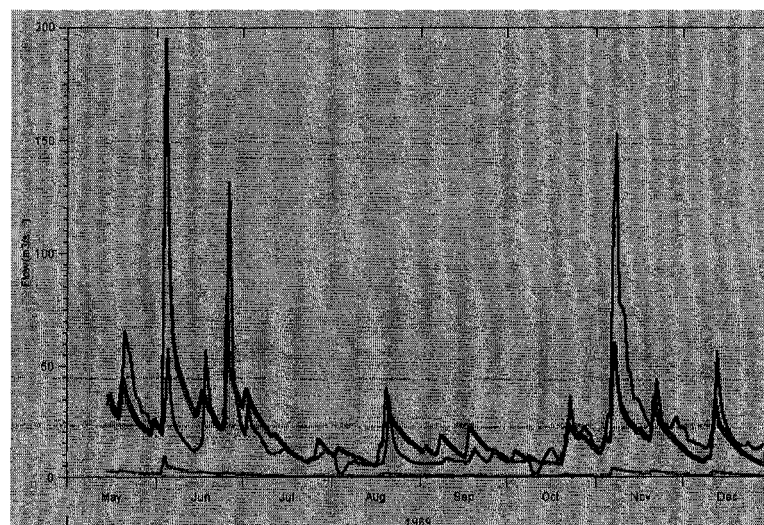


Figure 26 Débit simulé de l'année 1969 avec météo moyennée (rouge = $Q_{\text{observée}}$ et gris/bleu = $Q_{\text{simulé}}$)

L'importance de l'erreur et la trop grande incertitude attachée au résultat ont poussé à l'abandon du modèle lié avec HEC HMS. Sachant que les écarts de précipitations pour les scénarios futurs choisis par la suite ne dépassent pas 14% par rapport aux quantités de précipitation actuelles, il a été jugé plus rentable en terme de temps investi de ne poursuivre les simulations futures uniquement avec HSAMI. Lorsque la version de WeaGETS incorporant la génération de données multi-sites cohérentes sera fonctionnelle, les simulations avec HEC HMC pourront être reprises.

4.2 Préparation des scénarios de climat futur

4.2.1 Choix du scénario

Pour commencer, il est important de remarquer que le scénario de climat, appelé 'climat futur' dans cette étude ne représente qu'un scénario éventuel choisi parmi beaucoup d'autres. Les séries climatiques futures peuvent être identifiées par les trois éléments suivants : le scénario d'émission de GES, fourni par le GIEC, auxquelles elles correspondent, le modèle climatique qui les a généré et enfin l'horizon qu'elles représentent. Les quatre scénarios présentés au premier chapitre proposent tous une évolution différente des émissions et concentrations des différents GES. Dans le cadre de cette étude, les variations climatiques générées par trois modèles globaux Hadcm3, Echam4, CGCM2 pour le scénario B2 en vue de l'horizon 2050 ont été employées. Le scénario B2 a été retenu car il est considéré comme un scénario moyen, ni optimiste ni pessimiste. En effet, les concentrations de GES qu'il prévoit et les résultats qu'il donne concernant la hausse des températures, du niveau de la mer et d'autres paramètres se trouvent généralement dans la moyenne des résultats ou dans la zone de plus forte probabilité. Les trois modèles proviennent des dernières avancées de trois centres de recherches différents, le UK Hadley Centre for Climate Prediction and Research (Hadcm3), le Centre de recherches climatologiques de l'Allemagne (Echam4) et le Centre canadien de modélisation et d'analyse climatiques (CGCM2). Les différents

modèles utilisés possèdent des résolutions spatiales relativement similaires qui s'illustrent par un maillage d'une finesse équivalente. Seule la position du centre de la maille utilisée par rapport au centre du bassin Châteauguay varie légèrement. Il est parfois nécessaire de faire une moyenne de plusieurs tuiles encadrant le bassin versant lorsque, par exemple, de fortes disparités spatiales sont observées entre la tuile centrale et les tuiles environnantes. Ce n'était pas le cas autour du bassin versant de la rivière Châteauguay et une seule tuile de chaque modèle a été utilisée dans cette étude.

4.2.2 Modification des séries climatiques

Les variations décrites par les trois modèles sont toutes à la même résolution temporelle, un mois. En deçà de cette durée, les résultats des modèles climatiques globaux sont encore jugés peu fiables. Afin d'obtenir des séries quotidiennes compatibles avec les modèles hydrologiques, la méthode proportionnelle évoquée au chapitre 1 a été utilisée (Prudhomme *et al.*, 2001). En pratique, la méthodologie est la suivante :

- Dans un premier temps, les ΔT et $\Delta P / P$ mensuels sont appliqués aux séries quotidiennes observées entre 1959 et 1995.
- Les séries quotidiennes modifiées sont ensuite analysées par le générateur qui calcule les paramètres d'une série type 'future'.
- Ces informations sont ensuite utilisées pour générer des séries synthétiques 'futures'.

4.3 Résultats des simulations 'WeaGETS Futur+HSAMI'

Pour chacun des trois modèles employés, trois tableaux sont présentés afin d'analyser les résultats. Le premier tableau (Tableau VIII pour Hadcm3) donne un aperçu des anomalies de précipitations (en pourcentage), de Tmin et Tmax (en °C) prévues en 2050 sur la cellule couvrant le bassin Châteauguay. Le tableau ne présente pas les anomalies mensuelles appliquées mais des moyennes saisonnières afin d'en faciliter la lecture. Les

coordonnées du centre de la cellule sont également indiquées. Le second tableau (Tableau IX pour Hadcm3) présente les résultats de 9 simulations de 37 années. La moyenne et l'écart type du débit (en m³/s) sont calculés pour chaque période de retour (en années) ainsi qu'une seconde moyenne tenant compte de l'erreur observée sur la période 'présent'. Par exemple, si une sous-estimation du modèle couplé WeaGETS+HSAMI de 10% avait été observée, la moyenne est rehaussée de 10%. Les sources d'erreurs prises en compte dans cette correction proviennent de l'utilisation d'HSAMI et de WeaGETS. Ces résultats corrigés sont alors comparables au débit observé avec la météo réelle. Cette variation en pourcentage est indiquée dans la dernière colonne.

4.3.1 Modèle Hadcm3

Au printemps, les débits de pointe conservent des valeurs très similaires puisque des légères variations allant +1,8% à -7,4% sont observées avec les scénarios d'Hadcm3. Les écarts types sont du même ordre que ceux observés pour la période présente, entre 5,6 % et 12,3 % de la valeur moyenne. Le tableau VIII montre qu'il est prévu une augmentation des précipitations en hiver de 9%. Le mois de mars présente également une forte augmentation de 13% (donnée non indiquée dans le tableau VIII mais qui apparaît dans les statistiques mensuelles). Malgré cette hausse des précipitations, aucune augmentation significative des débits n'est à noter (Tableau IX). La hausse des températures induit une plus grande proportion des précipitations pluvieuses l'hiver et des épisodes de redoux plus nombreux. Le stock de neige disponible pour la fonte printanière n'augmente donc pas significativement avec ce scénario.

Tableau VIII

Moyenne saisonnière des anomalies prévues pour l'horizon 2050 avec Hadcm3

45.00;-71.25	Moyenne saisonnière des anomalies prévues pour l'horizon 2050			
Hadcm3	Dec-Jan-Fév	Mars-Avril-Mai	Juin-Juil-Août	Sept-Oct-Nov
PRECIP	+9%	+8%	+7%	-1%
Tmax	+1,7°C	+2,5°C	+3,2°C	+2,3°C
Tmin	+2,5°C	+2,6°C	+3,1°C	+2,1°C

Tableau IX

Analyse de fréquence des débits de crues printanières futures simulés avec Hadcm3

FUTUR Hadcm3														
PÉRIODE DE RETOUR	CRUES PRINTEMPS										Moyenne	Écart type	Moyenne après correction de l'erreur	Variation
2	388	355	352	383	376	350	381	416	370	375	21	363	-7.4%	
5	551	520	455	526	554	511	529	609	510	529	41	509	-3.7%	
10	659	629	523	620	671	618	628	737	603	632	57	605	-2.1%	
20	762	733	589	710	784	720	722	860	692	730	73	698	-1.0%	
50	896	869	674	827	930	853	844	1019	807	858	94	818	0.1%	
100	996	970	738	914	1039	952	936	1138	894	953	109	906	0.7%	
200	1096	1071	801	1002	1148	1051	1027	1257	980	1048	125	996	1.2%	
500	1228	1205	885	1117	1291	1182	1148	1413	1093	1174	145	1113	1.8%	

L'été, une légère augmentation des débits de pointe est observée, allant de 2% pour T=2ans à 4% pour T=500ans (Tableau X). Bien que la hausse des précipitations entre avril et septembre soit du même ordre de grandeur qu'à l'hiver (autour de 8%), l'impact est donc plus direct sur les débits de pointe estivaux et automnaux qu'à l'hiver. En effet, l'hiver, une augmentation de la précipitation totale ne se traduit pas par une augmentation équivalente du volume et de la pointe. L'incertitude sur les résultats est toutefois supérieure à celle des résultats de la crue printanière. On observe en effet une dispersion des résultats relativement grande avec des écarts types plus importants (entre 13 et 19% de la valeur moyenne).

Tableau X

Analyse de fréquence des débits de pointes été/automne futurs simulés avec Hadcm3

FUTUR Hadcm3														
PÉRIODE DE RETOUR	CRUES ÉTÉ-AUTOMNE										Moyenne	Écart type	Moyenne après correction de l'erreur	Variation
2	178	167	163	159	192	208	125	166	177	171	23	206	1.9%	
5	254	230	218	206	258	279	157	234	232	230	35	271	2.8%	
10	304	271	255	237	301	326	178	279	269	269	43	315	3.2%	
20	352	311	290	267	344	371	199	322	304	307	52	357	3.4%	
50	414	363	335	305	398	429	225	378	349	355	62	411	3.7%	
100	461	402	369	334	438	473	245	419	383	392	71	451	3.8%	
200	508	441	403	363	479	516	265	461	416	428	79	491	4.0%	
500	569	492	448	400	532	574	291	516	461	476	90	543	4.0%	

4.3.2 Modèle ECHAM4

Les résultats obtenus avec ECHAM4 indiquent clairement une forte tendance à la baisse des débits dus à la fonte des neiges (Tableau XII). En comparaison avec les débits simulés pour la période '59-95', une diminution située entre 25,9% (pour T=500ans) et 38,6% (T=2ans) est observée. L'écart type sur les moyennes des 9 simulations varient entre 12 et 16 % (donnée calculée non montrée). Malgré une augmentation des précipitations de 8 % pour les mois de décembre à février (Tableau XI) et même de 22 % en mars (donnée non montrée), le débit de pointe de la crue printanière a diminué. Ceci est du à la très forte augmentation des températures durant l'hiver qui réduit la quantité de neige au profit de précipitations pluvieuses.

Tableau XI

Moyenne saisonnière des anomalies prévues pour l'horizon 2050 avec Echam4

46.04;-73.12	Moyenne saisonnière des anomalies prévues pour l'horizon 2050			
Echam4	Dec-Jan-Fév	Mars-Avril-Mai	Juin-Juil-Août	Sept-Oct-Nov
PRECIP	+6%	+14%	-6%	-2%
Tmax	+5,1°C	+4,0°C	+3,7°C	+3,5°C
Tmin	+7,6°C	+4,9°C	+3,4°C	+3,8°C

Tableau XII

Analyse de fréquence des débits de crues printanières futures simulés avec Echam4

FUTUR ECHAM4													
PÉRIODE DE RETOUR	CRUES PRINTEMPS									Moyenne	Écart type	Moyenne après correction de l'erreur	Variation
2	297	269	286	239	231	231	251	210	222	248	30	241	-38.6%
5	450	395	409	355	348	330	393	307	306	366	49	351	-33.4%
10	551	479	491	432	425	395	488	371	362	444	63	425	-31.3%
20	649	559	569	506	500	458	578	433	415	519	77	496	-29.7%
50	775	662	670	602	596	539	696	512	484	615	95	586	-28.2%
100	869	740	746	673	668	600	784	572	535	687	108	654	-27.4%
200	963	817	822	745	740	660	871	632	587	760	121	722	-26.7%
500	1087	919	922	839	835	740	987	710	655	855	139	811	-25.9%

L'été, une diminution des valeurs de débit de pointe d'environ 10% est très logiquement observée (Tableau XIII). En effet, le scénario prévoit une diminution des quantités de précipitations en été et automne et en parallèle, une forte augmentation des températures, qui conduit à un assèchement du sol plus rapide entre chaque événement pluvieux. Les simulations du modèle se sont avérées relativement homogènes puisque le plus grand écart type ne dépasse pas 8,5 % de la valeur moyenne (pour T=500ans).

Tableau XIII

Analyse de fréquence des débits de pointes été/automne futurs simulés avec Ecam4

FUTUR ECHAM4														
PÉRIODE DE RETOUR	CRUES ETE-AUTOMNE										Moyenne	Écart type	Moyenne après correction de l'erreur	Variation
2	138	143	155	151	153	151	155	132	152	148	8	178	-11.7%	
5	188	189	207	197	212	200	215	177	207	199	13	235	-10.9%	
10	221	220	241	228	251	232	254	207	243	233	16	273	-10.6%	
20	252	249	274	257	289	262	293	236	278	266	19	309	-10.4%	
50	293	287	317	295	337	302	342	273	323	308	23	356	-10.2%	
100	324	315	348	323	374	332	379	301	357	339	27	390	-10.1%	
200	354	343	380	352	410	361	416	329	390	371	30	425	-10.0%	
500	395	380	422	389	458	400	465	365	435	412	35	470	-9.9%	

4.3.3 Modèle CGCM2

Les résultats obtenus avec CGCM2 pour la crue de printemps montrent également une tendance à la baisse (Tableau XV). Une diminution des valeurs de débits est observée (entre -0,1 % et -13,4%) et des écarts types peu élevés ont été calculés (entre 6,3 et 8,9%). La hausse des précipitations est plus faible que pour Hadcm3 et la hausse des températures est plus faible que pour Ecam4, ce qui explique cette situation intermédiaire (Tableau XIV).

Tableau XIV

Moyenne saisonnière des anomalies prévues pour l'horizon 2050 avec CGCM2

46.39;71.25	Moyenne saisonnière des anomalies prévues pour l'horizon 2050			
	Dec-Jan-Fév	Mars-Avril-Mai	Juin-Juil-Août	Sept-Oct-Nov
PRECIP	+1%	+9%	+6%	+2%
Tmax	+1,8°C	+1,6°C	+2,1°C	+1,6°C
Tmin	+4°C	+2,3°C	+2,4°C	+1,5°C

Tableau XV

Analyse de fréquence des débits de crues printanières futures simulés avec CGCM2

PÉRIODE DE RETOUR	CRUES PRINTEMPS										Moyenne	Écart type	Moyenne après correction de l'erreur	Variation
2	370	337	313	357	332	364	334	364	383		350	22	340	-13.4%
5	535	482	440	528	472	534	484	539	540		506	37	486	-7.9%
10	645	577	524	642	565	646	583	654	643		609	47	583	-5.7%
20	749	669	605	751	654	754	678	765	742		707	57	676	-4.1%
50	885	788	710	892	770	893	801	909	871		835	70	796	-2.5%
100	986	877	788	998	856	997	893	1016	967		931	80	885	-1.6%
200	1088	966	866	1103	942	1102	984	1123	1063		1026	90	975	-0.9%
500	1222	1083	969	1242	1055	1239	1105	1264	1190		1152	103	1093	-0.1%

En revanche, l'été, les résultats sont plus surprenants (Tableau XVI). En effet, comparativement au scénario d'Hadcm3, la hausse des précipitations est similaire et la hausse des températures est moins forte. Malgré tout, la moyenne des simulations prévoit une baisse d'amplitude des débits extrêmes de l'ordre de 8 %. Un écart type d'environ 10 % pour l'ensemble des valeurs.

Tableau XVI

Analyse de fréquence des débits de pointes été/automne futurs simulés avec CGCM2

PÉRIODE DE RETOUR	CRUES ÉTÉ-AUTOMNE										Moyenne	Écart type	Moyenne après correction de l'erreur	Variation
2	160	162	171	148	174	157	122	141	155		154	16	186	-7.7%
5	206	213	233	191	230	216	171	188	206		206	20	243	-7.8%
10	235	246	273	220	266	256	203	219	240		240	23	281	-8.0%
20	264	278	312	248	302	294	234	249	272		273	27	317	-8.1%
50	301	319	362	283	347	343	275	288	314		315	31	364	-8.1%
100	329	351	400	310	381	379	305	317	346		346	34	399	-8.1%
200	357	382	437	337	416	416	335	348	377		378	38	433	-8.2%
500	393	422	487	372	460	464	375	384	418		419	42	479	-8.3%

4.3.4 Comparaisons des résultats et analyses

Bien qu'un seul et même scénario (le scénario B2) n'ait été utilisé, on constate d'importantes différences dans les valeurs des variations climatiques prédites par Hadcm3, CGCM2 ou Echam4. Par exemple, le réchauffement prévu par Echam4 est nettement supérieur aux prévisions des 2 autres modèles et ce, quelque soit la saison. Il en résulte des résultats qui lui sont particuliers. Il est donc difficile de conclure d'après ces résultats qu'une évolution à la hausse ou à la baisse des débits extrêmes va se produire avec certitude. Malgré cela, un certain nombre de conclusions intéressantes peuvent être soulignées, à la fois concernant l'utilisation du modèle lié et sur les résultats obtenus.

Dans l'ensemble (Tableau XVII), on peut remarquer une bonne cohérence entre chacune des prévisions climatiques et l'évolution des débits qui en résultent. Seuls les résultats opposés obtenus l'été avec Hadcm3 et CGCM2 rappellent l'incertitude du modèle. Les deux modèles climatiques prévoient une augmentation des précipitations du même ordre de grandeur. La hausse des températures est supérieure pour Hadcm3 (+2,3 à +3,1°C) que pour CGCM2 (+1,5 à 2,4°C) et devrait logiquement permettre un assèchement plus rapide du sol l'été et donc entraîner une diminution des valeurs de débits. Mais les résultats obtenus indiquent plutôt une tendance contraire (Tableau XVII). Une raison possible de ces écarts peut être la variabilité entre chacune des simulations de WeaGETS. Les simulations obtenues avec CGCM2 se sont avérées relativement homogènes avec un écart-type d'environ 10%. En revanche, il a atteint 19% pour les simulations obtenues avec Hadcm3. Le hasard des simulations générées par WeaGETS pourrait être responsable de ces écarts en ayant généré quelques séries climatiques peu probables et situées aux limites de la variabilité de WeaGETS. Si c'est le cas, un plus grand nombre de simulations permettrait d'obtenir des moyennes du même ordre.

Tableau XVII

Comparaisons des résultats obtenus par les 3 modèles l'été

	Été/Automne (A-M-J-J-A-S-O-N)	
MÉTÉO	1. CGCM2 Hadcm3	↑ Précipitations
		↑ Températures = +1,5 à 3,2°C
	2. Echam4	↓ Précipitations
		↑ Températures = +3,4 à 3,8°C
DÉBITS	1. CGCM2 Hadcm3	Q ↑ +3,5% (Hadcm3)
		Q ↓ -8% (CGCM2)
	2. Echam4	Q ↓ -10,5%

Les résultats de la crue de printemps confirment le bon comportement du modèle pour simuler la fonte des neiges. Une fois encore, les trois résultats ne concordent pas. Cependant, la hausse très relative obtenue avec Hadcm3 et CGCM2 et la forte baisse signalée par Echam4 montre que la hausse des températures en hiver tend à faire diminuer la fraction des précipitations neigeuses au profit des précipitations pluvieuses (Tableau XIX). Les résultats apportent deux informations très intéressantes : la modification de la date de crue printanière et l'importance de la variation de température dans le futur. L'analyse de la date des crues printanière a montré une tendance commune : la crue de printemps pourrait se produire en moyenne 2 à 5 semaines plus tôt dans l'année qu'à l'heure actuelle (Tableau XVIII). L'augmentation des températures provoque souvent dès le mois de mars le début de la fonte de neige. Logiquement, c'est le modèle Echam4, le plus chaud, qui prévoit l'avancement le plus remarquable. Hadcm3 et CGCM2 prévoient, eux, des résultats comparables d'environ 2 à 3 semaines. Un consensus des trois modèles décrit une hausse des précipitations en hiver. Mais la variation de la crue printanière dépendra certainement plus de l'évolution de la température. Si elle reste modérée, on pourrait observer précipitations neigeuses

plus importantes et donc une crue printanière plus forte. Si comme le prévoit Echam4, elle est très forte, le couvert neigeux sera fortement réduit et la crue plus faible.

Tableau XVIII

Comparaisons des dates de crues printanières obtenues lors des 9 simulations avec les différents modèles

	DATE MOYENNE DE LA CRUE DE PRINTEMPS sur 37années									Date moyenne sur les 9 simulations
	04-avr									
	Sim1	Sim2	Sim3	Sim4	Sim5	Sim6	Sim7	Sim8	Sim9	
FUTUR CGCM2	05-avr	07-avr	30-mars	03-avr	07-avr	02-avr	09-avr	09-avr	10-avr	05-avr
FUTUR CGCM2	08-mars	16-mars	12-mars	07-mars	15-mars	19-mars	11-mars	22-mars	21-mars	14-mars
FUTUR Hadcm3	19-mars	16-mars	17-mars	21-mars	12-mars	25-mars	16-mars	26-mars	23-mars	19-mars
FUTUR Echam 4	03-mars	25-févr	26-févr	28-févr	02-mars	03-mars	03-mars	27-févr	23-févr	28-févr

Tableau XIX

Comparaisons des résultats obtenus par les 3 modèles l'hiver

	Hiver (D-J-F-M)	
MÉTÉO	1	Tendance commune : ↑ Précipitations (+4 à +10% en moyenne sur les quatre mois)
	2.a)	CGCM2 -Hadcm3 : Réchauffement = +1,8 à 2,6°C
	2.b)	Echam4 : Réchauffement = +4 à 7,6°C
DÉBITS	1+2a)	↓ Qprintemps = +1,8 à -13,4% Crue 15-20 jours plus tôt
	1+2b)	↓ Qprintemps = -26 à -33% Crues 1 mois plus tôt

CHAPITRE 5

DISCUSSION ET ANALYSE CRITIQUE DE LA MÉTHODE

Avant de livrer les conclusions définitives de l'étude, il est bon de se demander quelles sont les sources d'erreurs importantes, s'il y a lieu, propres aux différentes étapes de calcul. A travers les chapitres 2 à 4, plusieurs remarques ont été faites sur la méthode employée. Elles sont synthétisées dans ce chapitre. Des nouveaux points de discussion sont également apportés. Ce recul sur le travail effectué a pour but d'évaluer la part d'incertitude ou au contraire de signaler la confiance envers les résultats énoncés et de proposer, avec un esprit critique, des recommandations pour de futures études d'impacts à l'échelle régionale.

5.1 Incertitude due aux intrants

Le modèle hydrologique HSAMI, qui a été principalement utilisé dans le cadre de cette étude, nécessite le calcul de la moyenne des données météorologiques au bassin (température minimale, température maximale, pluie et neige). Pour pouvoir calculer cette moyenne, il est nécessaire d'être en mesure de reconstituer les données de manière adéquate. Or ces données comportent des erreurs principalement en raison de l'imprécision des intrants mesurés et de la mauvaise représentativité spatiale. La première imprécision provient des mesures en elles-mêmes voire même de l'absence de mesures. La mesure de l'équivalent en eau de la neige reste souvent imprécise, l'information tend à sous-estimer la neige tombée si elle n'est pas complétée en parallèle par la mesure de la hauteur de neige. La qualité des séries chronologiques d'intrants dépend également de leur disponibilité. Les données à une station météorologique peuvent être manquantes sur une période plus ou moins longue à cause d'une absence ou d'une panne de l'appareil de mesures. Un autre problème pouvant affecter l'estimation des paramètres d'un modèle est

la représentativité spatiale des données météorologiques, particulièrement critique pour des bassins hétérogènes tel que celui de la rivière Châteauguay. Le modèle global tel HSAMI utilise en intrant une moyenne au bassin qui se doit d'être la plus représentative possible des différences observées au nord et au sud. Mais la densité du réseau de stations météorologiques était inégale entre le nord et le sud du bassin. De plus, pour des raisons probablement économiques, certaines stations ont été fermées au cours du temps et d'autres n'ont été créées que tardivement. L'ajout de la station américaine de Chasm Falls n'a permis d'améliorer qu'en partie la couverture sur la période sélectionnée de 1959 à 1995.

Malgré tout, la météo moyenne utilisée pour calibrer HSAMI ainsi que les 4 météo régionales utilisées pour calibrer HEC HMS peuvent être qualifiées de relativement satisfaisantes et ne constituent par une source d'erreurs majeure. Toutefois, des améliorations pourraient être apportées à ces informations. Une première solution pourrait venir de l'utilisation des procédés de reconstitution de données. Plusieurs méthodes sont utilisées en hydrologie comme la méthode des trois stations les plus proches, la méthode des quatre quadrants et la méthode du rapport normalisé (Favre *et al.*, 2003). Compte tenu de l'hétérogénéité du bassin, une réelle amélioration de la représentativité ne pourrait sans doute provenir que de l'ajout d'autres sources de données. Une densification du réseau de stations dans le sud est difficile puisque située en partie américaine. Une solution pourrait venir de l'utilisation du radar météorologique qui est développé à l'université McGill de Montréal. Son implantation à Ste-Anne-de-Bellevue permet de détecter l'intensité et l'emplacement des précipitations sur l'ensemble du bassin.

5.2 Utilisation et calibration du modèle hydrologique

Plusieurs incertitudes interviennent au cours de cette étape. Tout d'abord, HSAMI, qui ne représente qu'une vision conceptuelle des processus, ne peut reproduire parfaitement la réalité. De même, certaines fonctions employées dans HEC HMS restent très simplifiées par rapport au processus réel. Le processus d'infiltration/ruissellement représenté par un sol à deux couches peut largement être amélioré. L'emploi du modèle Soil Moisture Accounting (SMA) pourrait y contribuer. C'est le modèle le plus complet et le plus adapté dans HEC HMS pour la modélisation en continu. Cependant, il est plus complexe et nécessiterait sans doute un temps plus important pour être calibré et des données additionnelles comme l'humidité du sol.

Mais actuellement, l'incertitude la plus grande dans l'utilisation de HEC HMS provient de sa calibration. L'absence du module relatif à l'accumulation et la fonte des neiges empêche une véritable modélisation en continu et il n'est pas possible de simuler et calibrer les 37 années simultanément. Ceci pose problème. Par exemple, selon le volume et la date de la crue printanière, la saturation du sol n'est pas la même à chaque année le 15 mai. Hors notre méthode utilise la même valeur de paramètre à chaque année de simulation. Dans une simulation continue sur 37 ans, ce paramètre n'influerait que sur le premier mois de simulation, puis la saturation du sol serait recalculée à chaque pas de temps par le modèle. L'approche semi-continue pourrait donc être nettement améliorée par une méthode continue.

Toutefois, les analyses de fréquence des débits observés et celles des simulations proposées par les deux modèles présentent une bonne corrélation. Par exemple, pour les périodes de retour de 20 et 100 ans, l'analyse de fréquence de la période '59-95' donne des débits respectifs de 345 et 434 m³/s, et celles des simulations, 331 et 422 m³/s avec HSAMI et 353 et 450 m³/s avec HEC HMS. À ce stade, le cumul des incertitudes reste tout à fait acceptable et la méthode n'est pas remise en cause.

Un avantage doit être également souligné dans l'utilisation de cette méthode comparativement à la méthode employée par Roy (2000). Ce dernier utilisait les résultats de MCG pour obtenir les précipitations associées aux périodes de retour de 20 et 100 ans. Ces dernières étaient utilisées comme intrants d'un modèle hydrologique événementiel sans tenir compte de la hausse des températures. La simulation continue permet, grâce aux données de températures quotidiennes (HSAMI) ou d'évapotranspiration mensuelle (HEC HMS), de prendre en compte, dans un futur plus chaud, l'assèchement plus rapide du sol entre les précipitations.

5.3 Choix des scénarios climatiques

Un éventail de scénarios a été élaboré par le SRES mais seulement un seul d'entre eux (le scénario B21) a été utilisé dans cette étude. De même, plusieurs modèles climatiques existent et proposent chacun des résultats différents. Les trois modèles retenus sont-ils représentatifs des résultats obtenus par les principaux modèles internationaux ? Un élément de réponse provient de l'observation des grilles de dispersions des scénarios qui permet de comparer rapidement les résultats des différents scénarios avec différents modèles.

Les figures 27 et 28 comparent les anomalies annuelles de précipitation et températures moyennes (figure 27) et de températures minimales et maximales (figure 28) selon les modèles. Cette comparaison sur les valeurs annuelles reflète les observations soulignées au chapitre 4. Echam4 offre un scénario plus chaud que CGCM2 et Hadcm3. Globalement, c'est d'ailleurs un des plus chauds mais il n'est cependant pas le plus « pessimiste ». C'est le modèle japonais Ccsrnies qui prévoit les augmentations les plus fortes de températures à chaque saison. Au contraire, CGCM2 est parmi les scénarios les plus optimistes au niveau de la température. Au niveau des précipitations, les résultats sont souvent très différents d'une saison à l'autre et il est difficile de comparer les 3

modèles entre eux. En revanche, ils ne sont pas les plus humides. La plus forte augmentation des précipitations est de 14 % pour le printemps avec Echam4 alors que plusieurs modèles prévoient des hausses allant de 15 à 25 % pour le même horizon 2050. Echam4 est d'ailleurs un des plus secs l'été, prévoyant même une baisse des précipitations en été et automne.

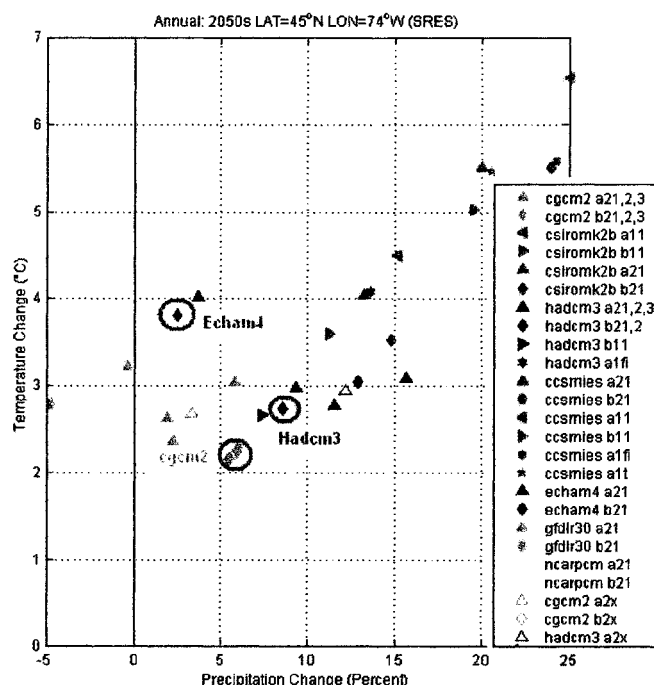


Figure 27 Dispersions des scénarios B21 avec différents modèles, moyenne annuelle des $\Delta T_{\text{moy}} / \Delta \text{Prép}$ (source : CICS)

Conscient qu'il est difficile de tenir compte du nombre croissant de scénarios, le GIEC a recommandé que les utilisateurs conçoivent et appliquent, pour évaluer les effets un nombre de scénarios suffisant pour décrire les divers climats futurs possibles. L'ajout du modèle Ccsrnies à de futures études a été envisagé pour répondre à ce critère. En effet, ce scénario est dans les plus chauds et les plus humides pour tous les mois de l'année et ce quelque soit le scénario. Mais en raison de sa mauvaise résolution, il n'a finalement pas été retenu.

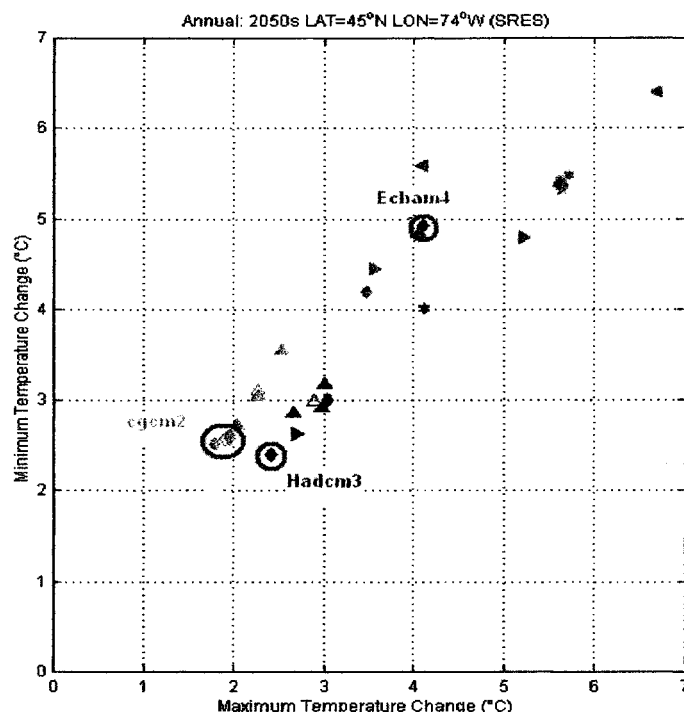


Figure 28 Dispersions des scénarios B21 avec différents modèles, moyenne annuelle des $\Delta T_{\min}$ / $\Delta T_{\max}$ annuelles (source : CICS)

L'observation des grilles de dispersions mensuelles permet également de remarquer que les modèles climatiques ont souvent plus d'influence que le scénario du SRES. Effectivement, plusieurs scénarios d'un même modèle se retrouvent souvent dans une même région de la grille. Afin d'obtenir des scénarios plus représentatifs des évolutions possibles du climat, il serait donc mieux de combiner différents modèles et différents scénarios.

5.4 Downscaling spatio-temporel

La préparation des scénarios est la seconde source majeure d'erreurs et d'incertitudes. Spatialement, tout d'abord, aucune régionalisation n'a été effectuée au cours de cette étude. Hors la résolution des grilles de MCG est généralement bien plus grande que la taille du bassin versant. Par exemple, la résolution du Cgcm2, est de $3,75^\circ \times 3,75^\circ$, celle de

Hadcm3 de $2,5^{\circ} \times 3,75^{\circ}$. La bassin de la Châteauguay peut lui être contenu dans une maille de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ et au sein même du bassin, des phénomènes météorologiques différents peuvent avoir lieu simultanément au nord et au sud du bassin. C'est pourquoi l'application directe est dite peu adaptée aux études régionales. Cependant les résultats de MCG continuent d'être employées, généralement, à défaut de solutions plus adaptées. Les résultats des recherches sur les approches utilisant le downscaling statistique ou dynamique sont donc attendus impatiemment. Par exemple, la distance horizontale entre points de grille du modèle régional de climat canadien (MRCC) actuellement en développement est d'environ 45 km contre plusieurs centaines pour les MCG. A cette échelle, la topographie du bassin sera mieux représentée (voir figure 29) et plusieurs mailles pourront être utilisées pour calculer les anomalies futures.

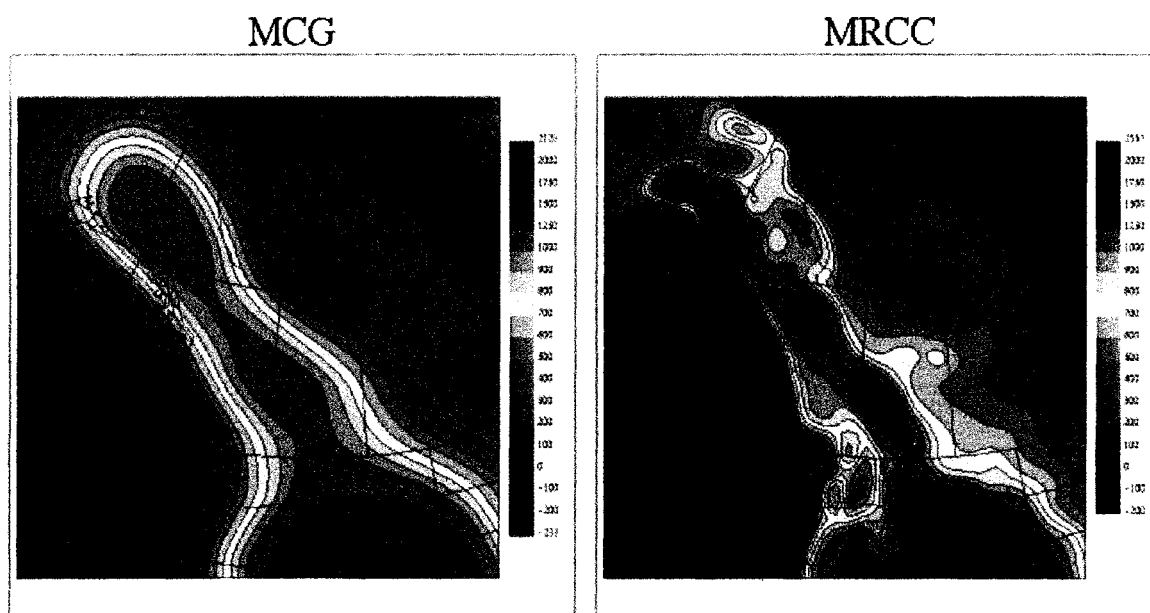


Figure 29 Comparaison entre la topographie telle que vue par le MCG du Centre climatologique canadien et celle vue par le MRCC de l'UQÀM, région de l'ouest canadien (source : www.mrcc.uqam.ca)

La seconde incertitude de la fabrication des scénarios est due à la mise à l'échelle « temporelle » des données de MCG. La méthode proportionnelle, autrement appelée

méthode des Deltas et décrite au premier chapitre, a été employée. Hors cette méthode suppose que la variabilité d'occurrence et d'amplitude de la précipitation va rester constante. Seule la moyenne est affectée ce qui signifie que la loi de distribution des précipitations reste la même, la courbe est simplement modifiée selon la nouvelle moyenne des précipitations. Dans cette étude d'impacts sur les crues extrêmes, cette méthode est adéquate pour l'hiver où la crue est le résultat d'une accumulation de neige sur plusieurs mois, le manque de précision sur les phénomènes journaliers n'a que peu d'influence sur le résultat. En revanche, l'été et l'automne, les événements extrêmes de précipitation et de débit sont directement reliés. La sévérité (occurrence et amplitude) des orages dictent la fréquence d'occurrence d'une crue. Mais changer simplement l'amplitude ne donne pas nécessairement un portrait fidèle de l'augmentation de la sévérité de l'orage dans un climat futur.

En conclusion de ce chapitre, il semble que la part majeure d'incertitude de ce projet provienne des prévisions faites sur le climat futur. Logiquement, la préparation des scénarios 'futurs' nécessite beaucoup d'hypothèses ou de simplifications, ce qui rend cette étape très incertaine.

CONCLUSION

Les recherches sur les changements climatiques se sont intensifiées et diversifiées depuis la fin du siècle dernier. Parmi les divers sujets de recherches, les études d'impact constituent un maillon central car elles constituent un point de recoupement entre la modélisation climatique ou la climatologie d'une part et le développement de stratégies d'adaptation ou la gestion des ressources hydriques d'autre part. Ainsi, cette étude constituait la première au DRAME à utiliser les résultats du générateur stochastique de climat développé à l'ÉTS, couplés à deux modèles hydrologiques continus. La modélisation hydrologique, la fabrication de scénarios futurs ou la mise à l'échelle des séries climatiques ont utilisé des approches plus classiques mais étaient appliquées pour la première fois sur le bassin versant de la rivière Châteauguay.

Compte tenu de l'état actuel des connaissances et des outils disponibles, il est difficile de quantifier avec certitude l'impact des changements climatiques sur un phénomène aussi local que les crues extrêmes de la rivière Châteauguay. En effet, il existe encore de grandes incertitudes découlant principalement du manque de résolution des MCG, du processus de mise à l'échelle des séries climatiques (spatialement et temporellement) ou des divergences entre les scénarios des différents MCG. La variabilité entre les simulations de WeaGETS est également une source d'incertitude mais elle ne correspond pas à une imperfection du modèle puisqu'elle représente la variabilité naturelle du climat. Un nombre plus important d'essais permettrait sans doute une meilleure convergence des résultats.

Ainsi, l'été où la modélisation des débits extrêmes est directement reliée aux précipitations extrêmes journalières, les quatre incertitudes se cumulent. Les résultats envisagent des évolutions variées, à la hausse ou à la baisse, allant de +3,5% à -8% des différents débits de pointe.

L'hiver, la confiance envers les résultats est beaucoup plus grande. Les sources d'incertitudes sont réduites. La divergence entre les modèles sur les précipitations est moindre. La modélisation de la crue printanière ne dépend pas de la capacité à reproduire les extrêmes à l'échelle journalière. Seule la divergence entre les modèles sur les températures provoque des différences dans les résultats observés. Globalement, la crue pourrait se produire 2 à 5 semaines plus tôt qu'actuellement. Des redoux plus fréquents l'hiver et une diminution de la fraction des précipitations neigeuses vont entraîner une diminution des débits résultants de la fonte du couvert neigeux. Dépendamment de la hausse des températures, les débits pourraient diminuer jusqu'à 35%. Echam4, le scénario le plus chaud prévoit que le débit centenaire passerait de 900 à 654 m³/s et les débits de période de retour 20 ans de 705 à 496 m³/s.

La méthode donne donc plus de satisfaction pour estimer l'évolution des débits de crues printanières que pour ceux de l'été ou de l'automne. Dans l'ensemble, le couplage du modèle HSAMI et du générateur de climat WeaGETS a fourni des résultats très prometteurs. HEC HMS a lui été provisoirement mis de côté en attendant l'incorporation du module de fonte des neiges. Dans un proche avenir, d'autres améliorations pourront également être apportées. L'approche multi-site incorporée au générateur WeaGETS permettra de mieux tenir compte de l'hétérogénéité du bassin versant et de réduire les défauts actuels de la mise à l'échelle temporelle. La mise à l'échelle spatiale pourra être améliorée en utilisant les résultats du MRCC, ou en reliant les paramètres de WeaGETS à des indices de circulation atmosphérique. Enfin, à défaut de pouvoir définir le climat le plus probable au Québec, il est possible d'obtenir des scénarios climatiques encore plus représentatifs des évolutions possibles du climat futur (chaud ou un peu moins chaud, plus humide ou plus sec) en jumelant des MCG différents et des scénarios différents.

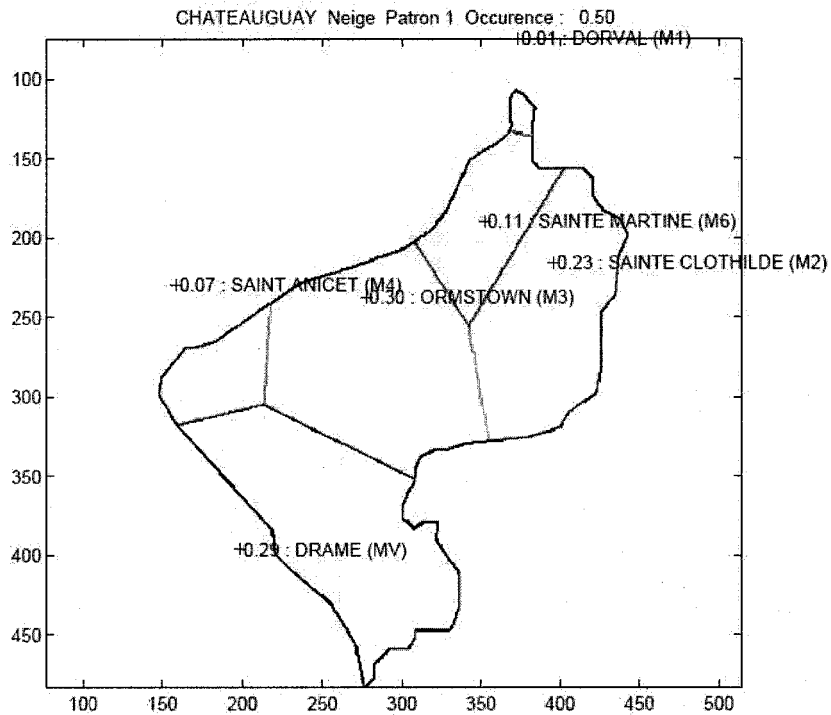
ANNEXE 1

Descriptif des stations hydrométriques et météorologiques utilisées

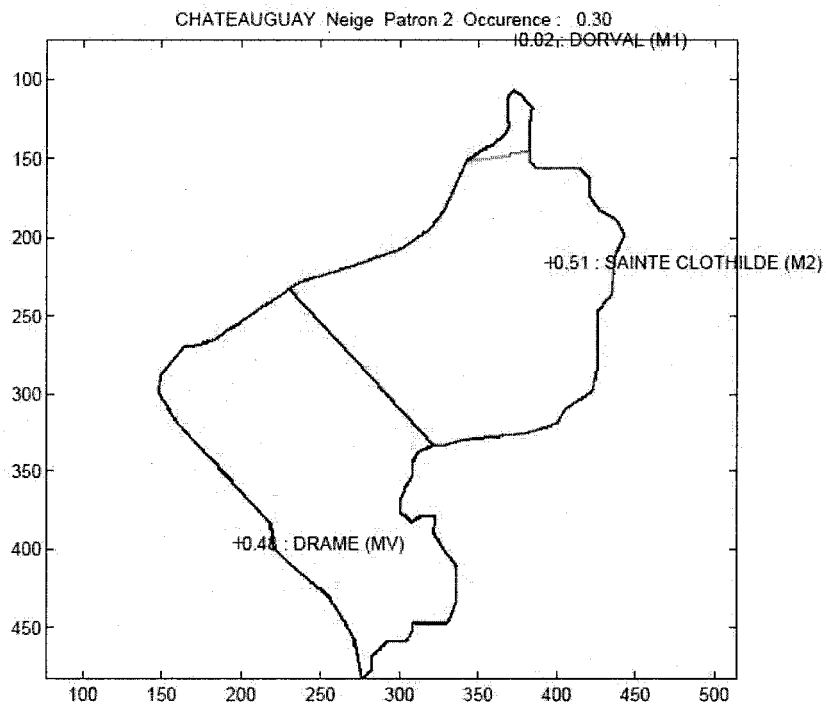
BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE CHÂTEAUGUAY			Limites			Latitude			Longitude					
			Sud-Ouest			44	30		74	30				
			Nord-Est			45	30		73	30				
Stations hydrométriques pertinentes														
Station			Situation géographique							Année		Elevation		
Numéro	Rivière	Précision	Latitude			Longitude								
020A001	Châteauguay	en aval de la route 205	45	17	10	45.2861	73	48	10	73.8028	2460	30	1920	1971
020A054	Châteauguay	en amont de la route 132	45	19	55	45.3319	73	45	43	73.7619			1970	2000
020A057	Anglais	à Riverfield	45	10	30	45.1750	73	50	42	73.8450			1973	2000
Stations météorologiques pertinentes														
Station			Situation géographique							Elevation		Historique		
Numéro	Nom		Latitude			Longitude								
7025250	Dorval	Env Can	45	28		45.4667	73	45		73.7500	36		1941	1995
7025745	Ormstown	Env Can	45	7		45.1167	74	3		74.0500	46		1962	2002
7026836	Saint-Anicet	Env Can	45	8		45.1333	74	21		74.3500	53		1960	2002
7026839	Sainte Anne de Bellevue	Env Can	45	26		45.4333	73	56		73.9333	16		1949	1992
7027040	Sainte-Clothilde	Env Can	45	10		45.1667	73	41		73.6833	56		1937	1990
7027540	Sainte Martine	Env Can	45	13		45.2167	73	51		73.8500	38		1963	2002
	Chasm Falls	NCDC				44.7500				74.2100	323		1931	1995

ANNEXE 2

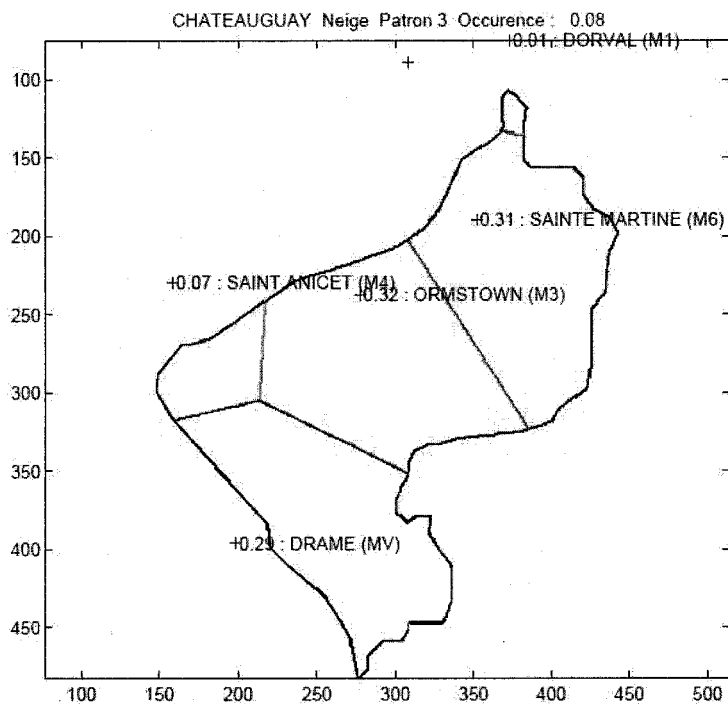
Patrons calculés avec la méthode des polygones de Thiessen pour le calcul des variables moyennes



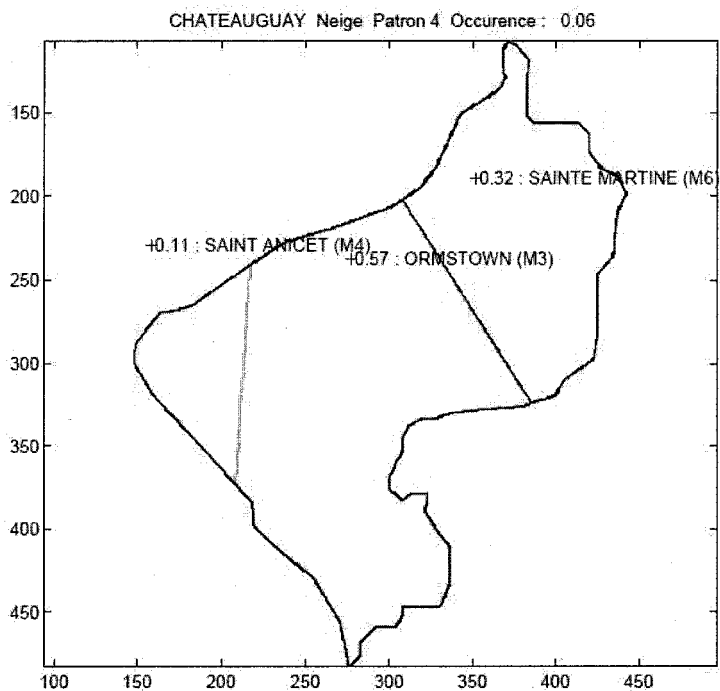
Dans 50% des cas, la moyenne des variables est calculée à l'aide de 6 stations disponibles selon ce patron 1



Dans 30% des cas, la moyenne des variables est calculée à l'aide de 3 stations disponibles selon ce patron 2



Dans 8% des cas, la moyenne des variables est calculée à l'aide de 5 stations disponibles selon ce patron 3



Dans 6% des cas, la moyenne des variables est calculée à l'aide de 3 stations disponibles selon ce patron 4

ANNEXE 3

Test du χ^2

Adéquation de la série d'extrêmes observés à la distribution théorique de Gumbel

Table de la loi du χ^2
Fractiles χ^2_P de la loi de χ^2

	0,999	0,995	0,990	0,975	0,95	0,90	0,50	0,10	0,05	0,025	0,010	0,005	0,001	Q = 1 - P
χ^2_P	0,001	0,005	0,010	0,025	0,05	0,10	0,50	0,90	0,95	0,975	0,990	0,995	0,999	
1	-	-	-	0,001	0,004	0,016	0,455	2,71	3,84	5,02	6,63	7,88	10,8	
2	0,002	0,010	0,020	0,051	0,103	0,211	1,39	4,61	5,99	7,38	9,21	10,6	13,8	
3	0,024	0,072	0,115	0,216	0,352	0,584	2,37	6,25	7,81	9,35	11,3	12,8	16,1	
4	0,091	0,207	0,297	0,484	0,711	1,06	3,36	7,78	9,49	11,1	13,3	14,9	18,5	
5	0,210	0,412	0,554	0,831	1,15	1,61	4,35	9,24	11,1	12,8	15,1	16,7	20,5	
6	0,391	0,676	0,872	1,24	1,64	2,20	5,35	10,6	12,6	14,4	16,8	18,5	22,5	
7	0,598	0,989	1,24	1,69	2,17	2,83	6,35	12,0	14,1	16,0	18,5	20,3	24,3	
8	0,857	1,34	1,65	2,18	2,73	3,49	7,34	13,4	15,5	17,5	20,1	22,0	26,1	
9	1,15	1,73	2,09	2,70	3,33	4,17	8,34	14,7	16,9	19,0	21,7	23,6	27,9	
10	1,48	2,16	2,56	3,25	3,94	4,87	9,34	16,0	18,3	20,5	23,2	25,2	29,6	

Hypothèse : La distribution des débits de crues printanières suit la loi Gumbel

Débits extrêmes observés (m³/s)	fréquence cumulative théorique	Ni	$\frac{(n_i - e_i)^2}{e_i}$
138	20%	7	0.0216
209			
222			
264			
272			
275			
277			
294	40%	6	0.265
306			
309			
321			
331			
345			
362	60%	7	0.0216
364			
371			
388			
402			
425			
428	80%	10	0.914
430			
440			
443			
448			
450			
456	100%	7	0.216
459			
471			
473			
510			
555			
597			
602			
606			
634			
655			
756			
D=			

Pour un échantillon à 37 éléments divisés en 5 tranches d'égales probabilités, on devrait avoir $E_i = 7,4$ éléments par tranche.

La statistique D donne une mesure de l'écart existant entre les effectifs théoriques attendus et ceux observés dans l'échantillon. En effet, plus D sera grand, plus le désaccord sera important. La coïncidence sera parfaite si $D=0$.

D suit une distribution théorique de χ^2 à 2 degrés de libertés. D'après l'abaque, la probabilité que D soit supérieur à 5,99 est de 5%.

Avec un risque de 5%, on ne rejette pas l'hypothèse de confondre distribution théorique et observée.

Hypothèse : La distribution des débits extrêmes d'été/automne suit la loi Gumbel

Débits extrêmes observés (m³/s)	fréquence cumulative théorique	Ni	$\frac{(n_i - e_i)^2}{e_i}$
117	20%	8	0.486
118			
131			
137			
138			
153			
157			
157			
159	40%	8	0.486
161			
163			
167			
170			
170			
186			
192			
194	60%	12	2.859
194			
195			
199			
200			
204			
205			
213			
214	80%	4	1.560
218			
230			
238			
258	100%	5	0.778
267			
286			
307			
337			
346			
381			
408			
452			
D=			6.169

D suit une distribution théorique de χ^2 à 2 degrés de liberté. D'après l'abaque, la probabilité que D soit supérieur à 7,38 est de 2,5%.

Avec un risque de 2,5%, on ne rejette pas l'hypothèse de confondre distribution théorique et observée.

ANNEXE 4

Hydrogrammes observés et simulés par HSAMI pour la période '1959-1995'

Échantillon représentatif de la qualité des simulations obtenues

1963-1964

1969-1970

1977-1978

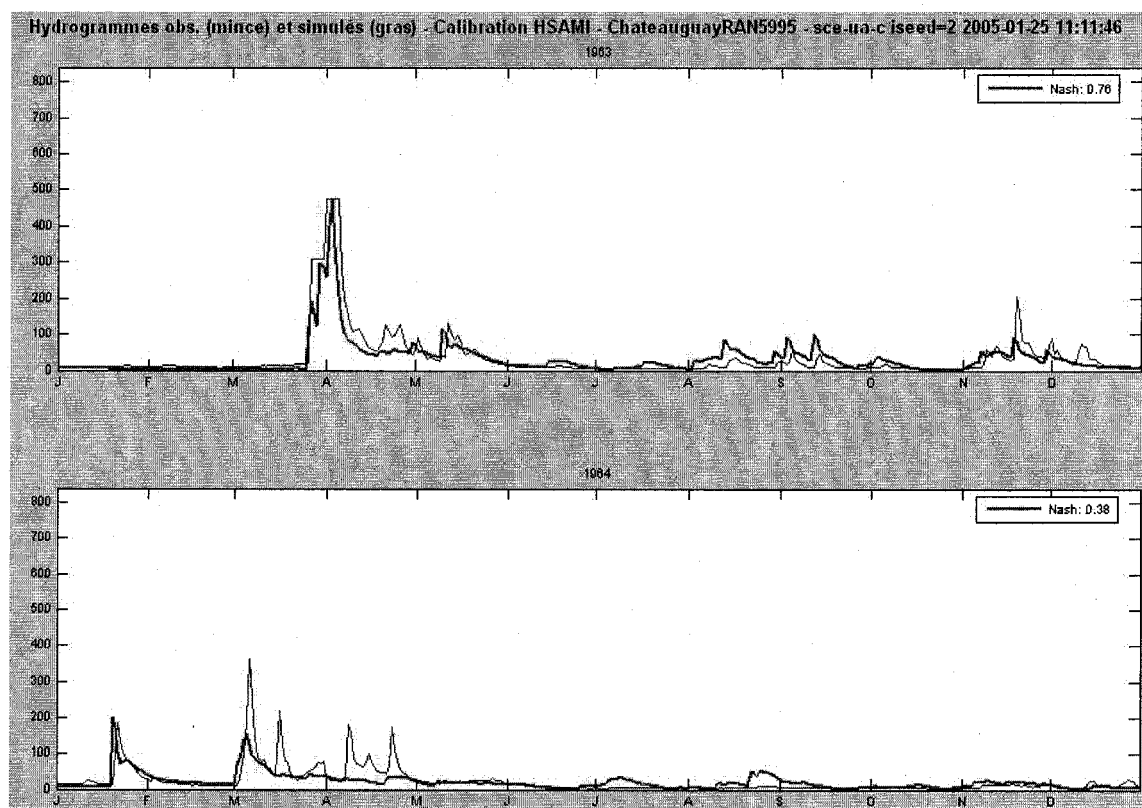
1981-1982

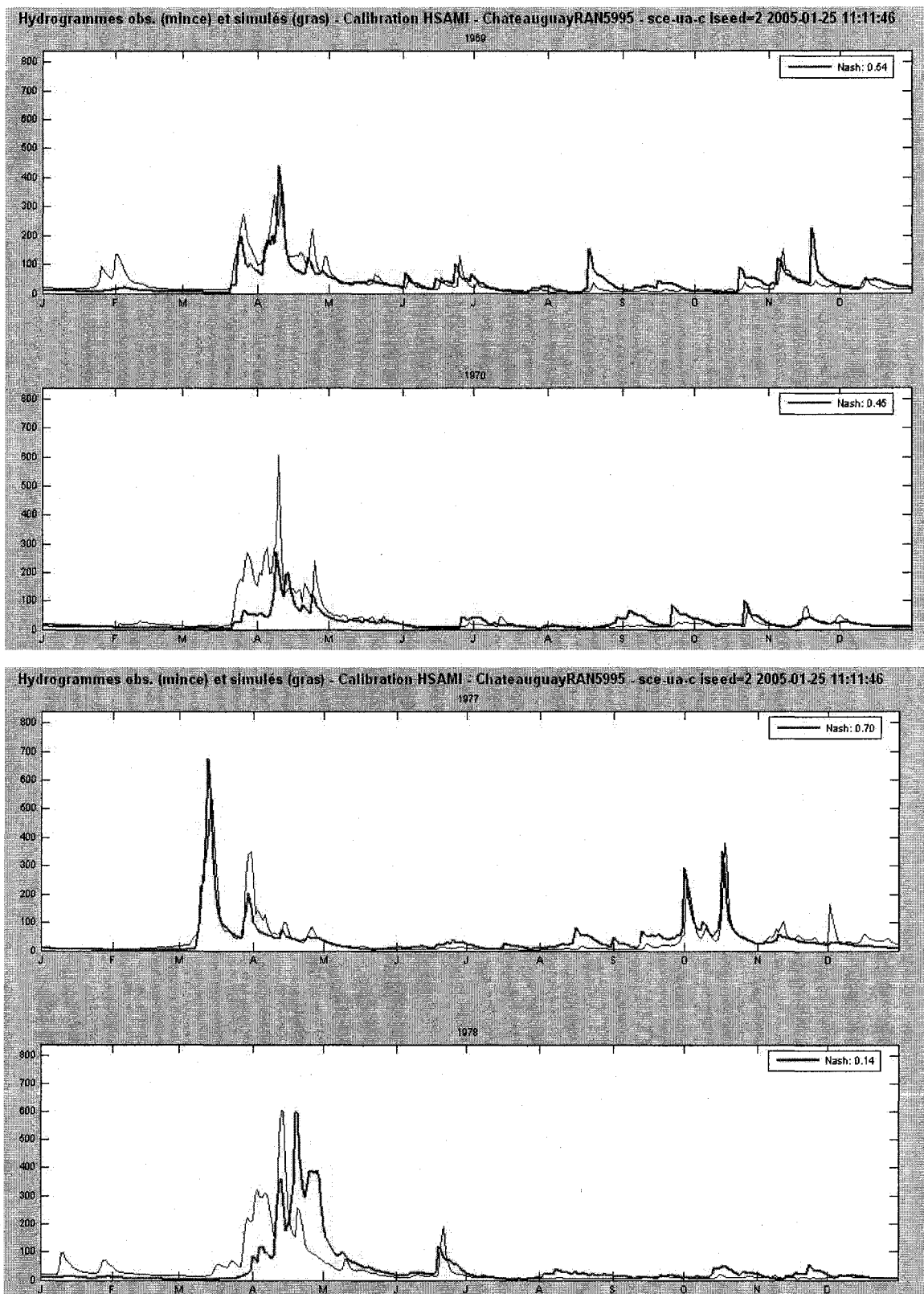
1987-1988

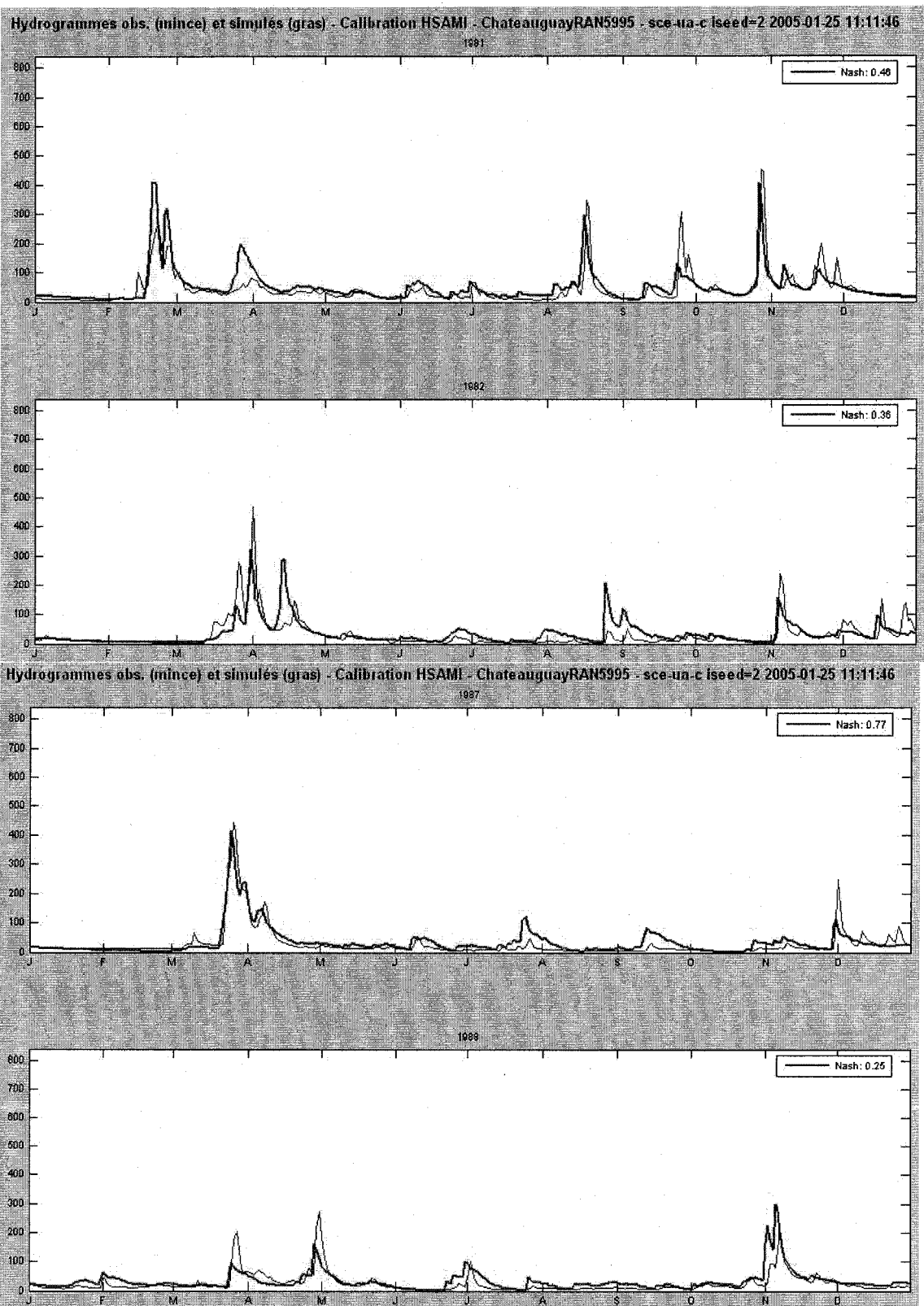
1991-1992

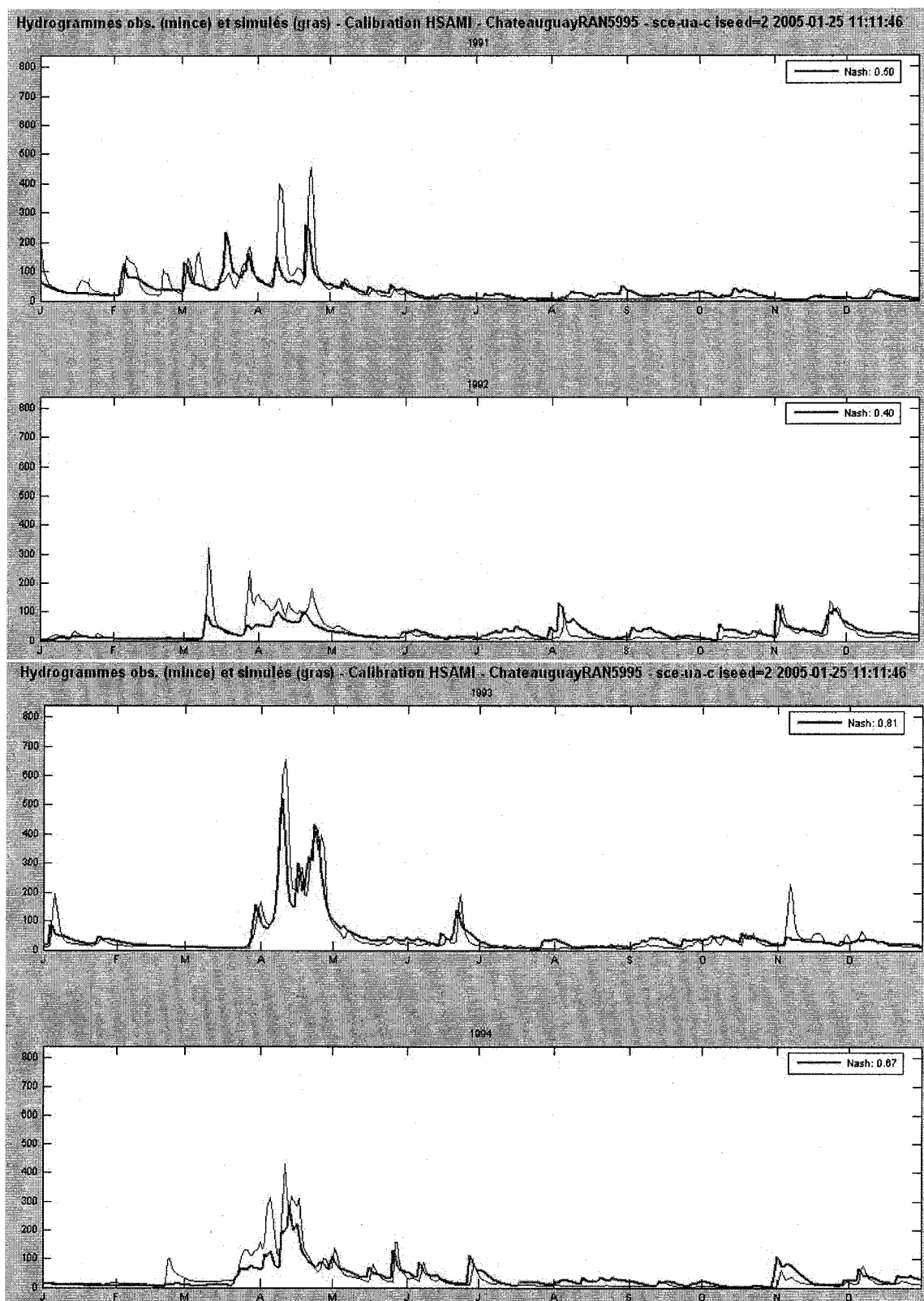
1993-1994

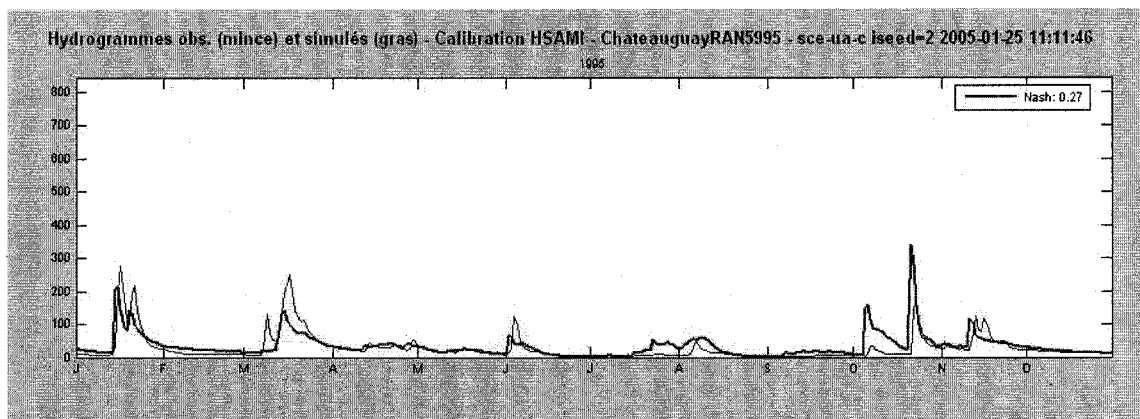
1995











ANNEXE 5

Informations complémentaires sur le bassin versant Châteauguay

Paramètres HEC HMS

		DONNÉES PHYSIQUES				
		Utilisation du territoire				
SOUS-BASSINS VERSANT		Aire (d'après le ministère de l'Env.)	Aire calculé par WMS	Pente	Longueur	Distance embouchure- centre de gravité
		Area	Area	Slope	Length	
		km ²	km ²	m/m	m	m
12B	Châteauguay amont	390	377	0.0584	48262	36157
11B	McIntosh	39	39.2	0.0122	17387	3275
10B	Hinchinbrook	116	116.3	0.0192	32384	20403
9B	Oak	77	85	0.0213	35145	19423
8B	Truite	427	410.4	0.0094	15327	5370.3
7B	Dewitt	60	67.3	0.0032	20319	9474
6B	Outardes	230	217.3	0.0159	35624	8224.8
5B	Turcot	230	233.6	0.0046	23386	14138
4B	Anglais	727	711.6	0.0104	39117	22443
3B	Fèves	57	56.6	0.003	12507	6510.6
2B	Esturgeon	103	133.3	0.003	17605	7839.9
1B	Châteauguay aval	87	87.8	0.0045	14434	7137.8

		LOSS METHOD													
		Deficit / Constant Loss													
SOUS-BASSINS VERSANT		Initial deficit	Maximum Deficit	Conductivité hydraulique	Imperméabilité	Recovery Rate									
				Constant Loss Rate	Imperviousness	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jun	Jui	Aou	Sep	Oct
		(mm)	(mm)	(mm/hr)	(%)	mm/jr	mm/jr	mm/jr	mm/jr	mm/jr	mm/jr	mm/jr	mm/jr	mm/jr	mm/jr
12B	Châteauguay amont	8	190	0.8	3	0	0	0	0	1	8	10	10	8	1
11B	McIntosh	8	190	0.8	3	0	0	0	0	1	8	10	10	8	1
10B	Hinchinbrook	8	190	0.8	3	0	0	0	0	1	8	10	10	8	1
9B	Oak	8	190	0.8	3	0	0	0	0	1	8	10	10	8	1
8B	Truite	8	190	0.8	3	0	0	0	0	1	8	10	10	8	1
7B	Dewitt	8	150	0.4	3	0	0	0	0	1	10	13	13	10	1
6B	Outardes	8	150	0.4	3	0	0	0	0	1	10	13	13	10	1
5B	Turcot	8	90	0.3	5	0	0	0	0	3	10	13	13	10	2
4B	Anglais	8	90	0.3	5	0	0	0	0	3	10	13	13	10	2
3B	Fèves	8	90	0.3	5	0	0	0	0	3	10	13	13	10	2
2B	Esturgeon	8	90	0.3	5	0	0	0	0	3	10	13	13	10	2
1B	Châteauguay aval	8	90	0.3	5	0	0	0	0	3	10	13	13	10	2

		TRANSFORM			BASEFLOW		
		Snyder			Recession method		
SOLSHASINS VERMOREL			Délai de Snyder	Coefficient de pointe de Snyder	Débit de base initial	Constant de récession	Débit seuil
		Ct	Snyder standard lag	Snyder peaking coefficient	Initial Flow	Recession ratio	Threshold flow
			h		m ³ /s		m ³ /s
12B	Châteauguay amont	2.483	18.466	0.700	5	0.91	8
11B	McIntosh	5.432	13.859	0.700	2	0.91	5
10B	Hinchinbrook	4.330	24.444	0.700	3	0.91	5
9B	Oak	4.111	24.864	0.700	5	0.91	8
8B	Truite	6.189	19.106	0.700	3	0.91	5
7B	Dewitt	10.607	50.842	0.700	2	0.91	5
6B	Outardes	4.758	17.681	0.700	4	0.91	5
5B	Turcot	8.847	40.167	0.700	3	0.91	5
4B	Anglais	5.883	38.123	0.700	5	0.91	8
3B	Fèves	10.954	34.097	0.700	1	0.91	5
2B	Esturgeon	10.954	40.334	0.700	1	0.91	5
1B	Châteauguay aval	8.944	29.592	0.700	3	0.91	5

ANNEXE 6

Hydrogrammes observés et simulés avec HEC HMS pour la période '1959-1995'

Échantillon représentatif de la qualité des simulations obtenues

1965

1966

1969

1973

1974

1977

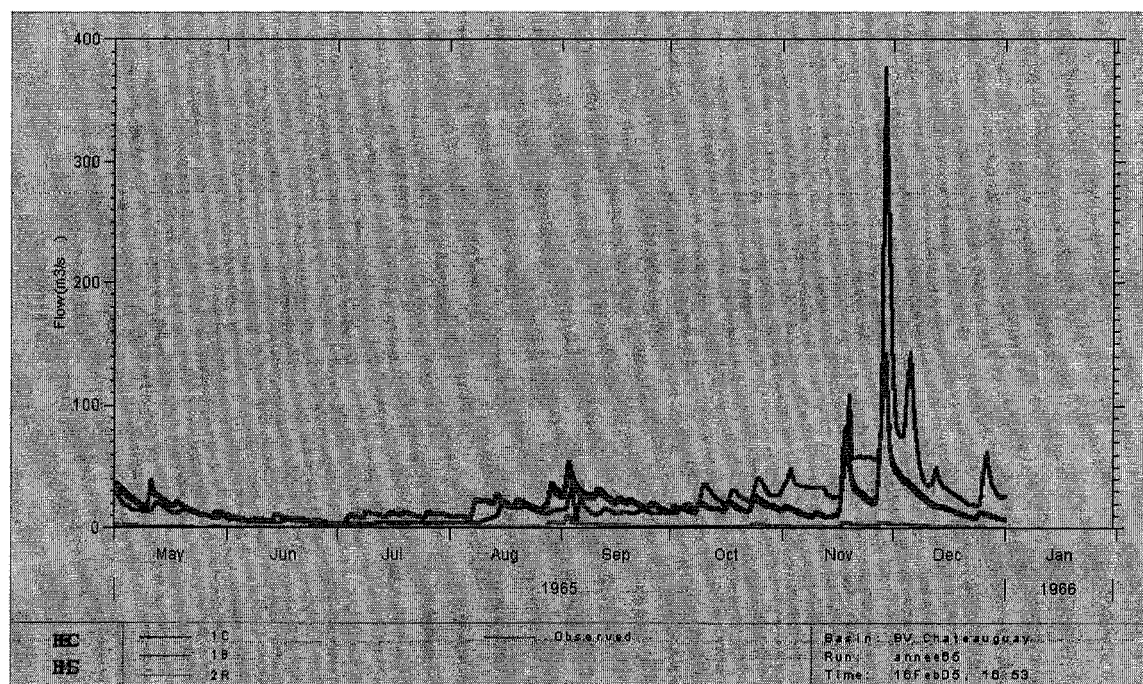
1978

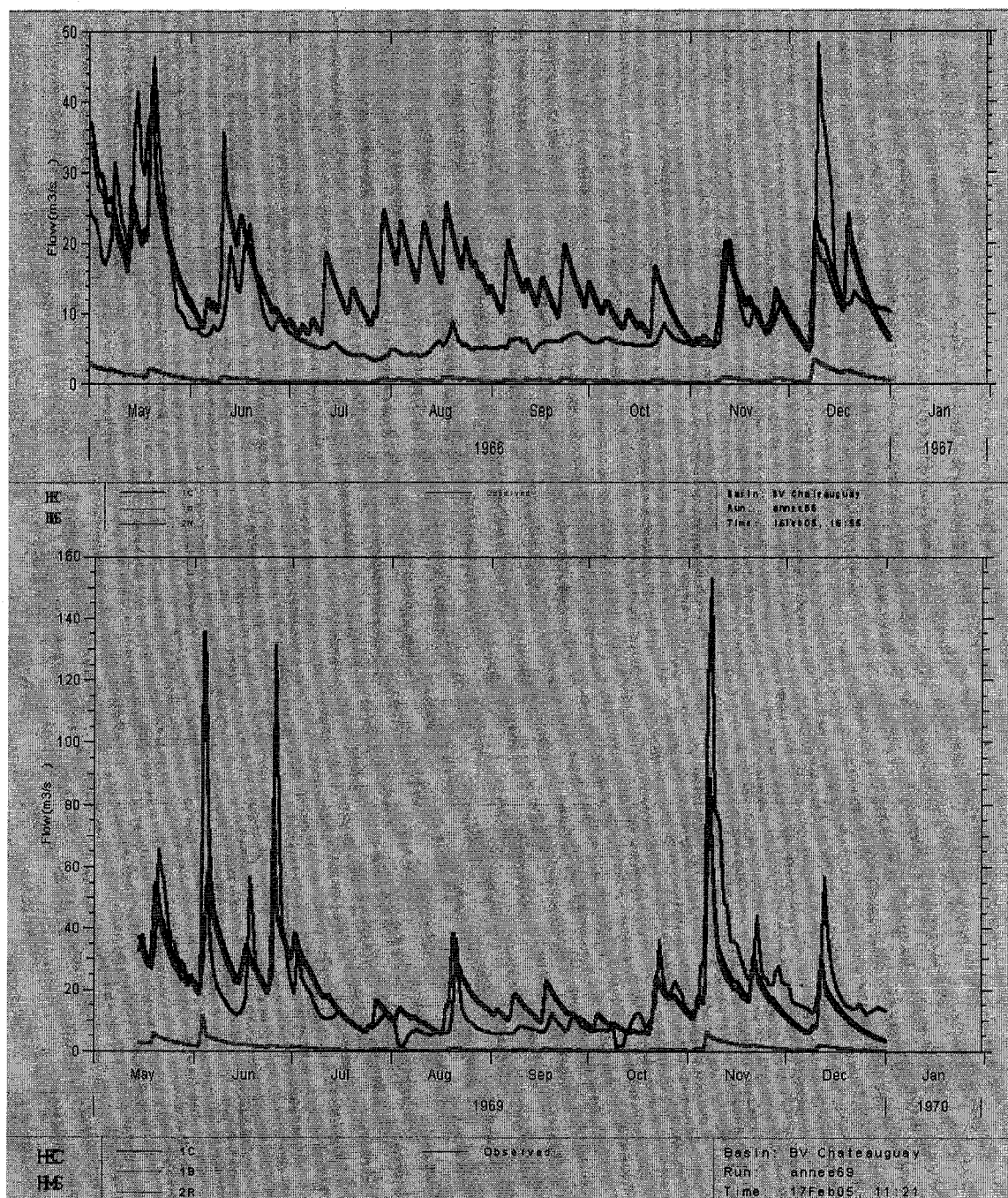
1981

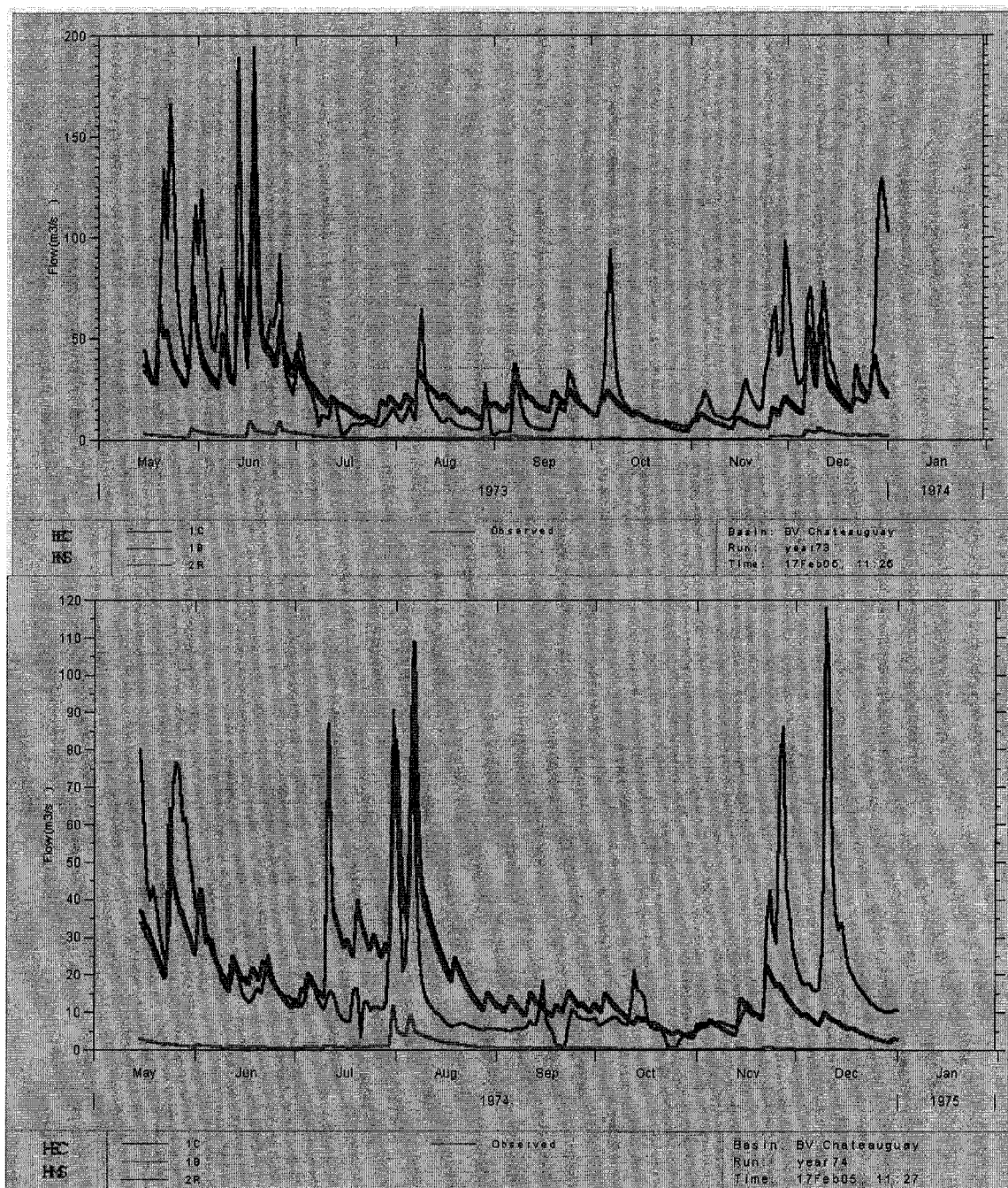
1982

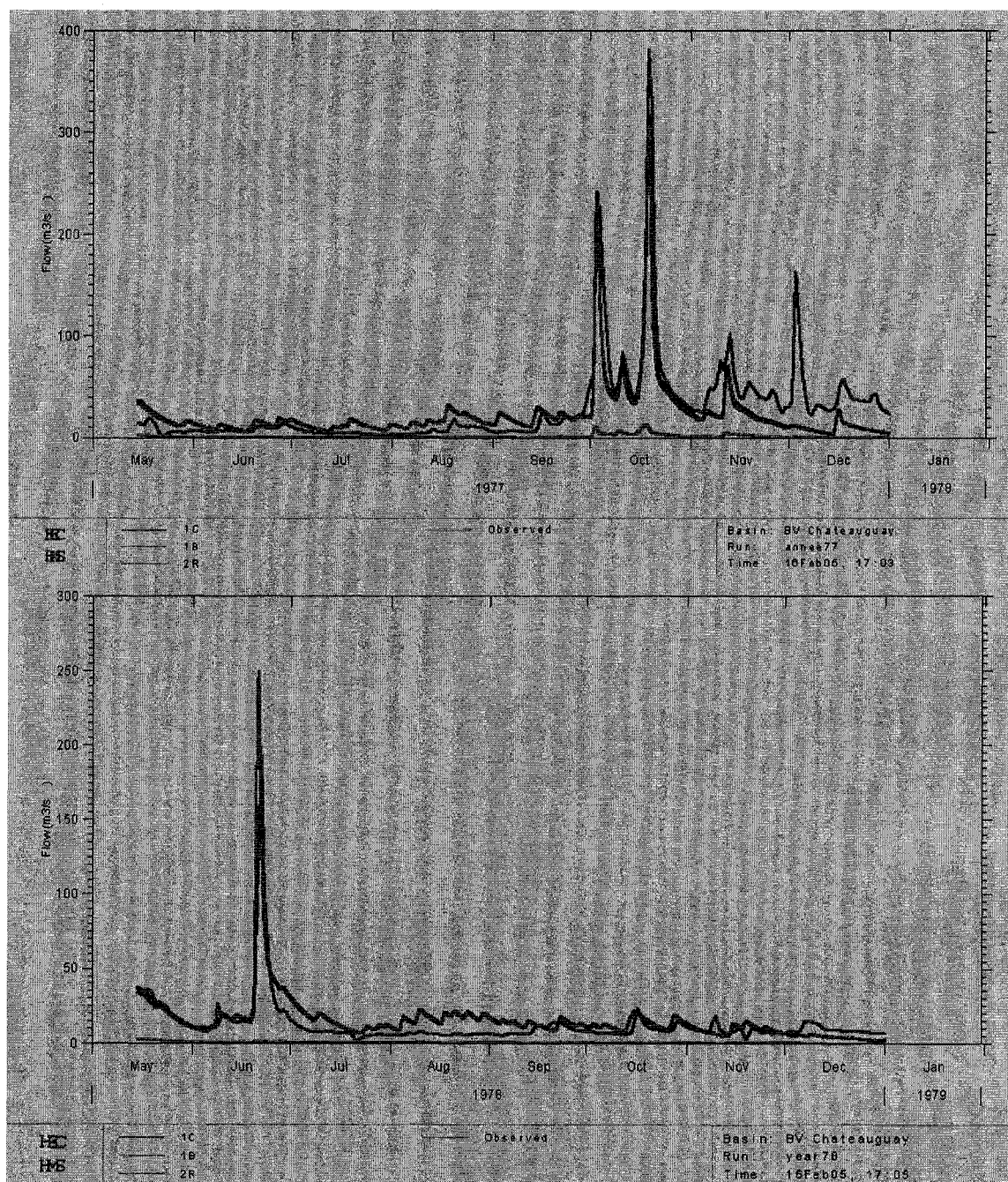
1993

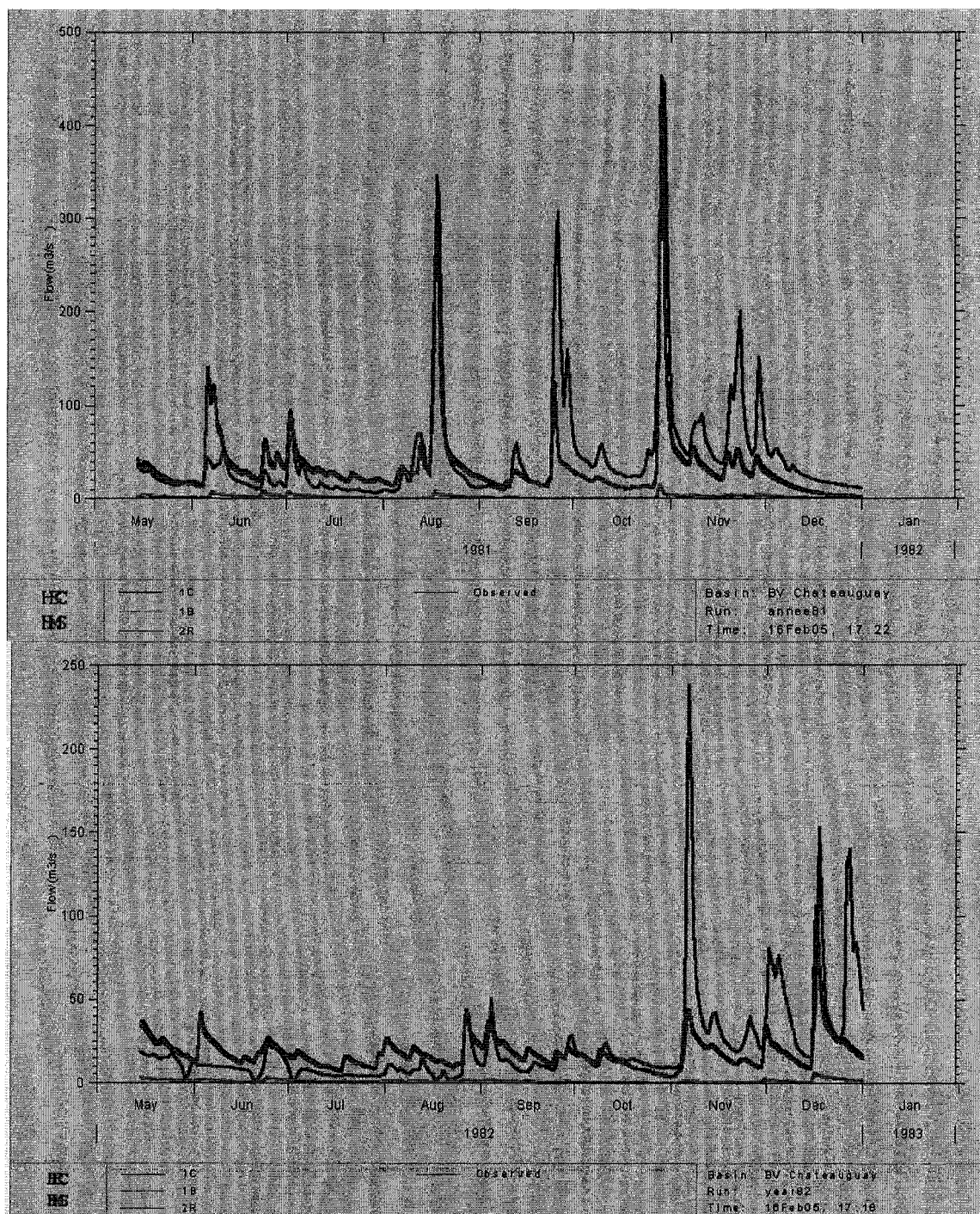
1995

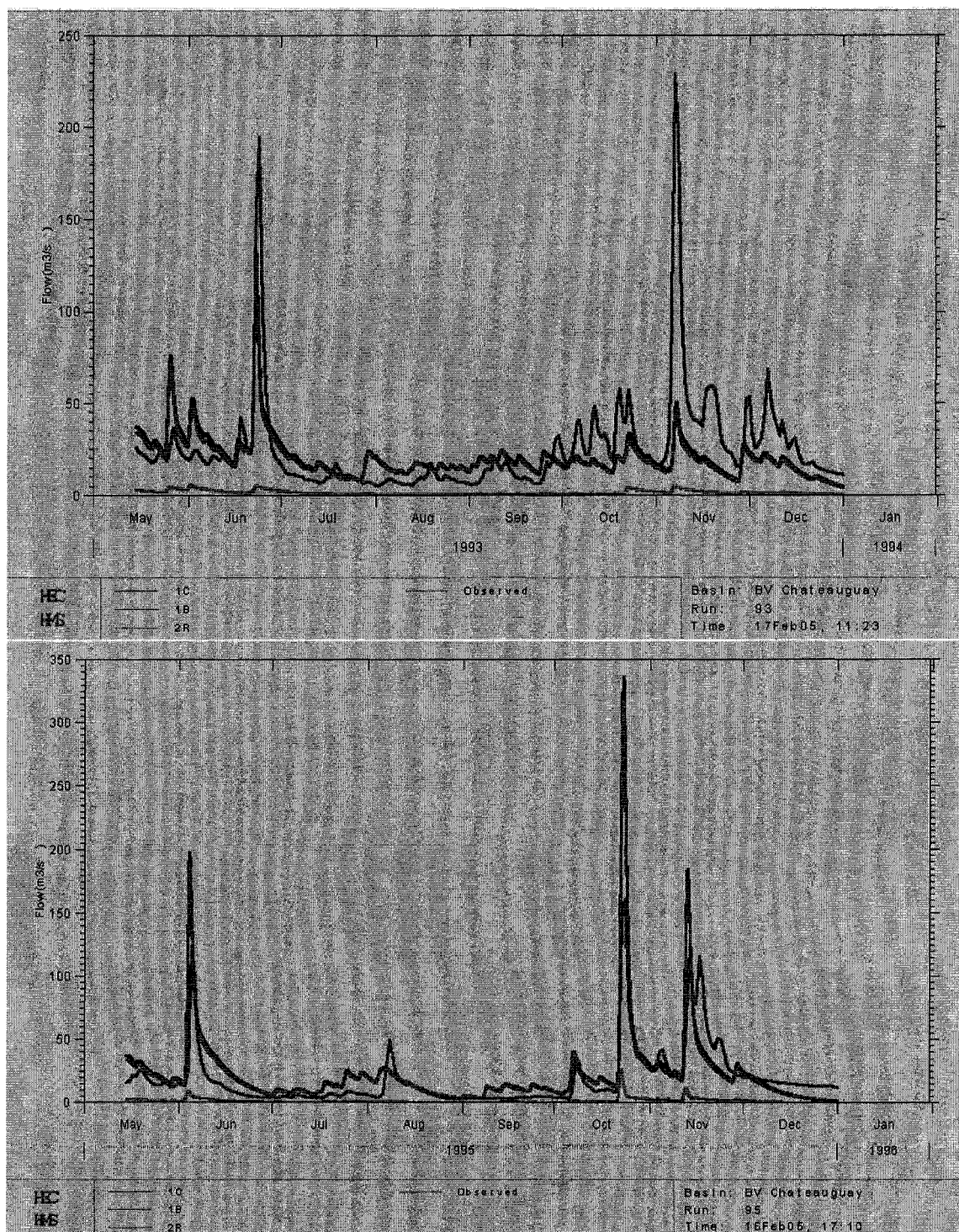












ANNEXE 7

Résultats du générateur de climat de l'ÉTS

I) Comparaison des indices Stardex

WeaGETS			
Indices	observed	simulated	diff
prec_mean	2.6896	2.6168	3%
prec_perc20	0.91	0.95876	-5%
prec_perc40	2.2395	2.2822	-2%
prec_perc50	3.3133	3.3236	0%
prec_perc60	4.8241	4.7094	2%
prec_perc80	10.462	10.113	3%
prec_perc90	16.467	16.376	1%
prec_perc95	23.317	22.648	3%
prec_perc99	37.322	37.8	-1%
prec_quant20	0.98549	0.98231	0%
prec_quant40	0.94069	0.93267	1%
prec_quant50	0.89841	0.88916	1%
prec_quant60	0.83718	0.82459	2%
prec_quant80	0.60719	0.60313	1%
prec_quant90	0.40029	0.39838	0%
prec_quant95	0.25198	0.24545	3%
prec_quant99	0.059365	0.057153	4%
prec>10mm	32.533	30.646	6%

Source : Caron (2005)

consec_dry_day	12.1	12.166	-1%
consec_wet_day	7.0333	6.967	1%
wet_day_pers	0.50512	0.5035	0%
dry_day_pers	0.64278	0.64388	0%
corr_spell_lengths	0.1479	0.14739	0%
wet_spell_mean	2.031	2.0174	1%
wet_spell_sd	1.3007	1.28	2%
wet_spell_50thperc	1.7833	1.8345	-3%
dry_spell_mean	2.8239	2.8223	0%
dry_spell_sd	2.2997	2.2778	1%
dry_spell_50thperc	2.0333	2.071	-2%
max_rainfall_3d	65.62	60.826	7%
max_rainfall_5d	75.307	71.526	5%
max_rainfall_10d	96.48	94.713	2%
rain_per_rainday	6.4152	6.2677	2%
temp_max	11.114	11.119	0%
temp_min	1.4781	1.4621	1%
p00	0.64491	0.64515	0%
P10	0.49172	0.49501	-1%

Comparaison des indices Stardex

Résumé des indices STARDEX

Noms	Équations	Définitions
Indices relatifs à la distribution des précipitations		
Prec_perc 20, 40, 50, 60, 80, 90, 95, 99 (mm)	$\text{Rang } X_p = (X/100 * (W + 0.2)) + 0.4$ prec_percX = la valeur correspondant au rang calculé est obtenue par une interpolation linéaire entre les deux valeurs les plus proches.	Percentiles des précipitations totales où W représente le nombre de jours avec précipitation (Cunnane, 1978).

Noms	Équations	Définitions
Prec_quant 20, 40, 50, 60, 80, 90, 95, 99	prec_quantX = $\frac{\sum P_{wj} \geq prec_percX}{\sum P_{wj}}$	Fraction de la précipitation totale au dessus de la valeur du percentile X où P_{wj} représente les précipitations journalières de la période j.
Indices relatifs aux quantités de précipitation		
Prec_mean (mm)	prec_mean = $\sum_1^w P_{ij} / W$	Moyenne climatologique où W représente le nombre de jours total et P_{ij} la quantité de précipitation totale au jour i de la période j.
Prec>10mm (jours)	Rthresh = $P_{ij} > 10 \text{ mm}$	Nombre de jours dont la quantité de précipitation journalière est supérieure à 10 mm où P_{ij} est la quantité de précipitation pour le jour i de la période j.
Max_rainfall_3d (mm)	Max_rainfall_3d = $\max(P_j)$	Quantité de précipitation maximale pour une période de 3 jours où P_j représente la quantité de précipitation pour 3 jours consécutifs.
Max_rainfall_5d (mm)	Max_rainfall_5d = $\max(P_j)$	Quantité de précipitation maximale pour une période de 5 jours où P_j représente la quantité de précipitation pour 5 jours consécutifs.
Max_rainfall_10d	Max_rainfall_10d = $\max(P_j)$	Quantité de précipitation

Noms	Équations	Définitions
(mm)		maximale pour une période de 10 jours où P_j représente la quantité de précipitation pour 10 jours consécutifs.
Rain_per_rainday (mm)	$SDII_j = \sum_{w=1}^w P_{wj} / W$	Intensité des précipitations où P_{wj} représente la quantité de précipitation pour un jour pluvieux de la période j et W le nombre de jours avec précipitation dans la période j .
Indices relatifs aux séries de jours secs et pluvieux		
Consec_dry_day (jours)	$CDD_j = \max (P_{ij} (\text{conséc.}) \leq \text{threshold})$	Nombre maximum de jours secs consécutifs où P_{ij} représente la quantité de précipitation pour le jour i de la période j .
Consec_wet_day (jours)	$CWD_j = \max (P_{ij} (\text{conséc.}) > \text{threshold})$	Nombre maximum de jours pluvieux consécutifs où P_{ij} représente la quantité de précipitation pour le jour i de la période j .
Wet_day_persis	$Pww_j = \text{totalPww}_j / \text{totalPw}_j$	Persistance des jours pluvieux où totalPww_j représente le nombre de séries de 2 jours pluvieux consécutifs pour la période j et totalPw_j le nombre total de jours pluvieux pour la période j

Noms	Équations	Définitions
Dry_day_persis	$Pddj = \text{totalPdd}_j / \text{totalPd}_j$	Persistance des jours secs où totalPdd_j représente le nombre de séries de 2 jours secs consécutifs pour la période j et totalPd_j le nombre total de jours secs pour la période j
Corr_spell_lengths	$\text{Corr_spell_lengths} = Pwwj - (1 - Pddj)$	Corrélation entre les séries de jours secs consécutifs et les séries de jours pluvieux consécutifs.
Wet_spell_mean (jours)	$\text{Wet_spell_mean} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$	Moyenne des séries de jours pluvieux où x_i représente la durée de la série de jours pluvieux consécutif et i représente le nombre de séries de jours humides ($i=1 \dots n$).
Wet_spell_sd (jours)	$\text{Wet_spell_sd} = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$	Écart-type des séries de jours pluvieux où x_i représente la durée de la série de jours pluvieux consécutif et i représente le nombre de séries de jours humides ($i=1 \dots n$).
Dry_spell_50thperc (jours)		Médiane des séries de jours pluvieux.
Dry_spell_mean (jours)	$\text{Dry_spell_mean} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$	Moyenne des séries de jours secs où x_i représente la durée de la série de jours secs consécutif et i représente le

Noms	Équations	Définitions
		nombre de séries de jours secs ($i=1 \dots n$).
Dry_spell_sd (jours)	$\text{Dry_spell_sd} = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$	Écart-type des séries de jours secs ou x_i représente la durée de la série de jours secs consécutif et i représente le nombre de séries de jours secs ($i=1 \dots n$).
Dry_spell_50thperc (jours)		Médiane des séries de jours secs.
P00	$P00 = \frac{\sum occ00}{\sum occ00 + occ01}$	Probabilité d'occurrence d'un jour sec suivant un jour sec ou occ00 est l'occurrence d'un jour sec suivant un jour sec et occ01 l'occurrence d'un jour pluvieux suivant un jour sec.
P10	$P10 = \frac{\sum occ10}{\sum occ10 + occ11}$	Probabilité d'occurrence d'un jour sec suivant un jour pluvieux ou occ10 est l'occurrence d'un jour sec suivant un jour pluvieux et occ11 l'occurrence d'un jour pluvieux suivant un jour pluvieux.
Indices relatifs aux températures		
Temp_max (°C)	$\text{temp_max} = \sum_1^w T x_{ij} / D$	Température maximales moyenne ou $T x_{ij}$ représente la valeur de la température

Noms	Équations	Définitions
		maximale au jour i de la période j et D le nombre total de jours.
Temps_min (°C)	$\text{temp_min} = \sum_1^w Tn_{ij} / D$	Température minimales moyenne ou Tn_{ij} représente la valeur de la température minimale au jour i de la période j et D le nombre total de jours.

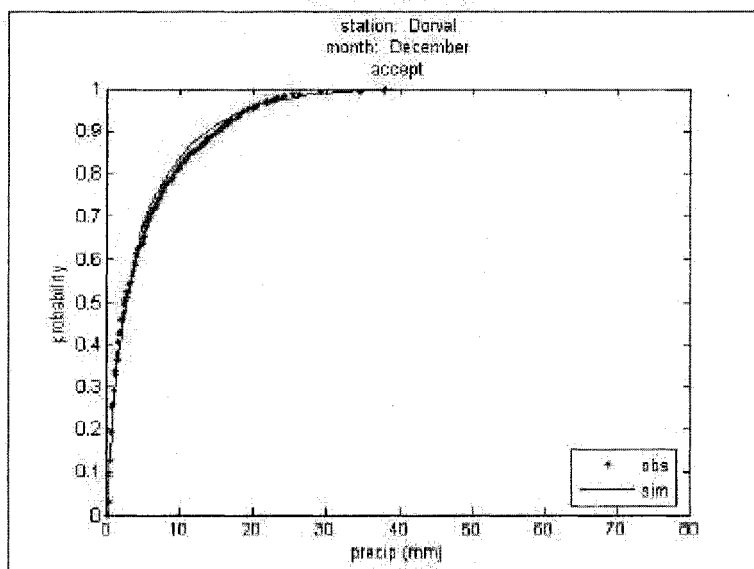
II) Résultats du test d'ajustement de Kilmogorov-Smirnov par Caron (2005)

Test statistique sur la distribution mensuelle

Hypothèse H_0 : La distribution des données simulées ne diffère pas significativement de la distribution des données observées.

Seuil critique 5%

WeaGETS



Résultats: pour 1 mois sur 12,
l'hypothèse de base a du être rejetée.

BIBLIOGRAPHIE

- Arora, V. K., & Boer, G. J. (2001). Effects of simulated climate change on the hydrology of major river basins. *Journal of Geophysical Research, Part D - Atmospheres*, v. 106, p. 3335 , 3314 p.
- Awadallah, A. G., Rousselle, J., & Leconte, R. (1999). Évolution du risque hydrologique sur la rivière Châteauguay. *Revue Canadienne de Génie Civil*, 26(4), pp. 510-523.
- B.Y.U, & Environmental Modeling Research Laboratory. (1999). *Watershed Modeling System, WMS 6.1*.
- Baril, R., & Mailloux, A. (1950). *Étude pédologique des sols du comté de Châteauguay*. Ste-Anne de la Pocatière, Qué: Ministère de l'Agriculture, division des sols, École supérieure d'agriculture.
- Bell, J., Duffy, P., Covey, C., & Sloan, L. (2000). Comparison of temperature variability in observations and sixteen climate model simulations. *Geophysical Research Letters*, v. 27(n. 2), p. 261 , 264 p.
- Bisson, J.-L., & Roberge, F. (1983). HSAMI.
- Bouillon, M.-C., Brissette F., & Marche, C. (1999). Le risque d'inondation et son évolution sur la rivière Châteauguay. *Revue Canadienne de Génie Civil*, 26(2), pp. 186-196.
- Brissette, F., Leconte, R., Marche, C., & Rousselle, J. (2003). Historical evolution of flooding damage on a USA/Quebec river basin. *Journal of the American Water Ressources Association*, 39(6), pp 1385-1396.
- Calver, A., Lamb, R., & Morris, S. (1999). Generalized river flood frequency estimation for Great Britain using continuous rainfall-runoff modelling : pilot study results. *Proceedings of the Institution of Civil Engineering-Water, Maritime and Energy*(136), pp 225-234.
- Caron, A. (2005). *Générateur stochastique de climat WeaGETS*. ÉTS, Montréal.
- Chow, V. T., Maidment, D. R., & Mays, L. W. (1988). *Applied Hydrology*. New York.
- Cunnane, C. (1989). *Statistical Distributions for Flood Frequency Analysis* (No. 33). Geneva.

- Desmeules, J., & Gélinas, J.-P. (1981). *Caractéristiques physiques et démographiques, eaux de surface, bassin versant de la rivière Châteauguay*: Ministère de l'Environnement du Québec, Direction générale des inventaires et de la recherche.
- Duan. (1992). *The shuffled complex evolution method*.
- Environnement Canada. (1997). *Chapitre québécois de l'étude pan-canadienne sur l'adaptation à la variabilité et au changement climatique*, par Luc Bergeron, Gérald Vigeant et Jacinthe Lacroix.
- Favre, A., Fortin, V., Thiémonge, N., Pion, C., & Bobée B. (2003). *Modélisation de l'incertitude des paramètres de modèles conceptuels*: INRS-ETE.
- Fortin, V. (2000). *Le modèle météo-apport HSAMI : historique, théorie et application*: Institut de recherche d'Hydro-Québec.
- Fowler, A. M., & Hennessy, K. J. (1995). Potential Impacts of Global Warming on the Frequency and Magnitude of Heavy Precipitation. *Natural Hazards*, v. 11, 283-303.
- Geobase. (2004). from <http://geobase.ca/geobase/fr/>
- GIEC. (2000). *Special Report on Emissions Scenarios*.
- GIEC. (2001). *Bilan 2001 des changements climatiques : Les éléments scientifiques*: Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat.
- Gouvernement du Canada. (1997). *Un regard sur les changements climatiques au Canada: L'étude pan-canadienne*. Ottawa, Ont.: Gouvernement du Canada.
- Guay, R., Mathieu, C., Fagherazzi, L., Tremblay, D., Desrochers, G., & Sassi, T. (2004). *Analyse des incidences du changements climatique sur le réseau fluvial de la rivière des Outaouais*.
- Hewitson, & Crane. (1996). Climate downscaling : techniques and application. *Climate Research*, 7, 85-95.
- Hofmann, N., Mortsch, L., Donner, S., Duncan, K., Kreutzwiser, R., Kulshreshtha, S., Piggot, A., Schellenberg, S., Schertzer, B., & Slivitzky, M. (1998). *Chapitre 1, Changement et variabilité climatiques : Impacts sur l'eau au Canada, dans L'étude pan-canadienne sur les impacts et l'adaptation à la variabilité et au changement climatique : Questions sectorielles*. Ottawa, Ont.: Environnement Canada.
- Hulme, M. A., & Sheard, N. (1999). *Climate Change Scenarios for Canada*. Norwich, UK: University of East Anglia.

Hydrologic Engineering Center, U. S. A. C. o. E. (2000). *HEC HMS Technical reference Manual*.

Khalili, M. (2005). *Génération multi-site de données météorologiques*. Paper presented at the EGU Vienne 2005.

Kharin, V. V., & Zwiers, F. W. (2000). Changes in the Extremes in an Ensemble of Transient Climate Simulations with a Coupled Atmosphere-Ocean GCM. *Journal of Climate*, v. 13(n. 21), p. 3760 , 3729 p.

Kilsby, C., Buishand, T., & Jones, P. (1999). *Production of precipitation scenarios for impact assessment of climate change in Europe (POPSCICLE), Finale Report to the EU: EU*.

Lapointe, D. (1980). *Eaux de surface, bassin versant de la rivière Châteauguay, Programme de connaissances intégrées*: Ministère des Richesses Naturelles, Direction générale des eaux.

Lorrain, K. (2005). *Analyse des apports horizon 2050 pour Manic 5, Churchill Falls, Caniapiscou*. ÉTS, Montreal.

Mailloux, A., & Godbout, G. (1950). *Étude pédologique des sols des comtés de Huntingdon et Beauharnois*. Ste-Anne de la Pocatière, Qué: Ministère de l'Agriculture, division des sols, École supérieure d'agriculture.

Ministère des terres et forêts, S. d. p. d. a. (1973). *Connaissance du milieu forestier, bassin de la rivière Châteauguay*: Ministère des terres et forêts.

Morin, G., & Slivitzky, M. (1992). Impacts de changements climatiques sur le régime hydrologique de la rivière Moisie. *Revue des Sciences de l'eau*, 5(2), pp. 179-195.

Musy, A. (2005). *Hydrologie générale*, from <http://hydram.epfl.ch/e-drologie/>

Ouranos. (2004). Science du climat - Une augmentation inévitable des températures. In *S'adapter aux changements climatiques* (pp. 3 -11).

Prudhomme, C., Reynard, N., & Crooks, S. (2001). Downscaling of global climate models for flood frequency analysis : where are we now? *Hydrological processes*, v. 16, 1137-1150.

Rao, A. R., & Hamed, K. H. (2000a). *Flood Frequency Analysis*.

Rao, A. R., & Hamed, K. H. (2000b). *FREQ*.

- Rheault, M., Ouellet, I., Leconte, R., Brissette, F., & Galarneau, M. (1999). *Utilisation of RADARSAT In Integrated Watershed Management. Final Report submitted to the Canada Centre for Remote Sensing, MIR Télédétection*. Montréal, Qué.
- Richardson, C. W. (1981). Stochastic simulation of daily precipitation, temperature and solar radiation. *Water Resources Research*, v. 17, 182-190.
- Roy, L. (2000). *Évolution du risque hydrologique sur le bassin versant de la rivière Châteauguay*. Unpublished Mémoire de maîtrise, ÉTS, Montréal.
- Zhang, X., Vincent, L., Hogg, W. D., & Nitsoo, A. (2000). Temperature and precipitation trends in Canada during the 20th century. *Atmosphere-Ocean*, 38(3).
- Zwiers, F. W., & Kharin, V. V. (1998). Changes in the Extremes of the Climate Simulated by CCC GCM2 under CO2 Doubling. *Journal of Climate*, v. 11(n. 9), p. 2200, 2223 p.