

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

**Prédiction de l'état futur de l'approvisionnement en eau potable de surface:
Mise au point d'une méthode d'évaluation des débits d'étiage
à partir de données climatiques**

Par
Étienne Foulon

Thèse présentée pour l'obtention
du grade de *Philosophiae doctor* (Ph.D.)
en sciences de l'eau

Jury d'évaluation

Présidente du jury et examinatrice interne	Sophie Duchesne <i>Institut National de la Recherche Scientifique</i>
Examineur externe	Marco Braun <i>Climate Scenarios and Services Group Consortium Ouranos</i>
Examineur externe	Robert Leconte <i>Département de génie civil Université de Sherbrooke</i>
Codirecteur de recherche	Manuel J. Rodriguez <i>Université Laval</i>
Directeur de recherche	Alain N. Rousseau <i>Institut National de la Recherche Scientifique</i>

Dépôt initial le 17 Janvier 2018
Dépôt final le 20 Mars 2018
© Droits réservés d'Étienne Foulon, 2018

RÉSUMÉ

Arithmétiquement parlant, les réserves mondiales d'eau douce devraient suffire à pourvoir aux besoins des 7,6 milliards d'êtres humains sur Terre. Cependant, à cause de la répartition inégale des ressources et des populations, de l'augmentation de la pression démographique, mais aussi d'une gestion parfois discutable, l'UNESCO estime que dès 2025 deux tiers de la population souffrira de stress hydrique modéré. Dans un contexte de climat en évolution, il est tout à fait vraisemblable d'anticiper une amplitude accrue de ce stress, car des modélisations hydroclimatiques indiquent une baisse très probable des débits d'étiage. La question de la pérennité de l'approvisionnement en eau potable devient donc primordiale. La méthode conventionnelle utilisée pour répondre à cette question repose essentiellement sur la modélisation hydroclimatique, c'est-à-dire l'utilisation de données de modèles climatiques comme entrées de modèles hydrologiques. Cette approche classique reste difficile à mettre en place, car elle nécessite une expertise particulière qui la rend inaccessible pour beaucoup de producteurs/gestionnaires de l'eau. De plus, la chaîne de modélisation en cascade est sujette aux incertitudes combinées des modèles du climat, des modèles hydrologiques (calage et structure) et des méthodes de post-traitement des données. Afin de diminuer la longueur de cette chaîne, cette thèse propose de mettre en place une méthode d'évaluation de la sensibilité future des systèmes d'approvisionnement en eau de surface à partir de données climatiques uniquement.

En premier lieu, il s'agit d'établir des relations directes entre des indicateurs météorologiques (IM, dérivés des données de précipitation et de température) et des indicateurs hydrologiques d'étiage (IH , $7jQ_{\min}$, $30jQ_{\min}$ – hivernaux et estivaux soit les minima des débits saisonniers moyens sur 7 et 30 jours) qui soient valables tant en climat actuel que futur. Par la suite, la méthode proposée vient quantifier l'incertitude régissant la méthode conventionnelle, qui n'a intentionnellement pas considéré l'incertitude due à l'existence du phénomène d'équifinalité en modélisation hydrologique jusqu'alors. Enfin, l'approche mise en place permet d'évaluer la sensibilité future de l'approvisionnement en eau à partir des données climatiques uniquement tout en démontrant ses atouts par rapport à la méthode conventionnelle. La méthode proposée est mise en place dans le contexte de l'évaluation de la sensibilité future de l'approvisionnement en eau de la Ville de Québec.

Les résultats obtenus démontrent la viabilité de cette méthode alternative par rapport à la méthode conventionnelle appliquée avec le modèle hydrologique semi-distribué HYDROTEL. À partir de 22 IM et 42 simulations climatiques basés sur le scénario SRES-A2 (*Special Report on Emissions Scenarios*) d'émissions de gaz à effet de serre (GES), les résultats démontrent que les relations statistiques liant IM et IH sont valables tant en climat actuel qu'en climat futur pour les bassins versants de la Bécancour et de la Yamaska. Le cumul de la demande climatique (P-ETP) sur cinq (5) mois et l'indice de sécheresse *Effective Drought Index* (EDI) appliqué à ces mêmes données sur huit (8) mois expliquent respectivement 55/53% et 59/55% de la variabilité médiane des $7jQ_{\min}$ et $30jQ_{\min}$ estivaux pour les climats passés (1971-2000)/ futurs (2041-2070). Ces résultats montrent également que les tendances détectées dans les IH sont reproduites

dans les IM pour 70% des simulations climatiques au moins, démontrant la possibilité de court-circuiter la modélisation hydrologique dans l'étude de tendances futures.

L'impact de l'équifinalité en modélisation hydrologique est mesuré pour HYDROTEL pour dix (10) bassins versants du Québec méridional. Les résultats illustrent la nécessité de la prise en compte de ce phénomène dans la réalisation d'études d'impacts, puisque l'incertitude qui y est reliée est comparable, ou plus importante, que celle due au choix de la fonction objectif pour les processus hydrologiques modélisés (épaisseur du manteau neigeux, évapotranspiration réelle et contenu en eau du sol superficiel).

Pour l'approvisionnement de la Ville de Québec, les résultats montrent la viabilité des deux méthodes (i.e., à partir de la modélisation hydrologique et d'IM) à évaluer les Q_{2-7} et Q_{10-7} (minima des débits saisonniers moyens sur 7 jours de période de retour 2 et 10 ans) dans l'établissement de la pression future sur la ressource en eau potable à partir de simulations de changements climatiques construits sur deux scénarios RCP (*Representative Concentration Pathways*) et 16 modèles du climat. L'avantage de la méthode alternative est qu'en court-circuitant la modélisation hydrologique, elle permet une évaluation rapide de la sensibilité d'un système d'approvisionnement municipal de surface tout en limitant les sources d'incertitude de la chaîne de modélisation. Son approche « simplifiée » permettra certainement de répondre au besoin du monde municipal de tenir compte des changements climatiques dans l'analyse de vulnérabilité de leurs sources en eau de surface, assurant ainsi une gestion plus durable, tout en contribuant à l'avancement des connaissances sur les phénomènes de génération de l'étiage. La méthode proposée dans cette thèse a été construite pour être adaptable aux évolutions des modélisations et des données. Elle a été appliquée aux scénarios SRES comme RCP, mais pourrait par la suite inclure l'incertitude sur la structure des modèles hydrologiques en considérant l'utilisation d'un modèle autre qu'HYDROTEL. Enfin, dans cette thèse, l'application était limitée aux étiages, mais pourrait tout à fait être adaptée à l'évaluation des crues et de leurs tendances hydrologiques par exemple.

SUMMARY

Worldwide freshwater resources should be enough for 7.6 billion people. However, uneven distributions of populations and resources, increasing demographic pressure, and sometimes questionable management strategies have led the UNESCO to estimate that by 2025 two third of the population will suffer from moderate water stress. Given changing climate conditions and current hydroclimatic modeling results pointing towards highly probable decreases in low flows, this water stress will in all likelihood heighten. In this context, it becomes paramount to ascertain the sustainability of drinking water supplies using the conventional hydroclimatic modeling framework. This approach combines the use of a hydrological model with bias-corrected outputs of climate simulations, but the framework remains challenging and cannot be readily applied by most water organization given the required expertise and underlying uncertainties. The latter uncertainties are associated with: (i) the existence of many local optima (equifinality) arising during the calibration of a hydrological model, (ii) the numerous climate simulations, (iii) bias correction methods, (iv) the structure of hydrological model, and (v) the challenges associated with modeling low flows. Considering these challenges and anticipated water shortages likely to occur worldwide, there is a need to develop robust tools that do not require hydrological modeling and could be readily used by any water utility organization. To limit the length of the modeling chain, this thesis proposes a statistical framework to assess the future sensitivity of surface water supplies to low flows solely from climate data.

The proposed methodological framework requires identification of past statistical relationships between climate data indices (CDIs, computed from precipitation and temperature data) and hydrological data indices (HDIs, winter and summer $7dQ_{min}$ and $30dQ_{min}$ – minimum average seasonal flows over 7 and 30 days) and validation of these relationships under future climate conditions. In this thesis, the uncertainties associated with the conventional hydroclimatological modeling framework are then assessed, including those arising from equifinality which has yet to be considered. The proposed framework and statistical relationships are then used to assess future sensitivity of surface water supplies to low flows using climate data, while comparing the results with the aforementioned conventional modeling approach. The whole framework is applied to the surface water supply of Québec City.

Results demonstrated the viability of the proposed statistical framework compared to the conventional hydroclimatological modeling approach using the semi-distributed hydrological model HYDROTEL. Using 22 CDIs and 42 climate simulations under the greenhouse gas emissions scenario SRES-A2 (Special Report on Emissions Scenarios), results showed that the statistical relationships between CDIs and HDIs were valid under past and future climate conditions for the Bécancour and Yamaska watersheds. For a so-called hydrological summer, the $7dQ_{min}$ and $30dQ_{min}$ were paired with the cumulative difference between rainfall and PET over the past five months and the Effective Drought Index (EDI) computed from the latter difference over eight months, respectively. These CDIs explained 55/53% and 59/55% of the median $7dQ_{min}$ and $30dQ_{min}$ variabilities over past (1971-2000)/ future (2041-2070) climate conditions,

respectively. Furthermore, observed trends in HDIs were attributed to trends in the aforementioned CDIs for at least 70% of the climate scenarios, demonstrating the ability of the proposed framework to indicate whether or not a HDI will increase or decrease without requiring the use of a hydrological model.

The impact of equifinality arising in the calibration of hydrological models, namely HYDROTEL in this study, was assessed for ten southern Québec watersheds of the St. Lawrence River. Although model performance are primarily governed by the objective function used for model calibration, seasonal results suggested parameter uncertainty could be greater than objective function uncertainty for specific seasons or years for three hydrological variables; that is snow water equivalent, actual evapotranspiration, and shallow ground water variations. Thus, parameter uncertainty should be accounted for, particularly in impact assessment studies where the variables of interest are not daily flows, but rather hydrological indices or variables.

For the drinking water supply of Québec City, results demonstrated the viability of both frameworks (*i.e.* from hydrological modeling and CDIs) for assessing summer Q_{2-7} and Q_{10-7} (annual minimum of 7-day low flow with return periods of two and ten years) and ensuing pressure on drinking water resources using climate simulations built for two RCP scenarios (Representative Concentration Pathways) and 16 climate models. The main advantage of the statistical framework resides in the by-passing of the hydrological modeling step. Indeed, this allows for a quick assessment of the sensitivity of a drinking water supply system while limiting the sources of uncertainty associated with hydroclimatological modeling. Furthermore, application of the “simplified” framework would contribute to the early implementation of sustainable management practices and to the advancement of knowledge about low flow generating processes. This could certainly be useful to small municipalities which do not have the capacity to conduct the conventional hydroclimatological modeling approach. The proposed statistical framework can be adapted easily. Indeed, it was designed with the intent of accounting for recent advances in climate research as it was corroborated using both SRES and RCP emissions scenarios. Future work will include the use of hydrological models other than HYDROTEL in order to account for their structural uncertainty. Last, in this thesis, applications were limited to low flows, but the statistical framework could potentially be adapted for assessing future trends in high flows.

Keywords: Watershed, Equifinality, Low flows, 7-day low flow, 30-day low flow, Uncertainty, Indices, Climate model, Hydrological model

TABLES DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	III
SUMMARY	VII
LISTE DES TABLEAUX	XIII
LISTE DES FIGURES	XVII
LISTE DES ANNEXES	XXI
LISTE DES ACRONYMES & ABRÉVIATIONS	XXIII
INTRODUCTION	XXV
PARTIE I : SYNTHÈSE	1
REVUE DE LITTÉRATURE	2
1 HYDROLOGIE DE L'ÉTIAGE ET SA GESTION	2
1.1 <i>Typologie</i>	2
1.2 <i>Impacts et gestion</i>	3
2 ÉTIAGES ET VARIABLES MÉTÉOROLOGIQUES	5
2.1 <i>Étiages et précipitations</i>	5
2.2 <i>Étiages et températures</i>	6
2.3 <i>Indices de sécheresse</i>	7
2.3.1 L'indice de sécheresse de Palmer : PDSI (Palmer, 1965)	8
2.3.2 L'indice de précipitation normalisé : SPI (McKee et al., 1993; 1995)	8
2.3.3 L'indice de sécheresse effectif: EDI (Byun and Wilhite, 1999)	9
3 CHANGEMENTS CLIMATIQUES.....	10
3.1 <i>Scénarios socio-économiques</i>	10
3.2 <i>Modèles du climat et projections futures</i>	11
4 MODÉLISATION HYDROCLIMATIQUE	13
4.1 <i>Incertitudes et équifinalité</i>	13
4.2 <i>Disponibilité future de la ressource en eau</i>	17
PROJET DE RECHERCHE	21
5 PROBLÉMATIQUE & OBJECTIFS DE RECHERCHE.....	21
6 MATÉRIEL & MÉTHODES SCIENTIFIQUES PROPOSÉES.....	25
6.1 <i>Mise en place de la méthode alternative (Obj-1)</i>	25
6.1.1 Données : scénarios climatiques et indicateurs météorologiques	26

6.1.2	Évaluer les indicateurs hydrologiques à partir des indicateurs météorologiques	29
6.2	<i>Impacts de l'équifinalité en modélisation hydrologique (Obj-2)</i>	32
6.2.1	Données météorologiques et hydrométriques	32
6.2.2	Calage/validation et génération des jeux de paramètres équiprobables	33
6.3	<i>Évaluation de la sensibilité de l'approvisionnement en eau de surface durant les étiages (Obj-3)</i>	35
6.3.1	Données : scénarios climatiques et stations hydrométriques	36
6.3.2	Approche classique : Calage/validation et génération des jeux de paramètres équiprobables	37
6.3.3	Approche alternative	38
6.3.4	Évaluation de la sensibilité future face aux étiages	39
SYNTHÈSE DES RÉSULTATS		41
7	MISE EN PLACE DE LA MÉTHODE ALTERNATIVE	41
7.1	<i>Conservation des corrélations</i>	41
7.2	<i>Corrélations partielles et attributions des tendances</i>	43
7.3	<i>Pertinence et robustesse de la méthode</i>	44
8	IMPACTS DE L'ÉQUIFINALITÉ EN MODÉLISATION HYDROLOGIQUE	47
8.1	<i>Équifinalité paramétrique</i>	47
8.2	<i>Incertitudes des processus modélisés</i>	49
8.3	<i>Que recommander?</i>	51
9	ÉVALUATION DE LA SENSIBILITÉ FUTURE DE L'APPROVISIONNEMENT EN EAU DE SURFACE	52
9.1	<i>Modélisation classique hydroclimatique, FO et équifinalité</i>	52
9.2	<i>Sensibilité future selon la méthode classique et alternative</i>	54
9.3	<i>Pertinence et potentiel de la méthode</i>	56
CONCLUSIONS & PERSPECTIVES		59
10	CONCLUSIONS	59
11	PERSPECTIVES DE RECHERCHE	64
PARTIE II : ARTICLES		67
12	ARTICLE I: DEVELOPMENT OF A METHODOLOGY TO ASSESS FUTURE TREND IN LOW FLOWS AT THE WATERSHED SCALE USING SOLELY CLIMATE DATA -	69
	<i>Abstract</i>	71
12.1	<i>Introduction</i>	72
12.2	<i>Materials & Methods</i>	74
12.2.1	Case study	76
12.2.2	Climate simulations	78
12.2.3	Climate data indices – CDIs	80

12.2.4	Hydrological model	82
12.2.5	Assessing HDIs from CDIs	86
12.3	Results.....	89
12.3.1	Hydrological model	89
12.3.2	Assessing HDIs from CDIs	92
12.3.3	HDI trends and their possible drivers – trend detection and partial correlation analysis	99
12.4	Discussion	102
12.4.1	Choice of climate simulations	102
12.4.2	Non stationarity issue	103
12.4.3	Computation of the HDIs.....	105
12.4.4	CDI driving low flows.....	105
12.4.5	Trend detection.....	106
12.4.6	Regulated flows of the Yamaska watershed	107
12.5	Conclusion.....	108
	Acknowledgements.....	109
13	ARTICLE II: EQUIFINALITY AND AUTOMATIC CALIBRATION, WHAT IS THE IMPACT OF HYPOTHETIZING AN OPTIMAL PARAMETER SET ON MODELLED HYDROLOGICAL PROCESSES? -.....	111
	Abstract.....	113
13.1	Introduction	114
13.2	Study area and data.....	117
13.3	Material & Methods	120
13.3.1	Hydrological model	120
13.3.2	Data acquisition	121
13.3.3	Calibration/validation and parameter sets generation	122
13.4	Results.....	125
13.4.1	Parameter equifinality	126
13.4.2	Streamflows	127
13.4.3	Hydrological indices	131
13.4.4	Snow water equivalent	134
13.4.5	Actual evapotranspiration.....	135
13.4.6	Shallow groundwater variations	138
13.5	Discussion	141
13.5.1	Automatic calibration with DDS	141
13.5.2	OF uncertainty.....	143
13.5.3	Parameter uncertainty	144
13.5.4	Parameter equifinality	145
13.6	Conclusion.....	147
	Acknowledgements.....	149

14	ARTICLE III: SURFACE WATER QUANTITY FOR DRINKING WATER DURING LOW FLOWS - SENSITIVITY ASSESSMENT	
	SOLELY FROM CLIMATE DATA -	151
	<i>Abstract</i>	153
14.1	<i>Introduction</i>	153
14.2	<i>Materials & Methods</i>	156
14.2.1	Case study	156
14.2.2	Climate simulations.....	158
14.2.3	Hydroclimatological modeling: conventional approach.....	159
14.2.4	Statistical framework: alternative approach.....	164
14.2.5	Evaluation of source water supply sensitivity to low flows.....	166
14.3	<i>Results</i>	167
14.3.1	Hydrological modeling and behavioral models.....	167
14.3.2	Statistical framework: alternative approach.....	170
14.3.3	Conventional and alternative approaches	172
14.4	<i>Discussion</i>	176
14.4.1	The issue of non-stationarity.....	176
14.4.2	Conventional and alternative approaches	177
14.4.3	Linear regression, how to assess extreme quantiles evolution?	178
14.5	<i>Conclusion</i>	179
	<i>Acknowledgements</i>	181
	RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	183
	ANNEXES	205

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 2.1 :	CORRÉLATIONS OBSERVÉES DANS LA LITTÉRATURE ENTRE LA VARIABLE DE DÉBIT ET DES PLAGES DE TEMPÉRATURES	7
TABLEAU 3.1 :	CORRESPONDANCES ET DESCRIPTIONS DES SCÉNARIOS SRES ET RCP EN TERMES DE FORÇAGES RADIATIFS ET D'ÉMISSIONS DE CO ₂ , ADAPTÉ DE MOSS ET AL. (2010A); IPCC (2014A)	11
TABLEAU 4.1 :	EFFETS OBSERVÉS DU CC ET INCIDENCES POTENTIELLES, EXTRAITS DE BATES ET AL. (2008).....	18
TABLEAU 6.1 :	DESCRIPTION DES 42 SIMULATIONS CLIMATIQUES.....	28
TABLEAU 6.2 :	IM EXTRAITS DE LA LITTÉRATURE POUR LEURS LIENS POTENTIELS AVEC LES DÉBITS	29
TABLEAU 6.3 :	LISTE DES MCG SÉLECTIONNÉS	36
TABLEAU 7.1 :	MÉDIANES DES CORRÉLATIONS PARTIELLES ENTRE LES IM ET LES IH POUR DIFFÉRENTES PÉRIODES (CLIMAT PASSÉ/CLIMAT FUTUR/1971-2070) ET TENDANCES DES INDICATEURS DU BASSIN BÉCANCOUR	44
TABLEAU 8.1 :	TYPE D'INCERTITUDE PRÉVALENT POUR CHACUN DES BV D'ÉTUDE POUR LES VARIABLES ET IH MODÉLISÉS	51
TABLEAU 9.1 :	ÉVOLUTION DE L'INDICE DE PRESSION MÉDIAN DES CLIMATS FUTURS (HORIZON 2030 ET 2060) SELON LE CLIMAT DE LA PÉRIODE DE RÉFÉRENCE (2001-2015)	57
TABLE 12.1:	DESCRIPTION OF THE 42 CLIMATE SIMULATIONS EXTRACTED FROM THE (CQ) ² PROJECT AND GENERATED BY CRCM VERSION 479	
TABLE 12.2:	OVERVIEW OF THE CDI GROUPS USED.....	81
TABLE 12.3:	HYDROTEL KEY PARAMETERS	83
TABLE 12.4:	MODEL PERFORMANCE FOR THE CALIBRATION AND VALIDATION PERIODS.....	90
TABLE 12.5:	PEARSON MEDIAN CORRELATIONS <i>r</i> (PAST TEMPORAL HORIZON/FUTURE TEMPORAL HORIZON) AFTER APPLICATION OF THE METHODOLOGICAL FRAMEWORK USING (A) BÉCANCOUR AS THE REFERENCE WATERSHED AND THEN (B) YAMASKA AS THE REFERENCE WATERSHED	97
TABLE 12.6:	TRENDS DETECTED IN THE HDI AND CDI SERIES FOR THE (A) BÉCANCOUR AND (B) YAMASKA WATERSHEDS FOR THE 10 SCENARIOS BY OURANOS OVER 1971-2070. CDI1 STANDS FOR THE CDI COMPUTED FROM BLENDED DATA, WHILE CDI2 STANDS FOR CDI COMPUTED FROM DROUGHT INDICES. BOLD FIGURES INDICATE SIGNIFICANT TRENDS.	100
TABLE 12.7:	PEARSON MEDIAN PARTIAL CORRELATION COEFFICIENTS <i>r</i> (PAST HORIZON/FUTURE HORIZON/1971-2070) FOR THE BÉCANCOUR AND YAMASKA WATERSHEDS FOR THE CDIS OBTAINED AFTER APPLICATION OF THE METHODOLOGICAL FRAMEWORK FOR THE 10 SCENARIOS BY OURANOS. CDI1 STANDS FOR THE CDI COMPUTED FROM BLENDED DATA, WHILE CDI2 STANDS FOR CDI COMPUTED FROM DROUGHT INDICES.	101
TABLE 13.1:	LAND COVER OF THE TEN STUDIED WATERSHEDS IN SOUTHERN QUÉBEC, CANADA.....	118
TABLE 13.2:	SUMMARY (1982-2002) OF THE CLIMATE CHARACTERISTICS OF THE STUDY WATERSHEDS	119
TABLE 13.3:	SUMMARY (1982-2002) OF THE HYDROLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE STUDY WATERSHEDS	119
TABLE 13.4:	HYDROTEL KEY PARAMETERS	121

TABLE 13.5:	SUMMARY OF THE KGE AND NASH-LOG VALUES FOR THE TEN WATERSHEDS OVER THE CALIBRATION AND VALIDATION PERIODS	130
TABLE 13.6:	MEDIAN OF THE KGE AND NASH-LOG LOSS OF PERFORMANCE (POSITIVE VALUES) BETWEEN THE CALIBRATION AND VALIDATION PERIODS	130
TABLE 13.7:	DOMINANT TYPE OF UNCERTAINTY FOR EACH STUDY WATERSHED FOR THE FIVE MODELLED HYDROLOGICAL VARIABLES	149
TABLE 14.1:	LIST OF THE SELECTED GLOBAL CLIMATE MODELS	158
TABLE 14.2:	HYDROTEL KEY PARAMETERS	160
TABLE 14.3:	OVERVIEW OF THE CDI GROUPS USED	165
TABLE 14.4:	MODEL PERFORMANCES FOR THE CALIBRATION AND VALIDATION PERIODS	169
TABLE 14.5:	PEARSON CORRELATIONS R AND MEDIAN PEARSON CORRELATIONS BETWEEN OBSERVED SUMMER $7_D Q_{MIN}$ AND CDIs COMPUTED FROM OBSERVED AND MODELED METEOROLOGICAL DATA, RESPECTIVELY	171
TABLE 14.6:	MEDIAN PRESSURE INDEX UNDER CURRENT CLIMATE CONDITIONS (REFERENCE PERIOD – 2001-2015) AND CHANGE (%) UNDER FUTURE CLIMATE CONDITIONS (HORIZONS 2030 AND 2060)	175
TABLE A 1:	RANGES AND MEAN VALUES OF THE ANNUAL PRECIPITATION AND THE AVERAGE ANNUAL TEMPERATURE FOR THE CALIBRATION/VALIDATION PERIOD AND THE FUTURE HORIZON	215
TABLE A 2:	PEARSON MEDIAN CORRELATIONS R BETWEEN HDIs AND CDIs, 95% CONFIDENCE INTERVALS (CI), AND 1 ST AND 9 TH DECILES FOR THE BÉCANCOUR WATERSHED, FOR THE SC AND SF SEASONS, AND OVER THE PAST TEMPORAL HORIZON FOR THE 42 CLIMATE SCENARIOS	216
TABLE A 3:	PEARSON MEDIAN CORRELATIONS R BETWEEN HDIs AND CDIs, 95% CONFIDENCE INTERVALS (CI), AND 1 ST AND 9 TH DECILES FOR THE BÉCANCOUR WATERSHED, FOR THE SC AND SF SEASONS, AND OVER THE FUTURE TEMPORAL HORIZON FOR THE 42 CLIMATE SCENARIOS	217
TABLE A 4:	SPEARMAN MEDIAN CORRELATIONS R BETWEEN HDIs AND CDIs, 95% CONFIDENCE INTERVALS (CI), AND 1 ST AND 9 TH DECILES FOR THE BÉCANCOUR WATERSHED, FOR THE SC AND SF SEASONS, AND OVER THE PAST TEMPORAL HORIZON (1971-2000) FOR THE 42 CLIMATE SCENARIOS	218
TABLE A 5:	PEARSON MEDIAN CORRELATIONS R BETWEEN HDIs AND CDIs, 95% CONFIDENCE INTERVALS (CI), AND 1 ST AND 9 TH DECILES FOR THE YAMASKA WATERSHED, FOR THE SC AND SF SEASONS, AND OVER THE PAST TEMPORAL HORIZON FOR THE 42 CLIMATE SCENARIOS	219
TABLE A 6:	PEARSON MEDIAN CORRELATIONS R BETWEEN HDIs AND CDIs, 95% CONFIDENCE INTERVALS (CI), AND 1 ST AND 9 TH DECILES FOR THE YAMASKA WATERSHED, FOR THE SC AND SF SEASONS, AND OVER THE FUTURE TEMPORAL HORIZON FOR THE 42 CLIMATE SCENARIOS	220
TABLE A 7:	SPEARMAN MEDIAN CORRELATIONS R BETWEEN HDIs AND CDIs, 95% CONFIDENCE INTERVALS (CI), AND 1 ST AND 9 TH DECILES FOR THE YAMASKA WATERSHED, FOR THE SC AND SF SEASONS, AND OVER THE PAST TEMPORAL HORIZON (1971-2000) FOR THE 42 CLIMATE SCENARIOS	220

TABLE A 8: MEDIAN PEARSON CORRELATIONS R [PAST HORIZON/FUTURE HORIZON/1971-2070] FOR THE BÉCANCOUR AND YAMASKA WATERSHED, FOR THE SC AND SF SEASONS FOR THE 10 SCENARIOS BY OURANOS.....	221
TABLE A 9: 95% CONFIDENCE INTERVAL OF THE MEDIAN PEARSON PARTIAL CORRELATIONS R FOR THE BÉCANCOUR AND YAMASKA WATERSHED, FOR THE SC AND SF SEASONS FOR THE 10 SCENARIOS BY OURANOS.....	222

LISTE DES FIGURES

FIGURE 6.1 :	SCHÉMA MÉTHODOLOGIQUE DE LA MISE EN PLACE DE LA MÉTHODE ALTERNATIVE	26
FIGURE 6.2 :	LOCALISATION DES BASSINS D'ÉTUDE AU QUÉBEC, CANADA POUR L'OBJECTIF 1.....	27
FIGURE 6.3 :	LOCALISATION DES BV D'ÉTUDE AU QUÉBEC, CANADA. LES POINTS NOIRS REPRÉSENTENT LES STATIONS HYDROMÉTRIQUES ÉLOIGNÉES DES EXUTOIRES DES BASSINS D'ÉTUDE.	32
FIGURE 6.4 :	LOCALISATION DE LA PRISE D'EAU CHÂTEAU D'EAU DANS LE BV DE LA RIVIÈRE SAINT-CHARLES DÉCOMPOSÉ EN SOUS- BASSINS. 35	
FIGURE 6.5:	SCHÉMA DÉTAILLÉ DE LA MISE EN PLACE DE L'APPROCHE ALTERNATIVE	36
FIGURE 7.1 :	MÉDIANES DES CORRÉLATIONS DE PEARSON ET IC À 95% POUR LE BASSIN BÉCANCOUR	42
FIGURE 8.1 :	DIAGRAMME ARAIGNÉE DES 250 JEUX DE 12 PARAMÈTRES DE CALAGE D'HYDROTEL OBTENUS PAR L'ALGORITHME DDS POUR LE BASSIN YAMASKA POUR LA FO KGE.....	48
FIGURE 9.1 :	DIAGRAMME ARAIGNÉE DES 16 JEUX DE 12 PARAMÈTRES DE CALAGE D'HYDROTEL OBTENUS PAR APPLICATION DE LA MÉTHODE DDS-AU POUR LE BV DE LA RIVIÈRE SAINT-CHARLES.	54
FIGURE 9.2 :	ÉVOLUTION DES MÉDIANES DES $7_d Q_{MIN}$ POUR LES MÉTHODES CLASSIQUE (NOIR) ET ALTERNATIVE (CYAN) POUR LES RCP- 4.5 ET -8.5, POUR 16 MCG.	55
FIGURE 9.3 :	ÉVOLUTION DES MÉDIANES DES $7_d Q_{MIN}$ POUR LES MÉTHODES CLASSIQUE (NOIR) ET ALTERNATIVE (CYAN) POUR LES RCP- 4.5 ET -8.5, POUR 16 MCG.	56
FIGURE 11.1:	DESCRIPTION SCHÉMATIQUE DE LA PROBLÉMATIQUE D'ALIMENTATION EN EAU POTABLE	66
FIGURE 12.1:	DETAILED SCHEMATIC OF THE METHODOLOGICAL FRAMEWORK AND MAPPING OF THE SECTIONS OF THIS PAPER. WHITE BOXES STAND FOR THE COMPUTING OF CLIMATE SCENARIOS; GREY BOXES REFER TO THE MATERIAL AND METHODS SECTION; AND THE BLACK BOXES REFER TO THE RESULTS SECTION.	75
FIGURE 12.2:	LOCATION OF THE TWO STUDY WATERSHEDS IN: (A) THE PROVINCE OF QUÉBEC AND (B) THE ST. LAWRENCE RIVER LOWLANDS	76
FIGURE 12.3:	(A) BÉCANCOUR AND (B) YAMASKA PARAMETRIZATION REGIONS AND HYDROLOGICAL STATIONS USED FOR THE CALIBRATION AND VALIDATION OF HYDROTEL. RED, GREEN, AND BLUE COLORS STAND FOR UPSTREAM, MEDIAN, AND DOWNSTREAM SUBWATERSHEDS, RESPECTIVELY. # INDICATES THE GAUGING STATIONS REFERENCE NUMBER. TR- INDICATES THE RIVER SEGMENTS NUMBER.	85
FIGURE 12.4:	BOXPLOTS OF THE HDIS COMPUTED FROM THE MODELING OF THE 42 CLIMATE SCENARIOS FOR THE BÉCANCOUR WATERSHED: (A) SC SEASON $7_d Q_{MIN}$; (B) SC SEASON $30_d Q_{MIN}$; (C) SF SEASON $7_d Q_{MIN}$; AND (D) SF SEASON $30_d Q_{MIN}$. BLUE AND RED DOTS STAND FOR THE HDIS COMPUTED DURING THE CALIBRATION/VALIDATION PROCESS FROM THE OBSERVED AND MODELED FLOWS, RESPECTIVELY.	91
FIGURE 12.5:	BOXPLOTS OF THE HDIS COMPUTED FROM THE MODELING OF THE 10 OURANOS CLIMATE SCENARIOS FOR THE YAMASKA WATERSHED: (A) SC SEASON $7_d Q_{MIN}$; (B) SC SEASON $30_d Q_{MIN}$; (C) SF SEASON $7_d Q_{MIN}$; AND (D) SF SEASON $30_d Q_{MIN}$. BLUE AND RED	

DOTS STAND FOR THE HDIs COMPUTED DURING THE CALIBRATION/VALIDATION PROCESS FROM THE OBSERVED AND MODELED FLOWS, RESPECTIVELY.92

FIGURE 12.6: PEARSON MEDIAN CORRELATIONS R [95% CONFIDENCE INTERVAL CI] FOR THE BÉCANCOUR WATERSHED, FOR THE SC (BLUE) AND SF (GREEN) SEASONS, FOR THE $7dQ_{MIN}$ (SOLID TRIANGLES) AND $30dQ_{MIN}$ (HOLLOW TRIANGLES), AND FOR THE PAST (LEFT SIDE) AND FUTURE (RIGHT SIDE) TEMPORAL HORIZONS. THE 95% CI WAS COMPUTED THROUGH MONTE CARLO RESAMPLING OF THE 42 CLIMATE SCENARIOS. THE RED DOTTED LINE STANDS FOR WILCOXON TESTS THAT REJECTED THE NULL HYPOTHESIS (MEDIAN CORRELATIONS ARE EQUAL BETWEEN PAST AND FUTURE HORIZONS) AT THE 5% SIGNIFICANCE LEVEL.94

FIGURE 13.1: LOCATION OF THE STUDY WATERSHEDS IN QUÉBEC, CANADA, AND AROUND THE ST. LAWRENCE RIVER118

FIGURE 13.2: RELATIONSHIP BETWEEN MEAN ANNUAL AND SEASONAL TEMPERATURES AND PRECIPITATIONS FOR THE CALIBRATION AND VALIDATION PERIODS125

FIGURE 13.3: RADAR PLOTS OF THE TWELVE PARAMETERS USED IN THE AUTOMATIC CALIBRATION OF HYDROTEL FOR EACH STUDY WATERSHED. PARAMETER A IS PART OF THE INTERPOLATION COEFFICIENTS, PARAMETERS B THROUGH G RELATE TO THE SNOW MODEL, AND PARAMETERS H THROUGH L RELATE TO THE SOIL GROUP OF PARAMETERS. THE DARK BLUE DIAGRAMS REFER TO THE KGE OF WHILE THE LIGHT BLUE DIAGRAMS REFER TO THE NASH-LOG OF.127

FIGURE 13.4: DISTRIBUTION OF THE OF VALUES FOR THE CHAMOUCOUANE WATERSHED: (A) KGE CALIBRATION PERIOD; (B) KGE VALIDATION PERIOD; (C) NASH-LOG CALIBRATION PERIOD; (D) NASH-LOG VALIDATION PERIOD.....129

FIGURE 13.5: STREAMFLOW UNCERTAINTY ENVELOPES FOR THE ROUGE WATERSHED: (A) CALIBRATION (9-YEAR MEAN) AND (B) VALIDATION PERIODS (8-YEAR MEAN). THE BLACK AND GREEN ENVELOPES STAND FOR SIMULATED FLOWS UNDER THE KGE AND NASH-LOG OFs, RESPECTIVELY, WHILE THE BLUE LINE DEPICTS THE OBSERVED VALUES.131

FIGURE 13.6: BOXPLOTS OF THE SEASONAL HYDROLOGICAL INDICES FOR THE CHAMOUCOUANE WATERSHED FOR THE CALIBRATION (1) AND VALIDATION (2) PERIODS: (AS1) AND (AS2) DISPLAY THE DISTRIBUTION OF THE MAXIMUM SUMMER PEAKFLOWS; (AW1) AND (AW2) THE DISTRIBUTION OF MAXIMUM WINTER PEAKFLOWS; (BS1) AND (BS2) THE DISTRIBUTION OF SUMMER-7-DAY MINIMUM FLOWS; AND (BW1) AND (BW2) THE DISTRIBUTION OF WINTER-7-DAY MINIMUM FLOWS. THE BLACK AND GREEN BOXPLOTS ILLUSTRATE THE DISTRIBUTION OF SIMULATED FLOWS UNDER THE KGE AND NASH-LOG OFs, RESPECTIVELY, WHILE THE BLUE DOTS DEPICT THE OBSERVED VALUES.133

FIGURE 13.7: SWE UNCERTAINTY ENVELOPES FOR THE YAMASKA WATERSHED: (A) CALIBRATION (9-YEAR MEAN) AND (B) VALIDATION PERIODS (8-YEAR MEAN). THE BLACK AND GREEN ENVELOPES ILLUSTRATE THE DISTRIBUTION OF SIMULATED FLOWS UNDER THE KGE AND NASH-LOG OFs. THE LINE INDICATES THE PERIOD OF OVERLAPPING BETWEEN THE UNCERTAINTY ENVELOPES.135

FIGURE 13.8: SEASONAL AET FOR THE BÉCANCOUR WATERSHED: (A) SUMMER CALIBRATION; (B) SUMMER VALIDATION; (C) WINTER CALIBRATION AND (D) WINTER VALIDATION. THE BLACK AND GREEN BOXPLOTS STAND FOR SIMULATED AET DISTRIBUTIONS UNDER THE KGE AND NASH-LOG OFs, RESPECTIVELY. THE OUTLIERS ARE REPRESENTED BY RED CROSSES. THE SUPERSCRIPTS W AND D ON THE X-AXIS STAND FOR THE WETTEST AND DRIEST YEARS OF EACH SIMULATION PERIOD, RESPECTIVELY.138

FIGURE 13.9: SHALLOW GROUNDWATER CONTENT UNCERTAINTY ENVELOPES FOR THE DU LOUP WATERSHED: (A) CALIBRATION (9-YEAR MEAN) AND (B) VALIDATION PERIODS (8-YEAR MEAN). THE BLACK AND GREEN ENVELOPES ILLUSTRATE THE DISTRIBUTION OF SIMULATED FLOWS UNDER THE KGE AND NASH-LOG OFs, RESPECTIVELY.141

FIGURE 13.10: RADAR PLOTS OF THE TWELVE PARAMETERS USED IN THE AUTOMATIC CALIBRATION OF HYDROTEL FOR EACH STUDY WATERSHED. PARAMETER A IS PART OF THE INTERPOLATION COEFFICIENTS, PARAMETERS B THROUGH G RELATE TO THE SNOW MODEL, AND PARAMETERS H THROUGH L RELATE TO THE SOIL GROUP OF PARAMETERS. FIGURE (A) REFERS TO THE KGE OF; AND (B) TO THE NASH-LOG OF. THE DARK AND LIGHT BLUE DATA REFER TO THE FIRST OPTIMIZATION TRIAL OF FIGURE 13.3, BLACK DATA TO THE SECOND OPTIMIZATION TRIAL.	146
FIGURE 14.1: LOCATION AND LANDCOVER (RAIMBAULT ET AL., 2016) OF THE STUDY WATERSHED IN THE PROVINCE OF QUÉBEC	157
FIGURE 14.2: SAINT-CHARLES WATERSHED. GREEN, BLUE, YELLOW AND RED ILLUSTRATE THE NELSON, DES HURONS, JAUNE AND SAINT-CHARLES MODELED SUBWATERSHEDS, RESPECTIVELY.....	161
FIGURE 14.3: DETAILED SCHEMATIC OF THE STATISTICAL FRAMEWORK, ADAPTED FROM FOULON ET AL. (2018)	164
FIGURE 14.4: RADAR PLOT OF THE TWELVE PARAMETERS USED IN THE AUTOMATIC CALIBRATION OF HYDROTEL FOR THE SAINT-CHARLES RIVER WATERSHED. PARAMETER A IS PART OF THE INTERPOLATION COEFFICIENTS, PARAMETERS B THROUGH G RELATE TO THE SNOW MODEL, AND PARAMETERS H THROUGH L RELATE TO THE SOIL PARAMETERS.	168
FIGURE 14.5: BOXPLOT OF THE HDIS COMPUTED USING 16 SETS OF PARAMETER VALUES FOR THE SAINT-CHARLES RIVER WATERSHED DURING THE CALIBRATION/VALIDATION PERIOD. BLUE DOTS STAND FOR THE HDI COMPUTED FROM OBSERVED DATA WHILE TRIANGLES REPRESENT THE ERROR ASSOCIATED WITH OBSERVED VALUES.	170
FIGURE 14.6: LINEAR REGRESSION BETWEEN THE OBSERVED $7_d Q_{MIN}$ AND THE CUMULATIVE R-PET OVER 2 MONTHS. TRIANGLES REPRESENT THE ERROR ASSOCIATED WITH OBSERVED VALUES. CONFIDENCE BOUNDS ARE PRESENTED AT 95%.....	172
FIGURE 14.7: BOXPLOTS OF THE $7_d Q_{MIN}$ COMPUTED FOR THE REFERENCE PERIOD (2001-2015), AND TWO FUTURE PERIODS (2016-2045 AND 2046-2075) FROM OBSERVED FLOW DATA (PINK), THE CONVENTIONAL APPROACH (BLACK), AND THE ALTERNATIVE APPROACH (CYAN) FOR RCP-4.5 AND RCP-8.5.....	173
FIGURE 14.8: MEDIAN FUTURE $7_d Q_{MIN}$ ASSESSED USING THE CONVENTIONAL (BLACK) AND ALTERNATIVE (CYAN) APPROACHES FOR RCP-4.5 AND RCP-8.5.....	174
FIGURE A 1: DISTRIBUTION OF THE DATES AND MAGNITUDES OF THE SF SEASON 7-DAY LOW FLOWS ($7_d Q_{MIN}$) FOR THE ACU SCENARIO, THE BÉCANCOUR WATERSHED, SWE=10 MM, NUMBER OF DAYS $D \in [4;10]$; (A) THROUGH (H).....	209
FIGURE A 2: MAXIMUM PEARSON CORRELATION R FOR VARIOUS TIME CONDITIONS AND SWE, FOR THE BÉCANCOUR WATERSHED, THE ACU SCENARIO AND THE SF SEASON.	210
FIGURE A 3: BOXPLOT OF THE PEARSON CORRELATIONS R FOR THE FIVE BEST COUPLINGS OF HYDROLOGICAL-CLIMATE DATA INDICES FOR THE BÉCANCOUR WATERSHED, THE ACU SCENARIO AND THE SF SEASON BETWEEN 1961 AND 2100	211
FIGURE A 4: RAINFALL EVOLUTION BETWEEN PAST H1 (1971-2000) AND FUTURE H3 (2041-2070) HORIZONS FOR THE TWO HYDROLOGICAL SEASONS AND THE BÉCANCOUR WATERSHED: (A) SC SEASON AND (B) SF SEASON.....	212
FIGURE A 5: WARM SEASON EVOLUTION BETWEEN PAST H1 (1971-2000) AND FUTURE H3 (2041-2070) HORIZONS FOR THE TWO HYDROLOGICAL SEASONS AND THE BÉCANCOUR WATERSHED: (A) SC SEASON AND (B) SF SEASON.....	212
FIGURE A 6: DISPERSION OF CLIMATE SCENARIOS BETWEEN PAST (1971-2000) AND FUTURE (2041-2070) HORIZONS FOR THE TWO HYDROLOGICAL SEASONS AND ON AN ANNUAL BASIS FOR THE BÉCANCOUR WATERSHED: (A) SC SEASON, (B) SF SEASON, AND (C) ANNUAL	214

FIGURE A 7: DISPERSION OF CLIMATE MODELS BETWEEN REFERENCE (1986-2015) AND FUTURE HORIZONS (2016-2045 AND 2046-2075) FOR THE SAINT-CHARLES WATERSHED FOR THE SUMMER HYDROLOGICAL SEASON FOR TWO RCPs. CIRCLES STAND FOR RCP-4.5 (A AND B); TRIANGLES STAND FOR RCP-8.5 (C AND D).223

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE I. MATÉRIEL SUPPLÉMENTAIRE ASSOCIÉ À L'ARTICLE I : DEVELOPMENT OF A METHODOLOGY TO ASSESS FUTURE TREND IN LOW FLOWS AT THE WATERSHED SCALE USING SOLELY CLIMATE DATA	207
ANNEXE II. MATÉRIEL SUPPLÉMENTAIRE ASSOCIÉ À L'ARTICLE III : SURFACE WATER QUANTITY FOR DRINKING WATER DURING LOW FLOWS - SENSITIVITY ASSESSMENT SOLELY FROM CLIMATE DATA.....	223

LISTE DES ACRONYMES & ABRÉVIATIONS

BV	Bassin versant
CC	Changement climatique
CCME	Conseil canadien des ministres de l'environnement
CES	Contenu en eau du sol superficiel
CMIP3	<i>Coupled model intercomparison project phase 3</i>
DCE	Directive cadre sur l'eau
DDS	<i>Dynamically dimensioned search</i>
DDS-AU	<i>Dynamically dimensioned search – Approximation of uncertainty</i>
DOE	Débit d'objectif d'étiage
EDI	<i>Effective drought index</i>
EEN	Équivalent en eau de la neige
EP	<i>Effective precipitation</i>
ETP	Évapotranspiration potentielle
ETR	Évapotranspiration réelle
FO	Fonction objectif
GES	Gaz à effet de serre
GIEC	Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
IC	Intervalle de confiance
IH	Indicateur hydrologique
IM	Indicateur météorologique
IP	Indice de pression
KGE	<i>Kling Gupta efficiency</i>
MCG	Modèle climatique global
MDDELCC	Ministère du développement durable, de l'environnement et de la lutte contre les changements climatiques
MRC	Modèle régional du climat

MRCC	Modèle régional canadien du climat
NARCCAP	<i>North American regional climate change assessment program</i>
PDSI	<i>Palmer Drought Severity Index</i>
PGE	Plan de gestion d'étéage
RCP	<i>Representative concentration pathways</i>
SDAGE	Schémas directeurs d'aménagement et de gestion des eaux
SPI	<i>Standardized precipitation index</i>
SRES	<i>Special report on emissions scenarios</i>

INTRODUCTION

Les réserves mondiales d'eau douce ne représentent que 3% de l'eau disponible sur Terre. Avec une population globale estimée à près de 7,6 milliards le 20 octobre 2017 (United States Census Bureau, 2017) il devrait mathématiquement y avoir suffisamment d'eau potable pour tout le monde. En effet, 1700 m³ d'eau douce par personne et par an (World Water Assessment Programme, 2012) seraient suffisants pour couvrir l'intégralité des besoins (domestiques, industriels et agricoles), soit un besoin global ne représentant qu'à peine 14% de l'eau contenue dans les lacs et les rivières (ressource renouvelable) ou 0,12% de l'eau douce souterraine (Igor, 1993). Pourtant, d'ici 2025, l'UNESCO (World Water Assessment Programme, 2012) estime que 2/3 de la population souffrira de stress hydrique modéré (accès à 1000 à 1700 m³/an) et que 1,8 milliard de personnes vivront sous le seuil de rareté absolue (500 m³/an).

Cette situation, aussi bien due à la gestion humaine de la ressource qu'à sa répartition inégale, crée, aujourd'hui déjà, des tensions voire des conflits internationaux, nationaux, régionaux et même locaux. Les guerres de l'eau ne sont pas encore d'actualité mais quelle que soit l'échelle et l'ampleur des tensions qui existent, la mise en œuvre d'une gestion intégrée de l'eau à l'échelle des bassins versants semble être une solution prometteuse (Bates et al., 2008). En quelques mots, un bassin versant désigne l'ensemble du territoire (superficiel et souterrain) drainé par un cours d'eau et ses affluents tandis que la gestion intégrée désigne la prise en compte de l'intégralité des usages (agricoles, industriels, récréatifs, municipaux et environnementaux). C'est donc, naturellement, l'unité géo-hydrographique « bassin versant » qui va permettre l'atténuation et/ou la résolution des conflits d'usages de l'eau.

Ce contexte a conduit à la mise en place de cadres législatifs de protection et de gestion de la ressource en eau à l'échelle des bassins versants à travers le monde et plus particulièrement du côté des pays du Nord économique qui, contrairement aux *a priori*, ne sont pas épargnés par les conflits d'usage. En Europe, la Directive Cadre sur l'Eau (DCE) parue le 23 octobre 2000 a permis de donner une cohérence communautaire aux différentes lois déjà existantes (Journal Officiel des Communautés Européennes, 2000; Eau France, 2014). Elle fixe ainsi des objectifs

quant à la préservation et à la restauration des eaux superficielles et souterraines. Depuis 1972, les Américains n'ont cessé d'amender le *Clean Water Act* et le *Safe Drinking Water Act* de 1974 (EPA, 2004) pour finalement aboutir, en 1996, à la phase de protection des sources d'eau potable telle qu'on la connaît aujourd'hui. Par ailleurs, depuis l'accident de contamination de l'eau potable par *E.coli* à Walkerton, Ontario, en mai 2000, qui a causé sept morts et quelques milliers de blessés (Essex Region Source Protection Area, 2012), le Conseil Canadien des Ministres de l'Environnement (CCME) prône la mise en place d'une approche à barrières multiples (CCME, 2002) pour prévenir la contamination de l'eau potable consommée par la population. Cette approche consiste à mettre en place un suivi de la qualité de l'eau au sein du bassin versant et au sein de l'usine de traitement, à protéger les systèmes d'approvisionnement et à former les gestionnaires de l'eau. Ainsi, si une barrière faillit momentanément, une autre assumera son rôle de protection. Depuis lors, les Ontariens ont renforcé la protection de leurs sources d'eau potable par deux lois : la Loi sur la salubrité de l'eau potable en 2002 et la Loi sur l'eau saine en 2006. Le Québec, lui, est en retard. La Stratégie de protection et de conservation des sources destinées à l'approvisionnement en eau potable du Québec s'inscrit dans la continuité de l'arsenal législatif déployé depuis 2001, c'est-à-dire l'adoption : (1) du Règlement sur la qualité de l'eau potable (2001) ; (2) de la Loi sur le développement durable (2006) ; et (3) de la Loi affirmant le caractère collectif des ressources en eau (2009). Cependant, depuis la clôture de la consultation publique en juin 2012 (Gouvernement du Québec, 2012), seul le Règlement sur le prélèvement des eaux et leur protection a été édicté en 2014 (Québec, 2014) puis en 2015 pour donner la responsabilité de l'analyse de vulnérabilité des sources d'eau aux municipalités. Elles devront fournir, d'ici le 1^{er} avril 2021, des études de vulnérabilité de leurs sources d'eau potable.

Ces stratégies ont toutes des objectifs communs alliant l'évaluation, le suivi ainsi que l'amélioration éventuelle de l'état des masses d'eau (quantitatif et qualitatif). Le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) affirme d'ailleurs que la progression des sécheresses est probable et qu'elle entrainerait, pour le XXI^e siècle, un risque accru de pénurie d'aliments et d'eau, de malnutrition et de maladies d'origines hydrique et alimentaire (Bates et al., 2008). Dans un contexte où les usages de l'eau avec prélèvement et

les usages sur place constituent des enjeux socio-économiques majeurs, où le changement et la variabilité des conditions climatiques modifient les paramètres biochimiques de l'eau, où les modélisations hydroclimatiques indiquent une baisse très probable des débits d'étiage et où l'augmentation de la pression anthropique (due à l'augmentation de la population) provoque une diminution relative de la disponibilité en eau, il est primordial de s'interroger sur les conséquences du processus de réchauffement.

Le projet de thèse dont il est question dans ce manuscrit s'inscrit dans ce contexte, à l'interface entre enjeux de développement économique des sociétés, de respect du droit à l'eau reconnu comme droit fondamental par l'Assemblée Générale des Nations Unies (2010) et dans un contexte de changements climatiques (CC) qui vient modifier la manière dont les ressources environnementales doivent être gérées pour le bien de tous. Cette thèse s'attaque ainsi à la problématique de l'impact des CC sur la disponibilité de la ressource en eau potable de surface pendant les périodes de plus faible disponibilité.

Ce manuscrit étant une thèse présentée sous formes d'articles, il s'articule autour de deux parties bien distinctes. La première dresse une synthèse du projet de recherche. Elle comprend (i) une revue de littérature, exposant les concepts fondamentaux sur lesquels repose l'approche scientifique proposée; (ii) une description du projet de recherche, précisant la problématique ainsi que les objectifs de recherche de la thèse; (iii) une synthèse des résultats, explicitant les retombées majeures des travaux de recherche et (iv) une conclusion, proposant un bilan général ainsi que les perspectives de recherche identifiées lors de ce projet doctoral. La deuxième partie présente les articles publiés ou soumis dans des revues avec comité de lecture. Elle comprend les points méthodologiques détaillés et l'ensemble des résultats issus de ce projet de recherche.

**Prédiction de l'état futur de l'approvisionnement en eau potable de surface:
Mise au point d'une méthode d'évaluation des débits d'étiage
à partir de données climatiques**

PARTIE I : SYNTHÈSE

REVUE DE LITTÉRATURE

1 HYDROLOGIE DE L'ÉTIAGE ET SA GESTION

L'étiage peut être défini comme le « niveau annuel le plus bas atteint par un cours d'eau en un point donné » (Roche, 1986), il est généralement caractérisé par le débit minimal annuel ou les minima des débits moyens sur 7 et 30 jours ($_{7j}Q_{\min}$ et $_{30j}Q_{\min}$). Cette section décrit la typologie des sécheresses et détaille les répercussions environnementales et relatives aux usages associées à leur occurrence.

1.1 Typologie

L'étiage est l'une des manifestations du phénomène de sécheresse que Landsberg (1982) considérait comme un déficit pluviométrique sur une période relativement longue, résultant en un manque d'eau pour une activité, un groupe de personnes ou un secteur environnemental. Cette sécheresse est ensuite classée en quatre catégories par Wilhite and Glantz (1985): (i) sécheresse météorologique, (ii) agricole, (iii) hydrologique et (iv) socio-économique. Cette classification est toujours usitée (Liu et al., 2012) et permet de distinguer une déviation des normales saisonnières induisant un assèchement de surface (i), d'une situation où la teneur en eau du sol n'est plus suffisante pour subvenir au besoin des plantes (ii). On notera que ce deuxième type de sécheresse peut avoir lieu même si les précipitations sont normales à cause des conditions du sol par exemple, ou des techniques agricoles utilisées, ou même d'un choix de culture inadéquat (comme le maïs ou le riz, très grands consommateurs d'eau). La sécheresse hydrologique, quant à elle, est reliée aux débits des rivières, au niveau des réservoirs et des lacs dans un bassin versant donné (iii), elle est très souvent initiée par un manque de précipitations et persiste après que la sécheresse météorologique soit terminée. Enfin, la sécheresse socio-économique est différente des autres puisqu'elle permet de déterminer si toutes les demandes en eau peuvent être satisfaites avec l'offre disponible (iv).

1.2 Impacts et gestion

L'effet le plus direct d'un étiage, comme sa définition le laissait supposer, est une baisse drastique du débit le long du cours d'eau. Cette baisse s'associe à une modification de la qualité de l'eau et bien souvent à une perturbation des usages même récréatifs. Les sections à faible profondeur vont rapidement se réchauffer sous l'effet combiné de la température extérieure et du rayonnement solaire. Les sections habituellement turbulentes seront moins oxygénées, créant même un déficit pour les couches inférieures. La diminution du débit va entraîner une augmentation artificielle des concentrations en éléments chimiques dissous et risque donc de provoquer la mort de certaines espèces ou populations. Ainsi, sur la rivière des Mille Îles au Québec, les débits d'étiage de 13,5 m³/s en 2001 et 11,4 m³/s en 2010 ont justifié l'excavation de la rivière en amont du barrage du Grand-Moulin pour assurer un débit minimal de 25 à 30 m³/s et empêcher les concentrations d'azote ammoniacal de dépasser les normes établies (COBAMIL, 2012). Que ce soit dans les régions généralement bien approvisionnées en eau de pluie comme la Wallonie en Belgique (CRDG, 2011) ou dans les régions plus arides comme le district d'Orissa en Inde (Pandey et al., 2008), des restrictions d'usage plus ou moins importantes sont mises en place en fonction de la sévérité de l'étiage (quantitatif) ou des conséquences constatées sur la dégradation de la qualité de l'eau destinée à l'alimentation en eau potable (qualitatif). L'utilisation de l'eau à des fins industrielles est contrôlée et limitée, les prélèvements pour la production d'électricité sont plafonnés et les tirants d'eau sont revus à la baisse. Enfin, pour ne pas perturber la faune et la flore, les usages récréatifs comme le kayak ou la baignade peuvent être interdits.

Pour être efficace, la gestion des étiages doit être intégrée, planifiée et les restrictions proportionnées à la gravité de la situation. Ainsi en Europe, la Directive Cadre sur l'Eau (Parlement Européen, 2000) visait à obtenir en 2015 un bon état chimique et écologique des eaux de surface. Elle a reconnu les « sécheresses prolongées » comme un phénomène de force majeure pouvant justifier une dégradation temporaire de l'état des masses d'eau non imputable à l'État membre (Chatry et al., 2009). Cette directive a ainsi mis l'accent sur les étiages et a entraîné une amélioration de leur gestion. De ce fait, la surveillance des cours

d'eau, en particulier à l'étiage, est devenue impérative. Les schémas directeurs d'aménagement et de gestion des eaux (SDAGE) exigent la définition de débits d'objectifs d'étiage (DOE), débits minima qui devraient être garantis en tout temps (Onema, 2010). De plus, on voit la mise en place de Plans de Gestion d'Étiage (PGE) dans les différents bassins. Ces plans visent l'équilibre entre ressources et prélèvements et favorisent la mise en place de systèmes économes en eau (CG Tarn, 2009; DREAL Midi-Pyrénées, 2013).

Aux États-Unis, les *Water Quality Standards* permettent aux états de déterminer quelles masses d'eau nécessitent d'être protégées ou restaurées en priorité et aident à déterminer la sévérité des politiques de réduction de polluants et des programmes d'atténuation à mettre en place en fonction des potentiels d'usages de ces masses d'eau (Laurion et al., 2009; EPA, 2012). Ainsi, ils fixent le cap à tenir pour la restauration et la protection des bassins versants sur le long terme. Le Clean Water Act de 1972 a introduit la notion de *Total Maximum Daily Load* (TMDL). Cette notion fait partie de programmes de dépollution et leur mise en place est obligatoire depuis octobre 2011 (California Environmental Protection Agency, 2012). Ces TMDLs représentent « la quantité totale de polluants de source ponctuelle, diffuse ou naturelle qui peut être admise dans un cours d'eau sans causer de perte d'usage » (Gariépy et al., 2006). Leurs estimations pour les pollutions ponctuelles se basent principalement sur des conditions d'étiage couplées à des charges rejetées maximales (Minnesota Pollution Control Agency, 2006).

Les exemples de l'Europe et des États-Unis ci-dessus montrent l'utilisation qui est faite des données de débits. Une telle utilisation suppose l'existence de réseaux de mesure documentant l'évolution des débits, et plus particulièrement des débits d'étiage, à travers les différents bassins versants. C'est ainsi qu'au Québec, le Centre d'Expertise Hydrique du Québec (CEHQ) exploite un réseau d'environ 230 stations hydrométriques dont plus de 205 transmettent leurs données en continu (CEHQ, 2012a). Ce réseau permet à toute personne, citoyen ou organisme de suivre l'évolution des plans d'eau instrumentalisés. De plus, une étude a permis le calcul et la cartographie des débits d'étiage aux différentes stations (CEHQ, 2011). Ils ont été calculés pour deux périodes, soit annuelle (1^{er} janvier au 31 décembre) et estivale (1^{er} juin au 31 octobre, eau libre), et pour trois variables d'étiage, soit sur une plage de sept jours consécutifs de période de retour deux et dix ans ($Q_{2,7}$ et $Q_{10,7}$) et sur une plage de 30 jours consécutifs de

période de retour cinq ans ($Q_{5,30}$). Ces données viennent compléter la « Politique des débits réservés écologiques pour la protection du poisson et de ses habitats » adoptée par le gouvernement du Québec en 1999. Cette politique doit permettre le respect des DOE et limiter les prélèvements en eau afin de protéger la biodiversité des systèmes aquatiques.

Dans le cadre de la thèse, il est principalement question des sécheresses hydrologiques et de l'impact des étiages sur la disponibilité de la ressource en eau de surface pour l'alimentation en eau potable. Toutefois, étant donné l'approche de gestion intégrée imposant la prise en compte des autres usages de l'eau sur le bassin versant, il est nécessaire de garder à l'esprit les restrictions et contraintes que cela entraîne.

2 ÉTIAGES ET VARIABLES MÉTÉOROLOGIQUES

Étant donné les impacts environnementaux et relatifs aux usages (voir section 1) des étiages, il est primordial d'en comprendre les causes et mécanismes générateurs. De manière générale, un étiage est à l'origine provoqué par des réserves souterraines trop basses (pendant la saison sèche ou pendant l'hiver si les précipitations tombent sous forme de neige) ou par un déficit de précipitations (sécheresse météorologique) et/ou une évapotranspiration plus élevée que la normale, en été notamment (Waylen and Woo, 1987). Dans la littérature, l'influence prépondérante des précipitations comme des températures dans la génération des étiages fait consensus même si une typologie des étiages n'est pas adoptée (Van Loon and Van Lanen, 2012). Cette influence est presque unanimement mesurée par la corrélation linéaire de Pearson.

2.1 Étiages et précipitations

En Chine, entre 1956 et 2004, dans le bassin du lac Poyang, l'augmentation des débits d'étiage est reliée à l'augmentation des moyennes annuelles de précipitations (Tian et al., 2011). Respectivement dans le New-Hampshire (Nouvelle Angleterre) et en Mayenne (France), Hodgkins et al. (2005) et de Wit et al. (2007) ont montré que la variation de l'étiage estival et du débit moyen estival (6 mois) est expliquée à environ 50% (corrélation de 0,7) par la

précipitation de juillet-août et la déviation des précipitations estivales par rapport à la moyenne. Au Québec, Assani et al. (2011) relient une augmentation des débits d'étiage d'hiver et d'été (à 7 jours) à l'augmentation des précipitations estivales et printanières dans le sud-est du bassin du Saint-Laurent. La diminution de l'étiage estival dans le sud-ouest du bassin du Saint-Laurent est, quant à elle, reliée à une augmentation de l'évapotranspiration dans le sud-ouest. Enfin, à l'échelle mensuelle, Ge et al. (2012), tout comme Yang et al. (2002), rapportent des corrélations importantes entre les précipitations d'un mois donné et le débit du mois suivant.

Les relations découvertes permettent de définir des seuils d'alerte et d'établir des hypothèses quant à l'évolution future des étiages. Par exemple, Lang Delus et al. (2006) proposent la mise en place d'un indicateur basé sur le cumul de pluie de janvier à juin : seuil de précipitations pour l'annonce et la gestion des étiages sévères. Cet indice utilise l'augmentation concomitante des cumuls de pluie et de la fréquence de débit mensuel d'étiage. Les étiages les plus sévères sont alors indiqués par un cumul des pluies de janvier à juin particulièrement faible (fréquence au non dépassement inférieure ou égale à 0,3). Sur la rivière Cent Fonts en France, les étiages remarquables (inférieurs au DOE) ne seront observés que si l'indice de recharge annuel est inférieur à 340 millimètres (Fénart, 2011).

2.2 Étiages et températures

Globalement, l'effet des températures sur les étiages semble plus mince que celui des précipitations. de Wit et al. (2007), Ge et al. (2012), Hodgkins et al. (2005) et Yang et al. (2002) concluent tous à une corrélation faible, mais tout de même significative, entre un débit de la période estivale et une plage de températures comme le montre le Tableau 2.1.

Tableau 2.1 : Corrélations observées dans la littérature entre la variable de débit et des plages de températures

Variable débit	Variable température	Corrélation (R)	p-value	Rivière	Source
Débit estival (mai - octobre)	Température estivale (mai - octobre)	-0,34	<0,001	Meuse, Europe	(de Wit et al., 2007)
Étiage estival journalier	Température estivale (mai - octobre)	-0,37	0,0017	Nouvelle Angleterre, USA	(Hodgkins et al., 2005)
Étiage estival journalier	Température de juillet	-0,32	0,0082	Nouvelle Angleterre, USA	(Hodgkins et al., 2005)
Débit de mai	Température d'avril	0,45		Yukon, Canada et Alaska	(Ge et al., 2012)
Débit de juin	Température de mai	-0,4		Yukon, Canada et Alaska	(Ge et al., 2012)
Débit de mai	Température de mai	0,45		Lena, Sibérie	(Yang et al., 2002)
Débit de juin	Température de mai	-0,36		Lena, Sibérie	(Yang et al., 2002)

Il est probable qu'une température printanière suffisamment élevée provoque une fonte de la neige rapide, augmentant d'autant les débits printaniers (corrélation positive) qu'elle réduit les débits estivaux (corrélation négative). Cela expliquerait les corrélations positives ou négatives observées dans les différentes études (sur des bassins à régime nival ou pluvio-nival) tout en compliquant l'influence de la température sur les étiages. On note également qu'en Norvège, sur une zone non instrumentée, la température du mois de juillet permet de déterminer si un bassin versant (BV) est à étiage dominant en été ou en hiver selon qu'elle excède 10,4°C ou non (Engeland and Hisdal, 2009). Dans un cas, l'évapotranspiration potentielle (ETP) prévaut et l'étiage a lieu en été, dans l'autre, les précipitations hivernales sont plutôt stockées sous forme solide et l'étiage a lieu en hiver. Cet aspect illustre la différence des mécanismes générateurs des étiages saisonniers et incite, dans le cadre de cette thèse, à considérer les étiages estivaux distinctement des étiages hivernaux.

2.3 Indices de sécheresse

Les indices de sécheresse sont des outils utilisés principalement en relation avec les sécheresses agricoles ou météorologiques. Ils doivent permettre de détecter le début, la durée et la sévérité des périodes sèches. Cependant, certaines études suggèrent la possibilité de relier ces indices

directement aux débits. Choi et al. (2013) ont relié le *Palmer Drought Severity Index* (PDSI) aux débits mensuels d'une rivière de l'état de Géorgie, USA (corrélation de Spearman $\rho=0,83$; $p<0,01$). L'utilisation combinée du *Standardized Precipitation Index* (SPI) et de la demande climatique ($P - ETP$) a permis à Paltineanu et al. (2009) de caractériser des problèmes de quantité d'eau en Roumanie (SPI extrême sec et demande climatique < 200 mm/an). Ces exemples montrent que les indices de sécheresse pourraient être détournés de leur utilisation initiale afin de servir d'indicateurs d'étiage. Trois (3) candidats potentiels sont présentés dans les sous-sections qui suivent. Cette liste n'est pas exhaustive; elle se limite aux indices les plus utilisés que l'on peut calculer à partir de données géographiques, de température, de précipitation (pas journalier ou plus grand) et d'évapotranspiration.

2.3.1 L'indice de sécheresse de Palmer : PDSI (Palmer, 1965)

Le PDSI est un indice cumulatif mensuel utilisé pour jauger la sévérité d'une sécheresse agricole aux USA et dans le monde entier. Il combine des paramètres météorologiques et d'humidité du sol (Heddinghaus and Sabol, 1991) pour classer la sécheresse selon sa sévérité de 0 à -4 (l'échelle symétrique de 0 à 4 étant utilisée pour les périodes humides). Le PDSI utilise un bilan hydrique sur un sol à deux couches selon la formule suivante (Choi et al., 2013) :

$$PDSI_i = 0,897 PDSI_{i-1} + \frac{1}{3} Z_i \quad (1)$$

où Z_i est un indice de l'humidité du sol pour le mois i (le détail des calculs est disponible dans les travaux d'Heddinghaus and Sabol (1991)).

2.3.2 L'indice de précipitation normalisé : SPI (McKee et al., 1993; 1995)

Le SPI peut être calculé à l'échelle temporelle que l'on souhaite pour caractériser une sécheresse météorologique. Il mesure le nombre d'écarts-types σ de différence entre une série de valeurs observées X à un endroit précis et sa moyenne μ sur une certaine période (Paltineanu et al., 2009). Le SPI est donc statistiquement équivalent au Z-score (Giddings et al., 2005) :

$$\mathbf{Z_score} = \frac{X-\mu}{\sigma} \quad (2)$$

Un score supérieur à 0 indique une période relativement humide (précipitations supérieures à la moyenne sur la période choisie) alors qu'il indique une période relativement sèche dans le cas contraire. On notera qu'en comparaison avec d'autres indices, le SPI est relativement facile à calculer puisqu'il ne se base que sur les données de pluie. Même s'il ne prend pas en compte des paramètres hydrologiques essentiels comme l'évapotranspiration ou l'humidité du sol (Liu et al., 2012), il a été déclaré indice le plus apte (parmi 14) pour détecter les sécheresses météorologiques et même hydrologiques (Keyantash and Dracup, 2002), et ce grâce à une demande en données limitée, une capacité de travail à différentes échelles temporelles et une relative facilité d'interprétation.

2.3.3 L'indice de sécheresse effectif: EDI (Byun and Wilhite, 1999)

Le calcul de l'EDI est basé sur le principe de la précipitation efficace (*EP*) qui consiste à évaluer chaque jour la quantité d'eau disponible en prenant en compte les précipitations des jours passés - on peut aussi bien choisir 15 jours que 365 - avec un poids décroissant.

$$\mathbf{EP}_i = \sum_{n=1}^i [(\sum_{m=1}^n P_m)/n] \quad (3)$$

$$\mathbf{DEP}_i = \mathbf{EP}_i - \mathbf{MEP}_i \quad (4)$$

$$\mathbf{EDI}_i = \mathbf{DEP}_i / \sigma(\mathbf{DEP}_i) \quad (5)$$

avec i la durée de la sommation (15 jours ou même 365), P_m la précipitation m jours avant le jour où EP_i est calculé, DEP sert à calculer le manque ou le surplus d'eau pour un endroit et une date donnée, MEP la moyenne d' EP pour un jour calendaire donné, $\sigma(EP)$ l'écart type de DEP pour chaque jour calendaire.

Grâce aux équations précédentes, on obtient l'EDI dont la terminologie correspond à celle du SPI (Roudier, 2008). Le calcul de l'EDI peut être effectué dans le monde entier car il est indépendant des caractéristiques climatiques et des lieux pour lesquels il est calculé (Byun and Wilhite, 1999). On notera qu'une petite valeur de i , 10 jours par exemple, permet de travailler au pas de temps agronomique alors qu'un pas de temps plus élevé comme 365 jours permettrait de détecter le début et la fin de la saison des pluies (Roudier, 2008).

3 CHANGEMENTS CLIMATIQUES

À l'écart des complots et manœuvres politico-économico-scientifiques, le consensus quant à la réalité des CC est clair.

« Le réchauffement du système climatique est sans équivoque, et depuis les années 1950, beaucoup de changements observés sont sans précédent sur les dernières décennies à millénaires. [...] L'influence humaine sur le système climatique est sans équivoque. Elle a été détectée dans le réchauffement de l'atmosphère et de l'océan, les changements du cycle de l'eau planétaire, la fonte des neiges et glaces, l'élévation du niveau marin, et la modification de certains extrêmes climatiques. Il est extrêmement probable que l'influence humaine a été la cause principale du réchauffement observé depuis le milieu du XXe siècle » (IPCC, 2014b)

Cette section décrit les scénarios socio-économiques à la base de la modélisation des CC, elle explicite ce qu'est un modèle du climat tout en précisant la manière dont sont obtenues les projections futures.

3.1 Scénarios socio-économiques

Les CC sont la conséquence directe de l'augmentation de la quantité de gaz à effet de serre (GES) dans l'atmosphère. Les sociétés actuelles peuvent prendre des décisions visant à limiter les CC (en réduisant les émissions de GES notamment), à s'y adapter (en réduisant la vulnérabilité des systèmes naturels et humains) ou en subir les effets (Guivarch and Rozenberg, 2013). Pour ce faire, étant donné la complexité et la diversité des mécanismes à l'œuvre, une approche par scénarios SRES (*Special Report on Emissions Scenarios*) a été proposée par le GIEC à la fin des années 1990 pour quantifier les émissions futures possibles. Ces scénarios socio-économiques intègrent l'évolution des économies nationales, les choix énergétiques ou encore la croissance démographique. Ils sont regroupés en quatre grandes familles (A1, B1, A2, B2) résultant de la combinaison de deux jeux d'hypothèses relatifs à la prépondérance des valeurs économiques ou environnementales d'une part, de la mondialisation ou de la régionalisation croissante d'autre part.

Depuis lors, le contexte socio-économique a grandement évolué notamment avec le développement rapide et imprévu avant 2000 des pays émergents. De plus, certains pays ont adopté des politiques environnementales infléchissant leurs émissions de GES alors que les SRES ne comprenaient pas la mise en place de politiques climatiques. Les projections démographiques pour l’horizon 2100 ont été revues à la baisse. Enfin, l’évolution des modèles du climat (compréhension physique et avancées informatiques) et le développement des études d’impact et d’adaptation justifient un besoin d’informations, nouvelles ou non, à une échelle plus fine que celles fournies par les SRES. Ainsi, le GIEC a adopté les RCP (*Representative Concentration Pathways*), globalement comparables aux SRES (Tableau 3.1), qui quantifient cette fois directement et explicitement le forçage radiatif (mesure en watts par mètre carré de la modification du bilan énergétique d’entrée-sortie de l’atmosphère terrestre) résultant des choix de développement de nos sociétés. On notera que seul le profil RCP 2.6 qui intègre les effets optimisés de la mise en place de politiques climatiques est aujourd’hui susceptible de limiter le réchauffement planétaire à 2°C. Le profil RCP 8.5 peut être considéré comme le scénario du *business as usual*; il n’inclut pas de politique climatique et correspond à une augmentation de la température de près de 5°C.

Tableau 3.1 : Correspondances et descriptions des scénarios SRES et RCP en termes de forçages radiatifs et d’émissions de CO₂, adapté de Moss et al. (2010a); IPCC (2014a)

SRES	RCP	Forçage radiatif	Émissions en CO ₂
-	RCP 2.6	Pic à 3.1 W/m ² puis diminution jusque 2,6 W/m ² d’ici 2010	Émissions en diminution dès 2020
SRES B1	RCP 4.5	Stabilisation à 4,5 W/m ² peu après 2100	Augmentation légère jusqu’à 2040 puis déclin
SRES B2	RCP 6	Stabilisation à 6 W/m ² peu après 2100	Pic en 2060 – supérieures de 75% aux émissions actuelles Puis diminution jusqu’à 25% au-dessus des émissions actuelles
SRES A2	-		Augmentation – 2 à 3 fois les émissions actuelles en 2100 Relativement comparable à RCP 8.5 en terme de développement des sociétés
SRES A1F1	RCP 8.5	8,5 W/m ² en 2100	Augmentation - 3 fois les émissions actuelles en 2100

3.2 Modèles du climat et projections futures

Les modèles climatiques sont des modèles numériques construits à partir de principes physiques, incluant entre autres les équations fondamentales de la mécanique des fluides, mais

également de la compréhension empirique que l'on a du système climatique. Ils représentent les différents processus nécessaires à la simulation du climat. Cependant, les équations physiques ne peuvent actuellement pas représenter tous les processus; soit parce que leur compréhension est incomplète ou parce que l'échelle spatiale de leur évolution empêche leur simulation numérique en des temps raisonnables. Par exemple, les processus physiques, biologiques et chimiques régissant l'évolution interne des nuages ne sont pas pris en compte directement dans les modèles, ils sont paramétrisés. Ces paramétrages permettent, à travers des modèles mathématiques empiriques, d'approximer les processus physiques. Mais étant donné la diversité des modèles mathématiques existants pour représenter ces phénomènes dans toute leur complexité, étant donné les limitations des données observées et étant donné les approximations qui doivent être faites pour respecter les limites de calcul imposées par la technologie informatique, de nombreux modèles du climat sont à même de fournir une représentation plausible du système climatique et de son fonctionnement passé et/ou futur. Chacun de ces modèles a ainsi des forces et faiblesses inhérentes à ses paramétrages.

Les modèles du climat sont séparés en deux groupes selon leur couverture spatiale : les modèles climatiques globaux (MCG) et les modèles régionaux du climat (MRC). Au fur et à mesure des avancées informatiques et de la compréhension plus poussée des phénomènes physiques, ces modèles se sont complexifiés pour prendre en compte de nombreuses variables (température de l'atmosphère et des océans, vents, épaisseur de la banquise, ...). Celles-ci sont calculées sur les points d'une grille horizontale à différents niveaux verticaux. Typiquement, les MCG offrent une couverture globale à une résolution de 100 à 300 km tandis que les MRC sont limités à une région plus restreinte mais offrent une résolution de 10 à 50 km. On notera que les MRC ne s'affranchissent pas des MCG. Ils permettent uniquement de travailler à une échelle plus fine (technique de descente d'échelle) en étant alimentés à leurs frontières spatiales par des données climatiques issues des MCG. Ce processus dit de « pilotage » contraint le MRC à ne pas s'éloigner de la trajectoire imposée par le MCG, mais permet une meilleure prise en compte de la topographie notamment.

Les scénarios SRES et RCP sont basés sur des hypothèses de développement socio-économiques qui permettent de déterminer l'influence humaine à travers la quantification de forçages

anthropiques (émissions de gaz à effet de serre notamment) sur le système climatique. Le système climatique répond aux forçages par des variations de températures déterminant ainsi l'évolution du climat futur tandis que la variabilité naturelle du climat a tendance à masquer cette évolution. Les différents modèles du climat fournissent un jeu de représentations plausibles du climat et de sa réponse aux forçages anthropiques. Pris ensemble, ces modèles du climat, associés aux scénarios socio-économiques, permettent d'évaluer un ensemble de projections des différentes variables futures et leurs incertitudes. À court terme (quelques dizaines d'années), le caractère chaotique du climat et sa variabilité naturelle représentent la source d'incertitude prépondérante. Au-delà, les effets des forçages anthropiques prennent le dessus et l'utilisation des différents scénarios permet alors de caractériser le changement moyen de la température globale. On notera que l'importance relative des différentes sources d'incertitudes change avec le temps, mais dépend également de la variable considérée.

4 MODÉLISATION HYDROCLIMATIQUE

Étant donné les impacts des étiages et leur liaison avec les variables météorologiques, étant donné la réalité des CC évaluée par des scénarios socio-économiques couplés à des modèles du climat, il est nécessaire d'évaluer l'évolution future des étiages ainsi que leurs impacts potentiels. La modélisation hydrologique permet de faire le lien entre les conditions météorologiques et le comportement hydrologique des bassins versants mais ajoute une étape supplémentaire dans la chaîne de modélisation. Cette section présente donc l'approche utilisée pour limiter les incertitudes de la modélisation hydroclimatique afin d'obtenir des projections fiables de disponibilités futures de la ressource en eau.

4.1 Incertitudes et équifinalité

Pour les raisons évoquées à la section 3.2, il a été établi, et ce depuis la publication du quatrième rapport d'évaluation du GIEC (Meehl et al., 2007b), que l'utilisation d'un ensemble de modèles permettait de faire de meilleures évaluations des effets du CC aux échelles saisonnières, interannuelles et même décennales (Palmer et al., 2004; Hagedorn et al., 2005).

En effet, ces ensembles permettent de tenir compte de différents types d'incertitudes (Hawkins and Sutton, 2011) :

- ***Incertaince de développement socio-économique*** : l'utilisation de plusieurs scénarios SRES/RCP permet d'en tenir compte
- ***Variabilité naturelle du climat*** : elle est prise en compte par l'utilisation d'un même modèle climatique lancé avec des conditions initiales différentes (on parlera des membres d'un modèle)
- ***Incertaince liée à la structure (plus ou moins complexe) et aux choix de paramétrage propres à chaque GCM*** : Il s'agit tout d'abord d'utiliser plusieurs GCM puis, si des RCM sont utilisés, de les piloter avec plusieurs GCM pour prendre en compte cette incertaince
- ***Incertaince liée à la résolution spatiale des processus modélisés*** : l'utilisation combinée de GCM et de RCM au sein du même ensemble permet d'en tenir compte

Cette philosophie de modélisation par ensembles de modèles a donné lieu à la création de regroupements de modèles. Le regroupement associé au quatrième rapport d'évaluation du GIEC est le CMIP3 (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 3*). Il regroupe les simulations de 24 GCM créés par 17 groupes de 12 pays différents (Meehl et al., 2007a) selon les scénarios SRES. Le CMIP5 est le regroupement associé au cinquième rapport d'évaluation du GIEC. Il se base sur les scénarios RCP et regroupe près de 50 modèles issus de 20 groupes climatiques (Taylor et al., 2012). On notera que cette philosophie ne permet pas, de par les contraintes financières et informatiques (temps de calcul et contraintes de stockage des données) notamment (Lambert and Boer, 2001), d'explorer l'intégralité des configurations alternatives des modèles. Enfin, comme les projections futures des précipitations notamment peuvent grandement différer pour une même région et ce même pour la direction du changement (Randall et al., 2007), l'utilisation de la moyenne des modèles pour présenter les résultats peut cacher les disparités entre les modèles (Kingston et al., 2011). Ainsi dans ce projet de thèse, les résultats issus des ensembles climatiques sont présentés en termes de médianes de tous les résultats et associés aux 1^{er} et 9^{ème} déciles de leur distribution.

Les modèles hydrologiques permettent, une fois les modélisations climatiques réalisées, d'évaluer la réponse générale des BV face aux CC et même d'établir l'impact potentiel des conditions météorologiques sur l'occurrence des extrêmes hydrologiques tels que les étiages. L'ajout de cette étape dans la chaîne de modélisation comporte également son lot d'incertitudes. En effet, dans un premier temps, les variables de sortie des modèles du climat sont débiaisées. Cette étape consiste à reconnaître l'existence de biais intrinsèques aux modèles climatiques. Pour un modèle donné, les propriétés statistiques des variables simulées sur la période de référence peuvent être significativement différentes des observations (CEHQ, 2012b). La correction de biais permet alors de modifier une variable climatique simulée afin de la rendre statistiquement semblable aux observations. Deux familles principales de méthodes peuvent être utilisées à savoir la correction de biais et la perturbation des observations (CEHQ, 2013b). La correction de biais définit des facteurs de correction en comparant les propriétés statistiques des variables simulées pour la période de référence à celles des observations historiques. Ces facteurs de correction sont ensuite appliqués aux simulations climatiques pour les périodes de référence et future. La principale contrainte liée à cette méthode est qu'elle ne conserve pas les bilans de masse et d'énergie. L'hypothèse selon laquelle le biais demeure constant dans le temps, de la période de référence à la période future, peut également être contestable. Les méthodes de perturbation des observations définissent quant à elles des facteurs de perturbation en comparant les variables climatiques simulées pour les périodes de référence et future. Ces facteurs de perturbation sont ensuite appliqués aux observations climatiques historiques afin d'en produire une version « perturbée » dans le futur. L'inconvénient de ces méthodes est qu'elles ne permettent que de corriger la moyenne (sans prise en compte du changement de variance que cela induit). De plus, le biais est supposé constant dans le temps comme pour la correction de biais.

Les modèles hydrologiques, qu'ils soient unidimensionnels (1D), 2D ou même 3D, restent des simplifications de processus complexes aboutissant à une représentation imparfaite de la réalité. Ainsi, au même titre que l'incertitude liée à la structure et au paramétrage des MCG, une incertitude liée à la structure et au paramétrage des modèles hydrologiques existe (Dobler et al., 2012; Teng et al., 2012). La modélisation spécifique des étiages apporte son lot de

difficultés et d'incertitudes reliées au choix de la fonction objectif à considérer pour calibrer le modèle (mesure d'une certaine distance entre les valeurs observées et les valeurs simulées de la variable considérée), au sur-paramétrage des modèles et même à leur structure interne (Smakhtin, 2001; Staudinger et al., 2011). Enfin, l'adéquation d'un modèle hydrologique à la réalité est assurée par le processus de calage/validation. Une partie des données est utilisée pour, manuellement ou automatiquement, fixer les valeurs des paramètres de calage du modèle de manière à ce que les données simulées représentent au mieux les données observées selon une fonction objectif donnée. Le reste des données est utilisé pour vérifier la confiance que l'on peut avoir dans la modélisation en dehors de sa période de calage (entraînement). Une difficulté supplémentaire s'ajoute à cet exercice si l'on reconnaît l'existence du phénomène d'équifinalité (Beven and Freer, 2001; Beven, 2006a) selon lequel il existe non pas un jeu de paramètres optimal permettant le calage du modèle hydrologique mais une famille de jeux de paramètres permettant d'obtenir la même performance (selon une même fonction objectif). Pour récapituler, les incertitudes associées à l'utilisation des modèles hydrologiques dans le cadre des CC sont les suivantes :

- **L'incertitude liée aux données** : elle résulte des erreurs de mesure, de la précision des appareils, des traitements appliqués aux données ou encore des méthodes d'interpolation.
- **L'incertitude sur la structure du modèle** : elle résulte des simplifications et des approximations faites lors de la représentation des processus physiques.
- **Incertaince liée à la fonction objectif** : elle découle de la fonction mathématique choisie pour quantifier la distance séparant les valeurs observées et simulées de la variable d'intérêt lors du calage du modèle.
- **Équifinalité** : elle découle de l'existence d'une famille de jeux de paramètres permettant d'obtenir la même performance de calage pour une fonction objectif donnée.

4.2 Disponibilité future de la ressource en eau

En 2015, un programme conjoint de l'UNICEF et de l'OMS estimait que 2,1 milliards de personnes n'avaient pas accès à des services d'eau gérés en toute sécurité (OMS, 2017), et que 0,8 milliard de personnes (11% de la population mondiale) étaient dépourvues d'un accès à un service en eau de base (accès est défini comme la disponibilité d'au moins 20 litres par personne et par jour dans un rayon d'un kilomètre). Cette problématique d'un manque d'accès adéquat à l'eau additionnée à une hygiène médiocre tue 1 à 2 millions de personnes par an selon l'OMS (Bates et al., 2008; OMS, 2017). Dans ce contexte, le monde est confronté à une augmentation des difficultés liées à l'approvisionnement en eau (Bates et al., 2008). Celles-ci ne sont pas nécessairement liées aux CC (croissance démographique, manques chroniques d'eau accentués par la variabilité de la demande dans des zones urbanisées en expansion, défis liés à la gouvernance de l'eau, ...). Ces changements représentent simplement une charge supplémentaire à considérer dans les services d'approvisionnement en eau. Les effets locaux sont difficiles à prévoir mais les différents scénarios de SRES ou RCP (section 3.1) permettent à travers les modèles du climat la création d'une base de projections pour préparer le futur.

Globalement, les projections indiquent que le nombre de personnes qui souffriront d'une augmentation du stress hydrique sera entre 0,4 et 1,7 milliard à l'horizon 2020, entre 1,0 et 2,0 milliards à l'horizon 2050 et entre 1,1 et 3,2 milliards à l'horizon 2080 (Bates et al., 2008; World Water Assessment Programme, 2012). Une réduction de la disponibilité en eau peut être causée par certains effets du CC introduits au Tableau 4.1.

Tableau 4.1 : Effets observés du CC et incidences potentielles, extraits de Bates et al. (2008)

Effet observé	Incidences observées/possibles
Augmentation de la température atmosphérique	Le recul des glaciers induit la diminution de la disponibilité en eau comme dans les villes des Andes en Amérique du Sud (Ames, 1998; Kaser and Osmaston, 2002)
Augmentation de la température de l'eau de surface	<ul style="list-style-type: none"> - Réductions de la teneur en oxygène dissous et diminution des capacités naturelles d'autoépuration - Augmentation des fleurs d'eau
Élévation du niveau de la mer	Salinisation des aquifères côtiers
Décalage du régime des précipitations	Changement dans la disponibilité en eau associé à la modification des périodes de recharge des nappes souterraines et à l'augmentation de l'évapotranspiration
Augmentation de la variabilité interannuelle des précipitations	Maîtrise des crues et gestion des réservoirs plus difficiles, ce qui limite les stocks d'eau douce réalisables pendant les périodes d'inondation
Augmentation de l'évapotranspiration	<ul style="list-style-type: none"> - Réduction de la disponibilité en eau - Salinisation des ressources - Diminution du niveau des eaux souterraines
Augmentation de l'intensité et de la fréquence des phénomènes extrêmes	<ul style="list-style-type: none"> - Les crues influencent la qualité de l'eau, augmentent l'érosion fluviale et favorisent l'introduction de polluants dans les ressources en eau - Les sécheresses influencent directement la disponibilité et la qualité de l'eau

Ces pressions actuelles et/ou potentielles sur la ressource justifient le suivi, l'étude ainsi que la projection future des étiages en tant que périodes de plus forte vulnérabilité pour des systèmes d'approvisionnement en eau potable. Par exemple, en France, sur le bassin de la Garonne avec le projet IMAGINE-2030 (IRSTEA, 2012), dans l'Ouest canadien à travers le consortium *Pacific Climate Impacts Consortium* (PCIC) (Boer et al., 2016) ou au Québec à travers le consortium Ouranos (Ricard et al., 2012), les étiages sont étudiés et projetés jusqu'en 2030, 2050 et même 2100 pour en définir les impacts à long terme. Ces projets sont orientés sur l'évolution des étiages et la mise en place de mesures de gestion adaptées. Ils nécessitent des réseaux de mesures de plus en plus étendus. Ainsi, aux États-Unis, c'est un réseau de plus de 9300 stations hydrométriques qui permet de suivre le débit des cours d'eau instrumentés (Falcone, 2011).

Les impacts potentiels des CC sur les débits ont été étudiés principalement à partir de scénarios du CMIP3 et sont globalement cohérents entre les différents modèles et études (Hirabayashi et al., 2008; Döll and Zhang, 2010; Fung et al., 2011; Murray et al., 2012; Okazaki et al., 2012; Tang and Lettenmaier, 2012; Weiland et al., 2012; Arnell and Gosling, 2013; Nakaegawa et al., 2013; Schewe et al., 2014). Les débits moyens journaliers devraient augmenter sous les hautes

latitudes et les régions humides des tropiques, mais diminuer dans les régions sèches. On note toutefois que l'incertitude (même dans la direction du changement) est grande pour certaines régions comme la Chine, le sud de l'Asie et certaines régions d'Amérique du Sud. À l'échelle des BV, les impacts potentiels dépendent très largement de la sensibilité des bassins. Cette sensibilité est majoritairement fonction du ratio débit/précipitation; un petit ratio indique une grande sensibilité et *vice versa*. Les changements dans les débits moyens annuels sont proportionnellement 1 à 3 fois ceux projetés pour les précipitations annuelles (Tang and Lettenmaier, 2012). Les changements saisonniers quant à eux varient principalement en fonction des changements saisonniers projetés pour les précipitations, qui varient à leur tour selon les scénarios (Jiménez Cisneros et al., 2014).

L'évolution des sécheresses hydrologiques dans le cadre des CC, que ce soit en termes de débits dans les rivières ou de réserves souterraines, a été globalement peu étudiée contrairement aux sécheresses météorologiques et agricoles (Vidal et al., 2012; Collins et al., 2013; Orłowsky and Seneviratne, 2013). En effet, il y a peu de séries de débits naturels (sans modification due aux interventions humaines) suffisamment longues. Des tendances à la baisse ont été observées pour les débits d'étiage estivaux entre 1962 et 2004 à l'échelle de BV d'Europe du Sud et de l'Est, mais aucune n'a été observée en Europe du Nord ou de l'Ouest (Stahl et al., 2010). Un consensus existe cependant et permet d'affirmer que les CC modifieront la fréquence et/ou la gravité des sécheresses météorologiques et agricoles sous l'effet de la diminution de la pluviométrie et/ou de l'augmentation de l'évapotranspiration. En 2090, selon le scénario SRES-A2 (le plus pessimiste quant à notre capacité à limiter le réchauffement), il est probable que les périodes de sécheresse affecteront des surfaces 10 à 30 fois supérieures alors que la fréquence et la durée moyenne de ces sécheresses seraient augmentées respectivement d'un facteur 2 et 6 (Bates et al., 2008).

L'incertitude réside quant à l'impact des déficits pluviométriques et d'humidité du sol sur les étiages, les réserves souterraines ou le niveau des lacs. Ce qui est clair c'est que l'impact local des sécheresses, même si celles-ci n'évoluaient pas, va augmenter du fait de l'augmentation de la vulnérabilité des systèmes d'approvisionnement et de la pression démographique (Kundzewicz et al., 2014). En Europe, en Amérique du Nord (excepté les provinces de l'Ouest),

en Amérique centrale, dans le nord-est du Brésil et le sud de l'Afrique, les sécheresses s'aggraveront. La question relative aux capacités d'adaptation et de gestion des systèmes d'approvisionnement en place reste cependant entière (Rousseau et al., 2004; Jiménez Cisneros et al., 2014).

PROJET DE RECHERCHE

Ce chapitre relie les concepts fondamentaux introduits précédemment au projet de recherche de cette thèse en tant que tel. Il s'agit d'en préciser la problématique et les objectifs avant de décrire les méthodes principales utilisées pour y répondre.

5 PROBLÉMATIQUE & OBJECTIFS DE RECHERCHE

La revue de littérature pointe clairement vers l'étiage comme la période de plus forte vulnérabilité (tant quantitative que qualitative) pour les systèmes d'approvisionnement en eau potable de surface (section 1). Dans un contexte où l'augmentation de la pression anthropique (due à l'augmentation de la population) provoque une diminution relative de la disponibilité en eau, où le monde est confronté à une augmentation des difficultés d'approvisionnement (Bates et al., 2008), les CC provoquent très probablement une baisse des débits d'étiage (section 3) et exercent une pression supplémentaire sous la forme de conditions biochimiques de l'eau modifiées. C'est dans ce cadre que la modélisation hydrologique distribuée, couplée à la modélisation climatique, a été presque systématiquement utilisée (Blöschl and Montanari, 2010; Todd et al., 2011) afin d'obtenir des projections de la disponibilité future de la ressource en eau et de l'évolution des processus hydrologiques à l'échelle des BV (Kundzewicz et al., 2007; Todd et al., 2011). On référera à cette méthode sous l'appellation méthode classique dans la suite de ce document. Cependant, cette chaîne de modélisation hydroclimatique est entachée de nombreuses incertitudes (section 4) dont certaines ne sont pas prises en compte (équifinalité et incertitude observationnelle). De plus, la mise en place de cette chaîne nécessite une expertise telle que son utilisation n'est pas généralisable à l'ensemble des gestionnaires de l'eau. C'est pourquoi ce projet doctoral vise au développement d'une méthode alternative mettant à profit les relations documentées entre les phénomènes météorologiques et les étiages (section 2). L'intérêt du développement d'une telle méthode est au moins quadruple : (i) la modélisation hydrologique ainsi que l'expertise et les incertitudes inhérentes à son déploiement seraient court-circuitées; (ii) son approche « simplifiée » permettrait certainement une meilleure pénétration dans le monde municipal, assurant une gestion plus durable des

ressources en eau de surface; et permettrait (iii) une évaluation rapide de la vulnérabilité quantitative des systèmes d'approvisionnement municipaux; (iv) limitant ainsi le nombre de cas où la méthode classique devrait être déployée. La thèse est développée à partir d'une mise en situation sur des BV québécois à l'aide du modèle hydrologique HYDROTEL. L'objectif principal est atteint par la réalisation des trois objectifs spécifiques suivants :

- ***Obj-1 : Développer une méthode d'évaluation des tendances hydrologiques des étiages qui ne fasse pas intervenir la modélisation hydrologique (section 12, Article I)***

La possibilité d'évaluer directement les tendances d'indicateurs hydrologiques (IH) d'étiage à partir d'indicateurs météorologiques (IM) calculés selon les données des scénarios climatiques n'a pas encore été étudiée. À partir des liens recensés dans la littérature entre les débits, ou certains indices d'étiage, et les conditions météorologiques, ou certains indices de sécheresse, un cadre de travail statistique est proposé pour évaluer directement les tendances hydrologiques des IH saisonniers $7jQ_{\min}$ et $30jQ_{\min}$ (saison hivernale des glaces et saison estivale à écoulement libre). Il s'agit d'établir les corrélations (linéaires ou non) existant entre les IM et les IH en climat actuel et de vérifier leur validité en climat futur pour un jeu de scénarios climatiques donné (stationnarité des corrélations). Pour ce faire, il a tout d'abord fallu générer les IH futurs à l'aide d'un modèle hydrologique pour vérifier l'applicabilité de la méthode statistique avant d'être en mesure de court-circuiter cette étape de modélisation. Pour assurer l'universalité de la méthode, une série d'IM variés (calculés à partir des données de températures minimales et maximales et des précipitations) a été sélectionnée dans la littérature de manière à couvrir l'intégralité des processus générateurs des étiages. Ces travaux ont été réalisés pour deux BV du Québec méridional, à savoir les bassins Bécancour et Yamaska. Le modèle hydrologique HYDROTEL a été utilisé pour générer les débits futurs de 2001 à 2100 à partir de 42 simulations climatiques basées sur le scénario SRES-A2 (Nakicenovic et al., 2000; Environnement Canada, 2010).

- ***Obj-2 : Démontrer l'impact non négligeable de l'équifinalité sur l'incertitude des différents processus hydrologiques modélisés (section 13, article II)***

La conception selon laquelle il existerait un unique jeu de paramètres de calage optimal est très répandue en sciences de l'environnement et encore plus en hydrologie. Pour des modèles distribués ou semi-distribués, à base physique, cette idée est bien ancrée dans les mentalités pour les deux raisons suivantes : (i) la possibilité même de l'existence de plusieurs descriptions équiprobables d'un système réel crée une ambiguïté qui peut être interprétée comme un échec de l'exercice de modélisation (Beven, 2006a); et (ii) la recherche manuelle d'un jeu de paramètres optimal est déjà coûteuse (algorithmiquement parlant) alors qu'une recherche automatique ne fournirait qu'une amélioration marginale de la performance de calage (Bouda et al., 2014). Ces raisons expliquent pourquoi jusqu'à maintenant, la méthode classique hydroclimatique a été principalement utilisée selon le paradigme du calage optimal unique sans évaluer *a posteriori* les conséquences de ce choix. Il s'agit donc ici de démontrer en termes pratiques et quantifiables l'impact de l'équifinalité sur les variables de débits modélisés mais également sur les processus internes aux modèles hydrologiques. Cette évaluation est faite pour le modèle hydrologique HYDROTEL hors du débat technico-philosophique débuté en 2006 (Beven, 2006b; 2008) à propos du choix des méthodes purement statistiques (DREAM) ou non (GLUE) qui peuvent être utilisées pour quantifier cet impact. Pour cela, HYDROTEL est mis en place sur 10 BV du Québec méridional et calé automatiquement à l'aide de l'algorithme *dynamically dimensioned search* (DDS) selon une procédure volontairement limitée dans sa capacité à explorer l'équifinalité puisqu'exécutée de manière à mimiquer un calage manuel. Cette procédure permet de proposer différents jeux de paramètres équiprobables, pour les fonctions objectifs Kling Gupta efficiency (KGE) et Nash-log, et de quantifier l'impact de l'équifinalité sur les variables et IH simulés suivants: (i) les débits journaliers; (ii) les débits d'étiage de 7 et 30 jours et les débits maximaux; (iii) l'équivalent en eau de la neige (EEN), (iv) les variations du contenu en eau du sol superficiel et (v) l'évapotranspiration réelle (ETR). À termes, une telle procédure devrait permettre de convaincre les utilisateurs (non convaincus dans la dernière décennie) de prendre en compte le phénomène d'équifinalité si ses conséquences sur les processus modélisés sont avérées même selon ce cadre de travail limité. Cet objectif permettra alors l'amélioration de la méthode classique, ou la caractérisation d'une de ses limites rejoignant ainsi la problématique de la thèse et permettant la considération

d'une source d'incertitude connue dans la comparaison entre les méthodes classiques et alternative proposée à l'objectif 3.

- **Obj-3 : Comparer l'évaluation de la sensibilité future de l'approvisionnement en eau de surface pendant les étiages en faisant intervenir ou non la modélisation hydrologique (section 14, article III)**

350,000 personnes vivent dans le BV de la rivière Saint-Charles (Brodeur et al., 2009a) et sont réparties dans les villes de Québec, l'Ancienne-Lorette et Lac-Delage. La prise d'eau de Château d'Eau assure l'approvisionnement en eau potable de plus de 277,000 personnes (Brodeur et al., 2012). Or, les étiages jouent un rôle très important pour cette prise d'eau. En effet, en 2003, suite à un étiage particulièrement sévère, des travaux d'excavation des hauts-fonds du lac Saint-Charles (utilisé comme réservoir) ont dû être réalisés pour venir en soutien aux débits d'étiage et assurer l'alimentation en eau potable de la ville (Salou, 2009). Un an plus tôt, mais aussi en 2010, des débits d'étiages inférieurs à $1 \text{ m}^3/\text{s}$ ont forcé la remise en service d'une ancienne station de pompage de la rivière Jacques-Cartier pour soutenir les débits. Le 8 septembre 2002, le débit a même atteint un record de $0,08 \text{ m}^3/\text{s}$. La législation impose alors le respect de débits minimaux écologiques de 0,6, 0,9 et $1,3 \text{ m}^3/\text{s}$ respectivement en hiver (décembre à mars), en été (juin à août) et en période de fraie des saumons (octobre). Ces débits ne sont bien sûr pas toujours respectés. Ainsi sur la période 2012-2016, les débits écologiques n'ont pas été respectés pour 116 journées, soit 10,9% des journées réglementées (Ouranos, 2016). Étant donné ce contexte particulier, l'avènement des CC (section 3) et la baisse très probable des débits d'étiages, il s'agit d'évaluer la sensibilité de l'approvisionnement en eau future de la Ville de Québec. Comme la possibilité d'établir cette sensibilité directement à partir de données climatiques n'a pas encore été étudiée, la méthode alternative proposée dans l'article I (section 12) pour établir les tendances hydrologiques, mais également quantifier l'évolution future, des $7jQ_{\min}$ estivaux (juin à novembre) est utilisée. En parallèle, la méthode classique est mise en place avec le modèle HYDROTEL pour comparer les résultats que les deux méthodes fourniront et statuer quant à l'impact des différentes sources d'incertitudes intervenants dans le calcul. L'équifinalité (obj-2) est évaluée par l'identification de 16 jeux de paramètres équiprobables générés à l'aide de DDS en mettant à profit son caractère stochastique

contrairement à ce qui est proposé pour l'objectif 2. Pour la méthode classique, les débits futurs sont générés de 2001 à 2100 à partir de 32 simulations climatiques basées pour moitié sur le RCP-4.5 et pour le restant sur le RCP-8.5

6 MATÉRIEL & MÉTHODES SCIENTIFIQUES PROPOSÉES

Cette section décrit les principales méthodes utilisées pour répondre à chacun des trois objectifs spécifiques du projet de recherche. Chacun de ces objectifs ayant fait l'objet d'un article, seule l'essence principale des méthodologies est développée ici. Les détails sont disponibles aux sections 12 à 14.

6.1 Mise en place de la méthode alternative (Obj-1)

La méthode proposée pour mener à terme ce premier objectif spécifique peut se résumer à la Figure 6.1. Le succès de la méthode réside dans la démonstration de la conservation des corrélations entre IH et IM entre le climat actuel et le climat futur. Le cas échéant, les tendances futures des IM, calculées à partir des données climatiques extraites des scénarios climatiques, doivent permettre l'évaluation des tendances futures des IH. Afin de vérifier l'applicabilité de la méthode, le modèle hydrologique HYDROTEL est utilisé pour simuler le climat futur et générer les séries d'IH pour une série de scénarios climatiques.

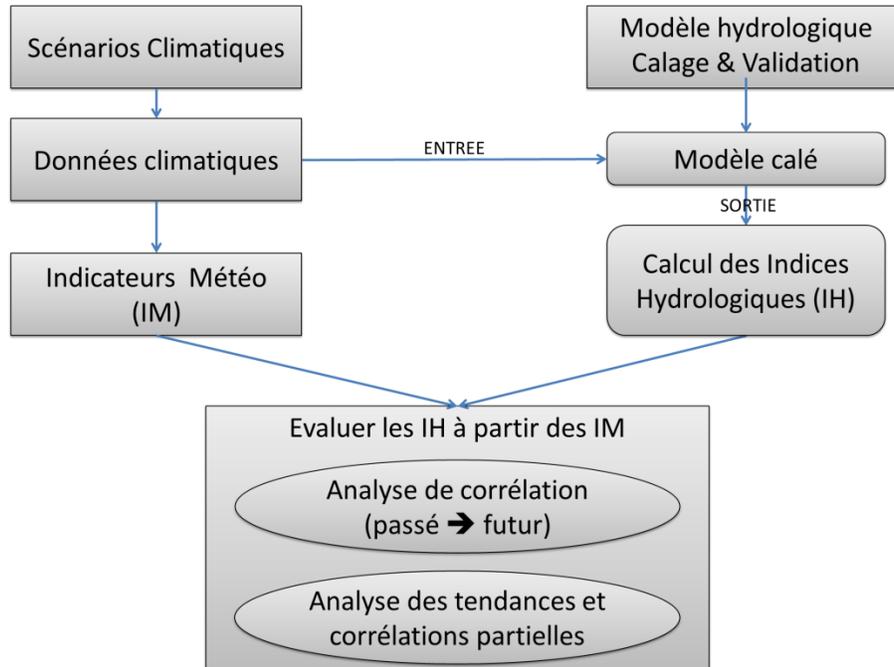


Figure 6.1 : Schéma méthodologique de la mise en place de la méthode alternative

6.1.1 Données : scénarios climatiques et indicateurs météorologiques

Deux BV des basses terres du St-Laurent (Figure 6.2) sont caractérisés par des étiages très sévères et ont donc été utilisés pour mettre en place la méthode alternative. Leur proximité géophysique et le fait que l'écoulement du BV de la Bécancour soit naturel alors que celui de la Yamaska est partiellement régulé permet d'explorer la possibilité d'appliquer la méthode alternative en exportant les résultats d'un bassin à un autre. Toutefois, cette idée pourra être explorée plus en avant dans le futur par la considération d'une part de bassins à l'écoulement naturel du réseau *Reference Hydrometric Basin Network* (RHBN, (Environnement Canada, 2012)) par exemple et de bassins dont l'effet de régularisation est plus prononcé que celui de la Yamaska d'autre part.

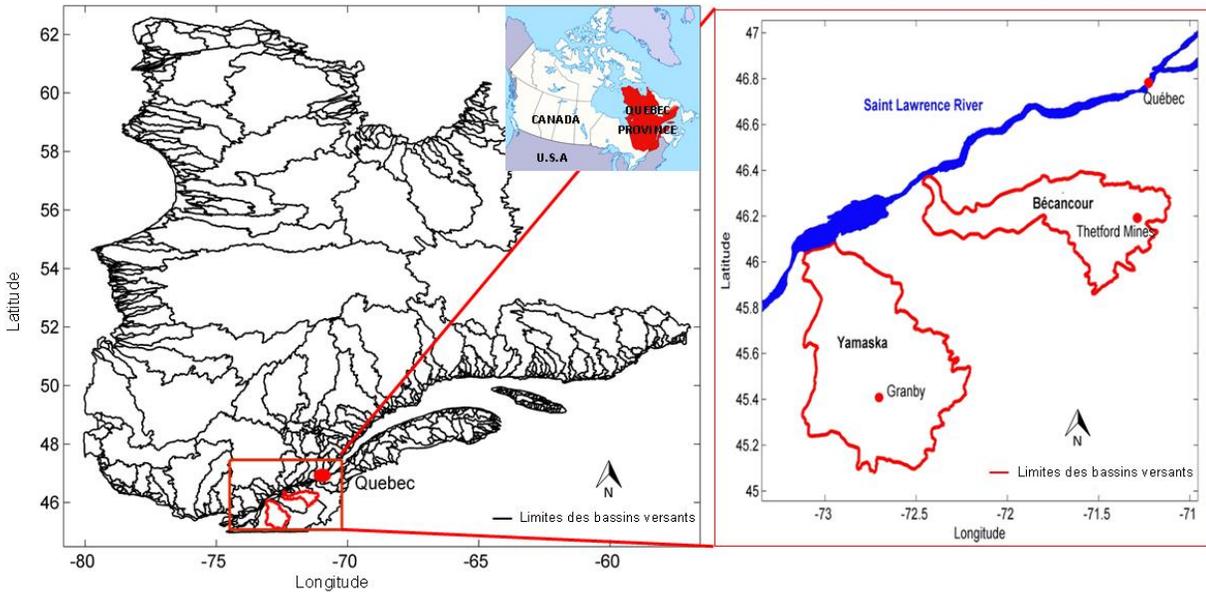


Figure 6.2 : Localisation des bassins d'étude au Québec, Canada pour l'objectif 1.

6.1.1.1 Scénarios climatiques

Pour étudier l'effet des CC sur les étiages, 42 simulations ont été extraites de l'ensemble climatique (cQ)² produit par le consortium Ouranos (Guay et al., 2015). Ces simulations couvrent 1971-2000 (climat passé) et 2041-2070 (climat futur). Elles sont basées sur le scénario d'émission SRES-A2 (section 3.1) et proviennent du CMIP3 (Meehl et al., 2007a), du *North American Regional Climate Change Assessment Program* (NARCCAP) (Mearns et al., 2012) et des simulations opérationnelles du Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC, version 4.0) qui elles couvrent 1971-2100 en continu (Music and Caya, 2007; de Elia and Côté, 2010; Paquin, 2010). Ces simulations (Tableau 6.1) considèrent les incertitudes du climat (Hawkins and Sutton, 2011) présentées à la section 4.1 (excepté celle relative au développement socio-économique) puisqu'elles incluent l'utilisation de 14 MCG initialisés avec des conditions différentes (1 à 5 membres par MCG) et 4 MRC. Les modèles ont de plus été sélectionnés pour éviter les interdépendances à travers des parentés communes.

Tableau 6.1 : Description des 42 simulations climatiques

	#Simulation	#MCG	#MRC	SRES
<i>CMIP3^a</i>	23	12	0	A2
<i>NARCCAP^b</i>	8	3	3	A2
<i>OURANOS^c</i>	1	1	1	A2
<i>OURANOS*</i>	10	2	1	A2

^aMCG utilisés : BCCR_BCM2.0; CSIRO_MK3.0; CSIRO_MK3.5; CCCMA_CGCM3.1; GFDL_CM2.0; CNRM_CM3; IPSL_CM4; INGV_ECHAM4; ECHAM5; MIUB_ECHO_G; MIROC3.2_MEDRES; MRI_CGCM2.3.2a

^bMCG utilisés : CCSM; HADCM3; CCCMA_CGCM3.1; GFDL_CM2.0. MRC utilisés: HRM3; RCM3; WRFG

^cMCG utilisé : CNRM_CM3. MRC utilisé: MRCC4

*Simulations produites par le MRCC4 entre 1961 et 2100 en continu (MCG utilisés: CCCMA_CGCM3.1; ECHAM5)

Les données climatiques à proprement parler sont obtenues après la correction des biais des données de sortie des modèles climatiques (section 4.1). La méthode appliquée est une méthode de correction des quantiles, *daily translation method* (Mpelasoka and Chiew, 2009). La correction des précipitations est multiplicative tandis que celle des températures est additive. Le lecteur est invité à consulter les références suivantes pour plus de détails (Wood et al., 2004; Lopez et al., 2009; Mpelasoka and Chiew, 2009; Guay et al., 2015). On notera que la correction de biais appliquée peut également être vue comme une méthode de mise à l'échelle des données des simulations climatiques.

6.1.1.2 Indicateurs météorologiques

Les températures journalières maximale et minimale ainsi que les précipitations ont été extraites des scénarios climatiques et utilisées pour calculer les IM passés et futurs. Ces IM ont été divisés en quatre catégories (Tableau 6.2) à savoir ceux calculés : (i) à partir des précipitations; (ii) des températures; (iii) d'un mélange des données (précipitations et températures) et (iv) d'indices de sécheresse (voir section 2.3). D'autres IM pourraient être utilisés s'il s'agissait d'étudier l'évolution de différents IH, ce qui en un sens illustre la flexibilité de la méthode proposée. Les IM ont été calculés à partir de la date d'occurrence du minimum hydrologique en remontant le temps (de 1 à 6 jours, de 1 à 3 semaines, de 1 à 6 mois, et pour 8, 10 et 12 mois).

Tableau 6.2 : IM extraits de la littérature pour leurs liens potentiels avec les débits

Catégories IM	Groupes IM 1-14	Sources (non exhaustives)
Précipitations	1. Accumulation des totaux de pluie, neige ou précipitation (3 IM)	Zaidman et al. (2001); Lang Delus et al. (2006); Tian et al. (2011); Souvignet et al. (2013)
	2. Températures minimales, moyennes et maximales (3 IM)	Yang et al. (2002); Hodgkins et al. (2005); Engeland and Hisdal (2009); Ge et al. (2012)
Températures	3. Degrés négatifs et positifs cumulés, température maximale et températures cumulées depuis la dernière neige (4 IM)	N.A.
	4. ETP (1 IM)	Assani et al. (2011)
Données mélangées	5. Demande climatique (P-ETP) (1 IM)	Paltineanu et al. (2007); Paltineanu et al. (2009); Institution Adour (2011)
	6. Fonte de la neige (1 IM)	Girard (1970)
	7. Somme de la fonte et de la pluie (1 IM)	
	8. Pluie + Fonte - ETP (1 IM)	
Indices de sécheresse	9. SPI (1 IM)	McKee et al. (1993); 1995; Roudier (2008); Liu et al. (2012)
	10. EDI (1 IM)	Byun and Wilhite (1999)
	11. EDI calculé à partir de la pluie et de la fonte (1 IM)	N.A.
	12. EDI calculé à partir de la demande climatique (1 IM)	
	13. EDI calculé à partir de la pluie et de la fonte en retirant l'ETP (1 IM)	
	14. PDSI (1 IM)	Palmer (1965); Choi et al. (2013)

P : pluie, *ETP* : évapotranspiration potentielle, *SPI* : indice de précipitation normalisé, *EDI* : indice de sécheresse effectif, *PDSI* : indice de sécheresse de Palmer, *IM* : Indicateur météorologique

6.1.2 Évaluer les indicateurs hydrologiques à partir des indicateurs météorologiques

6.1.2.1 Analyse de corrélation

Les coefficients de corrélation de Spearman et Pearson ont été calculés entre les quatre séries d'IH ($7dQ_{min}$ et $30dQ_{min}$ hivernaux et estivaux) et les IM des 14 groupes présentés au Tableau 6.2. Pour chacune des quatre catégories d'IM, le « meilleur IM », c'est-à-dire celui ayant la meilleure corrélation (maximum des valeurs absolues de la médiane – pour les 42 scénarios – des coefficients), et la fréquence à laquelle il a été calculé, ont été identifiés. Pour prendre en compte le fait que les corrélations entre IM et IH pourraient être dues à la chance (nombreux IM calculés à différentes fréquences), un rééchantillonnage par bootstrap suivant la méthode de Monte Carlo (Livezey and Chen, 1983) a été appliqué aux couples IM-IH comme suit :

- (i) Une année a été sélectionnée au hasard dans le jeu de données pour le climat d'intérêt (futur ou passé).
- (ii) Les valeurs pariées (IM-IH) de l'année sélectionnée ont été ajoutées au ré-échantillon.
- (iii) Les étapes (i) et (ii) ont été répétées jusqu'à ce que le ré-échantillon ait le même nombre de données que l'échantillon initial.
- (iv) La corrélation des valeurs pariées du ré-échantillon a été calculée et enregistrée.

Les étapes (i) à (iv) ont été répétées 1000 fois de manière à obtenir une distribution du coefficient de corrélation à partir des 1000 ré-échantillons. Cette distribution permet la détermination d'un intervalle de confiance (IC) du coefficient de corrélation de l'échantillon initial (typiquement intervalle à 90 ou 95%). Si le minimum de cet IC est supérieur à 0, alors la corrélation initiale était significative statistiquement (Livezey and Chen, 1983).

Par la suite, le test signé des rangs de Wilcoxon (Mann and Whitney, 1947) a été appliqué aux meilleurs couples IM-IH pour tester l'hypothèse nulle selon laquelle les corrélations médianes (pour les 42 scénarios) seraient égales entre les climats passés et futurs.

6.1.2.2 Analyse des tendances et corrélations partielles

Le test non paramétrique de Mann-Kendall (Kendall, 1938; Mann, 1945; Kendall, 1975; Gilbert, 1987) a été utilisé pour détecter les tendances linéaires des quatre séries d'IH et des meilleurs IM qui y sont associés. Ce test a été largement utilisé pour détecter les tendances de séries temporelles de variables hydroclimatiques (Lettenmaier et al., 1994; Lins and Slack, 1999; Douglas et al., 2000; Zhang et al., 2000; Zhang et al., 2001; Yue and Wang, 2002; Novotny and Stefan, 2007; Li et al., 2009). Il est basé sur l'hypothèse nulle qu'un échantillon est indépendant et identiquement distribué. L'hypothèse alternative étant qu'il existe une tendance dans les données. Le lecteur est invité à consulter les références précédentes et plus particulièrement celle de Novotny and Stefan (2007) pour plus de détails. On notera que le test appliqué aux IH et IM a été modifié pour prendre en compte la présence d'autocorrélation dans les séries (Hamed and RamachandraRao, 1998).

Comme pour les corrélations dans la sous-section précédente, la détection des tendances dans les séries d'IH et IM peut être due au hasard pour certains des 42 scénarios climatiques utilisés. Dans ce cas, Livezey and Chen (1983) proposaient de prendre en compte la corrélation croisée affectant possiblement les résultats d'un ensemble de tests statistiques pour une série de localisations (dans notre cas une série de « temporalité » sous forme de scénarios climatiques) et de déterminer le pourcentage de tests qui seraient positifs simplement par chance. Un rééchantillonnage suivant la méthode de Monte Carlo a donc été appliqué pour chacun des scénarios selon les étapes présentées à la section 6.1.2.1 excepté pour l'étape (iv) modifiée comme suit :

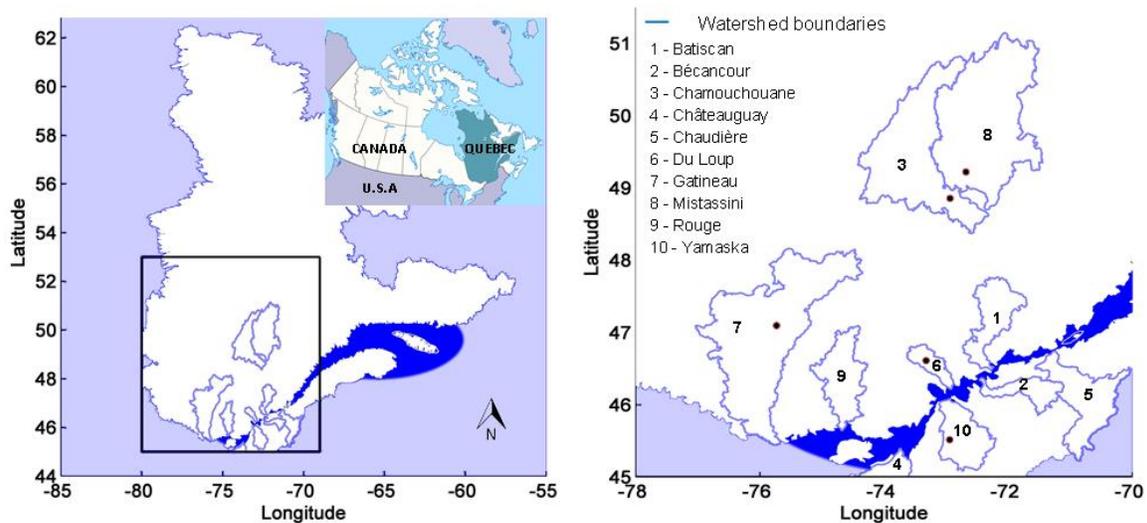
- (iv) Le test de Mann-Kendall a été appliqué aux données rééchantillonnées pour chacun des scénarios et le pourcentage de tests rejetant l'hypothèse nulle au seuil de significativité α a été enregistré (α étant typiquement fixé à 5 ou 10%).

Les étapes (i) à (iv) ont été répétées 1000 fois de manière à obtenir une distribution des pourcentages de scénarios indiquant une tendance au seuil α . À partir de cette distribution, la valeur dépassée $\beta\%$ du temps (typiquement 5 ou 10%) a été définie comme la valeur critique. β représente le seuil de signification global. Cette méthode a été appliquée par Burn and Hag Elnur (2002); Burn et al. (2004b) et discuté en détails dans Renard et al. (2008).

Par la suite, en complément des corrélations de Pearson et de Spearman, suite au test de tendances, les corrélations partielles entre les IH et IM ont été calculées en contrôlant pour la variable de temps. Autrement dit, la corrélation a été calculée indépendamment des évolutions temporelles (tendances) de chacune des variables ce qui peut permettre l'attribution des tendances observées dans les séries des IH aux tendances des IM (Burn et al., 2004a; Burn, 2008). On notera que la méthode proposée sert uniquement à valider l'hypothèse de stationnarité de la force de la relation linéaire IM-IC sans présupposer une quelconque stationnarité du modèle linéaire IM-IH.

6.2 Impacts de l'équifinalité en modélisation hydrologique (Obj-2)

La méthode associée à la réalisation de ce deuxième objectif spécifique se résume au calage automatique du modèle hydrologique HYDROTEL, puis à sa validation, pour les 10 BV sélectionnés (Figure 6.3) et à la génération des jeux de paramètres équiprobables nécessaires à l'évaluation des impacts de l'équifinalité. Deux BV ont été choisis pour chacune des régions hydrographiques du Québec bordant le fleuve St-Laurent. Le lecteur gardera à l'esprit que l'objectif n'est pas d'évaluer le véritable portrait de l'équifinalité mais bien de montrer que, même dans le cas d'un calage automatique semblable à un calage manuel réalisé par un utilisateur expérimenté, l'impact de l'équifinalité n'est pas négligeable.



6.2.1 Données météorologiques et hydrométriques

Les données météorologiques observées proviennent de Ressources Naturelles Canada pour la période 1981-2002; elles ont été associées à une grille de $0,75^\circ \times 0,75^\circ$ par krigeage isotrope (Poirier et al., 2012). Chaque point de grille a été considéré comme une station météorologique dans HYDROTEL. Les débits ont été extraits de la base de données du CEHQ qui inclut près de 230 stations hydrométriques (CEHQ, 2012a). Les stations utilisées ont été sélectionnées selon la disponibilité des données et leur proximité géographique à l'exutoire des BV d'étude. Ainsi, pour les bassins Batiscan (#050304 [$-72,4^\circ$ long, $46,6^\circ$ lat]), Bécancour (#024007 [$-72,3^\circ$ long.,

46,2° lat.]), Châteauguay (#030905 [-73,8° long., 45,3° lat.]) et Rouge (#040204 [-74,7° long., 45,7° lat.]), les stations sont très proches de l'exutoire (Figure 6.3). Tandis que pour les bassins Chamouchouane (#061901 [-72,5° long., 48,7° lat.]), Chaudière (#023402 [-71,2° long., 46,6° lat.]), Du Loup (#052805 [-73,2° long., 46,6° lat.]), Gatineau (#040830 [-75,8° long., 47,1° lat.]), Mistassini (#062102 [-72,3° long., 48,9° lat.]) et Yamaska (#030304 [-72,9° long., 45,5° lat.]), les stations sont plus éloignées de l'exutoire et localisées à la Figure 6.3.

6.2.2 Calage/validation et génération des jeux de paramètres équiprobables

Le calage d'HYDROTEL a été réalisé à l'aide de l'algorithme DDS (Tolson and Shoemaker, 2007) ce qui permet un calage homogène (même méthode) et objectif sur les 10 BV d'étude. Le calage automatique a été réalisé par la maximisation de quatre fonctions objectif (FO) évaluées par rapport aux débits observés : (i) KGE; (ii) Nash-log, c'est-à-dire la FO *Nash-Sutcliffe-efficiency* (NSE_Q) calculée à partir du logarithme des débits; (iii) NSE_Q ; et (iv) $NSE_{\sqrt{Q}}$ calculée à partir de la racine carrée des débits. DDS a été exécuté une fois pour chaque BV et FO avec un budget de 5000 répétitions – la solution initiale de chacune des exécutions était la même pour garantir la comparabilité des résultats entre BV. Pour chacune des exécutions, de manière à évaluer l'incertitude paramétrique et l'impact de l'équifinalité sur les variables modélisées, les 250 jeux de paramètres offrant les meilleures valeurs de FO ont été sauvegardés (10 BV fois 4 FO). On notera que cette méthode de sélection des jeux de paramètres ne prend volontairement pas en compte la nature stochastique de DDS pour « simuler » ce qui est fait lors d'un calage manuel et démontrer que même selon ces prémisses, l'impact de l'équifinalité n'est pas négligeable. Cet argument devrait alors permettre de modifier l'adoption quasi-systématique du paradigme du calage optimal unique.

Pour simplifier la présentation des résultats, dans cette thèse comme dans la section 13, seuls les résultats relatifs aux FO KGE et Nash-log sont présentés. En effet, la valeur ajoutée des deux autres FO est minimale quant à la détermination des importances relatives des types d'incertitudes. Les résultats obtenus pour NSE sont similaires à ceux pour KGE excepté aux alentours des débits de crue. $NSE_{\sqrt{Q}}$, quant à elle, représente un compromis entre KGE et Nash-log. Se concentrer sur les FO KGE et Nash-log fournit une procédure de calage qui priorise

respectivement les hauts puis les bas débits et offre donc un portrait suffisamment contrasté des effets de l'équifinalité.

$$\mathbf{KGE} = \mathbf{1} - \sqrt{(\mathbf{r} - \mathbf{1})^2 + (\boldsymbol{\alpha} - \mathbf{1})^2 + (\boldsymbol{\beta} - \mathbf{1})^2} \quad (6)$$

où r est le coefficient de corrélation linéaire entre les débits observés et simulés; α est une mesure de la variabilité relative des données simulées par rapport aux observées, c'est-à-dire le rapport des écarts-types; et β représente le biais, c'est-à-dire le rapport des moyennes simulée et observée.

$$\mathbf{Nash-log} = \mathbf{2} \cdot \boldsymbol{\alpha}_{log} \cdot \mathbf{r}_{log} - \boldsymbol{\alpha}_{log}^2 - \boldsymbol{\beta}_{log\ n}^2 \quad (7)$$

où α_{log} et r_{log} sont respectivement le coefficient de corrélation linéaire et une mesure de la variabilité relative entre les débits simulés et observés; et $\beta_{log\ n}$ correspond au biais normalisé des logarithmes des débits, c'est-à-dire le rapport des moyennes normalisées par l'écart-type.

La période de calage s'est étendue du 1^{er} décembre 1982 au 30 novembre 1991 soit 9 années hydrologiques. La validation s'est déroulée entre le 1^{er} décembre 1991 et le 30 novembre 2002 (les données météorologiques de 1995-1996 étant indisponibles) soit 8 années hydrologiques. Dans tous les cas, une année de rodage est utilisée avant les périodes de calage et validation pour s'assurer du bon remplissage du modèle. Janvier à mai 1997 a été utilisé comme période de « redémarrage » pour s'assurer du bon remplissage du modèle alors que pendant la période sans données de 1995-1996, les données de 1993-1994 ont été utilisées pour éviter que les bassins ne se vident de leur eau.

Douze des dix-huit paramètres de calage d'HYDROTEL (présentés dans la section 12.2.4.1) au ont été ajustés par DDS : six paramètres relatifs au module de neige, cinq au module de sol, et un coefficient d'interpolation. Ces paramètres sont parmi les plus sensibles d'HYDROTEL (Turcotte *et al.* 2003), et leur sélection permet de limiter le risque de sur-paramétrage en se basant sur : (i) les informations fournies par les analyses de sensibilité antérieures (Ben Nasr, 2014; Bouda et al., 2014), (ii) les connaissances acquises pendant l'exploitation opérationnelle d'HYDROTEL (Turcotte et al., 2004) et (iii) l'expérience acquise pendant le développement d'un Atlas hydroclimatique ayant pour objectif d'évaluer l'impact potentiel des CC sur les ressources en eau à l'horizon 2050 pour le Québec méridional (CEHQ, 2013a; 2015). Les autres

paramètres ont été fixés selon : (i) une étude de régionalisation (Turcotte *et al.* 2007b), (ii) les résultats de l'application d'une stratégie de calage global (Ricard *et al.* 2013) mise en place par le CEHQ, et (iii) d'après de précédents exercices de calages manuels.

6.3 Évaluation de la sensibilité de l'approvisionnement en eau de surface durant les étiages (Obj-3)

La méthode associée à la réalisation de ce troisième objectif spécifique se résume à la mise en place, à partir des données de modèles climatiques et de stations hydrométriques, des méthodes classique et alternative. Elles permettront d'évaluer comparativement la sensibilité future de la station de traitement d'eau potable de surface de Château d'Eau à Québec sur le BV de la rivière Saint-Charles (Figure 6.4). On notera que la méthode alternative est appliquée sans développer les corrélations à partir de la modélisation hydrologique comme dans l'article I, mais bien en se basant uniquement sur les corrélations observées (Figure 6.5).

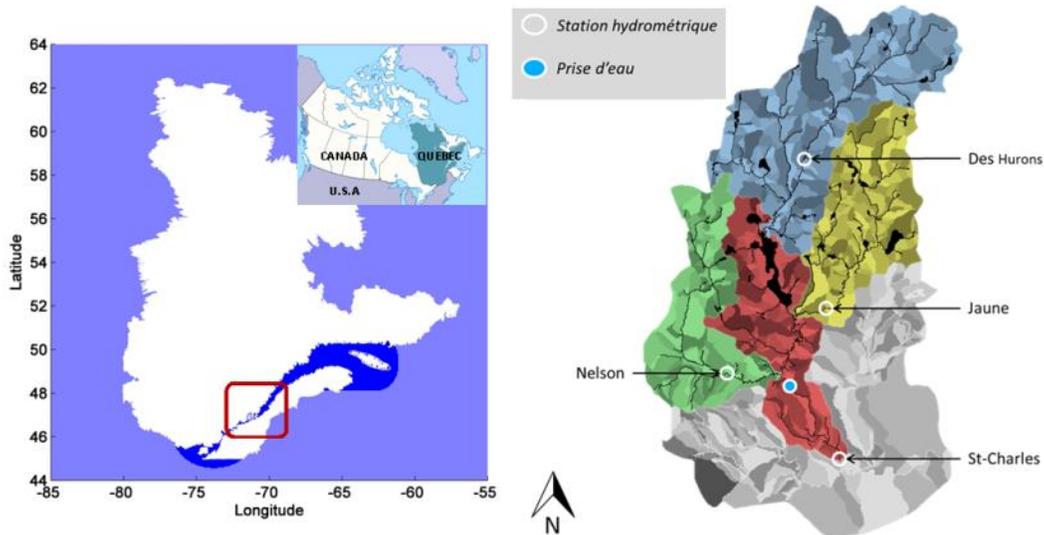


Figure 6.4 : Localisation de la prise d'eau Château d'eau dans le BV de la rivière Saint-Charles décomposé en sous-bassins.

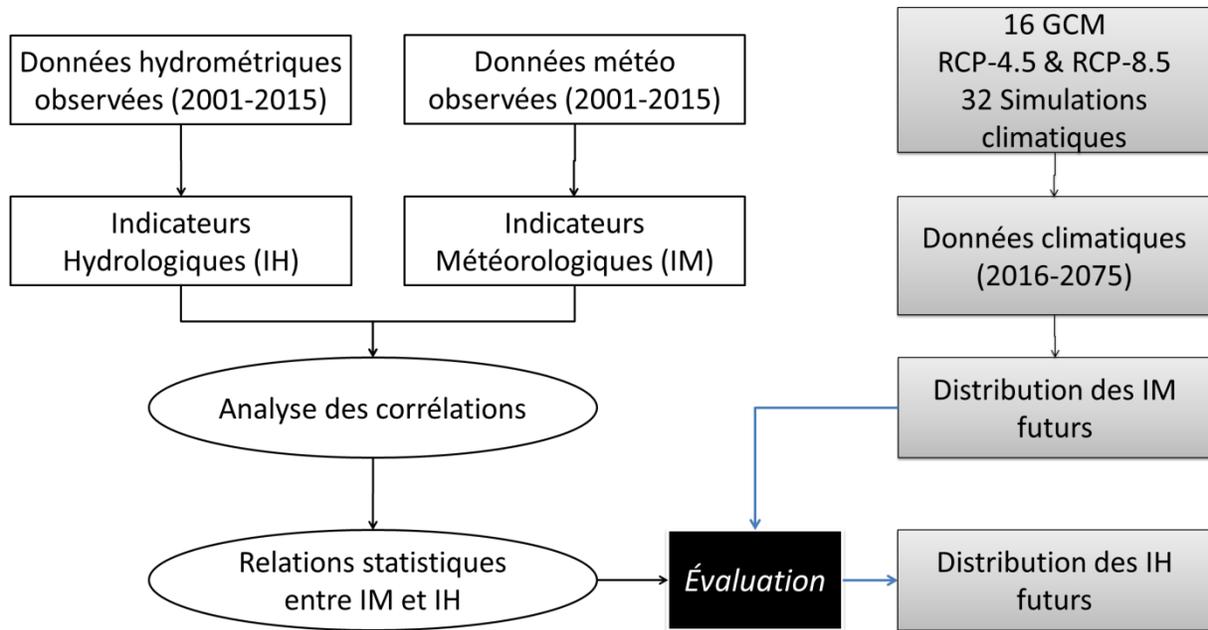


Figure 6.5: Schéma détaillé de la mise en place de l'approche alternative

6.3.1 Données : scénarios climatiques et stations hydrométriques

Pour étudier l'effet des CC sur les étiages, 32 simulations issues de 16 MCG ont été utilisées (Tableau 6.3). Elles ont été extraites de l'ensemble climatique produit par le consortium Ouranos à partir des simulations du CMIP5. Elles sont basées sur les RCP-4.5 (Riahi et al., 2011) et -8.5 (Clarke et al., 2007; Wise et al., 2009; Thomson et al., 2011). Les MCG ont été sélectionnés en fonction des plages de données disponibles et des problèmes (fichiers manquants, erreurs de calcul...) qui ont pu être rapportés (<http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/errata/cmip5errata.html>).

Tableau 6.3 : Liste des MCG sélectionnés

BCC-CSM1-1-m	CMCC-CMS	IPSL-CM5A-MR	MPI-ESM-LR
BCC-CSM1-1	GFDL-CM3	IPSL-CM5B-LR	MPI-ESM-MR
CanESM2	GFDL-ESM2G	INMCM4	MRI-CGCM3
CMCC-CM	GFDL-ESM2M	MIROC5	NorESM1-M

Comme pour l'objectif 1, les données des simulations climatiques ont été corrigées par une méthode de correction quantile (Mpelasoka and Chiew, 2009).

6.3.2 Approche classique : Calage/validation et génération des jeux de paramètres équiprobables

L'approche classique consiste à simuler les débits futurs à partir des données climatiques et d'un modèle hydrologique. Ce dernier est calé et validé à partir des données météorologiques et hydrométriques observées puis utilisé pour générer les séries des ${}_7jQ_{\min}$ futurs à la station « Saint-Charles » (Figure 6.4), station la plus proche à l'aval de la prise d'eau de Château d'Eau.

Les paramètres qui ont été calés sont les mêmes qu'à la section 6.2.2. Le calage a été effectué à l'aide de DDS pour la FO Nash-log-7-jours, qui est la FO Nash-log calculée à partir des moyennes des débits à 7 jours selon la formule (version alternative à l'équation 7) suivante:

$$\text{Nash-log} = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (\log Q_m^t - \log Q_o^t)^2}{\sum_{t=1}^T (\log Q_o^t - \log Q_o)^2} \quad (8)$$

où Q_o est la moyenne des débits-7j observés, Q_m est le débit-7j modélisé au temps t , et Q_o^t est le débit-7j observé au temps t . $\overline{\quad}$ représente une moyenne.

Le calage et la validation ont été réalisés de manière séquentielle pour des périodes de cinq ans entre 1985 et 2016. Cette séquence est la suivante : tout d'abord les modèles des sous BV amont (Nelson, Des Hurons et Jaune) sont calés/validés simultanément puis le BV Saint-Charles l'est à son tour. On réfèrera à cette séquence comme un exercice de calage. La période de calage s'est étendue du 1^{er} novembre 2012 au 31 octobre 2016 pour tous les sous BV sauf celui de la rivière Jaune qui a été calé entre novembre 1990 et octobre 1994. Les périodes de validation se sont étendues de 1985 à 1989 pour Jaune et de 2007 à 2011 pour les autres sous BV. Une validation supplémentaire a été effectuée entre 2002 et 2006 pour le sous BV Saint-Charles. Dans tous les cas, une année de démarrage a été utilisée pour s'assurer du bon rodage du modèle et limiter les erreurs d'initialisation.

DDS a été exécuté selon les directives et les étapes proposées dans la mise en place de la méthode DDS- AU (Tolson and Shoemaker, 2008) de manière à quantifier l'incertitude relative à l'acceptation du concept d'équifinalité. Dans un premier temps, une estimation des maxima globaux des FO de chaque BV a été effectuée en utilisant 1% du budget alloué à l'évaluation des jeux de paramètres, soit une unique exécution de 100 répétitions.

- Étape 1 : En raison du temps de calcul associé à HYDROTEL, le budget total du nombre de répétitions (optimisations) est fixé à 10,000 et le nombre maximal de jeux de paramètres représentatifs (*behavioral*) est fixé à 100. Ainsi, le nombre de répétitions par exécution de DDS a été de 100 (10,000/100) – quand les directives suggéraient d'utiliser 3 à 7D, avec D le nombre de paramètres à caler (12 dans notre cas).
- Étape 2 : DDS a été exécuté 100 fois (la solution initiale de chaque exécution étant différente, mais reproductible grâce à un générateur de nombres aléatoires) alors que les directives suggéraient 100 à 200 exécutions (en fonction du temps de calcul associé au modèle hydrologique notamment)
- Étape 3 : Les étapes 1 et 2 sont des choix subjectifs qui permettent la détermination de jeux de paramètres représentatifs. Un jeu est considéré représentatif quand la valeur finale de la FO pour une exécution de DDS est supérieure à l'estimation du maximum global.
- Étape 4 : Pour le dernier choix subjectif à faire, il s'agit de décider si le nombre de jeux de paramètres représentatifs identifié est suffisant. S'il ne l'est pas, la limite que constitue l'estimation des maxima globaux peut être descendue, ou les jeux de paramètres non représentatifs après 100 répétitions peuvent être raffinés en autorisant DDS à utiliser des répétitions supplémentaires.

De manière à prendre en compte le biais éventuel de la modélisation hydrologique des étiages avec HYDROTEL, la médiane des $_{7j}Q_{\min}$ simulés a été corrigée selon la médiane des $_{7j}Q_{\min}$ observée. Contrairement à la méthode de correction quantile appliquée aux simulations climatiques, seule la médiane a été corrigée puisque l'objectif est l'évaluation des étiages futurs médians sur des horizons temporels de 5, 10 et 30 ans.

6.3.3 Approche alternative

L'approche alternative dont le concept est mis en place à l'objectif 1 permet de déterminer les tendances des IH directement à partir de celles des IM en suivant la méthode présentée à la Figure 6.1. Pour la réalisation de l'objectif 3, il s'agit d'évaluer les $_{7j}Q_{\min}$ estivaux futurs, et non pas uniquement leurs tendances, à la station « Saint-Charles » (Figure 6.4). Les débits entre

2001 et 2015 ont été utilisés pour déterminer les corrélations linéaires, ainsi que les coefficients de régression linéaire, entre les débits et les IM observés. Pour le futur, les 32 scénarios climatiques (section 6.3.1) ont été utilisés pour générer les IM et évaluer les ${}_7Q_{\min}$ estivaux à partir des coefficients de régression linéaires.

Pour cet objectif, les IM calculés à partir des températures (Tableau 6.2, 2^{ème} catégorie IM) n'ont pas été utilisés puisque leurs corrélations avec les IH étaient systématiquement inférieures à celles obtenues pour les autres catégories. Étant donné les intervalles de prédiction associés à l'utilisation d'une régression linéaire en mode prévisionnel et comme la méthode alternative n'a pas pour objectif de remplacer la méthode classique, les régressions ont été utilisées pour évaluer des intervalles d'évolution possibles des IH sur des périodes de 5, 10 et 30 ans. Cela a permis d'associer les différentes régressions avec leur intervalle de confiance puisque la variable prédite est une médiane et non une valeur individuelle associée à plus de variabilité.

6.3.4 Évaluation de la sensibilité future face aux étiages

L'évaluation de la sensibilité future d'une station de production d'eau potable face aux étiages a été réalisée par le calcul d'un indice de pression. Plus le prélèvement en eau est important et proche des débits d'étiage et plus la pression exercée sur la ressource est élevée.

$$IP_1 = \frac{Q_{2-7}}{P} \quad (9)$$

où P est le prélèvement estival journalier moyen (m^3/s), IP_1 réfère à indice de pression 1.

Cet indice de pression a été choisi parce qu'il est utilisé par le *ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques* (MDDELCC) pour évaluer si un prélèvement peut être effectué dans une masse d'eau donnée (MDDELCC, 2015).

Afin d'éviter d'ajouter une source d'incertitude supplémentaire à la chaîne de modélisation, les Q_{2-7} (minima des débits saisonniers moyens sur 7 jours de période de retour 2 ans) ont été obtenus à partir de fréquence empirique pour les périodes 2016-2045 (horizon 2030) et 2046-2075 (horizon 2060) et non à partir d'une distribution statistique:

- Étape 1 : les débits sont triés par ordre croissant

- Étape 2 : les fréquences de non dépassement sont calculées à partir de la formule de Cunnane (1978):

$$P = \frac{(r - 0,4)}{(N + 0,4)} \quad (10)$$

- Étape 3 : Q_{2-7} est évalué à partir des fréquences cumulées

SYNTHÈSE DES RÉSULTATS

Ce chapitre propose une synthèse des résultats, explicitant les retombées majeures des travaux de recherche pour chacun des trois objectifs spécifiques du projet. Ces résultats ayant fait l'objet d'un article, ils ne sont pas ici développés dans leur totalité. Les détails sont disponibles aux sections 12 à 14.

7 MISE EN PLACE DE LA MÉTHODE ALTERNATIVE

La clef de voûte de la mise en place de la méthode alternative réside dans la démonstration de la stationnarité ou l'invariance des corrélations entre IH et IM. Ainsi, les résultats relatifs à la capacité du modèle hydrologique à représenter fidèlement les IH ne sont pas présentés. Le lecteur est invité à consulter ces résultats à l'article I (section 12). Par la suite, l'analyse des tendances et le calcul des corrélations partielles montrent la possibilité d'évaluation des tendances futures des IH à partir de celles détectées dans les IM. On rappelle que ces résultats ne démontrent pas la stationnarité du modèle de régression sous-jacent aux corrélations.

7.1 Conservation des corrélations

Les IM extraits de la littérature (Tableau 6.2) ont été calculés pour les horizons passés (1971-2000) et futurs (2041-2070) pour chacun des 42 scénarios climatiques (Tableau 6.1). Les IH passés et futurs ont été générés grâce au modèle HYDROTEL. Il est très vite apparu, comme la littérature le laissait suggérer (section 2.2), que les corrélations entre les IM calculés à partir des températures ou des précipitations et les IH étaient moins élevées que celles obtenues pour les autres catégories. De plus, l'analyse des corrélations de Pearson et de Spearman a confirmé (Assani et al., 2011) le caractère strictement linéaire de la relation entre IH et IM (Annexe I). Les résultats ci-après mentionnés se concentrent donc sur les corrélations linéaires des IM mixtes et de ceux calculés à partir des indices de sécheresse. Les indices classiques que sont le PDSI, SPI et l'EDI font tous partie intégrante de ce dernier groupe. En théorie, ils permettent de détecter le début et la fin des périodes sèches comme des périodes humides et ont donc un

potentiel explicatif avéré pour les débits. En pratique, l'EDI était systématiquement (pour tous les scénarios) mieux corrélé avec les IH que les autres indices. En fait, les IM calculés à partir des cumuls de précipitations avaient des corrélations similaires à celles du SPI et du PDSI. Ainsi en termes de corrélation linéaire avec les IH, le SPI et le PDSI n'offrent pas de valeur ajoutée.

La Figure 7.1 présente les meilleures corrélations pour chacune des catégories d'IM avec les différents IH saisonniers. Les IC présentés sur cette figure ont été obtenus par rééchantillonnage des 42 scénarios climatiques suivant la méthode de Monte Carlo tandis que des tests de Wilcoxon attestent si les médianes des corrélations sont différentes entre les climats passés et futurs. Les résultats du bassin Yamaska ne sont pas présentés étant donné leur similarité (corrélation et IM identifié) avec ceux du bassin Bécancour.

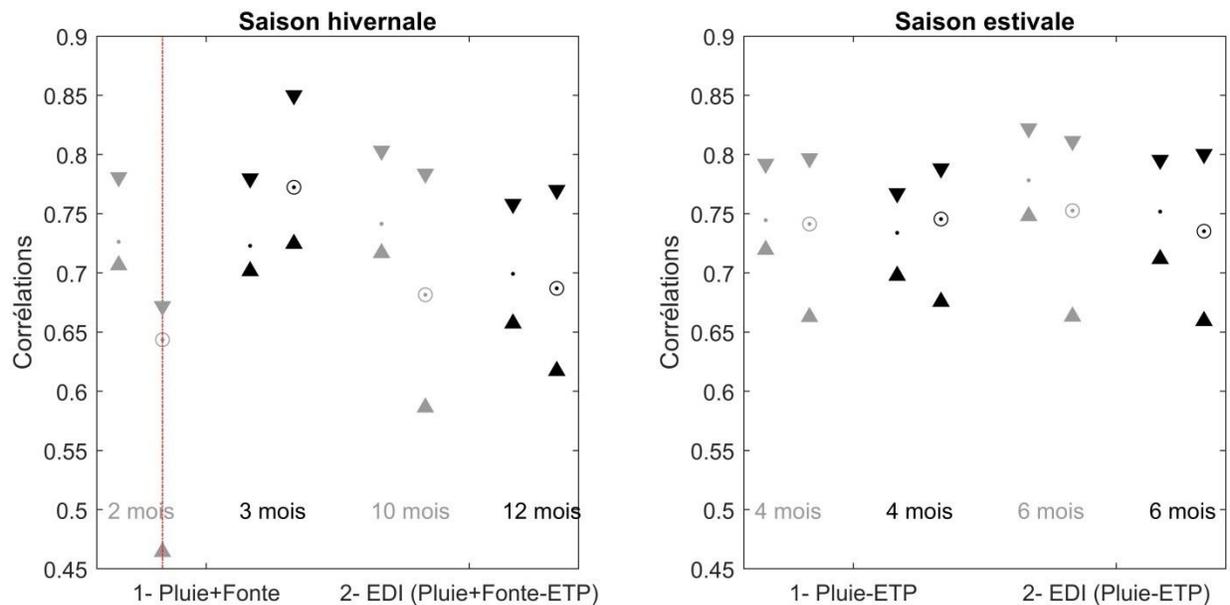


Figure 7.1 : Médianes des corrélations de Pearson et IC à 95% pour le bassin Bécancour

Les corrélations sont indiquées pour le $7jQ_{\min}$ (gris) et le $30jQ_{\min}$ (noir) pour les climats passé et futur (médiane entourée) pour les saisons hivernale (gauche) et estivale (droite) pour les catégories IM mixtes (1) et indices de sécheresse (2). Les meilleurs IM de chaque catégorie sont nommés ainsi que les fréquences auxquelles ils sont calculés. La ligne rouge indique que le test de Wilcoxon a rejeté l'hypothèse nulle (médiane des corrélations des climats passés et futurs égales).

On peut retenir que les IC à 95% attestent de la significativité des médianes des corrélations de Pearson. Celles-ci ne sont pas dues au hasard et les vraies valeurs des médianes sont toutes (saison, IH et climat passé ou futur) supérieures à 0,66. Ce dernier chiffre exclut les IM pour

lesquels le test de Wilcoxon détecte une différence significative entre les climats passés et futurs puisque ces IM particuliers ne vérifient pas l'hypothèse initiale de stationnarité de la corrélation (environ $\frac{1}{4}$ des IM seulement). Les médianes des corrélations en tant que telles indiquent que les IM expliquent 46 (0,68²) à 61% (0,78) de la variabilité des IH. D'ailleurs, pour les deux BV, les $_{7j}Q_{\min}$ hivernaux ont été corrélés au mieux avec l'EDI calculé à partir de la pluie et de la fonte moins l'ETP pendant 10 mois alors que les $_{30j}Q_{\min}$ étaient corrélés avec le même IM à une fréquence de 12 mois. Ce décalage dans les fréquences est plutôt logique étant donné que l'étiage à 30 jours mobilise des réserves d'eau potentiellement plus importantes. La corrélation, similaire en termes de médiane pour le climat passé, observée avec le cumul de la pluie et de la fonte sur deux (2) ou trois (3) mois indique quant à elle l'importance de considérer des fréquences différentes pour les IM. Cela pourrait également indiquer la possibilité de travailler dans un contexte multilinéaire pour mieux représenter la variabilité des IH. En été, les IH étaient corrélés au mieux avec la demande climatique à quatre (4) mois ou l'EDI calculé à partir de la demande climatique à six (6) mois, indiquant dans les deux cas l'importance de la considération de l'état antérieur du BV pour expliquer la génération des étiages à partir de l'eau disponible pour le ruissellement.

7.2 Corrélations partielles et attributions des tendances

Les corrélations médianes obtenues entre les IM et IH sont du même ordre de grandeur que celles qui avaient été relevées dans la littérature (section 2). Cependant, ces dernières faisaient principalement intervenir des débits mensuels au mieux, voire saisonniers. Le travail réalisé à partir des IH, plus variables que les débits mensuels (ne serait-ce que par la variabilité temporelle), permet donc d'envisager l'explication des tendances futures des IH à partir de celles des IM et ce malgré des corrélations médianes aux alentours de 50%. Pour cela, il faudrait pouvoir établir des arguments en faveur d'un lien de causalité entre les tendances observées pour les IM futurs et les tendances des IH.

À ces fins, les corrélations partielles (indépendantes de l'évolution temporelle des variables) entre IM et IH ont été calculées et l'existence de tendances linéaires dans les séries

d'indicateurs évaluées par le test de Mann-Kendall pour les simulations opérationnelles du MRCC (section 6.1.1). En moyenne, les corrélations partielles ne diffèrent que de 3,2% (Tableau 7.1) avec les corrélations médianes de Pearson, ce qui indique une corrélation indépendante de la variable temporelle. De plus les tendances linéaires détectées dans les séries d'IM sont les mêmes, à 100%, que celles détectées pour les IH (80% pour le bassin Yamaska). Comme l'Annexe I le laisse envisager, les tendances hivernales sont probablement liées à une augmentation du nombre d'épisodes de gel-dégel ou de périodes chaudes, et donc à une modification de la dynamique de fonte de la neige. Ces arguments quantifiés, et leur reproduction pour les scénarios climatiques sélectionnés, permettent selon Burn et al. (2004a); Burn (2008) d'établir un lien plausible entre les tendances détectées dans les IM futurs avec les tendances des IH.

Tableau 7.1 : Médianes des corrélations partielles entre les IM et les IH pour différentes périodes (climat passé/climat futur/1971-2070) et tendances des indicateurs du bassin Bécancour

	Bassin Bécancour			
	Saison hivernale		Saison estivale	
	EDI (Pluie+Fonte-ETP)	Tendances IM-IH	Pluie-ETP	Tendances IM-IH
$_{7j}Q_{min}$	0,74/0,65/0,68	10 ⁺ -10 ⁺	0,71/0,61/0,68	8 ⁺ -8 ⁺
$_{30j}Q_{min}$	0,69/0,62/0,64	10 ⁺ -10 ⁺	0,70/0,73/0,70	8 ⁺ -8 ⁺

Les coefficients de corrélations partielles comme les tendances sont significatifs à 0,01. Les + et – indiquent respectivement les tendances positives et négatives.

7.3 Pertinence et robustesse de la méthode

La correction des biais associés aux simulations climatiques suppose un biais similaire pour les climats passés et futurs. La modélisation hydrologique a été établie selon l'hypothèse d'un calage sur la période de référence valide en climat futur. Enfin, une hypothèse similaire a été faite quant aux corrélations observées en climat passé et à leur conservation en climat futur. Ces hypothèses relatives à la stationnarité doivent être discutées en relation avec les conditions climatiques et l'occupation du sol.

En premier lieu, les tests de Wilcoxon ont attesté de la validité de l'hypothèse de stationnarité de la corrélation entre IM et IH. Il pourrait tout de même être envisagé de relaxer cette hypothèse en étudiant les corrélations du climat futur si une évolution de la fréquence de calcul des IM était autorisée. Par exemple, pour la saison hivernale et le climat passé, le cumul de la pluie et de la fonte sur 3 mois est un des meilleurs IM pour le $_{30j}Q_{\min}$. Pour le climat futur, le même IM calculé sur 2 ou 4 mois pourrait être utilisé. Cela permettrait d'évaluer plus spécifiquement la validité de l'hypothèse de stationnarité des corrélations. Ensuite, les utilisations du territoire et l'occupation du sol ont été supposées stationnaires relativement aux périodes de référence. L'influence des changements d'occupation du sol pourrait être étudiée en définissant des scénarios futurs de l'occupation du sol probable. *Savary et al. (2009)* ont ainsi montré que l'évolution de l'occupation du sol peut être prise en compte dans la modélisation hydrologique et explique l'évolution temporelle des débits sans pour autant modifier le fonctionnement hydrologique des BV. En effet, la conservation des paramètres de calage du modèle a tout de même permis la reproduction fidèle des débits historiques (valeurs de Nash supérieures à 0,71 de 1976 à 2003). Un tel résultat suggère une conservation des relations entre les débits et les conditions météorologiques et permet d'affirmer que la prise en compte de l'évolution « normale » de l'utilisation du territoire ne modifierait pas drastiquement les résultats obtenus dans ce premier objectif relativement aux corrélations entre IM et IH. Cette étude vient également en appui à l'hypothèse de stationnarité appliquée aux paramètres de calage du modèle HYDROTEL et ce d'autant plus que les données climatiques futures présentent des intervalles de variations similaires aux données de références pour les moyennes annuelles/saisonniers des températures et des précipitations (Annexe I). Enfin, tant qu'à traiter la question de la stationnarité, on peut souligner l'utilisation de saisons hydrologiques particulières dans le projet proposé. En effet, les saisons hydrologiques calendaires ne sont pas adaptées à l'étude de processus hydrologiques dans le cadre des CC puisque ces dernières sont amenées à évoluer du climat passé vers le climat futur. Pour contourner cette difficulté, dans ce projet, les saisons hydrologiques estivale et hivernale ont été définies selon des limites d'EEN pour s'assurer de l'uniformité des processus

hydrologiques associés à ces saisons même dans le cadre des CC (voir détails à la section 12.2.1.2).

La méthode statistique proposée à travers ce premier objectif est particulièrement pertinente pour le Québec dans le cadre de la mise en place de la Stratégie de protection et de conservation des sources d'eau destinées à l'alimentation en eau potable (Gouvernement du Québec, 2012). La considération des bassins Bécancour et Yamaska aux régimes hydrologiques respectivement naturel et partiellement contrôlé par des ouvrages de rétention, évoque la possibilité d'une certaine régionalisation bien qu'elle devrait être validée pour des bassins versants dont la régularisation est plus prononcée et pour des bassins de régions hydroclimatiques différentes. Les projets européens, américains et ontariens, similaires à la Stratégie québécoise ont tous inclus la question des CC dans l'évaluation de l'état de leurs masses d'eau et de leur utilisation. La méthode statistique proposée limiterait le nombre de cas où la méthode classique devrait être déployée s'il était démontré par la suite que les faux positifs ou négatifs relatifs à l'attribution des tendances étaient en nombre négligeable pour d'autres bassins que les deux étudiés. La méthode proposée permettrait également une évaluation rapide de la vulnérabilité quantitative des systèmes d'approvisionnement municipaux (sujet de l'objectif 3) dans le cas d'une démonstration quelconque de la stationnarité des modèles de régression sous-jacents aux corrélations. De plus, la méthode alternative est d'ores et déjà adaptée aux données climatiques issues du CMIP3 comme du CMIP5, et sa simplicité de mise en place la qualifie *a priori* pour une utilisation combinée aux données climatiques issues des prochains ensembles climatiques produits. D'ailleurs, l'utilisation des ensembles climatiques peut être critiquée (Kingston et al., 2011) pour son effet de masquage de la variabilité existant entre les résultats issus des différents modèles (Randall et al., 2007) lorsqu'ils sont présentés sous forme de médianes (ou de moyennes) uniquement. Cet inconvénient est contourné par la présentation des résultats des 1^{er} et 9^{ème} déciles et non pas uniquement des résultats moyens ou médians dans ce projet doctoral. On notera également que le rôle de la qualité du post-traitement des données climatiques n'a pas été quantifié puisqu'il a lieu avant la mise en place des méthodes classique et alternative et devrait affecter les deux approches.

8 IMPACTS DE L'ÉQUIFINALITÉ EN MODÉLISATION HYDROLOGIQUE

Un ensemble de jeux de paramètres équiprobables a été généré pour les 10 BV d'étude de la province de Québec à partir du calage automatique du modèle HYDROTEL pour les FO KGE et Nash-log. Ces exercices de calage ont permis la quantification relative des incertitudes liées à l'équifinalité et au choix des FO sur sept variables et IH : (i) les débits journaliers; (ii) les débits d'étiage de 7 et 30 jours et les débits maximaux; (iii) l'EEN, (iv) les variations du contenu en eau du sol superficiel (CES) et (v) l'ETR. L'équifinalité paramétrique est mesurée à travers l'intervalle des valeurs de chacun des paramètres calés du modèle hydrologique relativement à la plage physique plausible qui leur a été attribuée. Les incertitudes relatives à l'équifinalité et aux FO réfèrent respectivement aux conséquences sur les sorties du modèle de l'équifinalité paramétrique et du choix de FO.

8.1 Équifinalité paramétrique

Le modèle hydrologique a été calé automatiquement à l'aide de DDS pour des périodes de calage de neuf (9) ans. Le calage effectué a permis l'obtention de 250 jeux de paramètres équiprobables pour chacun des BV d'étude et des FO utilisées. L'intégralité de ces exercices de calage, 20 au total, a généré respectivement des valeurs moyennes des FO de 0,916 et 0,84 pour les FO KGE et Nash-log. De plus, dans tous les cas, les valeurs des FO associées aux 250 jeux de paramètres appartiennent à un intervalle d'étendue 0,01 (l'ensemble des valeurs des FO ne diffèrent au maximum que de 0,01). Ceci démontre bien, malgré l'attention portée au choix et au nombre de paramètres calés automatiquement, que le paradigme du calage optimal unique n'est plus envisageable. La question de l'impact de l'existence de ces différents jeux de paramètres est ensuite explorée.

Dans l'ensemble, l'équifinalité paramétrique est assez limitée puisque la couverture de la plage physique de chacun des paramètres dépasse rarement 10% lorsque l'on considère les 250 valeurs obtenues par calage. Pour les dix BV et les deux FO, ce sont les paramètres de fonte de la neige des forêts de conifères (seuil et taux) qui ont couvert la plus grande part de la plage physique qui leur était associée (paramètres B et E Figure 8.1). Ce résultat rejoint celui obtenu

par Bouda et al. (2014) qui, à partir d'une analyse de sensibilité, classaient le seuil de fonte des forêts de conifères comme le 12^{ème} paramètre le plus sensible (sur 18) pour les bassins Montmorency et Beaurivage au Québec, soit un de ceux dont la valeur est la moins importante pour l'efficacité du calage. Ainsi, pour le BV de la Yamaska, pour la FO KGE, le seuil de fonte pour les conifères (paramètre E) a couvert 45,6% de la plage physique autorisée (Figure 8.1).

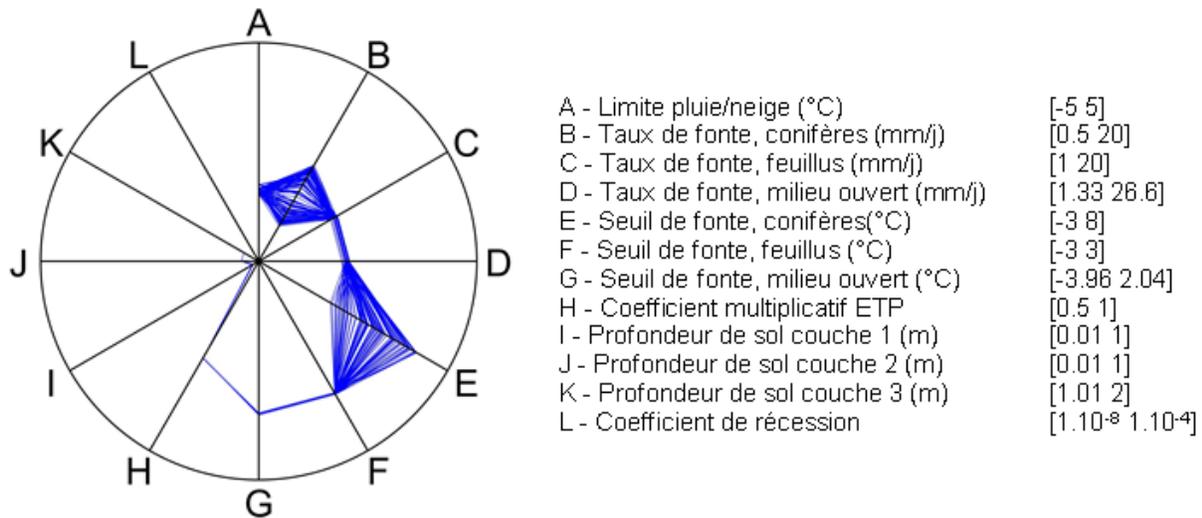


Figure 8.1 : Diagramme araignée des 250 jeux de 12 paramètres de calage d'HYDROTEL obtenus par l'algorithme DDS pour le bassin Yamaska pour la FO KGE.
Le paramètre A est un paramètre d'interpolation, les paramètres B à G sont relatifs au module de neige, les paramètres H à L sont relatifs au module de sol.

Cette équifinalité paramétrique plutôt limitée est une conséquence directe de la méthode de sélection des jeux de paramètres équiprobables. En effet, le choix a été fait de n'exécuter DDS qu'une seule fois pour chaque configuration des modèles calés puis de sélectionner les 250 jeux de paramètres associés à la meilleure valeur de FO pour chaque configuration. Cette méthode avait pour but d'imiter un calage manuel, par là même ignorant la nature stochastique de DDS selon laquelle l'utilisation de plusieurs exécutions débutées à des solutions initiales différentes permettrait d'obtenir des jeux de paramètres calés différents (Tolson and Shoemaker 2008). Selon ce même principe, l'utilisation d'une seule exécution a pour effet la sélection de 250 jeux de paramètres globalement regroupés autour du même optimum global de la FO. C'est ce dernier point qui permet d'affirmer que la sélection des 250 jeux de paramètres a imité un calage manuel. De plus, la stratégie de calage appliquée par l'algorithme DDS (Tolson and Shoemaker 2007) procède d'une manière similaire au calage manuel, c'est-à-dire: (i) au

démarrage de l'exercice de calage (dans les premières répétitions), un certain nombre de paramètres du modèle sont modifiés simultanément pour s'éloigner des valeurs faibles des FO, et (ii) par la suite, lorsque les espaces potentiellement associés à un optimum sont localisés, pour éviter de faire diminuer la valeur de la FO obtenue, les paramètres sont modifiés un à un.

8.2 Incertitudes des processus modélisés

Le parti pris de la méthode de sélection des jeux de paramètres équiprobables avait pour objectif de montrer que même selon ces prémisses, l'impact de l'équifinalité n'était pas négligeable en lui-même et/ou en comparaison avec l'incertitude relative au choix de FO. Ces impacts sont résumés dans les paragraphes qui suivent.

Pour les débits journaliers, l'incertitude relative à l'équifinalité, que ce soit pour le calage ou la validation des deux FO, est très faible (quasiment intégralement sous la barre des 0,1 mm/jour pour le débit spécifique). Elle peut tout de même atteindre des valeurs proches de 1 mm/jour, notamment pour la fonction Nash-log aux alentours des débits de crue. Durant toute l'année, à l'exception de la période de décrue, l'incertitude relative au choix de FO est 5 à 10 fois supérieure. D'ailleurs, pour l'ensemble des 10 BV cette incertitude est plus prononcée en automne et durant le pic printanier. Cette différence entre les FO peut certainement s'expliquer par leur nature. En effet, les hauts débits sont moins bien représentés par le FO Nash-log que les bas débits ne le sont par la FO KGE. Cette différence, bien qu'intrinsèque, permet d'éclairer différemment l'incertitude liée au choix de la FO. Il faut peut-être tout simplement considérer le fait que la FO Nash-log ne doit pas être utilisée pour étudier les hauts débits.

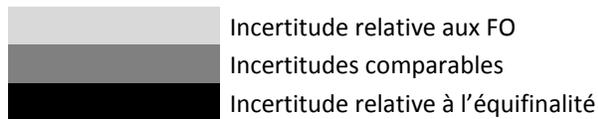
Pour les IH ($_{7j}Q_{\min}$, $_{30j}Q_{\min}$, Q_{\max}) saisonniers, l'incertitude relative à l'équifinalité, que ce soit pour le calage ou la validation des deux FO, est faible (ne dépasse pas 10% de la valeur de l'IH) et relativement constante dans le temps. Mises à part quelques exceptions (bassins) qui peuvent être mises sur le compte d'une performance de calage moindre, l'incertitude relative à l'équifinalité est similaire pour les deux FO. On notera que cette incertitude est plus élevée pour les Q_{\max} hivernaux que les Q_{\max} estivaux. D'ailleurs, dans quelques cas elle atteindra une

valeur comparable à l'incertitude relative au choix de FO. Globalement cette dernière est constante dans le temps et plus importante que l'incertitude reliée à l'équifinalité (2 à 3 fois pour l'été, 5 à 10 fois pour l'hiver).

Pour l'EEN, l'ETR et le CES, les résultats sont difficilement généralisables et ne peuvent être regroupés selon les caractéristiques des bassins versants (géophysigraphie, classes climatiques). Ce qui reste apparent (Tableau 8.1) c'est que pour tous les processus hydrologiques modélisés, sauf l'EEN, l'incertitude relative à l'équifinalité est négligeable devant celle relative au choix des FO. Cela impliquerait, dans le cas d'une étude en temps ou budget limité, que le meilleur choix serait de prioriser la prise en compte de plusieurs FO plutôt que plusieurs jeux de paramètres de calage. Ce résultat renforcerait ainsi le choix fait dans la dernière décennie d'opérer HYDROTEL selon le paradigme du calage optimal unique. Pourtant, pour l'EEN, l'incertitude relative à l'équifinalité est plus grande ou comparable à celle due au choix de FO pour huit (8) des dix (10) BV étudiés. Pour l'ETR et le CES, selon le bassin choisi, mais également la saison d'intérêt, l'incertitude relative à l'équifinalité peut également être plus importante que celle relative aux FO.

Tableau 8.1 : Type d'incertitude prévalent pour chacun des BV d'étude pour les variables et IH modélisés

	Débits journaliers	7j-et 30j-Qmin	Qmax	EEN	ETR	CES
<i>Batiscan</i>						
<i>Bécancour</i>						
<i>Chamouchouane</i>						
<i>Châteauguay</i>						
<i>Chaudière</i>						
<i>Du Loup</i>						
<i>Gatineau</i>						
<i>Mistassini</i>						
<i>Rouge</i>						
<i>Yamaska</i>						



8.3 Que recommander?

Les résultats proposés dans cette partie mettent en avant, pour les processus hydrologiques modélisés autres que les débits, la possibilité que l'incertitude relative à l'équifinalité ne soit pas négligeable devant celle relative au choix de FO. Ce résultat est obtenu bien que les FO utilisées (Nash-log et KGE) aient favorisé une incertitude relative à la FO élevée et que l'incertitude relative à l'équifinalité n'a pas été prise en compte dans sa totalité (procédure de sélection des jeux de paramètres). On notera que la considération des FO NSE_{VQ} ou NSE_Q aurait réduit l'incertitude relative aux FO mais pas suffisamment pour modifier les résultats présentés au Tableau 8.1.

La mise en place de la méthode associée à l'objectif 2 montre que la prise en compte de l'équifinalité n'est pas si complexe qu'elle peut en avoir l'air et qu'elle a potentiellement des effets tangibles sur les résultats de modélisations. Or, dans le cadre des CC, depuis la publication des rapports du GIEC et la prise de conscience des mondes scientifiques et politiques (dans une moindre mesure certainement), les études d'impact en tout genre se multiplient. Étant donné les résultats présentés ici, si la variable d'intérêt pour l'étude n'est pas directement la variable de débits, il serait recommandé de prendre en compte les deux types

d'incertitude ne serait-ce que par l'utilisation de deux jeux de paramètres et de deux FO adéquates. En effet, par exemple pour les débits d'étiages, pour l'incertitude relative aux FO, il serait approprié de considérer les FO Nash-log et NSE_{VQ} , connues pour offrir de bonnes performances en étiage.

Les résultats proposés dans cette section pourraient certainement être repris, cette fois en utilisant une procédure de sélection des jeux de paramètres équiprobables qui tiendrait compte de la nature stochastique de DDS (section 6.3.2). Cela permettrait d'évaluer les incertitudes reliées au choix de FO et à l'équifinalité en englobant cette fois l'intégralité de l'équifinalité paramétrique.

9 ÉVALUATION DE LA SENSIBILITÉ FUTURE DE L'APPROVISIONNEMENT EN EAU DE SURFACE

La sensibilité future de l'approvisionnement en eau de surface de la Ville de Québec à partir de la station Château d'Eau a été évaluée par la mise en place et la comparaison des méthodes classiques et alternatives. L'incertitude des CC est prise en compte par l'utilisation de 16 modèles de climat et deux RCP (4.5 et 8.5). Les débits futurs sont simulés par HYDROTEL pour la méthode classique et l'équifinalité est prise en charge par la mise en place de la méthode DDS-AU qui, en comparaison à la méthode présentée à la section 8, tient compte de la nature stochastique de DDS.

9.1 Modélisation classique hydroclimatique, FO et équifinalité

Étant donné les résultats obtenus à la section 8 quant à l'impact de l'équifinalité et des FO sur l'incertitude des indicateurs hydrologiques modélisés, il était envisageable d'utiliser plusieurs FO ainsi que de prendre en compte l'équifinalité par l'utilisation de plusieurs jeux de paramètres. Cependant, comme la variable d'intérêt de notre cas d'étude était le débit d'étiage estival (juin à novembre) moyen sur 7 jours consécutifs, la FO Nash-log-7j (section 6.3.2) apparaissait comme la candidate idéale à utiliser. Ainsi, nous avons fait le choix de n'utiliser que

cette FO et d'inclure l'évaluation de l'équifinalité selon la méthode proposée dans DDS-AU (Tolson and Shoemaker, 2008) et adaptée à notre cas d'étude (section 6.3.2).

Le modèle hydrologique a été calé automatiquement à l'aide de DDS sur le bassin versant de la rivière Saint-Charles tandis que 16 jeux de paramètres équiprobables ont été identifiés par la méthode DDS-AU. Les valeurs moyennes de la FO en périodes de calage (2012-2016) et validation (2007-2011 et 2002-2006) ont été respectivement de 0,79, 0,764 et 0,784. L'étendue des intervalles incluant les FO associées aux 16 jeux de paramètres était inférieure à 0,04, démontrant une fois de plus que le paradigme du calage optimal unique ne serait plus envisageable si démonstration était faite de l'influence significative de l'existence des jeux de paramètres équiprobables sur les variables d'intérêt à l'étude. Dans l'ensemble, l'équifinalité paramétrique issue des 16 jeux de paramètres est assez importante (Figure 9.1), surtout en comparaison de celle obtenue à la section 8. Ainsi, mis à part pour le coefficient multiplicatif de l'ETP dont l'équifinalité paramétrique couvre à peine 5% de la plage physique autorisée, l'ensemble des paramètres est associé à une équifinalité dépassant 25% de leur plage physique. Les seuils de fonte des milieux ouverts et forêts de feuillus ainsi que les profondeurs de sol des couches 2 et 3 couvrent près de 100% de la plage physique qui leur était associée ce qui indiquerait leur moindre importance en termes d'explication de la valeur maximale de la FO. Au contraire, le coefficient multiplicatif associé à l'ETP serait le paramètre le plus sensible pour expliquer les valeurs de la FO (paramètre H) ce qui pourrait éventuellement inciter à explorer la possibilité d'étendre les plages physiques de ce paramètre. Ces résultats rejoignent ceux proposés par Bouda et al. (2014) qui classaient ce coefficient comme le plus influent ou le deuxième plus influent pour les bassins Montmorency, Beaurivage et Sassandra (Côte d'Ivoire). Ils rejoignent également les résultats associés à la méthode alternative puisque celle-ci identifie le cumul de la pluie moins l'ETP sur deux mois comme l'IM le plus adapté à expliquer l'évolution des débits d'étiage à 7 jours.

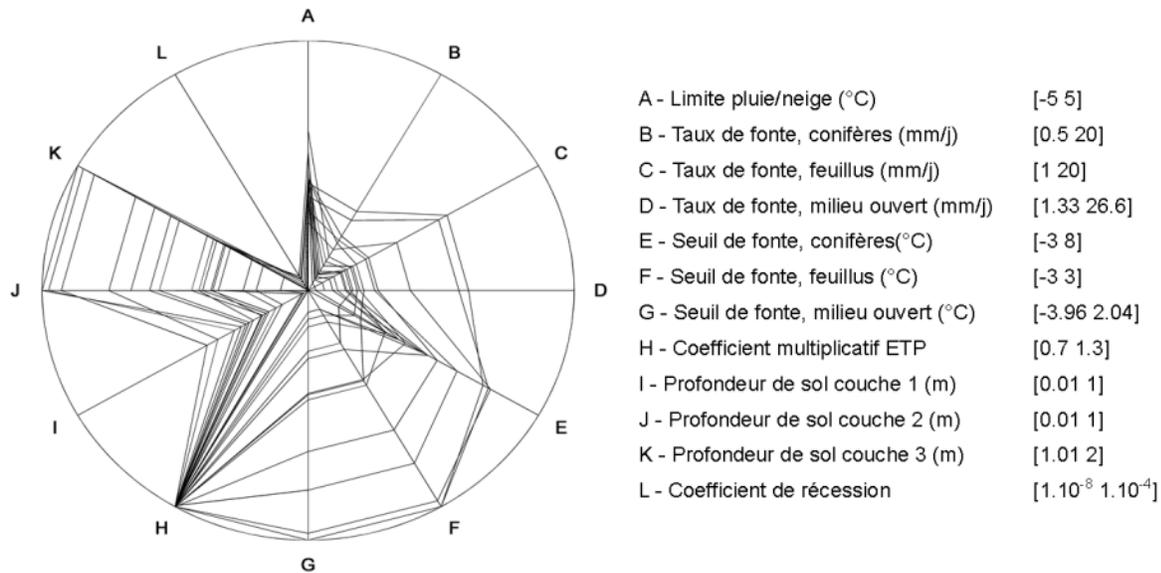


Figure 9.1 : Diagramme araignée des 16 jeux de 12 paramètres de calage d'HYDROTEL obtenus par application de la méthode DDS-AU pour le BV de la Rivière Saint-Charles.
 Le paramètre A est un paramètre d'interpolation, les paramètres B à G sont relatifs au module de neige, les paramètres H à L sont relatifs au module de sol.

La Figure 9.1 est la démonstration visuelle de l'importance de la considération de l'équifinalité.

9.2 Sensibilité future selon la méthode classique et alternative

Le cumul de la pluie moins l'ETP sur deux mois a été identifié comme l'IM le plus adapté à expliquer l'évolution des $7_j Q_{\min}$ par la méthode alternative. Pour la période de référence (2001-2015), la corrélation obtenue entre le $7_j Q_{\min}$ et l'IM identifié était de 0,82, ce qui a permis d'établir une régression linéaire reproduisant 12 des 15 IH annuels d'étiage. Cette régression linéaire a par la suite été utilisée pour générer les séries d'IH futurs selon les 32 scénarios climatiques sélectionnés (6.3.1).

Les séries d'IH estivaux générées par les deux méthodes ont permis de comparer les évolutions futures des horizons 2030 (2016-2045) et 2060 (2046-2075) par rapport à la période de référence (2001-2015). Il ressort de cette comparaison que les résultats médians obtenus sont similaires. En effet, pour les RCP-4.5 comme RCP-8.5, les deux méthodes estiment une baisse statistiquement significative (test de Wilcoxon, $p < 0,03$) des $7_j Q_{\min}$. Ces baisses sont cependant assez faibles en comparaison de la variabilité interannuelle estimée ce qui indiquerait pour les

gestionnaires de l'eau qu'à cette échelle temporelle (horizons de 30 ans), la nature chaotique du climat masque le signal du CC. On notera que la méthode alternative reproduit par nature les relations moyennes entre $7jQ_{\min}$ et IM.

L'évolution des séries d'IH établies par les deux méthodes sur des périodes de cinq ans montre également beaucoup de similitudes (Figure 9.2). Les trajectoires médianes associées aux deux méthodes décroissent de manière significative (test de Mann-Kendall, $p < 0,01$), indiquant par là même que le signal de CC est tout de même apparent malgré la variabilité interannuelle et que les gestionnaires de l'eau devraient donc se préparer à cette baisse des $7jQ_{\min}$. On notera que cette baisse est significative pour les deux RCP, malgré les « sursauts » assez importants observables pour le RCP-4.5 entre les quinquennats 6 et 7 puis 11 et 12 de la Figure 9.2.

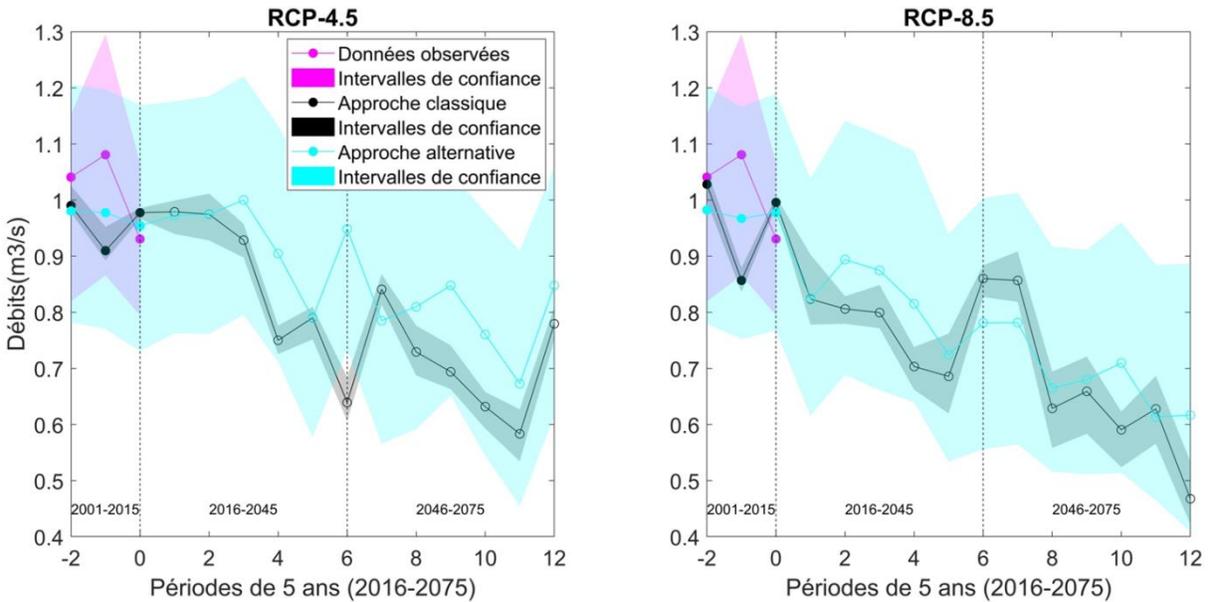


Figure 9.2 : Évolution des médianes des $7jQ_{\min}$ pour les méthodes classique (noir) et alternative (cyan) pour les RCP-4.5 et -8.5, pour 16 MCG.

La Figure 9.2 indique également l'existence d'une différence majeure entre les deux méthodes. Les intervalles de confiance associés à la méthode alternative sont plus larges que ceux associés à la méthode classique. Ces derniers reflètent l'impact des MCG sur les résultats d'une part et d'autre part de l'équifinalité pour la méthode classique ou de l'incertitude des paramètres de la régression pour la méthode alternative. On notera toutefois que lors de la mise en place de la méthode classique, l'incertitude relative à la structure des modèles hydrologiques (section 4.1)

n'a pas été prise en compte puisque l'objectif de la méthode alternative est bien de court-circuiter la modélisation hydrologique. La Figure 9.2 montre également que l'incertitude observationnelle (plage rosée) associée aux données observées est comparable à celle associée à la méthode alternative. Or, celle-ci reflète simplement l'écart-type associé aux séries de débits minimums de 7 jours consécutifs utilisées pour calculer les $7jQ_{\min}$ estivaux. Ainsi, on peut affirmer que si cette même incertitude observationnelle était représentée à la Figure 9.2 pour la méthode classique, les incertitudes associées à chacune des méthodes seraient semblables, ce qui est démontré à la Figure 9.3.

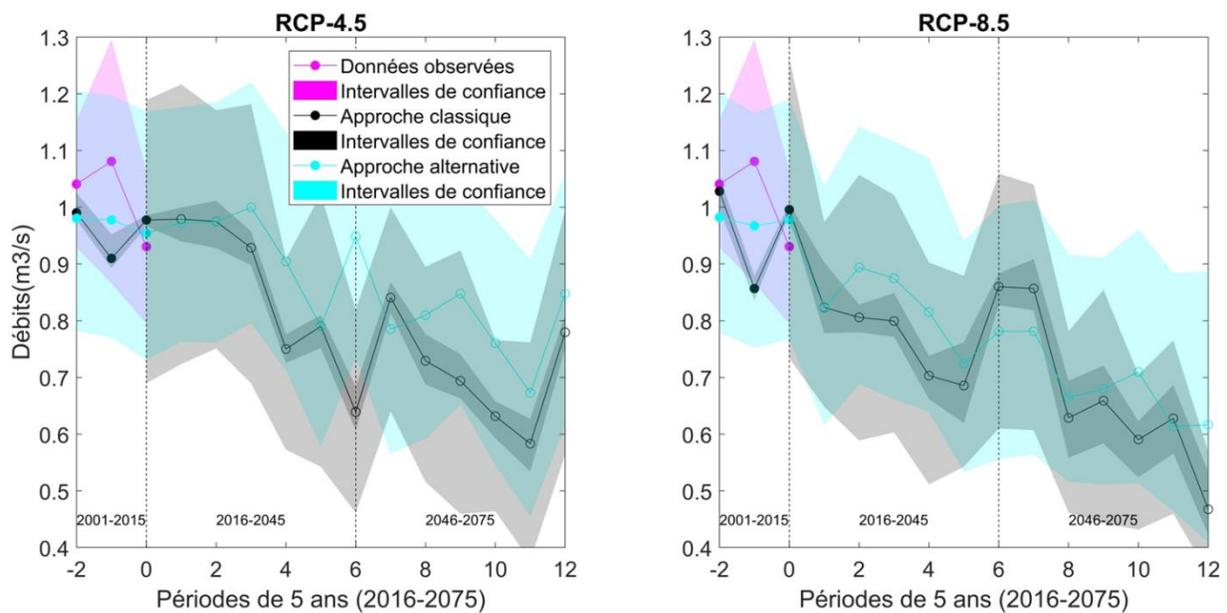


Figure 9.3 : Évolution des médianes des $7jQ_{\min}$ pour les méthodes classique (noir) et alternative (cyan) pour les RCP-4.5 et -8.5, pour 16 MCG. La trajectoire future associée à la méthode classique inclut l'incertitude observationnelle.

9.3 Pertinence et potentiel de la méthode

Globalement, que l'on considère les résultats de l'une ou l'autre des méthodes, l'évaluation des pressions futures sur la ressource en eau de surface disponible pendant les étiages est plutôt inquiétante. En effet, les résultats (Tableau 9.1) associés au RCP-8.5 (section 3.1, scénario du *business as usual*) indiquent une diminution respectivement très probable (90% des modèles indiquent une diminution) de 20 et 35% de l'IP1 pour les horizons 2030 et 2060 par rapport à la

période de référence (2001-2015). Cette période de référence de 15 ans est anormalement courte pour représenter le climat actuel puisqu’habituellement des périodes de 30 ans sont utilisées. Cependant, ce choix a été fait pour garantir un fonctionnement hydrologique homogène du bassin versant durant une période pour laquelle l’occupation du sol n’a que peu évoluée (Roche, 2010; 2014; Blanchette et al., 2018). De même, le choix de calculer le signal de changement climatique d’IP1 sur la base de la valeur observée est motivé par (i) l’objectif de fournir un outil opérationnel aux municipalités qui court-circuiterait la modélisation hydrologique et donc l’obtention des séries de débits futurs par la méthode classique et (ii) le fait que le biais éventuel de la modélisation hydrologique des étiages avec HYDROTEL a été pris en compte par une correction du biais de simulation de la médiane des $7jQ_{\min}$ sur la période de référence (section 6.3.2). Pour les deux horizons futurs, cela conduit à une valeur d’IP1 inférieure à 1, indiquant une insuffisance de la ressource en eau de surface pour l’alimentation de la Ville de Québec à partir de la station de Château d’Eau pendant les étiages de période de retour 2 ans. Ces résultats devraient donc pousser la Ville à évaluer les stratégies d’adaptation possibles pour limiter le stress sur la ressource en eau, et ce d’autant plus que les méthodes mises en place n’incluent pas la probable augmentation de la demande en eau.

Tableau 9.1 : Évolution de l’indice de pression médian des climats futurs (horizon 2030 et 2060) selon le climat de la période de référence (2001-2015)

		RCP-4.5		RCP-8.5	
		Classique	Alternative	Classique	Alternative
		IP1	IP1	IP1	IP1
Ref		1.19	1.19	1.19	1.19
2016-2045	<i>Variation (%)</i>	-20%	-1%	-22%	-19%
	<i>Var. positive</i>	4	7	4	3
	<i>Var. négative</i>	12	9	12	13
2046-2075	<i>Variation (%)</i>	-37%	-12%	-38%	-33%
	<i>Var. positive</i>	4	3	2	2
	<i>Var. négative</i>	12	13	14	14

Les conclusions associées à l’évolution de la pression sur la ressource en eau de surface de la Ville de Québec apparaissent comme inéluctables. En effet, les diminutions évaluées à la Figure 9.2 témoignent d’une différence mineure entre les RCP-4.5 et -8.5 qui sont pourtant

respectivement les scénarios de développement sociaux économiques optimistes et pessimistes. Les différences entre scénarios s'agrandissent pour l'horizon 2060.

La méthode alternative telle qu'elle est exposée dans cette thèse pourrait être appliquée aux 230 stations hydrométriques du réseau du CEHQ (section 1.2) ou même au réseau de 9000 stations du *United States Geological Survey* (Falcone, 2011). En outre, si l'on se réfère à la mise en place de l'approche à barrières multiples en Ontario (CCME, 2002), le potentiel d'applicabilité de la méthode alternative proposée dans ce projet de thèse devient limpide. Trente-six *Source Protection Areas* ont été créées en 2006 de manière à mettre en place la protection des sources à l'échelle des bassins versants en Ontario. Chacun des 36 documents techniques rédigés (500 pages en moyenne) et approuvés au plus tard en janvier 2012 intégrait l'identification des zones de stress selon les demandes en eau historiques et futures selon des conditions de sécheresse de période de retour 2 et 10 ans. L'intégralité de ces rapports a nécessité la mise en place d'une modélisation hydroclimatique. Or la très grande majorité (34) n'a pas intégré les CC dans la modélisation et a conclu à l'insuffisance des résultats obtenus, même en ce qui concerne les tendances, par la méthode classique étant donné le manque de données hydrologiques et physiographiques et l'absence de vérifications de terrain. Dans ce contexte, la méthode alternative proposée dans ce projet de thèse aurait certainement été positivement accueillie. Toutefois, comme cela a été évoqué à la section 7.1, ni les résultats de l'article I, ni les résultats de l'article III ne démontrent formellement la stationnarité du modèle de régression sous-jacent aux corrélations. La démonstration est faite de manière indirecte dans l'article III, puisque les résultats obtenus par les méthodes classiques et alternatives sont similaires en termes de tendances, d'amplitudes et d'incertitudes relativement à l'évolution des étaiges futures. Cette démonstration pourrait être faite par la mise en place de d'une régression entre IM et IH à partir des données issues de la méthode classique et par l'application d'un test de stationnarité des paramètres des régressions.

CONCLUSIONS & PERSPECTIVES

10 CONCLUSIONS

Une augmentation des difficultés liées à l’approvisionnement en eau potable est constatée à travers le monde (Bates et al., 2008). Celles-ci ne sont pas nécessairement liées aux CC, mais peuvent être expliquées à la fois par la croissance démographique, les manques chroniques d’eau accentués par la variabilité de la demande dans des zones urbanisées en expansion, et les défis nationaux et internationaux liés à la gouvernance de l’eau. Ces changements et évolutions représentent simplement une charge supplémentaire à prendre en compte pour les services d’approvisionnement et ce plus particulièrement pendant l’été, c’est-à-dire le « niveau annuel le plus bas atteint par un cours d’eau en un point donné » (Roche, 1986); ce qui constitue le point critique de disponibilité de la ressource. Les effets locaux associés à ces changements sont difficiles à prévoir mais les différents scénarios SRES ou RCP (section 3.1) permettent, à travers les modèles du climat, la création d’une base de projections pour préparer le futur. D’ailleurs ces projections indiquent majoritairement que la fréquence des sécheresses à court et moyen termes est appelée à augmenter et risque d’avoir de nombreux effets néfastes à différentes échelles spatiales (*i.e.* locale, régionale et mondiale) (Jiménez Cisneros et al., 2014). Dans ce contexte, suite à la démonstration de Smakhtin (2001) selon laquelle la compréhension claire de l’hydrologie des étiages peut aider à la gestion, par exemple, de l’approvisionnement en eau municipale, des allocations des ressources en eau (pour l’irrigation ou les besoins industriels), de la navigation, des usages récréatifs et associés à la conservation de l’environnement ou de la faune et de la flore, de nombreuses études d’impact ont été réalisées à travers le monde (Kundzewicz et al., 2007; Todd et al., 2011). Ces études ont suivi une méthode quasi-standard (Blöschl and Montanari, 2010; Todd et al., 2011), la modélisation hydroclimatique des bassins versants. Cette approche utilise les sorties des modèles climatiques (Cunderlik and Simonovic, 2005; Cloke et al., 2010; CEHQ, 2013a; 2015) comme entrées de modèles hydrologiques, HYDROTEL dans cette thèse. Cependant, l’approche classique reste difficile à mettre en place, car elle nécessite une expertise particulière qui la

rend inaccessible pour beaucoup de producteurs/gestionnaires de l'eau. De plus, la chaîne de modélisation en cascade est sujette aux incertitudes combinées des modèles du climat, des modèles hydrologiques (calage et structure) (Smakhtin, 2001; Staudinger et al., 2011; Dobler et al., 2012; Teng et al., 2012) et des méthodes de post-traitement des données. Afin de diminuer la longueur de cette chaîne, cette thèse a proposé de mettre en place une méthode alternative d'évaluation de la sensibilité future des systèmes d'approvisionnement en eau de surface à partir de données climatiques uniquement. La démarche suivie a essentiellement reposé sur les points suivants :

- ***La mise en place d'un cadre de travail alternatif***

À partir de 21 IM rapportés dans la littérature, une liste de couples IM/IH a été produite, pour deux bassins versants du Québec, selon la valeur de leur corrélation de Pearson pour 42 simulations climatiques selon le scénario SRES-A2. Pour la saison hydrologique hivernale sur le bassin de la rivière Bécancour, les débits d'étiage à 7 et 30 jours étaient respectivement associés à l'indice de sécheresse EDI calculé à partir des données de pluie et de fonte de la neige moins celles de l'ETP sur une période de dix et douze mois et au cumul de la pluie et de la fonte de la neige sur trois mois. Ces IM expliquaient respectivement 55/46% et 53/58% de la variabilité médiane des IH pour les climats passés (1971-2000)/futurs (2041-2070). Pour la saison hydrologique estivale, les $7jQ_{\min}$ et $30jQ_{\min}$ étaient respectivement associés au cumul de la différence entre les données de pluie et d'ETP sur des périodes de quatre et six mois et à l'EDI appliqué à ces mêmes données sur six mois. Ces IM expliquaient respectivement 55/53% et 59/55% de la variabilité médiane des $7jQ_{\min}$ et $30jQ_{\min}$ estivaux pour les climats passés/futurs. L'intégralité de ces relations statistiques, pour les 42 simulations climatiques, était valide tant en climat passé que futur (pas de différence de médiane significative statistiquement selon le test de Wilcoxon), confirmant ainsi l'hypothèse principale de stationnarité des corrélations à la base de la méthodologie alternative. De plus, les résultats ont démontré que, même pour l'étape de validation spatiale, le cadre de travail proposé était à même d'évaluer les tendances des IH à partir de celles détectées pour les IM susmentionnés. Pour 100% des scénarios climatiques utilisés, pour le bassin Bécancour, les tendances observées des IH ont été attribuées avec succès à celles des IM, selon une analyse des tendances et des corrélations

partielles. Pour le bassin Yamaska, ce sont 80% des scénarios qui ont permis cette attribution ce qui soulève la question de l'impact des faux positifs ou faux négatifs et de leur nombre qu'il faudrait évaluer pour un panel de bassins versants plus large.

Globalement, cet objectif et l'article associé (section 12) ont introduit la base d'un cadre de travail efficace qui permet d'évaluer les tendances futures des IH d'étiage à partir de scénarios climatiques. Ce cadre pourrait s'avérer utile aux municipalités dont la gestion des ressources en eau sera remise en cause par les changements climatiques et qui n'ont pas les capacités techniques et/ou financières de mettre en place la méthode classique. En effet, il fournit une évaluation rapide des bassins versants à risque qui pourraient bénéficier de la mise en place de l'approche de modélisation hydroclimatique tout en identifiant les phénomènes météorologiques critiques générateurs des étiages. Enfin, le fait de court-circuiter la modélisation hydrologique permet de limiter les sources d'incertitude de la chaîne de modélisation tout en assurant la reproductibilité de la méthode pour les jeux de simulations climatiques futurs.

- ***La prise en compte de l'équifinalité dans l'incertitude associée à la méthode classique***

Accepter l'existence du concept d'équifinalité, c'est reconnaître l'incertitude liée à l'existence d'une famille de solutions donnant des résultats de qualité similaire obtenus avec la même fonction objectif. Malgré l'existence de méthodes de caractérisation de cette incertitude, le modèle hydrologique HYDROTEL a été principalement utilisé jusqu'à maintenant selon le paradigme du calage optimal unique sans évaluer *a posteriori* les conséquences de ce choix. C'est pourquoi dans cette thèse, étant donné l'importance des incertitudes associées à la méthode classique, il était primordial de proposer l'évaluation de l'impact du choix du jeu de paramètres optimisés sur certaines variables et indicateurs hydrologiques simulés, à savoir: (i) les débits journaliers; (ii) les débits d'étiage à 7 et 30 jours et les débits maximaux; (iii) l'EEN, (iv) les variations du CES peu profond et (v) l'ETR. HYDROTEL a été mis en place sur dix BV du Québec méridional entre 1982 et 2002. Pour chacune des FO KGE et Nash-log, et chacun des bassins, l'algorithme DDS a optimisé les 12 paramètres de calage d'HYDROTEL et généré 250 jeux de paramètres équiprobables. Les résultats de calage ont démontré que, malgré une

stratégie de sélection des jeux de paramètres similaire à un calage manuel, les fonctions objectif de chaque modèle présentaient des valeurs égales à 1% près. Ainsi, l'utilisation du paradigme du calage optimal n'est plus envisageable que si la démonstration est faite du peu d'influence de l'existence des jeux de paramètres équiprobables sur les variables d'intérêt de l'étude. Or globalement, pour tous les processus simulés, excepté pour l'EEN, l'incertitude relative aux FO était plus importante que celle relative aux jeux de paramètres. Mais, les résultats saisonniers ont suggéré que l'incertitude paramétrique pouvait dépasser celle due aux FO dans certaines conditions particulières.

Ainsi, en particulier pour les études d'impacts et de risque hydrologique dont les variables d'intérêt sont principalement des indicateurs hydrologiques simulés et non pas les débits journaliers, selon les résultats associés à cet objectif et l'article (section 13) qui les détaille, l'équifinalité devra être prise en compte. Par contre, si la variable d'intérêt est uniquement associée aux débits, les résultats suggèrent que l'équifinalité peut éventuellement être écartée au profit de la considération de différentes FO. Toutefois, ce résultat a été obtenu hors du débat technico-philosophique débuté en 2006 (Beven, 2006b; 2008) à propos du choix des méthodes purement statistiques ou non qui peuvent être utilisées pour quantifier l'impact de l'équifinalité et suivant une méthode de sélection des jeux de paramètres similaire celles utilisées lors d'un calage manuel. Ainsi, lors de travaux futurs, il pourrait être envisagé d'utiliser une procédure de sélection des jeux de paramètres équiprobables qui tiendrait compte de la nature stochastique de DDS (section 6.3.2).

- ***L'évaluation de la sensibilité future de l'approvisionnement en eau de surface durant les étiages***

Étant donné les pressions historiques et actuelles exercées par les étiages sur les activités récréatives et l'approvisionnement en eau potable, étant donné les projections de baisse proposées par les modèles climatiques pour le Sud du Québec, il y a lieu de se demander si les pressions sur la ressource en eau vont localement augmenter dans le futur. C'est pourquoi dans cette thèse, les approches alternatives et classiques ont été appliquées à l'approvisionnement de surface de la Ville de Québec à partir de la prise d'eau de Château d'Eau. Les CC ont été pris

en compte par l'utilisation de 16 modèles climatiques selon deux scénarios RCP, RCP-4.5 et -8.5, respectivement optimistes et pessimistes. Le calage d'HYDROTEL pour la méthode classique a été réalisé selon la méthode DDS-AU (Tolson and Shoemaker, 2008) qui tient compte de la nature stochastique de l'algorithme. Selon l'approche alternative, c'est l'IM issu du cumul de la pluie moins l'ETP sur une période de deux mois qui expliquait au mieux la variabilité des $7_j Q_{\min}$ estivaux observés. Leur corrélation était de 0,82 ce qui a permis l'utilisation de la régression linéaire associée pour évaluer l'évolution future des étiages selon les valeurs de l'IM calculées pour chacune des simulations climatiques. Globalement, les résultats obtenus pour les méthodes classique et alternative quant à l'évolution des $7_j Q_{\min}$ du climat de référence vers les horizons futurs (2016-2045 et 2046-2075) étaient similaires. Les médianes des $7_j Q_{\min}$ diminuaient d'un horizon vers le suivant, mais la variabilité interannuelle était plus élevée que la diminution des médianes, indiquant, qu'à cette échelle temporelle (horizon de 30 ans), les variations interannuelles relatives à la nature chaotique du climat étaient prépondérantes face au signal de CC. Sur des périodes de cinq ans, les deux méthodes ont évalué une diminution significative des médianes, indiquant qu'à cette échelle, le signal du CC était toujours apparent, et ce plus particulièrement pour le RCP-8.5. En ce qui concerne les IC associés à chacune des méthodes classique et alternative, ils représentaient respectivement l'impact de l'équifinalité et de l'intervalle d'incertitude associé aux coefficients de la régression linéaire. Les IC de l'approche conventionnelle étaient nettement plus étroits que ceux associés à la méthode alternative. On notera cependant que la considération de l'incertitude observationnelle (l'écart-type associé aux séries de débits minimums de 7 jours consécutifs utilisées pour calculer les $7_j Q_{\min}$ estivaux), non considérée à l'heure actuelle dans la mise en place de la méthode classique, rend les IC comparables. Ainsi malgré cette différence, les deux méthodes étaient en accord : la pression future exercée par l'alimentation en eau potable sur la ressource en eau durant les étiages est inquiétante. En effet, pour le RCP-8.5, des diminutions de 20% (2016-2045) et 35% (2046-2075) sont prévues avec confiance (près de 90% des modèles sont en accord quant à la direction des changements projetés) pour l'indice de pression IP1 (qui pour rappel est le rapport du Q_{2-7} et du débit d'eau prélevé). Même pour le futur proche, l'IP1 serait

ainsi inférieur à 1, indiquant une insuffisance très probable de la ressource en eau pendant les étiages de période de retour deux ans.

Globalement, la mise en place de la méthode alternative pour ce cas d'étude précis a fourni des résultats similaires à la méthode classique. Elle pourrait donc potentiellement être appliquée à chacun des bassins versants dont les données météorologiques et hydrométriques sont disponibles. En particulier pour les différents BV du Québec, elle permettrait rapide quant à la question de la nécessité de mettre en place la méthode classique. Enfin, la méthode alternative pourrait permettre la diffusion de méthodes de gestion durables de la ressource en eau tout en limitant les besoins en intervention d'urgence pour assurer l'alimentation en eau des populations.

11 PERSPECTIVES DE RECHERCHE

Ce projet de thèse a mis en place la méthode classique à partir du modèle hydrologique HYDROTEL uniquement puisque l'objectif principal était de proposer une alternative court-circuitant la modélisation hydrologique. Ce faisant, l'incertitude relative à la structure des modèles hydrologiques n'a donc pas été considérée et pourrait faire l'objet de travaux futurs en incorporant l'utilisation d'autres modèles hydrologiques. Étant donné la conception de la méthode alternative, celle-ci est applicable aux différents types de données climatiques issues des scénarios SRES et RCP. Sa versatilité pourrait être étendue à l'évaluation des crues et de leurs tendances hydrologiques futures à partir de simulations climatiques uniquement. En effet, les mécanismes générateurs de crue étant certainement liés aux conditions météorologiques, cette avenue de recherche pourrait être prometteuse. D'ailleurs, les IM qui ont été utilisés dans cette thèse pourraient être révisés ou utilisés dans des modèles multivariés. On pourrait même y intégrer des indicateurs climatiques à grande échelle comme les oscillations Atlantique, Pacifique ou celle liée à El Niño dont les valeurs ont déjà été mises en lien avec la fréquence des étiages au Canada (Bonsal and Shabbar, 2008) à condition de s'assurer de leur fiabilité lorsqu'ils sont pris des modèles climatiques.

Une piste de recherche encore plus vaste apparaît si l'on se rappelle la problématique de l'approvisionnement en eau potable dans sa globalité (Figure 11.1). En effet, les systèmes d'approvisionnement en eau sont constitués d'un ensemble de prises d'eau et d'usines alimentant les réseaux de distribution. Leur mission est de proposer un service continu de fourniture d'une eau potable de qualité. Comme l'ont laissé brièvement apercevoir certaines sections de la revue de littérature de cette thèse, les étiages, en plus de constituer le point de disponibilité critique de la ressource en eau, sont également associés à une qualité de l'eau inférieure à la normale alors que les CC risquent d'empirer cet état de fait. Ainsi, comme la littérature suggère l'existence d'un lien entre la qualité de l'eau et les conditions météorologiques, la problématique quantitative de l'alimentation en eau potable pendant les étiages traitée dans cette thèse pourrait être associée à son pendant qualitatif. Les IM utilisés dans cette thèse, comme d'autres indicateurs tels le nombre de jours consécutifs de pluie ou sans pluie, pourront être mis en relation (par analyse des corrélations et corrélations partielles de Pearson et de Spearman) avec des indicateurs de la qualité de l'eau mesurés à une prise d'eau potable de surface (température de l'eau, absorbance, turbidité, coliforme fécaux, *Escherichia Coli*,...). En complément de la régression appliquée dans cette thèse, une régression logistique (Kateka, 2012) pourrait être appliquée au volet qualitatif. Elle permettrait d'estimer les probabilités de dépassement d'un critère de qualité de l'eau selon un IM donné à déterminer. À terme, la poursuite de cette piste et sa combinaison à l'évaluation des crues et de leurs tendances hydrologiques futures à partir de simulations climatiques uniquement, pourraient aboutir à la constitution d'une méthode d'évaluation de la sensibilité globale (quantitative et qualitative) des systèmes d'approvisionnement municipaux sans avoir recours à l'approche classique basée sur la modélisation hydrologique.

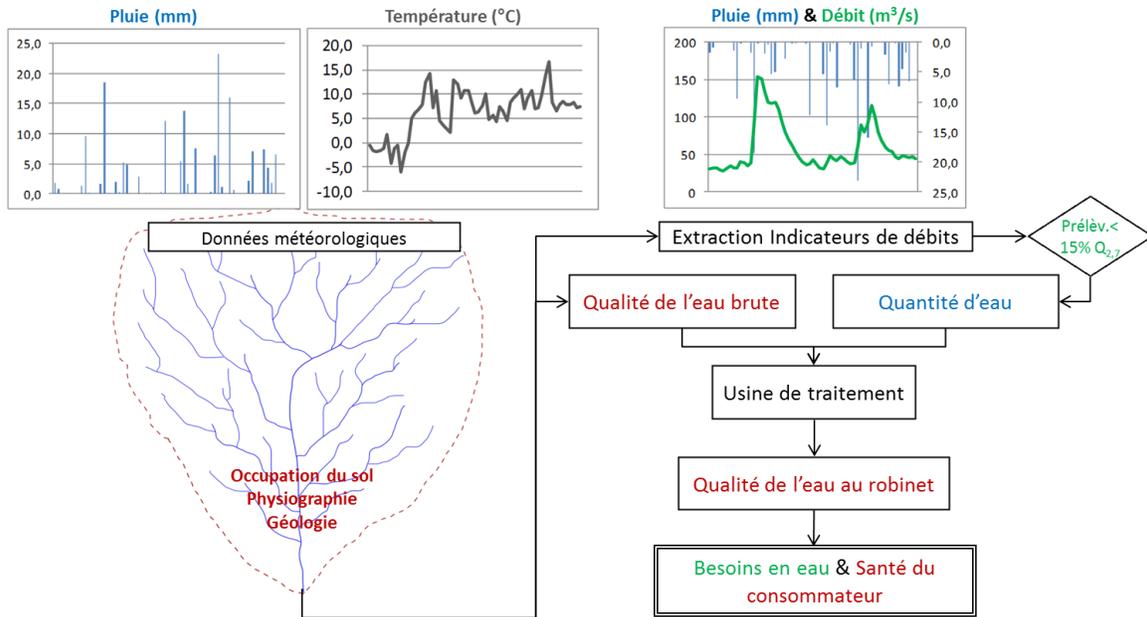


Figure 11.1: Description schématique de la problématique d'alimentation en eau potable

**Prédiction de l'état futur de l'approvisionnement en eau potable de surface:
Mise au point d'une méthode d'évaluation des débits d'étiage
à partir de données climatiques**

PARTIE II : ARTICLES

12 ARTICLE I: DEVELOPMENT OF A METHODOLOGY TO ASSESS FUTURE TREND IN LOW FLOWS AT THE WATERSHED SCALE USING SOLELY CLIMATE DATA

-

Développement d'une méthode d'évaluation des tendances des étiages à l'échelle d'un bassin versant à partir de données climatiques uniquement.

Auteurs :

Étienne Foulon¹, Alain N. Rousseau¹, Patrick Gagnon²

1 INRS-ETE/Institut National de la Recherche Scientifique—Eau Terre Environnement, 490 rue de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9, Canada

2 Agriculture et Agroalimentaire Canada, 2560 Boulevard Hochelaga, Québec, QC, G1V 2J3, Canada

Revue :

L'article I a été publié dans **Journal of Hydrology** - 557(February), 774-790 (2018)

Contribution des auteurs :

La mise en place des modèles hydrologiques, le développement de la méthode statistique, le traitement et l'analyse des données de simulation, l'interprétation des résultats et la rédaction de l'article ont été entièrement réalisés par l'étudiant (Etienne Foulon). Le développement du cœur de la méthode statistique a initialement été réalisé sous la supervision de Patrick Gagnon. L'étudiant (Etienne Foulon) a effectué les travaux de correction et conduit le processus de réponse aux commentaires suite à la demande de révision du journal. Toutes les étapes susmentionnées ont été supervisées par le professeur Alain N. Rousseau.

Résumé

Les étiages sont généralement provoqués par des conditions météorologiques de court ou moyen terme ou des conditions climatiques à plus long terme. Cela peut amener à se poser la question suivante : à partir de scénarios climatiques, est-il possible d'estimer les étiages futurs à partir d'indicateurs météorologiques (IM), ou devrait-on s'appuyer sur l'approche classique qui consiste à utiliser les données des modèles climatiques comme entrées de modèles hydrologiques? Une série d'IM a été calculée à partir des données de 42 scénarios climatiques couvrant les années 1961 à 2100 pour deux bassins versants du Québec, Canada. L'analyse des corrélations entre IM et indicateurs hydrologiques (IH, $7jQ_{\min}$, $30jQ_{\min}$ – hivernaux et estivaux soit les minima des débits saisonniers moyens sur 7 et 30 jours) a permis d'identifier les IM gouvernant l'évolution des étiages. L'application du test de Mann-Kendall, modifié pour intégrer l'effet de l'autocorrélation, a permis d'identifier les tendances linéaires régissant l'évolution temporelle de chacune des séries. Une analyse des corrélations partielles a permis d'attribuer les tendances observées des IH aux tendances des IM. De plus, les résultats ont démontré que, même pour l'étape de validation spatiale, le cadre de travail proposé était à même d'évaluer les tendances des IH à partir de celles détectés pour (i) l'indice de sécheresse *Effective Drought Index* (EDI) calculé à partir des données de pluie et de fonte de la neige moins celles de l'évapotranspiration (ETP) sur une période de dix à douze mois en saison hivernale ou (ii) le cumul de la différence entre les données de pluie et d'ETP sur une période de cinq mois en saison estivale. Pour 80% des scénarios climatiques utilisés, les tendances observées des IH ont été attribuées avec succès à celles des IM. Globalement, cet article introduit un cadre de travail efficace qui permet d'évaluer les tendances futures des IH d'étiage à partir d'IM calculés pour plusieurs scénarios climatiques. Ce cadre pourrait s'avérer utile aux municipalités dont la gestion des ressources en eau sera remise en cause par les changements climatiques.

Abstract

Low flow conditions are governed by short-to-medium term weather conditions or long term climate conditions. This prompts the question: given climate scenarios, is it possible to assess future extreme low flow conditions from climate data indices (CDIs)? Or should we rely on the conventional approach of using outputs of climate models as inputs to a hydrological model? Several CDIs were computed using 42 climate scenarios over the years 1961 to 2100 for two watersheds located in Québec, Canada. The relationship between the CDIs and hydrological data indices (HDIs; 7- and 30-day low flows for two hydrological seasons) were examined through correlation analysis to identify the indices governing low flows. Results of the Mann-Kendall test, with a modification for autocorrelated data, clearly identified trends. A partial correlation analysis allowed attributing the observed trends in HDIs to trends in specific CDIs. Furthermore, results showed that, even during the spatial validation process, the methodological framework was able to assess trends in low flow series from: (i) trends in the effective drought index (EDI) computed from rainfall plus snowmelt minus PET (potential evapotranspiration) amounts over ten to twelve months of the hydrological snow cover season or (ii) the cumulative difference between rainfall and potential evapotranspiration over five months of the snow free season. For 80% of the climate scenarios, trends in HDIs were successfully attributed to trends in CDIs. Overall, this paper introduces an efficient methodological framework to assess future trends in low flows given climate scenarios. The outcome may prove useful to municipalities concerned with source water management under changing climate conditions.

Keywords:

effective drought index; 7-day low flow; 30-day low flow; HYDROTEL; trends; climate model

12.1 Introduction

A persistent lack of precipitation (meteorological drought) can affect soil moisture (agricultural drought) as well as groundwater and surface flows (Tallaksen and Van Lanen, 2004; Mishra and Singh, 2010), resulting in a hydrological drought and low flows. The frequency of short hydrological droughts is likely to increase due to climate change, and thus, it is expected to have a strong impact at various spatial scales (i.e., local, regional, and global scales) (Jiménez Cisneros et al., 2014). Given this context, studies around the world have looked at low flow hydrological indices (HDIs) and associated temporal variability from observed series of data (Zhang et al., 2001; Svensson et al., 2005; Ehsanzadeh and Adamowski, 2007; Khaliq et al., 2009; Fiala et al., 2010; Yang et al., 2010; Masih et al., 2011). But, as Smakhtin (2001) clearly demonstrated in his review, a clear understanding of low flow hydrology can help resource specialists manage, for example, municipal water supply, water allocations (i.e., for irrigation and industrial activities), river navigation, recreation, and wildlife conservation. Observed trends in low flows need to be explained and attributed to their underlying causes. Worldwide, there are few related studies and most of them linked trends in monthly or yearly flows to cumulative precipitation or temperature at the same temporal scale (Mavrommatis and Voudouris, 2007; Khattak et al., 2011; Ling et al., 2013; Huang et al., 2014; Li et al., 2014; Kour et al., 2016). In Canada and the USA, trends in low flow HDIs have actually been linked to specific climate data indices (CDIs) computed from cumulative rainfall, precipitation or degree-days over the course of one month up to a year (Yang et al., 2002; Burn et al., 2004a; Burn et al., 2004b; Cunderlik and Burn, 2004; Hodgkins et al., 2005; Abdul Aziz and Burn, 2006; Novotny and Stefan, 2007; Burn, 2008; Assani et al., 2011; Masih et al., 2011; Assani et al., 2012). For example, Assani et al. (2011) linked, for the south-east region of the St. Lawrence River watershed, an increase in summer 7-day low flows to an increase in summer precipitation. In the Zagros Mountains of Iran near Ghore Baghestan, Masih et al. (2011) linked a decline of the low flow conditions (1 and 7 days minima) to a decline in precipitation during April and May. It is noteworthy that, links between HDIs and large-scale climate indices such as NAO or ENSO are beyond the scope of this study.

All the aforementioned studies that locally linked HDIs to CDIs have relied on a statistical framework. As such, they required series of flow data to predict how changing climate conditions would affect hydrology at the watershed scale. However, it is possible to use a hydroclimatological modeling framework to anticipate this effect; combining a hydrological model and climate scenarios (Cunderlik and Simonovic, 2005; Cloke et al., 2010; CEHQ, 2013a; 2015). This approach remains challenging and cannot be readily applied by any water organization because of the required expertise. Moreover, it combines uncertainties associated with climate simulations, bias correction as well as hydrological modeling (Dobler et al., 2012; Teng et al., 2012) and the specific challenges associated with the modeling of low flows (Smakhtin, 2001; Staudinger et al., 2011).

To the best of the authors' knowledge, no study has yet investigated the potential of directly assessing HDI trends given climate scenarios. To fill this gap, this paper combines the two aforementioned frameworks in creating a statistical framework that captures past statistical relationships between CDIs and HDIs and apply the latter relationships into the future. Demonstrating the effectiveness of this novel approach required computing HDIs using a hydrological model in order to show that it worked before actually bypassing this modeling step. To ensure that the drought-inducing mechanisms were well covered and that the method was as universal as possible, the proposed methodology relied on a broad set of complementary CDIs computed for time steps varying from one day to a year using daily precipitation and minimum and maximum temperatures.

This paper is organized in four sections: (i) Material and methods, (ii) Results, (iii) Discussion, and (iv) Conclusion. The proposed methodology was developed using a case study in Québec, Canada for which: (i) future climate was built from the IPCC greenhouse gas emissions scenario SRES-A2 (Nakicenovic et al., 2000; Environnement Canada, 2010) for the 2001-2100 period, (ii) uncertainty of the climate change signal was addressed through the use of 42 climate simulations, and (iii) future flows were simulated using a distributed hydrological model.

12.2 Materials & Methods

The organization and mapping of the Materials and methods and Results sections are introduced in Figure 12.1. Throughout the paper, and in accordance with CEHQ (2013b); IPCC (2013), “simulation” or “climate simulation” refers to the raw climate model outputs. “Scenario” or “climate scenario” refers to a post-processed simulation, which is a simulation for which a series of specific choices have been made (study region and period, spatial and temporal resolutions, bias-correction method). White boxes present how the climate scenarios were obtained from 42 different bias-corrected climate simulations. Grey boxes introduce the methodological framework proposed in this paper. It required computing CDIs from climate data extracted from the aforementioned climate scenarios and HDIs from simulated streamflows using a calibrated hydrological model. Afterwards, the statistical relationships between CDIs and HDIs were assessed through a correlation analysis followed by trend detection and partial correlation analyses. Black boxes refer to the results of the application of the methodological framework to a case study in Québec, Canada described in the next subsection.

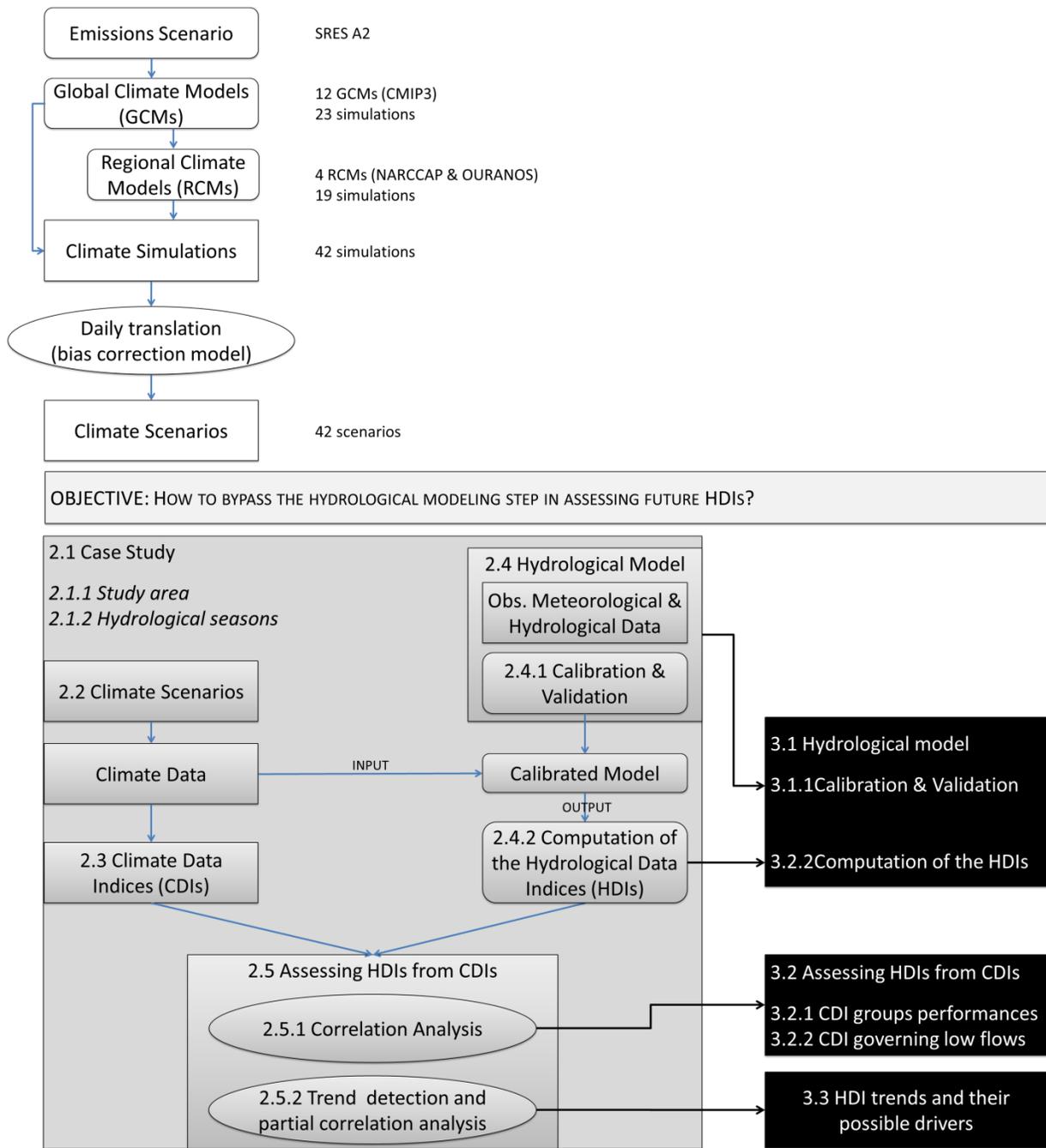


Figure 12.1: Detailed schematic of the methodological framework and mapping of the sections of this paper. White boxes stand for the computing of climate scenarios; grey boxes refer to the Material and methods section; and the black boxes refer to the Results section.

12.2.1 Case study

12.2.1.1 Study area

Recent studies have predicted a decrease in summer flows for southern Québec, Canada (Minville et al., 2008; CEHQ, 2013a; 2015). More especially, the Yamaska River is characterized by very low flow conditions during summer, as indicated by flow records (Trudel et al., 2016). For this study, the proposed methodology was developed using two watersheds (Figure 12.2) of the St. Lawrence Lowlands (Québec, Canada): (i) Bécancour and (ii) Yamaska. They were chosen for their geophysiological proximity and to demonstrate the application potential on: (i) an unregulated watershed and (ii) a watershed with partially regulated flows. This provided a framework well suited for comparing results and getting insights into the possibility to export the captured statistical relationships from one watershed to another.

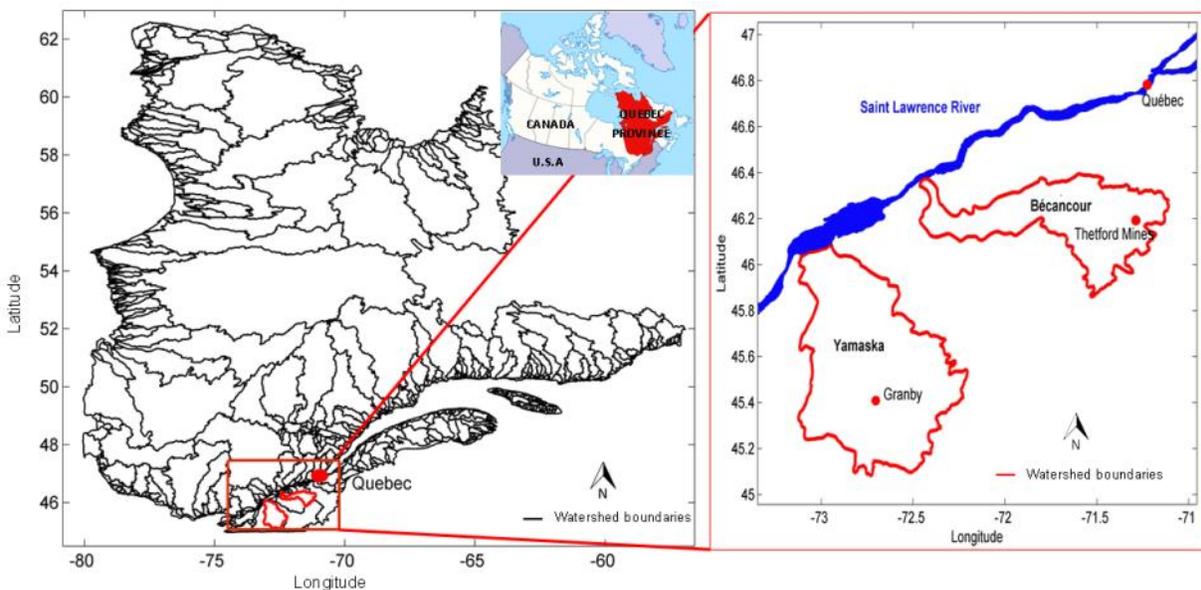


Figure 12.2: Location of the two study watersheds in: (a) the province of Québec and (b) the St. Lawrence River Lowlands

The Bécancour River drains a 2,620-km² watershed (Labbé et al., 2011). More than half of the landscape is forested and interspersed with agriculture areas (30%), while urban area represents 5.2% of the watershed with a population density of 25 people per km². The population of the watershed is approximately 64,000 inhabitants and is concentrated in Thetford Mines (25,790 inhabitants in 2011) and Plessiville (6,688 in 2011). Low flows typically

happen between July and September and around February while the spring flood starts in March and peak flow is often reached in April. This matches a transient snow regime (mixed rain and snow) which entails spring high flows and summer and winter low flows (Morin and Boulanger, 2005).

The Yamaska River drains a 4,784-km² watershed (Labbé et al., 2011). The watershed is mostly agricultural (52.4%) and forested (42.8%) while the urban area is comparable to the Bécancour watershed (3.1%). There are 250,000 people in the watershed (52 people per km²) mostly concentrated in Granby (66,000 inhabitants in 2014), Saint-Hyacinthe (54,500 inhabitants in 2014) and Cowansville (13,000 inhabitants in 2015). Low flows typically occur at the same time as those of the Bécancour watershed.

St. Hyacinthe and Rivière Noire, two towns located in the Yamaska watershed, have had to deal with a critical water availability problem one year out of five (based on the 1971-2000 period). For the 2041-2070 time period, Côté et al. (2013) indicated that in all likelihood it would be the case one year out of two. Since water shortages are likely to occur in other towns throughout Quebec and elsewhere in the world, therefore, robust tools that do not require hydrological modeling and could be readily used by any water utility organization are needed.

12.2.1.2 Hydrological seasons

Temporal changes in the hydrology of a watershed can be accounted for through the definition of “hydrologic seasons”; dividing the year into distinct time periods of similar conditions (Curtis, 2006). Two hydrological seasons were defined according to climate variability and signal characterizing the length of the study period (1961-2100): (i) a snow-free (SF) season, and (ii) a snow-cover (SC) season. They were defined in terms of snow water equivalent (SWE) according to the following rules. SC season starts on the first day d beyond August that satisfies the following condition:

$$\mathbf{SWE}_d \geq 10 \text{ mm} \ \& \ (\mathbf{SWE}_{j+1} - \mathbf{SWE}_j) \geq 0 \ \text{for all } j \in [d; d + 7] \quad \mathbf{(11)}$$

Namely, the SWE needs to be greater than 10 mm and not decreasing for at least eight consecutive days for the SC season to begin. The SC season ends on the first day d that meets the following condition:

$$\text{SWE}_d < 10 \text{ mm} \ \& \ (\text{SWE}_{j+1} - \text{SWE}_j) \leq 0 \ \text{for all } j \in [d; d + 7] \quad (12)$$

Namely, the SWE is less than 10 mm and not increasing for at least eight consecutive days. The SF season starts on the day after SC ends. If the SF season does not end before the calendar year, it continues onto the next one until conditions are met for the SC season to start, meaning that some years, especially in the future, may not have a SC season. The SWE threshold value (10 mm) and the number of consecutive days (8 days) were selected after sensitivity tests (included in supporting material Annexe I). In more mountainous regions such as the Alps or the Rocky Mountains, these two parameters would need to be calibrated to reflect local hydrological processes and to differentiate low flows during the ice cover period from the open water period. Rousseau et al. (2014) and Klein et al. (2016) also chose a 10-mm threshold to assess whether a precipitation event was occurring in summer/fall ($\text{SWE} < 10 \text{ mm}$) or in spring ($\text{SWE} > 10 \text{ mm}$).

12.2.2 Climate simulations

To investigate the effect of global warming on low flows, two IPCC greenhouse gas emissions scenarios were used: “observation of the 20th century” for the 1961-2000 period and SRES-A2 (Nakicenovic et al., 2000; Environnement Canada, 2010) for the 2001-2100 period. The A2 emission scenario was used because observations of CO₂ atmospheric global emissions are at the high end of the plausible IPCC SRES emissions projections (Raupach et al., 2007; Rousseau et al., 2014). The selected simulations represented 42 of the 87 original simulations from a climate ensemble called (cQ)² and produced by the Ouranos consortium (Guay et al., 2015). They consisted of simulations from the World Climate Research Programme phase 3 (CMIP3) (Meehl et al., 2007a), the North American Regional Climate Change Assessment Program (NARCCAP) (Mearns et al., 2012), and the Canadian Regional Climate Model (CRCM) (Music and Caya, 2007; de Elia and Côté, 2010; Paquin, 2010) operational runs supplied by Ouranos. The 42 simulations introduced in Table 12.1 are based on 14 global climate model (GCM) runs with different initial conditions (one to five members) and four different regional climate models (RCMs). They were selected to avoid dependencies between models while covering all sources

of climate uncertainty apart from the emissions scenario uncertainty (Hawkins and Sutton, 2011), which is discussed later on.

Table 12.1: Description of the 42 climate simulations extracted from the (cQ)² project and generated by CRCM version 4

	#Simulation	#GCM	#RCM	SRES
<i>CMIP3^a</i>	23	12	0	A2
<i>NARCCAP^b</i>	8	3	3	A2
<i>OURANOS^c</i>	1	1	1	A2
<i>OURANOS*</i>	10	2	1	A2

^aGCM used: BCCR_BCM2.0; CSIRO_MK3.0; CSIRO_MK3.5; CCCMA_CGCM3.1; GFDL_CM2.0; CNRM_CM3; IPSL_CM4; INGV_ECHAM4; ECHAM5; MIUB_ECHO_G; MIROC3.2_MEDRES; MRI_CGCM2.3.2a

^bGCM used : CCSM; HADCM3; CCCMA_CGCM3.1; GFDL_CM2.0. RCM used: HRM3; RCM3; WRF3

^cGCM used: CNRM_CM3. RCM used: CRCM4

*Simulations generated by the CRCM4 that cover 1961 to 2100 continuously (GCM used: CCCMA_CGCM3.1; ECHAM5)

Simulation data were corrected using the daily translation method (Mpelasoka and Chiew, 2009) which is a quantile-quantile mapping technique removing the bias of climate model outputs. The temperature correction is additive while the correction for precipitation is multiplicative. The reader is referred to the following publications for more details (Wood et al., 2004; Lopez et al., 2009; Mpelasoka and Chiew, 2009; Guay et al., 2015). This method conserves the different characteristics and dynamics of each individual climate model. Each climate simulation has a temporal sequence of meteorological events which is different between member simulations. The post-processing method assumes the biases to be of equal magnitude in the future and reference periods; that is the relationship between simulated and observed data is still applicable in the future (Huard, 2010). The reference period 1961-2000 and observed precipitation data came from a 10-km grid covering southern Canada, that is south of 60°N (Hutchinson et al., 2009) averaged on the RCM or GCM grid before application of the bias correction methodology. Finally, besides the ten simulations supplied by Ouranos covering the 1961-2100 period continuously, other simulations (32) were available for two temporal horizons: (i) the past horizon (1971-2000) and (ii) future horizon (2041-2070). As a consequence, the following methods and results are presented for two temporal horizons.

12.2.3 Climate data indices – CDIs

Daily precipitation and minimum and maximum temperatures at two meters of elevation were retrieved, from the climate scenarios (Figure 12.1). Table 12.2 introduces the CDIs used in this study; they were taken from the literature based on their widespread use, data requirements, and potential to corroborate (assessed through linear correlation coefficients) with low flow HDIs. The CDIs are divided into four categories with respect to the type of input data needed for their computation, that is computed from: (i) precipitation data, (ii) temperature data, (iii) blended data (both precipitation and temperature), and (iv) drought indices formulas. Other CDIs could be included if other HDIs were to be studied, illustrating the flexibility of the methodology being developed in this paper. The CDIs used are computed starting on the day of occurrence of each individual HDI and continuing backward in time, providing a framework for future work on forecasting extreme flow conditions.

Table 12.2: Overview of the CDI groups used

Input Variable Category	CDI Groups 1-15	Sources
<i>Precipitation data</i>	1. Cumulative rainfall, snowfall, and precipitation amounts (3 CDIs)	<i>Zaidman et al. (2001); Yang et al. (2002); Hodgkins et al. (2005); Lang Delus et al. (2006); de Wit et al. (2007); Assani et al. (2011); Tian et al. (2011); Ge et al. (2012); Souvignet et al. (2013)</i>
<i>Temperature data</i>	2. Minimum, mean, and maximum temperatures (3 CDIs)	<i>Yang et al. (2002); Hodgkins et al. (2005); de Wit et al. (2007); Engeland and Hisdal (2009); Ge et al. (2012)</i>
	3. Cumulative freezing degrees, cumulative degrees above 0°C, maximum and cumulative temperature since last snowfall (4 CDIs)	NA
<i>Blended data</i>	4. PET (1 CDI)	<i>Assani et al. (2011)</i>
	5. Climatic demand (R-PET) (1 CDI)	<i>Paltineanu et al. (2007); Paltineanu et al. (2009); Institution Adour (2011)</i>
	6. Snowpack depth, snowmelt (1 CDI) 7. Snowmelt and rainfall amounts (1 CDI) 8. Snowmelt and rainfall minus PET amounts (1 CDI)	<i>Girard (1970)</i>
	9. Z score (1 CDI)	<i>Giddings et al. (2005)</i>
<i>Drought Indices</i>	10. SPI (1 CDI)	<i>McKee et al. (1993); 1995); Roudier (2008); Liu et al. (2012)</i>
	11. EDI (1 CDI)	<i>Byun and Wilhite (1999)</i>
	12. EDI computed from rainfall and snowmelt amounts (1 CDI) 13. EDI computed from climatic demand (1 CDI) 14. EDI computed from rainfall and snowmelt minus PET amounts (1 CDI)	NA
	15. PDSI (1 CDI)	<i>Palmer (1965); Choi et al. (2013)</i>

R stands for rainfall, PET for Potential evapotranspiration, SPI for standardized precipitation index, EDI for effective drought index, PDSI for Palmer drought severity index.

The PDSI and SPI are two normalized drought indices that allow detection of dry as well as wet periods. The PDSI is a cumulative index, computed on a monthly basis (Heddinghaus and Sabol, 1991) and has been linked to monthly flows ($r=0.83$, $p<0.01$) by Choi et al. (2013). The SPI assesses short term water supply deficit or surplus as well as long-term groundwater supplies. It is computed as a rainfall departure (Wilhite and Glantz, 1985; Liu et al., 2012) from any timescale. The climatic demand computes the difference between precipitation and PET (thus in the blended data type). In Romania, it has been combined to the SPI to identify water quantity issues (Paltineanu et al., 2007). The EDI is a drought recursive index based on the

effective precipitation concept (Byun and Wilhite, 1999). It takes into account antecedent rainfall conditions and is computed on a daily basis while accounting for past (from 15 to 365 days) rainfall amounts with a decreasing weight. Because it does not consider any location or climate characteristics, it can be used anywhere (Roudier, 2008; Akthari et al., 2009; Deo et al., 2016).

Except for the Z score which is conceptually equivalent to the SPI (standardized anomaly of the precipitation), the SPI, and the PDSI that were computed on a monthly basis, the CDIs introduced in Table 12.2 were all computed for 18 time steps starting on the day of occurrence of each individual HDI and going backward in time (one to six days, one to three weeks, one to six months, eight, ten and twelve months).

12.2.4 Hydrological model

In this paper, HYDROTEL is the hydrological model calibrated from observed data and used to generate the series of past and future HDIs (Figure 12.1). It is a process-based, continuous, semi-distributed hydrological model (Fortin et al., 2001b; Turcotte et al., 2003; Turcotte et al., 2007a; Bouda et al., 2012; Bouda et al., 2014), and currently used for inflow forecasting by Hydro-Quebec, Quebec's major power utility, and the Quebec Hydrological Expertise Centre (CEHQ). It was designed to use available remote sensing and GIS data at either a 3-h or a daily time step. It is based on the spatial segmentation of a watershed into relatively homogeneous hydrological units (RHHUs, elementary subwatersheds or hillslopes as desired) and interconnected river segments (RSs) draining the aforementioned units. A semi-automatic, GIS-based framework called PHYSITEL (Turcotte et al., 2001; Rousseau et al., 2011; Noël et al., 2014) allows easy watershed segmentation and parameterization of the hydrological objects (RHHUs and RSs). The model is composed of six computational modules, which run in successive steps. Each module simulates a specific hydrological process and the reader is referred to Fortin et al. (2001b) and Turcotte et al. (2007a) for more details on these aspects of HYDROTEL.

12.2.4.1 Calibration and validation

The main calibration parameters of HYDROTEL can be grouped (Table 12.3) into snow parameters, soil parameters, and interpolation coefficients for temperature and precipitation. Interpolation is computed as the average of the three nearest meteorological stations weighted by the square of the inverse distances between a RHHU and the stations (Reciprocal-Distance-Squared method).

Table 12.3: HYDROTEL key parameters

Type	Parameters	Units
<i>Snow parameters</i>	Melt factor for evergreen forests	mm/d.°C
	Melt factor for deciduous forests	mm/d.°C
	Melt factor for open areas	mm/d.°C
	Threshold air temperature for melt in evergreen forests	°C
	Threshold air temperature for melt in in deciduous forests	°C
	Threshold air temperature for melt in open areas	°C
	Melt rate at the snow-soil interface	mm/d
	Compaction coefficient	-
<i>Soil parameters</i>	Potential evapotranspiration multiplying factor	-
	Depth of the lower boundary of soil layer #1	m
	Depth of the lower boundary of soil layer #2	m
	Depth of the lower boundary of soil layer #3	m
	Recession coefficient	m/h
	Extinction coefficient	-
	Maximum variation of humidity	-
<i>Interpolation coefficients</i>	Threshold air temperature for partitioning solid and liquid precipitation	°C
	Precipitation vertical gradient	mm/100m
	Temperature vertical gradient	°C/100m

^a For a complete description of snow parameters, the reader is referred to (Turcotte et al., 2007a)

^b For a complete description of soil parameters, the reader is referred to (Fortin et al., 2001b)

Using the methodology introduced by Turcotte et al. (2003), manual calibration and validation of HYDROTEL was performed over five-year-periods according to available observed climate

data provided by the CEHQ for each subwatershed over the 1990-2010 period. As reported by Bouda et al. (2014), when compared with an automatic calibration, the structured, trial-and-error, procedure proposed by Turcotte et al. (2003) can achieve very similar performances. Indeed, Bouda et al. (2014) have shown that automatic calibration could provide a marginal improvement over manual calibration (less than 4.2% in terms of Nash-Sutcliffe Efficiency, NSE). This manual calibration used both NSE and RMSE (m^3/s) as objective functions. The modeling performance for low flows was assessed using the Nash-log (NSE computed from log transformed flows) objective function which is acknowledged as the best objective function for low flow modeling (Krause et al., 2005). In each case, a one-year spin up was used to minimize initialization errors. Observed climate data were computed on a grid (a 28- and 52-point grid for the Bécancour and Yamaska watersheds, respectively) by isotropic kriging following the method described in Poirier et al. (2012) using data collected through the Climate Surveillance Program of the *ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques* (MDDELCC). Flow data were extracted from the CEHQ data base (CEHQ, 2012a) that includes around 230 hydrometric stations throughout Quebec.

The Bécancour and Yamaska watersheds were respectively divided into 1813 and 1299 hillslopes a.k.a. RHHUs with mean areas of 143 ha and 369 ha and 736 and 513 river segments with mean lengths of 1885 and 3475 m (excluding lakes), defining three regions of interest for parametrization. These regions were used to define local parameter sets of consistent values for the calibration of HYDROTEL. The discretization of both watersheds provided a good representation of the spatial heterogeneity of the landscape while allowing for a reasonable computational time. Three specific river segments and hydrological stations (see Table 12.3) were selected for the calibration and validation of each watershed.

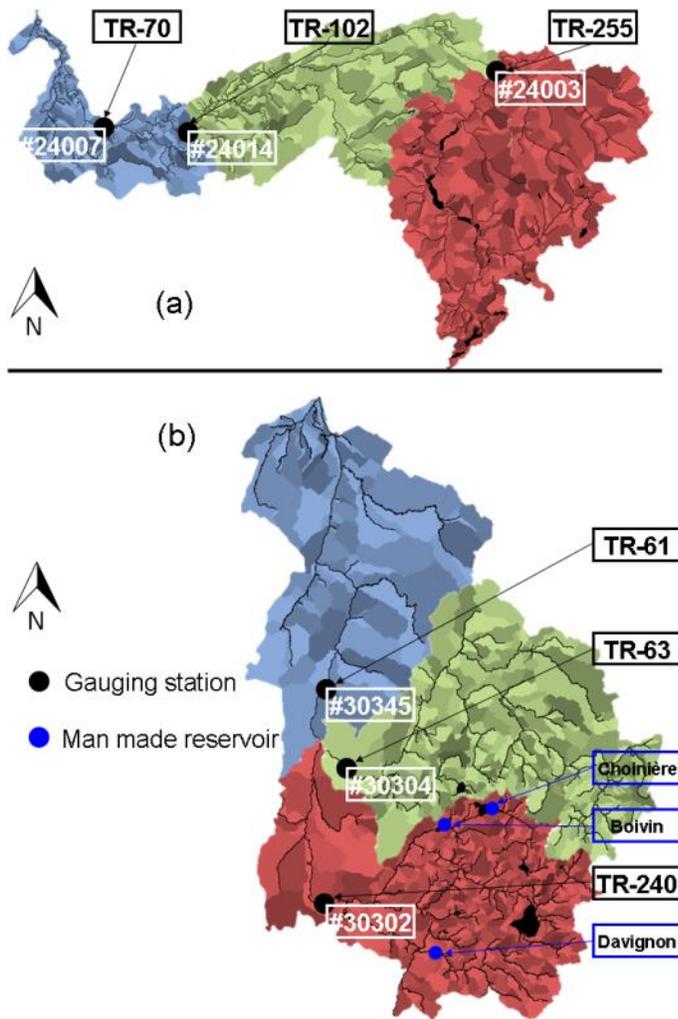


Figure 12.3: (a) Bécancour and (b) Yamaska parametrization regions and hydrological stations used for the calibration and validation of HYDROTEL. Red, green, and blue colors stand for upstream, median, and downstream subwatersheds, respectively. # indicates the gauging stations reference number. TR- indicates the river segments number.

Data from these stations (#24003, #24014, #24007, and #30302, #30304, #30345 for Bécancour and Yamaska, respectively) were deemed suitable for this study because they are all validated (except for the current year), readily available, and used in hydrological and hydroclimatic impact studies (CEHQ, 2013a; Rousseau et al., 2013a; Rousseau et al., 2014; CEHQ, 2015; Fossey and Rousseau, 2016b; Klein et al., 2016; Trudel et al., 2016). Measured flows on the Bécancour watershed are natural while they are partly regulated on the Yamaska watershed. The impact of this regulation will be discussed later on.

12.2.4.2 Computation of the hydrological data indices – HDIs

The HDIs considered in this paper are the seasonal $_{7d}Q_{\min}$ and $_{30d}Q_{\min}$, which refer to the seasonal minimum of the 7 and 30 consecutive-day moving average flow, respectively. These HDIs were selected because the MDDELCC uses Q_{2-7} (2-year annual minimum of the 7 consecutive-day average flow) to assess whether water can be abstracted from a specific source (MDDELCC, 2015). Also, the MDDEP uses the Q_{10-7} , or Q_{2-7} , to evaluate the exceedance of water quality criteria for the assessment of pollutant discharge permits (MDDEP, 2007).

Once calibrated, the semi-distributed hydrological model HYDROTEL was used to generate past and future seasonal HDIs (for each of the 42 selected climate scenarios) as shown in Figure 12.1, with the parameter values computed during the calibration/validation process. Indeed, we assumed a similar quality of model responses to future conditions as for the bias correction method for climate models. Precipitation and minimum and maximum temperatures came from the climate scenarios. They were extracted from the nearest ten grid-points of the watershed boundaries before using a Thiessen polygon routine to compute values for each RHHU.

To further characterize the capacity of HYDROTEL to simulate flows inducing the observed HDIs, the latter were plotted against HDIs calculated using the calibration/validation dataset. The HDIs computed using the 42 climate scenarios were used to assess the capacity of these selected scenarios to encompass observed values.

12.2.5 Assessing HDIs from CDIs

12.2.5.1 Conditions governing low flows – Correlation analysis

Pearson as well as Spearman correlation coefficients were calculated to assess the relationships between the four series of seasonal HDIs ($_{7d}Q_{\min}$ and $_{30d}Q_{\min}$ for the SC and SF seasons) and the associated CDIs (Table 12.2). For this study, the post-processing method is based on the following assumptions: (i) the relationships between simulated and observed data for the past-period (1971-2000) will still be applicable in the future (2041-2070); and (ii) the calibrated parameter values are valid over the future time horizon as well. For sake of consistency, a

similar assumption was made regarding the relationship between HDIs and CDIs, but verified through what can be seen as a calibration and validation phase of the correlation analysis as is done for hydrological models. The Wilcoxon rank-sum test (Mann and Whitney, 1947) was applied to test whether median correlations between HDIs and CDIs were statistically different between past and future temporal horizons. The validity of these assumptions from the perspective of climate conditions as well as land use and land cover is examined in details in the discussion section of this paper.

In short, for each one of the 15 CDI groups introduced in Table 12.2 and each of the 42 climate scenarios, correlation coefficients were computed individually for each HDI and each season. Then, the best median correlations (maximum absolute median value of the correlation coefficients) for the four CDI categories introduced in Table 12.1 were identified along with the frequency at which they occurred. Afterwards, the statistical relationships were validated over the future temporal horizon. To account for the fact that many CDIs were tested against each HDI and that correlations could be due to chance, a bootstrap resampling method based on Monte Carlo simulations was applied (Livezey and Chen, 1983) to every CDI-HDI couples as follows:

- (i) A year was randomly selected from the temporal horizon of interest (past or future).
- (ii) The paired value (CDI-HDI) for the selected year was added to the resampled data set.
- (iii) Steps (i) and (ii) were repeated until the resampled data set had the required number of years of data. The required number was set equal to the number of years in the initial data set.
- (iv) The correlation computation was applied to resampled data set and the result was saved.

Steps (i) to (iv) were repeated 1000 times, resulting in a distribution of the correlation coefficients computed from the 1000 resampled data set. The distribution allowed for the determination of the confidence interval (CI) of the correlation coefficient computed from the initial set of data (typically 90 or 95% CI). If the CI minimum was greater than 0, the correlation was then statistically significant.

12.2.5.2 HDI trends and governing drivers – trend detection and partial correlation analysis

Long term linear trends were analyzed using the non-parametric rank-based Mann-Kendall test (Kendall, 1938; Mann, 1945; Kendall, 1975; Gilbert, 1987) for the four series of HDIs and the associated CDIs obtained through the correlation analysis. The Mann-Kendall (MK) test has been widely used to detect a trend in hydroclimatic time series (Lettenmaier et al., 1994; Lins and Slack, 1999; Douglas et al., 2000; Zhang et al., 2000; Zhang et al., 2001; Yue and Wang, 2002; Novotny and Stefan, 2007; Li et al., 2009). The test is based on the null hypothesis that a sample of data is independent and identically distributed. The alternate hypothesis is that a trend exists in the data. To get more details about this test, the reader is referred to the previous references and especially that of Novotny and Stefan (2007). In the presence of serial correlation or autocorrelation, the assumption of serial independence is violated. The existence of positive serial correlation increases the probability that the MK test detects a trend when none exists (von Storch, 1999), whereas a negative autocorrelation makes it too difficult to find a significant trend (Hamed and RamachandraRao, 1998; Yue and Wang, 2002). The MK test can be modified to obtain the true variance of the MK correlation under the autocorrelation structure displayed by the data (Hamed and RamachandraRao, 1998). Tests were conducted for each series of HDIs and CDIs as well as both temporal horizons using the modified MK test to account for autocorrelation.

Partial correlations were calculated between each HDI and associated CDIs while controlling for the time step variable. This allowed for the identification of the correlation between variables independent of any common temporal trend signal and for the attribution of the observed trends in HDIs to trends in CDIs (Burn et al., 2004a; Burn, 2008). As for the correlation analysis described in the previous sub-section, trends, especially when they are analyzed for the same CDI-HDI couple for 42 different climate scenarios can be due to chance. Livezey and Chen (1983) indicated the need to consider field-significance of the outcomes of a set of statistical tests. It accounts for the observed cross-correlation in the data for a collection of locations (which in our case was a collection of temporality or climate scenarios) and allows for the determination of the percentage of tests that are expected to show a trend, at a local given significance level, purely by chance. The bootstrap resampling method based on Monte Carlo

simulations was thus applied for each scenario following the steps described in the previous subsection except for the fourth step that became:

- (iv) The Mann-Kendall test was applied to the data from each scenario in the resampled data set and the percentage of results that were significant at the α significance level was determined; α being the local significance level (typically 5 or 10%)

Steps (i) to (iv) were repeated 1000 times resulting in a distribution of the percentage of results that were significant at the α level. From this distribution, the value that was exceeded $\beta\%$ of the time (typically 5 or 10%) was selected as the critical value. β is referred to as the global significance level. This method was similarly applied in Burn and Hag Elnur (2002); Burn et al. (2004b) and discussed in details in Renard et al. (2008).

12.3 Results

12.3.1 Hydrological model

This subsection illustrates using the calibration and validation results the capacity of the model to: (i) represent flows in general and low flows in particular and (ii) produce a distribution of HDIs that includes at best the observed values. Presentation of climate data characteristics was beyond the scope of this paper; as such it can be found in supporting material (Annexe I).

12.3.1.1 Calibration and validation results

Model performances for calibration and validation periods of the two study watersheds are given in Table 12.4. For each river segment, according to the hydrologic model performance rating of Moriasi et al. (2007), the results provide a “good fit” ($NSE > 0.65$) between observed and simulated flows and even a “very good fit” for most of the results ($NSE > 0.75$). Nash-log values vouch for the good representation of low flows with values ranging from 0.65 to 0.70 and 0.74 to 0.78 for the calibration period for the Bécancour and Yamaska watersheds, respectively. There is no clear decline in performances between the calibration and validation periods, most even increase between the two periods. This validates the choice of calibration parameters as highlighted in Beven (2006a). More especially, Nash-log values are larger for the

validation period and range from 0.72 to 0.77 and from 0.72 to 0.76 for the Bécancour and Yamaska watersheds, respectively.

Table 12.4: Model performance for the calibration and validation periods

River segment	Calibration period	NSE	Nash-log	RMSE ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	Validation period	NSE	Nash-log	RMSE ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)
<i>Béc TR-255</i>	2005-2010	0.76	0.70	14.7	2000-2005	0.86	0.77	10.0
<i>Béc TR-102</i>	2005-2010	0.67	0.65	34.5	2000-2005	0.72	0.75	30.1
<i>Béc TR-70</i>	1995-2000	0.76	0.65	30.8	1990-1995	0.76	0.72	31.8
<i>Yam TR-240</i>	2005-2010	0.76	0.77	16.9	2000-2005	0.74	0.72	14.4
<i>Yam TR-63</i>	2005-2010	0.68	0.74	27.1	2000-2005	0.71	0.72	21.4
<i>Yam TR-61</i>	2005-2010	0.77	0.78	47.1	2000-2005	0.77	0.76	39.0

12.3.1.2 Computation of the HDIs

The capacity of HYDROTEL to correctly reproduce the HDIs was assessed for the river segments with observed values closest to the outlet of the study watersheds that is TR-70 and TR-61 for the Bécancour and Yamaska watersheds, respectively. Figure 12.4 and Figure 12.5 introduce the boxplots of the seasonal HDIs computed using the results of the hydrological modeling of the climate scenarios (post-processed simulations) for the Bécancour and Yamaska watersheds, respectively. Figure 12.4 shows that the distributions of HDIs over 1990-2000 (calibration and validation periods) include almost every observed as well as modeled HDIs from the calibration/validation dataset. In fact, for the SC season (see Figure 12.4a and Figure 12.4b), only the observed $7_d Q_{\min}$ for 1996 is not included in the computed distribution. For the SF season, three $7_d Q_{\min}$ are not included in the distribution (1991, 1996 and 1999) while all observed $30_d Q_{\min}$ are included in the computed distribution.

Because the past temporal horizon (1971-2000) does not cover the calibration/validation period (2000-2010) for the Yamaska watershed, Figure 12.5 only shows the distributions of the HDIs computed from the 10 climate simulations supplied by Ouranos (available between 1961-2100). For the SC season, except for the 2006 $7_d Q_{\min}$, the computed distributions cover the observed values. Modeled $7_d Q_{\min}$ for 2001, and $30_d Q_{\min}$ for 2001, 2002, 2004, and 2006, are not included in the computed distributions. For the SF season, 50% of the observed HDIs are not

included in the computed distributions while 27 (3/11) and 36% (4/11) of the modeled HDIs are not included in the distributions for the 7d- and $_{30d}Q_{min}$, respectively.

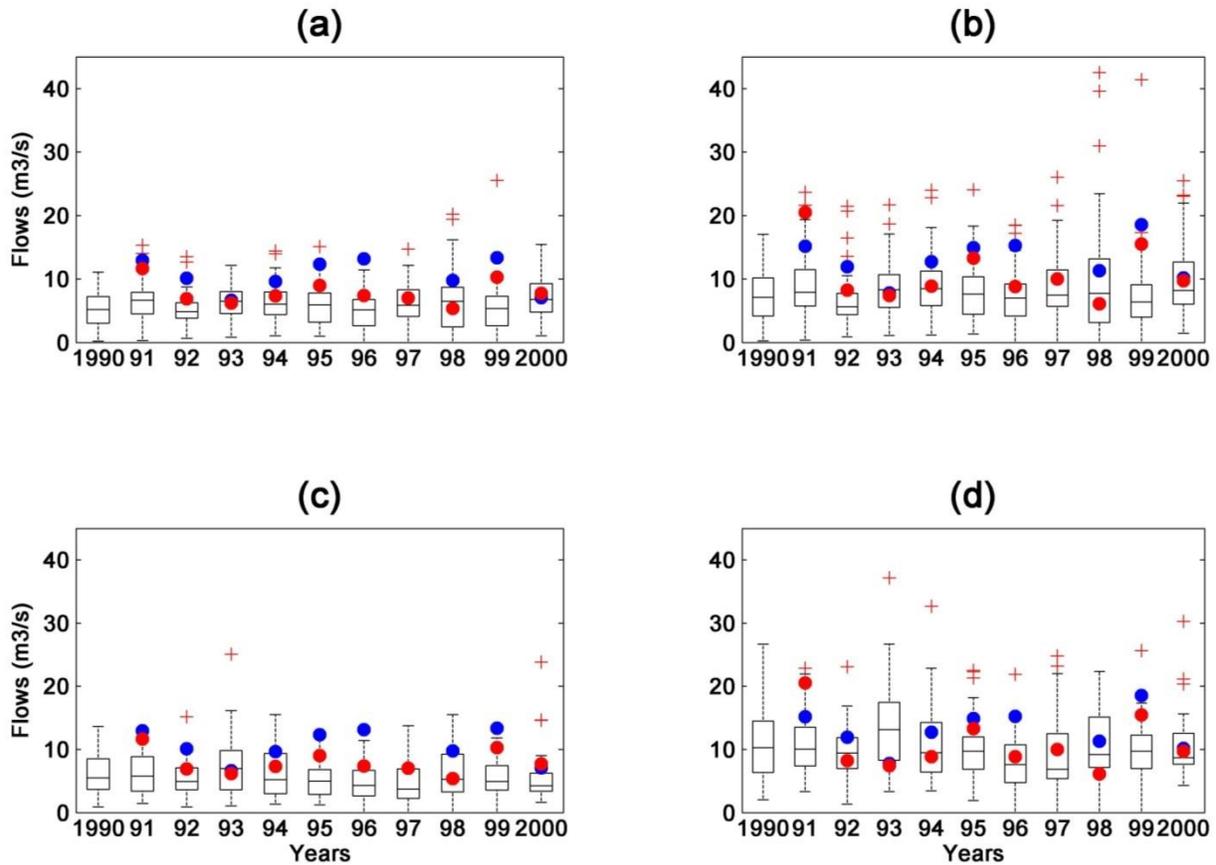


Figure 12.4: Boxplots of the HDIs computed from the modeling of the 42 climate scenarios for the Bécancour watershed: (a) SC season $_{7d}Q_{min}$; (b) SC season $_{30d}Q_{min}$; (c) SF season $_{7d}Q_{min}$; and (d) SF season $_{30d}Q_{min}$. Blue and red dots stand for the HDIs computed during the calibration/validation process from the observed and modeled flows, respectively.

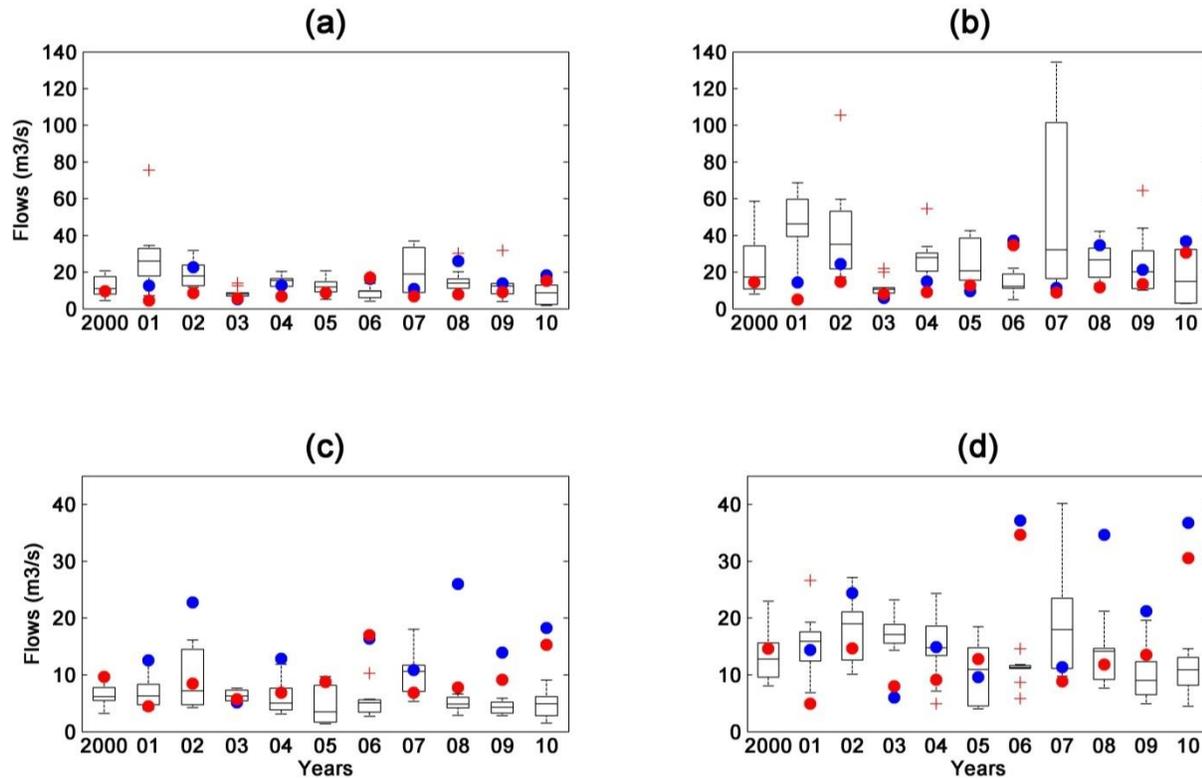


Figure 12.5: Boxplots of the HDIs computed from the modeling of the 10 Ouranos climate scenarios for the Yamaska watershed: (a) SC season $7dQ_{min}$; (b) SC season $30dQ_{min}$; (c) SF season $7dQ_{min}$; and (d) SF season $30dQ_{min}$. Blue and red dots stand for the HDIs computed during the calibration/validation process from the observed and modeled flows, respectively.

12.3.2 Assessing HDIs from CDIs

This subsection introduces the characterization of the statistical relationships between HDIs and CDIs. First, it consists in assessing the strength and significance of the relationships (through correlation coefficients and 95% CI), their linear or non-linear character, and their consistency over temporal horizons (Past and Future) and locations (Bécancour and Yamaska). Then, it is about verifying whether the identified CDIs governing low flows: (i) complied with the hypotheses made in the methodological framework and (ii) provided insights about the HDIs.

12.3.2.1 Performances of the CDI groups

The previous subsection established that the modeling of the 42 scenarios for the past temporal horizon effectively, and in a satisfactory manner pending some assumptions, represented low flow HDIs for the Bécancour and Yamaska watersheds, respectively. Thus as

illustrated in Figure 12.1 and in the Materials and Methods section, CDIs were computed over one to six days, one to three weeks, one to six months, eight, ten and twelve months. Figure 12.6 introduces the performances of the CDI groups with respect to the four categories introduced in Table 12.1. Results are displayed using the median of the Pearson correlation coefficients r between the HDIs and the CDIs. Meanwhile, the specific CDIs having the better correlations with the HDIs are reported in subsection 12.3.2.2. A Monte Carlo resampling approach was applied to compute the 95% CIs of each correlation coefficient. A Wilcoxon rank-sum test was applied to test whether median correlations were different between past and future temporal horizons. Results are presented for the Bécancour watershed only because those of the Yamaska are similar (detailed results for both watersheds available in supporting materials Annexe I).

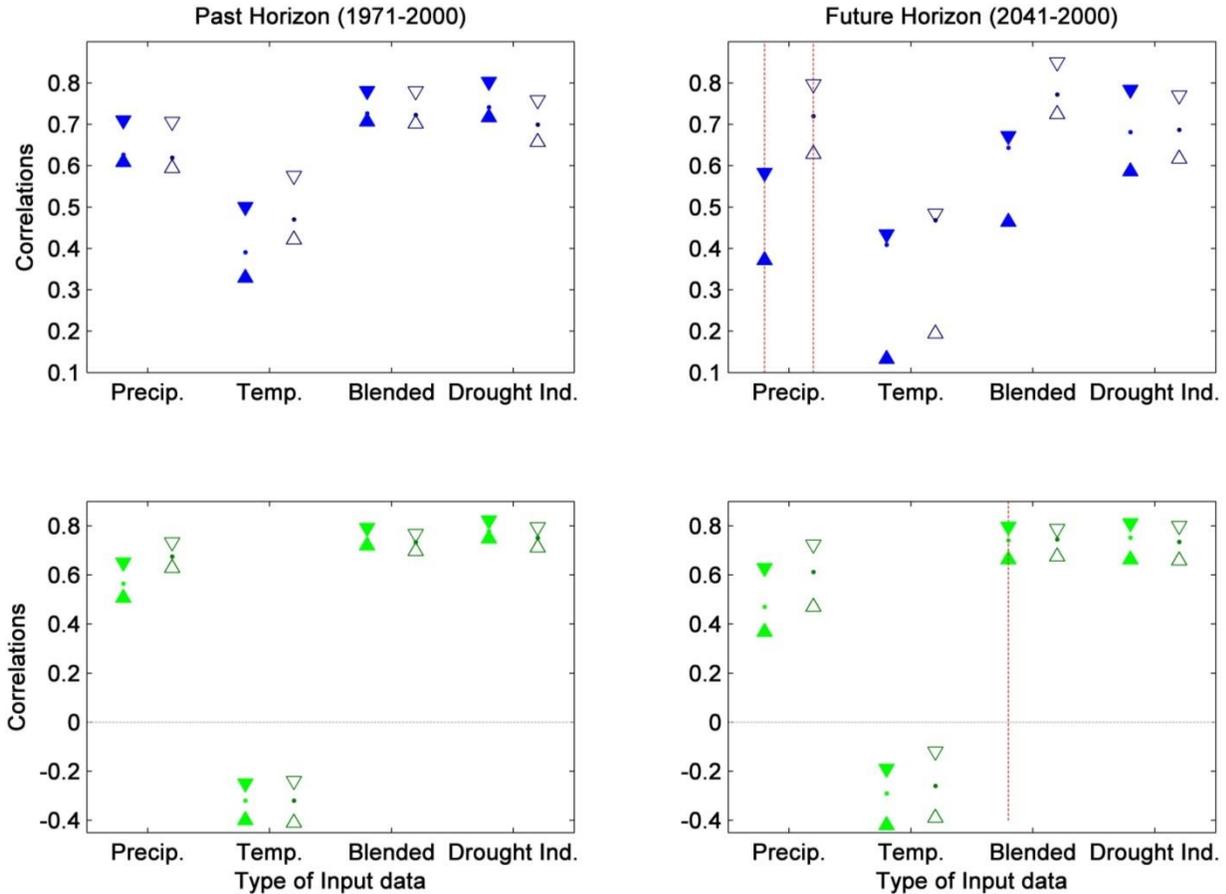


Figure 12.6: Pearson median correlations r [95% confidence interval CI] for the Bécancour watershed, for the SC (blue) and SF (green) seasons, for the $7dQ_{min}$ (solid triangles) and $30dQ_{min}$ (hollow triangles), and for the past (left side) and future (right side) temporal horizons. The 95% CI was computed through Monte Carlo resampling of the 42 climate scenarios. The red dotted line stands for Wilcoxon tests that rejected the null hypothesis (median correlations are equal between past and future horizons) at the 5% significance level.

12.3.2.1.1 Past horizon

The median correlations obtained for the precipitation data CDIs for the 42 scenarios over the past temporal horizon for the SC season are at least 0.62; meaning that 38% of the variability of low flows is explained through a basic CDI, namely cumulative rainfall over six or three months for the $7dQ_{min}$ and $30dQ_{min}$, respectively. For the SF season, the correlations are similar and explain at least 31% (0.56^2) of the variability; these are obtained for the cumulative rainfall over two months. The literature (Yang et al., 2002; Hodgkins et al., 2005; de Wit et al., 2007; Novotny and Stefan, 2007; Ge et al., 2012) reported linear correlation coefficients around 0.7

which coincides with the 8th or 9th decile (available in supporting material Annexe I) of the computed coefficients for both the Bécancour and Yamaska watersheds.

The median correlations obtained for temperature data CDIs are much lower and, thus, less interesting within the framework of this paper. The explained variability ranges from 15 (0.39²) to 22% (0.47²). These figures as well as the negative and positive correlations reported for warmer and colder months respectively are in agreement with the literature (Yang et al., 2002; Hodgkins et al., 2005; de Wit et al., 2007; Ge et al., 2012).

The median correlations obtained for blended data as well as drought indices are higher than those obtained for either precipitation or temperature data. They explain at least 49% (0.70²) of the variability. The classical SPI and PDSI indices, as well as the EDI were all part of the drought indices group (Table 12.1). In theory, the three indices were comparable; they could all be used to detect dry spells as well as wet spells, like all the CDIs introduced in Table 12.2. In practice, the EDI has been found to perform systematically (for all scenarios) better than the other indices. In fact, results (not shown) showed that the PDSI, the SPI as well as the Z-score did not perform better (correlation difference not statistically significant) than the basic CDIs (computed from either precipitation or temperature data). In terms of linear correlation with the HDIs, they did not provide added value.

The 95% CIs (see Figure 12.6) demonstrate that all Pearson median correlation coefficients were significant and not obtained by chance. Indeed these ranges for the true values of the correlations were computed from 1000 resampling of the HDI-CDI couples for every scenarios. The lower bound indicates the lowest possible median correlation given a 5% chance of error. For the blended and drought indices data, these lower bounds are all greater or equal to 0.66.

In addition to this linear method, the non-linear method based on the computation of Spearman median correlations *rho* was also used, but because median correlations of both types were systematically similar, it is not presented here (results available in supporting material Annexe I). In itself, this result indicates that the HDI-CDI-relationship is mostly linear, which corroborates findings reported by Assani et al. (2011) who also considered this alternative.

12.3.2.1.2 Future horizon

Results for the future horizon introduced in Figure 12.6 illustrate, for the same CDIs used in the past temporal horizon, the median correlations obtained for the 42 scenarios. Median correlations for the precipitation and temperature data CDIs remain of the same order of magnitude, but the 95% CIs get mostly larger. The Wilcoxon tests were unable to reject the null hypothesis that median correlations are equal between past and future horizons for all CDI-HDI couples besides the SC season precipitation data CDIs.

Blended data and drought indices median correlations remained approximately the same between past and future horizons (mean difference under 5%). Except for the SF season blended data $_{7d}Q_{min}$ CDI, the Wilcoxon tests were unable to reject the hypothesis that median correlations are equal between past and future horizons. 95% CIs also got larger (decrease of the lower bound). Overall, not accounting for the CDI that passed the Wilcoxon test, median correlations still explained between 46 (0.68²) and 59% (0.77²) of the variability in the future temporal horizon. This result is quite important because, it confirms that the linear relationship detected between CDI and HDI for the past remains valid in the future, thus it can be used to gain insights on the CDI governing low flows in the future. Furthermore, to the authors' knowledge, no study has carried out correlation analyses from past horizons to future horizons using climate scenarios.

For the remaining of the article, because of their superior performances (larger median correlations and/or narrower 95% CIs), results are limited to the CDIs computed from blended data and drought indices. For this specific case study, they are more appropriate to work with than the two other CDI groups. Also, the CDIs that passed the Wilcoxon test are not used to get insights about the future HDIs as they did not verify one of the methodological framework hypotheses.

12.3.2.2 CDI governing low flows

Table 12.5 introduces the results obtained after application of the methodological framework introduced in Figure 12.1. The Bécancour watershed was first considered as the reference and the CDIs were exported onto the Yamaska watershed for a spatial validation and *vice versa*.

Table 12.5: Pearson median correlations r (Past temporal horizon/Future temporal horizon) after application of the methodological framework using (a) Bécancour as the reference watershed and then (b) Yamaska as the reference watershed

(a)		Bécancour (Reference)		Yamaska (Spatial Validation)	
		SC	SF	SC	SF
$7dQ_{min}$	<i>Blended data</i>	N.A.	0.74/0.74	N.A.	0.70/0.67
	<i>Drought Indices</i>	0.74/0.68	0.78/0.75	0.76/0.72	0.73/0.70
$30dQ_{min}$	<i>Blended data</i>	0.72/0.77	0.73/0.75	0.71/0.70	0.67/0.68
	<i>Drought Indices</i>	0.70/0.69	0.75/0.74	0.68/0.74	0.75/0.73
(b)		Bécancour (Spatial Validation)		Yamaska (Reference)	
		SC	SF	SC	SF
$7dQ_{min}$	<i>Blended data</i>	0.69/0.68	0.73/0.69	0.69/0.63	0.70/0.65
	<i>Drought Indices</i>	0.74/0.71	0.78/0.75	0.76/0.74	0.73/0.70
$30dQ_{min}$	<i>Blended data</i>	0.65/0.77	0.70/0.62	0.73/0.75	0.76/0.77
	<i>Drought Indices</i>	N.A.	0.75/0.74	N.A.	0.75/0.73

N.A. stands for CDI-HDI couples that passed the Wilcoxon rank-sum test and thus did not respect the hypothesis according to which median correlations should remain the same between past and future horizons

Overall, when Bécancour was the reference watershed, the explained variability (r^2) for the Yamaska watershed was greater than 45% (0.67^2) for the $7dQ_{min}$ and the $30dQ_{min}$ for both temporal horizons. When Yamaska was used as the reference watershed, the explained variability for Bécancour past horizon varied between 42 (0.65^2) and 61% (0.78^2). Meanwhile for the future horizon, it varied between 38 (0.62^2) and 59% (0.76^2). The differences between parts (a) and (b) of Table 12.5, where the watersheds were in turn used for calibration or spatial validation, are not statistically significant, except for the SF season $30dQ_{min}$ blended data CDI for both temporal horizon and the future only respectively for the Yamaska and Bécancour watersheds, according the Wilcoxon rank-sum test at 5% significance level. This means that it cannot be asserted that performances are significantly different for the same watershed, whether it is used as the reference or export watershed. This result can hardly be seen as a proof that the statistical relationship captured on a watershed is applicable to another, but it provides a good insight as for the potential of this method for regionalization studies.

Moreover, the differences in performances might be larger if the considered watersheds were in different geological areas or further away from each other physiographically speaking. These

two points would mandate for the application of the methodological framework on other watersheds to assess the robustness with regards to physiographical differences. However, in terms of hydrologic model performance rating (Moriassi et al., 2007), the median Pearson correlation coefficients were considered “acceptable” since they were all greater than 0.5 (Santhi et al., 2001; Van Liew et al., 2003), even for the great majority of 1st deciles.

As anticipated, the results are quite similar for the two studied watersheds. Indeed, the study focused on identifying the main governing indices of low flows while building on the assumption that physical links between HDIs and CDIs remained time invariant (between past and future horizons). As such, this approach may be viewed as the temporal equivalent of the global calibration strategy of distributed hydrological models (Ricard et al., 2013). It was notably used in CEHQ (2013a); 2015) to ensure the spatial consistency of the calibration parameter sets in large-scale hydrological modeling applications. Meanwhile the choice to work with best median correlations for each type of input data in this paper ensured that the identified CDIs in subsection 12.3.2.2 were valid for each of the 42 climate scenarios.

Following the methodological framework introduced in Figure 12.1, the CDIs from the blended data and drought indices groups that are better correlated with the HDIs (Figure 12.6) are identified hereafter. For both study watersheds, the severity of 7-day low flows of the SC season was best correlated with the EDI computed from rainfall and snowmelt minus PET amounts over 10 months. SC season 30-day low flows were best correlated with the same index, but over the course of 10 and 12 months for the Yamaska and Bécancour watershed, respectively. The latter result is rather logical, given that 30-day-low flows can mobilize more water reserves than 7-day-low flows. It is noteworthy that the accumulation of rainfall and melt over three months and rainfall plus melt minus PET over two months are also correlated with the 30-day low flows of the Bécancour and Yamaska watersheds, respectfully. This would highlight the importance of working at different time scales as CDIs computed from blended data seem best correlated at lower frequencies than drought indices CDIs. Indeed, the same observation can be made for the CDIs computed for the SF season.

SF season 7- and 30-day-low flows were correlated with cumulative climatic demand over four to six months, indicating that lower rainfall amounts or higher PET amounts would translate

into lower low flows. The specific case of the inclusion of melt in the CDI computed for the Yamaska watershed for the SF season $_{30d}Q_{min}$ may be startling. But in fact, this result is linked with the depletion of groundwater storage. Accumulation of rainfall over a month is the primary CDI driver (for precipitation data CDI) of $_{30d}Q_{min}$ with a median correlation of 0.72 (shown in supporting material Annexe I) and 1st and 9th deciles of 0.35 and 0.83. Accumulation of rainfall and snowmelt over a month is the primary CDI driver (for blended data) of $_{30d}Q_{min}$ with a median correlation of 0.76 ((b) Table 12.5) and 1st and 9th deciles of 0.52 and 0.84. The difference in median correlations is not significant, but the difference in the 1st deciles is. This could be interpreted as follows: When melt occurs shortly (less than a month) before the date of occurrence of the $_{30d}Q_{min}$, the stored amount of snowmelt helps relieve the severity of low flows, but this happened rarely over the 42 scenarios (1st decile difference). Another explanation could be that man-made reservoirs are mainly filled thanks to snowmelt. Last but not least, this result could not be random for two reasons: (i) this phenomenological observation, however less important, manifested also for the Bécancour watershed ((b) Table 12.5), the correlations for $_{30d}Q_{min}$ blended data are 0.70 and 0.62 for the past and future horizons); and (ii) the 95% CI for the true value of the median correlation coefficient for the Yamaska watershed is [0.72 – 0.81] (supplemental material 4).

Otherwise, SF season 7- and 30-day-low flows were best correlated with EDI computed from climatic demand over 6 months for both watersheds.

12.3.3 HDI trends and their possible drivers – trend detection and partial correlation analysis

Trend analyses of the HDI and associated CDI series were undertaken to check for long term changes, thanks to the modified MK test (Hamed and RamachandraRao, 1998). Field significance was assessed, applying a bootstrap resampling method based on Monte Carlo simulations. Both local significance and field significance were set at 1%. An overview of the results for the ten continuous scenarios is given in Table 12.6. Indeed, data from the 32 non-continuous scenarios came in two 29-year temporal horizons, which in most cases prevented the detection of positive or negative trends altogether.

Table 12.6: Trends detected in the HDI and CDI series for the (a) Bécancour and (b) Yamaska watersheds for the 10 scenarios by Ouranos over 1971-2070. CDI1 stands for the CDI computed from blended data, while CDI2 stands for CDI computed from drought indices. Bold figures indicate significant trends.

(a) Bécancour				
	<i>Snow Cover Season</i>		<i>Snow Free Season</i>	
	$7dQ_{min}$ HDI – CDI1 – CDI2	$30dQ_{min}$ HDI – CDI1 – CDI2	$7dQ_{min}$ HDI – CDI1 – CDI2	$30dQ_{min}$ HDI – CDI1 – CDI2
<i>Positive trends</i>	10 – N.A. – 10	10 – 10 – 10		
<i>Negative trends</i>			8 – 8 – N.A.	8 – 8 – 8
<i>Significant trends (positive & negative)</i>	10 – N.A. – 10	10 – 10 – 10	8 – 8 – N.A.	8 – 8 – 8

(b) Yamaska				
	<i>Snow Cover Season</i>		<i>Snow Free Season</i>	
	$7dQ_{min}$ HDI – CDI1 – CDI2	$30dQ_{min}$ HDI – CDI1 – CDI2	$7dQ_{min}$ HDI – CDI1 – CDI2	$30dQ_{min}$ HDI – CDI1 – CDI2
<i>Positive trends</i>	9 – N.A. – 10	10 – 10 – 10		0 – 1 – 0
<i>Negative trends</i>			7 – 8 – 10	7 – 2 – 9
<i>Significant trends (positive & negative)</i>	9 – N.A. – 10	10 – 10 – 10	7 – 8 – 10	7 – 3 – 9

Table 12.7: Pearson median partial correlation coefficients r (Past horizon/Future Horizon/1971-2070) for the Bécancour and Yamaska watersheds for the CDIs obtained after application of the methodological framework for the 10 scenarios by Ouranos. CDI1 stands for the CDI computed from blended data, while CDI2 stands for CDI computed from drought indices.

(a) Bécancour Watershed					
		<i>SC season</i>		<i>SF season</i>	
		CDI1	CDI2	CDI1	CDI2
$7dQ_{min}$		N.A.	0.74/0.65/0.68	0.71/0.61/0.68	N.A.
$30dQ_{min}$		0.77/0.75/0.73	0.69/0.62/0.64	0.70/0.73/0.70	0.66/0.66/0.66
(b) Yasmaka Watershed					
		CDI1	CDI2	CDI1	CDI2
$7dQ_{min}$		N.A.	0.78/0.71/0.74	0.73/0.71/0.66	0.62/0.63/0.58
$30dQ_{min}$		0.74/0.78/0.73	0.73/0.75/0.72	0.73/0.72/0.63	0.71/0.63/0.61

All partial correlation coefficients are significant at 0.001.

Both Bécancour and Yamaska SC $7dQ_{min}$ as well as $30dQ_{min}$ have increasing linear significant trends (Table 12.6) as indicated by CEHQ (2015) for most of southern Québec with a high confidence level. These trends are probably linked to an increase in freeze/thaw events or warm events during the SC season (included in supporting material Annexe I) and as a direct consequence, modified snowmelt dynamics. The associated CDIs, whether computed from blended data or drought indices, also displayed these increasing trends (Table 12.6). They were in almost perfect agreement with the HDI trends. Meanwhile, the partial correlations removing the temporal trends were not only significant (Table 12.7 and 95% CI available in supporting materials Annexe I), but quite high as well. Indeed, the CDIs explained more than 48 (0.69²) and 38% (0.62²) of the HDI variability for the Bécancour watershed over the past and future temporal horizons, respectively. Values were even larger for the Yamaska watershed with at least 53 (0.73²) and 50% (0.71²) of the HDI variability explained for the past and future horizons, respectively. Overall, compared to median Pearson correlations for the same CDIs and the 10 continuous scenarios, median partial correlations (supporting material Annexe I) were only 3.2% smaller on average with a maximum difference of 6.8% for the SC season Bécancour CDIs. These partial correlations values are large, the lower bound of the 95% CI (supporting materials Annexe I) is still considered “acceptable” (larger than 0.5 (Santhi et al., 2001; Van Liew et al.,

2003)) in terms of hydrologic performance rating (Moriasi et al., 2007), and the associated trends in the CDIs were in almost perfect agreement with the HDI trends (Table 12.6). Given these results, it is then possible to attribute the observed trends in SC low flows to trends in the CDIs identified in subsection 12.3.2.2 for 80 to 100% of the climate scenarios.

The same reasoning can be made about the SF season low flows. 70 and 80% of the decreasing trends in HDIs were significant and concurred with results reported in CEHQ (2015) for southern Québec. The associated CDIs had matching trends (except for the CDI computed using blended data for the Yamaska $_{30d}Q_{min}$ in Table 12.6), while the partial correlations between the HDIs and CDIs were high (above 0.62 for the past temporal horizon and above 0.61 for the future temporal horizon) and the lower bounds of their 95% CI remained “acceptable”. Given these results, it is then possible to attribute the observed trends in SF low flows to trends in the CDIs identified in subsection 12.3.2.2 for 70 to 100% of the climate scenarios.

12.4 Discussion

The following section deals with the relevance of the main assumptions made throughout the paper, more specifically it: (i) shows how sources of climate uncertainty were considered while selecting the climate simulations and emissions scenarios; (ii) examines the validity of the assumptions regarding the stationarity of climate conditions, land use, and land cover; (iii) details how HDIs and (iv) CDIs actually captured what is observed; (v) discusses the robustness of the results; and (vi) argues the proposed methodology has potential to be applicable to watersheds with regulated flows.

12.4.1 Choice of climate simulations

It has been established since the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Meehl et al., 2007b) that using a multi-model ensemble approach provides better estimates of climate on seasonal-to-interannual and centennial time scales (Palmer et al., 2004; Hagedorn et al., 2005). In this paper, the climate ensemble (cQ)² was used. It was put together while taking into account the individual performances as well as the independencies

of the models. The climate ensemble was built to cover all sources of climate uncertainty (Hawkins and Sutton, 2011), but the emissions scenarios. Natural climate variability was covered through the use of different initial conditions (members) for the same GCM. Different GCMs were used to drive the same RCM to account for the uncertainty arising from the climate modeling. GCMs and RCMs were used together in the same ensemble to account for the uncertainty arising from the spatial resolution of data (dynamical downscaling). Lastly, the premise to work with only the SRES-A2 scenario was based on the following elements: (i) emissions scenarios other than SRES-A2 are non-essential to cover the uncertainty of the climate change signal (see supporting material Annexe I) and (ii) small or even negligible uncertainty arises from emissions scenarios for all regions and lead time within the CMIP3 multi-model ensemble (Hawkins and Sutton, 2011). However, simulations of a multi-model ensemble cannot span the full range of possible model configurations due to constraints in resources (Lambert and Boer, 2001). Furthermore, the use of ensemble means/medians can mask the variations between models (Kingston et al., 2011). Indeed, projections of future precipitation often disagree, even in the direction of change (Randall et al., 2007). That is why, this paper considered the model ensemble resorting to median to summarize the results, but providing the distribution or the 1st and 9th deciles to avoid masking model differences. In a future implementation of the methodology, the different sources of uncertainty could be assessed.

12.4.2 Non stationarity issue

12.4.2.1 Calibration/validation

Non-stationarity is an inherent issue of the calibration/validation process for hydroclimate studies. In this paper, meteorological data were the only varying characteristic of the modeling set up. We assumed that non-stationarity should not impact the values of the model parameters considering that: (i) only one calibrated parameter – related to evapotranspiration – was linked to variation in meteorological data and (ii) relatively similar ranges of mean annual/seasonal temperature and precipitation were found for both the calibration/validation period and the future period (see supporting material Annexe I).

12.4.2.2 CDI/HDI statistical relationship

The stationarity assumption made with respect to climate conditions, applied to the link between CDIs and HDIs, was tested in subsection 12.3.2. Overall, $\frac{3}{4}$ of the Wilcoxon rank-sum tests failed to reject the hypothesis that median correlations were equal between past and future horizons at the 5% significance level (Figure 12.6). That is why it was assumed that the stationarity assumption was valid with respect to the captured statistical links. Nonetheless, it could prove useful in a future paper to challenge this assumption by allowing the frequency at which CDIs are computed for the past horizon to change. This would allow assessing the effect of climate change on lags between the occurrence of the HDIs and the building of the CDIs.

In this study, it was assumed that land use and land cover would remain stationary in the future. The exact influence of any changes in these watershed attributes, however, could be accounted for by defining future land cover scenarios, but this was beyond the scope of the paper. Nonetheless, as shown by *Savary et al. (2009)*, significant changes in land use and/or land cover can occur over a long period (*e.g.*, 30 years) and, as illustrated using distributed hydrological modeling, modify stream flows. However, these changes would not nullify the intrinsic relationships between flows and weather data. Indeed, the evaluation of the impact of land use and land cover modifications performed by *Savary et al. (2009)* was carried out with the same sets of parameter values without impeding the calibration results. This is definitely an argument to be made in favor of asserting that land cover and land use modifications would not dramatically change the developed CDI – HDI correlations.

12.4.2.3 Post-processing of climate data

As for the post-processing method, a change factor approach could have also been used. It consists in computing the difference between raw climate model outputs for the future and reference periods, resulting in “climate anomalies” which are then added to the present day observational dataset (*Wilby et al., 2004; Karyn and Williams, 2010*).

12.4.3 Computation of the HDIs

The goal of this paper is not to predict seasonal HDIs accurately but rather to establish whether it is possible or not to evaluate their trends and governing CDIs computed using climate data. The observed HDIs are properly captured for the Bécancour watershed (Figure 12.4), but less so for the Yamaska watershed (Figure 12.5c and d). Indeed, for the SF season, the observed HDIs are greater than the modeled HDIs. This may be attributed in part to the presence of small man-made reservoirs used for water supply. Indeed, these were not explicitly modeled by HYDROTEL, although they are currently used to support low flows (especially the Choinière Reservoir, see Figure 12.3b) which would explain that observed low flows are larger than those modeled. Moreover, this would explain the better agreement between observed and modeled HDIs over the SC season when the reservoirs are not used to either support low flows or mitigate floods. The underlying assumption is that this supporting/mitigating function does neither alter the CDIs governing low flows, nor modify the trends of HDIs. This assumption is validated by the results obtained when exporting the CDIs identified for the Bécancour watershed to the Yamaska watershed (Table 12.5).

12.4.4 CDI driving low flows

The CDIs identified as the drivers of low flows (see subsection 12.3.2) concurred with those reported in the literature (Table 12.2) and deemed responsible for low flow generating processes (Waylen and Woo, 1987; Sushama et al., 2006). Low flows generally result from: (i) storage depletion (following below freezing temperatures) in winter and (ii) lack of precipitation and increased evapotranspiration during summer. As for the associations between CDIs and HDIs, it should be kept in mind that association does not always imply causation. Although the discussion of this issue is beyond the scope of this paper, the reader is referred to Hill (1965) who proposes a series of questions to differentiate association and causation:

- *Strength*: Is the correlation between HDIs and CDIs identified in subsection 12.3.2 sufficiently stronger than the correlation between HDIs and any CDI taken from the literature?
- *Specificity*: Is the association with HDIs limited to a few specific CDIs?

- *Consistency*: Has the association been repeatedly observed in different places, circumstances and times?
- *Plausibility and coherence*: Was the association hydrologically plausible? Did the cause and effect interpretation of the data conflict with the generally known facts of low flow hydrology (coherence)?

12.4.5 Trend detection

The detected trends in SF and SC low flows were attributed to the corresponding trends in CDIs through partial correlation analysis and modified MK test. These trends appeared more often than one could expect from chance alone. Assessing the trends and their attribution for the 42 scenarios, instead of the 10 supplied by Ouranos, would improve the confidence in the stated results. Indeed, the 10 CRCM simulations used two GCMs only (Table 12.1) and are not enough to establish any measure of climate uncertainty. But they are enough to get a first idea about the variability of the direction of changes considering the meteorological variations they propose. Indeed, they were deemed representative of a myriad of potential climate changes using the cluster method (Hartigan and Wong, 1979). Plus, the two selected GCMs are very well rated (Gleckler et al., 2008) when compared to models of the CMIP3 ensemble. These GCM-RCM combinations are commonly used (Grillakis et al., 2011; Rousseau et al., 2014; Fossey and Rousseau, 2016a; Klein et al., 2016) and were therefore deemed suitable for this study.

Velázquez et al. (2013) showed that the choice of a hydrological model can affect the detected changes from past to future horizons, especially for low flow indices. But they did not work with trends at all. Nonetheless, for a more comprehensive study it would be useful to use different hydrological models to compute the studied HDIs and their matching CDIs. Despite these shortcomings in trend detection, the attribution of trends in HDIs to trends in CDIs is rather important, as it illustrates the potential of using solely the more recent climate continuous simulations of CMIP5 (Guay et al., 2015) to assess HDI trends.

12.4.6 Regulated flows of the Yamaska watershed

The flows of the Yamaska watershed are partly regulated. Stations 030302, 030304 and 030345 (see Figure 12.3b) respectively measure monthly and daily regulated flows (CEHQ, 2017). These regulations are of different kinds. Over the watershed, there are 149 dams of more than one meter in height (COGEBY, 2010). But the only one that has more than a local effect on flows (COGEBY, 2010) is the Choinière reservoir (Figure 12.3b). Some dams are used for irrigation purposes while others receive water from agricultural drainage systems. Côté et al. (2013) developed a low flow warning system prototype for the Yamaska watershed. They decided to model the watershed with HYDROTEL while removing the effect of the Choinière reservoir (by setting the outflows) to model natural flows (at least with respect to the flow regulation from this dam). This resulted in calibration and validation results not exceeding NSE values of 0.46 and 0.53 at river segment TR-61 (Figure 12.3b), respectively. These results are clearly not as good as those obtained in Table 12.4. Plus, the results obtained in this paper for the Yamaska watershed are comparable to those of the Bécancour watershed, suggesting that flow regulation may be limited or at least that the calibration was able to account for it. On top of that, the issue of regulated flow is one that needs addressing. Over the 9000 USGS hydrometric stations, more than $\frac{3}{4}$ are at least partly regulated (Falcone, 2011). For these reasons, the Yamaska watershed was modeled without removing the effect of the Choinière reservoir, with only the meteorological data input varying from past to future horizon.

Results with respect to the Yamaska watershed throughout this paper are comparable to those obtained for the unregulated flows of the Bécancour watershed. Pearson median correlations (Figure 12.6) were of similar for all types of CDIs, the CDIs identified as governing low flows were almost identical between watersheds, even the trend detection and attribution analyses (Table 12.6 and Table 12.7) gave really similar results. Overall, this paper shows that the statistical framework introduced in this paper has potential to be applicable to watersheds with regulated flows. This topic of course needs in-depth research and will be further reinforced in a future paper dealing with more watersheds from different hydrological regions of Québec including a distinct pairing process, clustering watersheds according to their physiographic descriptors.

12.5 Conclusion

This paper introduced the development of a statistical framework to assess future trends and forcing phenomena associated with low flows at the watershed scale using solely climate data. From 22 CDIs, reported in the literature, a list of CDI-HDI couples was produced according to their relationship captured through Pearson linear correlation coefficients for 42 climate scenarios (post processed simulations) under the greenhouse gas emissions scenario SRES-A2.

For the hydrological SC season of the Bécancour watershed, the $7dQ_{min}$ and $30dQ_{min}$ were paired with the EDI computed from rainfall plus snowmelt minus PET amounts over ten months and the cumulative rain and snowmelt over three months, respectively. These CDIs explained 55/46% ($r=0.74^2$; $r=0.68^2$) and 53/58% of the $7dQ_{min}$ and $30dQ_{min}$ over the past/future temporal horizons, respectively. For the SF season, the $7dQ_{min}$ and $30dQ_{min}$ were paired with the cumulative difference between rainfall and PET over five months and the EDI computed from the latter difference over eight months, respectively. These couples had median correlations of 0.74/0.73 and 0.77/0.74. These results correspond to the median performances obtained when applying the methodology to 42 climate scenarios of the (cQ)² project (Guay et al., 2015). The statistical relationships remained valid for the future horizon (no difference between median correlations of past and future temporal horizons according to a Wilcoxon test), statistically significant and not due to chance (the lower bound of the 95% CI for each median correlation coefficient remained at least above 0.6), and were applicable to the second study watershed with no significant loss in performance.

Furthermore, significant trends between 1971 and 2070 in the HDIs extracted from 10 scenarios supplied by Ouranos were attributed to trends in the matching CDIs. This finding was assessed using linear trend and partial correlation analyses. For both watersheds, observed trends in SC and SF low flows were attributed to trends in the aforementioned CDIs for 80 to 100% and 70 to 100% of the climate scenarios, respectively. SF season trends indicated a downward tendency, while SC season trends indicated an upward tendency. These four assessed trends agreed with the results presented by CEHQ (2015) who did use a hydroclimatological modeling framework. This is rather important as it demonstrates the ability

of the proposed framework to indicate whether or not a HDI will increase or decrease without requiring the use of a hydrological model.

The developed methodology can be adapted easily. Indeed, in this paper, we worked with 22 CDIs; chosen because of their known relationships with low flows. Working with other HDIs or in another field of study could entail working with other indices. The methodology was designed with the intent of accounting for recent advances in climate research and could be further corroborated using the CMIP5 simulations (PCMDI, 2016); carrying out the same framework and obtaining a score based on a larger number of continuous scenarios. Furthermore, application of the proposed methodology would lead to a screening assessment of future drought-prone-watersheds; that is those that could benefit from an in-depth hydroclimatic modeling study.

Overall, this paper contributes to the advancement of knowledge in the climate phenomena governing low flows. When compared to the conventional approach (*i.e.* combining climate scenarios with hydrological models) widely used to assess future low flows at the watershed scale, this paper, based on a limited case study with a single hydrological model, introduced a relatively simple methodology to assess hydrological trends using solely climate data and proposed, for a future temporal horizon, statistical relationships between CDIs and HDIs.

Acknowledgements

The authors would like to thank Marco Braun and Diane Chaumont of Ouranos (Consortium on Regional Climatology and Adaptation to Climate Change, Montreal, Qc, Canada), for their scientific support, and Stéphane Savary and Sébastien Tremblay of INRS (Centre Eau Terre Environnement) for their timely technical advices throughout the project. We also thank the reviewers for their time, thorough revisions and helpful comments and suggestions. Financial support for this project was provided by the Natural Sciences and Engineering Research Council (NSERC) of Canada through their Discovery Grant Program (A.N. Rousseau, principal investigator).

**13 ARTICLE II: EQUIFINALITY AND AUTOMATIC CALIBRATION, WHAT IS THE
IMPACT OF HYPOTHETIZING AN OPTIMAL PARAMETER SET ON MODELLED
HYDROLOGICAL PROCESSES?**

-

Équifinalité et calage automatique, quel est l'impact de supposer l'existence d'un jeu de paramètres optimal sur les processus modélisés?

Auteurs :

Étienne Foulon¹, Alain N. Rousseau¹

1 INRS-ETE/Institut National de la Recherche Scientifique—Eau Terre Environnement, 490 rue de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9, Canada

Revue :

L'article II a été accepté pour publication dans *Canadian Water Resources Journal* le 15 Janvier 2018.

Contribution des auteurs :

La mise en place des modèles hydrologiques, le développement de la méthode d'évaluation de l'équifinalité, le traitement et l'analyse des données de simulation, l'interprétation des résultats et la rédaction de l'article ont été entièrement réalisés par l'étudiant (Etienne Foulon). Toutes les étapes susmentionnées ont été supervisées par le professeur Alain N. Rousseau.

Résumé

Accepter l'existence du concept d'équifinalité c'est reconnaître l'incertitude liée à l'existence d'une famille de solutions donnant des résultats de qualité similaire obtenus avec la même fonction objectif. Malgré l'existence de méthodes de caractérisations de cette incertitude, le modèle hydrologique HYDROTEL a été principalement utilisé jusqu'à maintenant selon le paradigme du calage optimal unique sans évaluer *a posteriori* les conséquences de ce choix. Cette étude propose d'évaluer l'impact du choix du jeu de paramètres optimisés sur certaines variables et indicateurs hydrologiques simulés, à savoir: (i) les débits journaliers; (ii) les débits d'étiage à 7 et 30 jours et les débits maximaux; (iii) l'équivalent en eau de la neige (EEN), (iv) les variations du contenu en eau du sol peu profond et (v) l'évapotranspiration réelle. Dans ce contexte, HYDROTEL est mis en place sur dix bassins versants du Québec méridional entre 1982 et 2002. Pour chacune des fonctions objectif (FO) (Kling Gupta efficiency et Nash-log) et chacun des bassins, l'algorithme *Dynamically Dimensioned Search* (DDS) dispose d'un budget de 5000 répétitions pour optimiser les 12 paramètres de calage d'HYDROTEL sur 1981-1991. Ainsi, 250 jeux de paramètres sont conservés pour évaluer l'incertitude paramétrique et l'équifinalité résultante. Les résultats de calage indiquent des fonctions objectif comprises entre 0,75 et 0,95, tandis que pour chaque modèle les 250 meilleures répétitions présentent des fonctions objectif égales à 1% près. Globalement, pour tous les processus simulés excepté pour l'EEN, l'incertitude relative aux FO était plus importante que celle relative aux jeux de paramètres. Cependant, les résultats saisonniers suggèrent que l'incertitude paramétrique peut dépasser celle due aux FO dans certaines conditions particulières. Elle devra donc être prise en compte, en particulier pour les études d'impacts et de risque hydrologique dont les variables d'intérêt sont principalement des indicateurs hydrologiques simulés et non pas les débits journaliers.

Abstract

Accepting the concept of equifinality may result in larger uncertainty associated with model predictions than that of the optimal parameter set paradigm. Despite the existence of uncertainty characterization methods, the semi-distributed hydrological model HYDROTEL has been used within the latter paradigm. What is the impact of hypothesizing an optimal parameter set? This paper focuses on the assessment of the impact of equifinality of calibration parameters with respect to modelled hydrological variables and indices, namely: (i) daily flows; (ii) seasonal seven- and thirty-day low flows; and maximum flow; (iii) snow water equivalent (SWE); (iv) shallow ground water variations; and (v) actual evapotranspiration. This assessment is presented for ten southern Québec watersheds of the St. Lawrence River. The watershed models were calibrated and validated for 1982-1991 and 1991-2002, respectively. Automatic calibration was performed using the Dynamically Dimensioned Search (DDS) algorithm based on the maximization of two objective functions (OFs): (i) the Kling-Gupta efficiency and (ii) the Nash-log. DDS was executed to calibrate 12 hydrological parameters for one optimization trial for each watershed and each OF with a budget of 5000 model runs. To analyse parameter uncertainty and resulting equifinality, 250 sets of parameters were extracted from each trial run. Calibration performances for both OFs were between 0.75 and 0.95, while the selected 250 best sets of parameters had OF values differing by less than 1%. Results showed that the overall OF uncertainty was larger than the parameter uncertainty for all modelled processes except the SWE. Nevertheless, seasonal results suggested parameter uncertainty could be greater than OF uncertainty for specific seasons or years, although it was not possible to make a general outcome stand out. In particular for impact studies where the variables of interest are not daily flows but rather hydrological indices or variables, parameter uncertainty will need to be accounted for.

13.1 Introduction

The equifinality concept refers to the existence of many parameter sets (and multiple model structures) associated with the same 'optimal' measure of efficiency (Beven and Freer, 2001; Beven, 2006a). Within a realistic parameter space, for a given mechanistic model of a complex environmental system, many local optima may exist. Despite the computational costs, equifinality has been revealed for many types of models and especially for rainfall-runoff models (Beven and Binley, 1992; Duan et al., 1992; Beven, 1993; Romanowicz et al., 1994; Li et al., 2012; Zhang et al., 2012; Linhoss et al., 2013; Fu et al., 2015; Futter et al., 2015; Prada et al., 2016; Zeng et al., 2016)

The main consequence of accepting the concept of equifinality is that the uncertainty associated with model predictions might be larger than that assessed within the optimal parameter set paradigm. Different types of approaches allow to deal with such an uncertainty (Vrugt et al., 2009a). Some approaches have their roots within a formal statistical (Bayesian) framework, but require in-depth understanding of mathematics and statistics as well as experience in implementing (Fisher and Beven, 1996; Freer et al., 1996) these methods on computers (Vrugt et al., 2009b). This probably explains the success of the generalized likelihood uncertainty estimation (GLUE) method of Beven and Binley (1992). It operates within the context of Monte Carlo analysis coupled with Bayesian or fuzzy estimation and propagation of uncertainty. It is relatively easy to implement and requires no modifications to existing codes of simulation models. More recently, Tolson and Shoemaker (2007) presented how the dynamically dimensioned search (DDS) optimization algorithm could replace random sampling in typical applications of GLUE. They also introduced a more efficient uncertainty analysis methodology called DDS-approximation of uncertainty (DDS-AU) that differs from the automatic calibration and uncertainty assessment using response surfaces (ACUARS) methods (Mugunthan and Shoemaker, 2006). The former approach requires many optimisation trials while the latter approach uses only one trial coupled with a declustering technique.

The idea of an optimal parameter set remains strong in environmental sciences and even stronger in hydrological modelling. For a physically-based, semi-distributed, model such as

HYDROTEL (Fortin et al., 2001b; Turcotte et al., 2003; Turcotte et al., 2007a; Bouda et al., 2012; Bouda et al., 2014), this frame of mind is rooted in two perceptions: (i) multiple feasible descriptions of reality lead to ambiguity and are possibly viewed as a failure of the modelling exercise (Beven, 2006a); and (ii) a manual search for an “optimum” is already computationally expensive (Turcotte et al., 2003) while an automatic search may provide only a slight increase in model efficiency in comparison with the latter manual calibration (Bouda et al., 2014). This is why in the last decade, at the risk of avoiding important issues of model acceptability and uncertainty (Beven, 2006a), HYDROTEL has almost always been applied within the optimal parameter set paradigm.

For example, in several studies (Fortin et al., 2001a; Quilbé et al., 2008; Minville et al., 2009; Khalili et al., 2011; Aissia et al., 2012; Oreiller et al.; Rousseau et al., 2013b; Fossey et al., 2015; Fossey and Rousseau, 2016c; a; Fossey et al., 2016), HYDROTEL has been manually calibrated following the four-step, trial-and-error, process-oriented, multiple-objective calibration strategy introduced by Turcotte et al. (2003). It has also been calibrated using the shuffled complex evolution algorithm (SCE-UA) designed by Duan et al. (1993) to find the optimal set of parameters while avoiding local optima (Ludwig et al., 2009; Ricard et al., 2013; Bouda et al., 2014; Gaborit et al., 2015; Trudel et al., 2016). But two exceptions emerge from the literature, Poulin et al. (2011); Bouda et al. (2012) both used the SCE-UA algorithm to generate multiple parameter sets and assessed the uncertainty of hydrological modelling under the equifinality assumption. Poulin et al. (2011), based on one snow-dominated watershed, concluded that model uncertainty (conceptual models *versus* more physically-based models for example) can be more significant than parameter uncertainty. Meanwhile, Bouda et al. (2012), from their work on two watersheds, stressed the need for further research that may lead to the implementation of a systematic uncertainty analysis in an operational hydrological forecasting system. Nevertheless, they both highlighted the need for additional validation of their results on additional watersheds.

It is important to mention that the technico-philosophical debate started in 2006 (Beven, 2006b; 2008) about the methods that should or should not be used to estimate the uncertainties associated with hydrological forecasting is beyond the scope of this paper.

Indeed, the debate is still ongoing about the relative performances of formal (DREAM) and informal (GLUE) Bayesian approaches in estimating the consequences of equifinality (Beven, 2009; Vrugt et al., 2009b; c) and about the multiple sources of uncertainty and non-stationarity in the analysis and modelling of hydrological systems (Beven, 2016; Nearing et al., 2016). In this paper, equifinality is simply explored through the implementation of the automatic calibration algorithm DDS (Tolson and Shoemaker, 2007), which has been reported as being superior to SCE-UA (Arsenault et al., 2014; Yen et al., 2016). Our contribution builds on the work carried out on hydrological uncertainty to show in practical terms why equifinality does need to be taken into account by answering one simple question taken out of the technico-philosophical debate: what are the consequences of not accounting for equifinality while calibrating HYDROTEL for an environmental impact study? Here, hydrological uncertainty (defined by the spread resulting from multiple calibrations) is assessed for five modelled hydrological variables and indices: (i) daily flows, (ii) seasonal hydrological indices such as the seven-day low flow (7d-Qmin), 30-day low flow (30d-Qmin), and the maximum flow (Qmax), (iii) snow water equivalent (SWE), (iv) shallow ground water content variations (GWC) and (v) actual evapotranspiration (AET). Innovation resides in three elements. A calibration strategy close to that of manual calibration was used in order to demonstrate the need to account for equifinality in impact assessment studies aside from the technico-philosophical debate started in 2006. Moreover, using 10 watersheds across Québec avoided limiting the significance of the results to a specific region. Last, the relative importance of OF uncertainty and parameter uncertainty were differentiated according to the variable being considered and its temporal scale (yearly or seasonal).

The next two sections of this paper introduce the modelled watersheds and the methods, the results and ensuing discussions. Throughout the paper, readers should keep in mind that the results do not aim at assessing the formal statistical uncertainty associated with the hydrological processes, but rather at showing the concrete consequences of equifinality on modelled hydrological processes.

13.2 Study area and data

This study was carried out in southern Québec (Canada) on ten watersheds spread out in five hydrographic regions of the St. Lawrence River (Figure 13.1). These ten watersheds, namely (i) Batiscan, (ii) Bécancour, (iii) Chamouchouane, (iv) Châteauguay, (v) Chaudière, (vi) Du Loup, (vii) Gatineau, (viii) Mistassini, (ix) Rouge, and (x) Yamaska have modelled drainage areas ranging from 855 up to 15,042 km² and various land cover patterns. Table 13.1 indicates all watersheds, but Yamaska, have a forested (evergreen + deciduous trees) area covering more than 90% of the modelled land cover. Yamaska is the only watershed with a significant portion of urban area. Batiscan has over 40% of evergreen while Gatineau, Chaudière, Rouge and Du Loup have 17, 21.5, 25.6 and 28.4% of evergreen, respectively, and the remaining five watersheds have an evergreen area representing less than 10% of their total land cover. It is also noteworthy that Châteauguay, Bécancour and Chaudière have 17.0, 8.2 and 3.9% of cropland while the remaining seven watersheds have less than 1%.

According to available meteorological data (1981-2002, 1995 and 1996 being unavailable) from National Resources Canada, the region surrounding the St. Lawrence River delineated in Figure 13.1 is characterized by a mean annual temperature of 1.8°C and mean annual total precipitation of 940 mm. All watersheds are snow-dominated with peak flow occurring in spring. A summary of the hydroclimatic characteristics of the watersheds is provided in Table 13.2 and Table 13.3 for two hydrological seasons, that is summer (June 1st to November 30th) and winter (December 1st to May 31st). While the mean summer rainfall is 545 mm and quite homogenous among the watersheds (standard deviation of 30 mm), mean winter rainfall is more heterogeneous with a mean of 208 mm and a standard deviation of 64 mm. Meanwhile, mean snowfall is 271 mm with a standard deviation of 52 mm. Mean summer (10.8°C) and winter (-4.8°C) temperatures are also quite variable with respective standard deviations of 1.8 and 2.8 °C. This shows that in terms of climate characteristics, the studied watersheds are quite heterogeneous. In terms of hydrological characteristics, mean summer and winter daily flows are 1.2 and 1.9 mm, respectively, with standard deviations of 0.44 and 0.23 mm. Winter flows are higher than summer flows on average because winter includes the snow melt and thus the

spring peak flows. Higher variability in the summer flows is attributed to summer rainfall and convective storms that are more variable than snowfalls. The hydrological indices mean values indicate that the watersheds, despite being somewhat located along the St. Lawrence River, have heterogeneous characteristics with mean 7d-Qmin ranging from 2 up to 156 m³s⁻¹ and from 4 to 120 m³s⁻¹ for summer and winter, respectively. Heterogeneity is even higher for mean Qmax; ranging from 29 up to 595 m³s⁻¹ and from 84 to 1350 m³s⁻¹ for summer and winter, respectively.

Table 13.1: Land cover of the ten studied watersheds in southern Québec, Canada

	Evergreen		Dedicious trees		Water		Urban		Farms		Total
	km ²	%	km ²	%	km ²	%	km ²	%	km ²	%	
<i>Batiscan</i>	1816	41.9	2264	52.3	187	4.3	0	0	67	1.6	4334
<i>Bécancour</i>	255	9.7	2144	81.6	16	0.6	0	0	214	8.2	2629
<i>Chamouchouane</i>	817	5.4	13156	87.5	1040	6.9	0	0	29	0.2	15042
<i>Châteauguay</i>	112	5.0	1722	77.4	13	0.6	0	0	379	17.0	2227
<i>Chaudière</i>	1229	21.5	4206	73.4	71	1.2	0	0	223	3.9	5728
<i>Du Loup</i>	243	28.4	557	65.1	55	6.4	0	0	1	0.1	855
<i>Gatineau</i>	1159	17.0	5298	77.8	353	5.2	0	0	0	0	6810
<i>Mistassini</i>	569	6.1	8341	89.7	384	4.1	0	0	1	0	9295
<i>Rouge</i>	1401	25.6	3791	69.2	285	5.2	0	0	2	0	5480
<i>Yamaska</i>	23	1.7	2050	76.7	2	0.2	5	0.4	289	21.1	1389

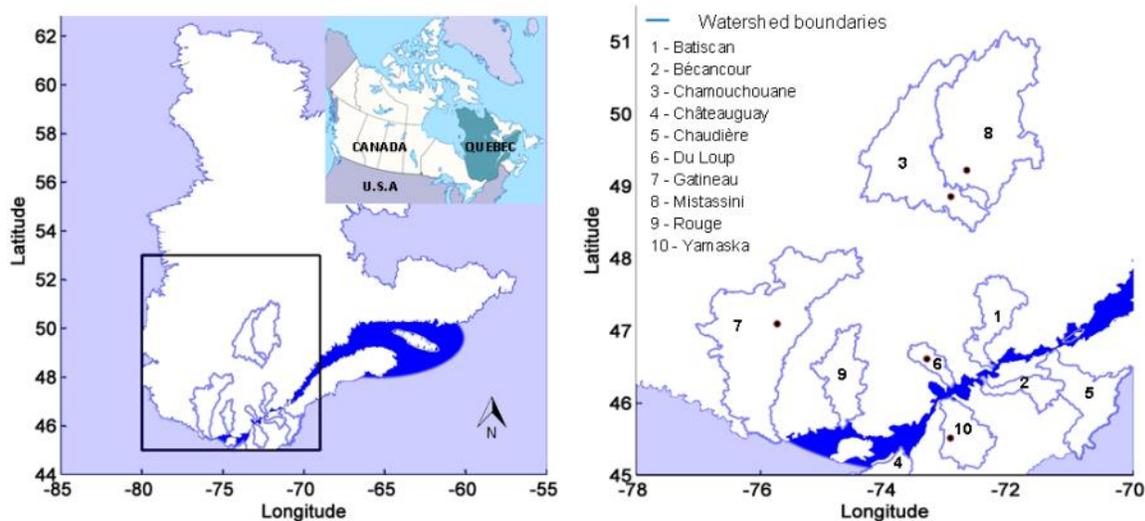


Figure 13.1: Location of the study watersheds in Québec, Canada, and around the St. Lawrence River

Table 13.2: Summary (1982-2002) of the climate characteristics of the study watersheds

	Rain (mm)						Snow (mm)			Mean Temp. (°C)					
	Summer			Winter			Annual			Summer			Winter		
	Min	Mean	Max	Min	Mean	Max	Min	Mean	Max	Min	Mean	Max	Min	Mean	Max
<i>Batiscan</i>	337	558	645	97	180	403	286	356	416	8.4	10.3	11.5	-7.7	-5.4	-3.1
<i>Bécancour</i>	392	585	809	129	260	490	169	260	372	10.3	11.9	13.3	-5.0	-2.9	-1.0
<i>Chamouchouane</i>	293	518	690	85	131	248	219	290	383	6.4	8.6	10.0	-11.4	-8.7	-5.6
<i>Chateauguay</i>	402	512	620	174	269	429	137	193	252	12.4	13.8	15.2	-3.8	-1.1	0.9
<i>Chaudière</i>	421	590	794	179	253	392	216	266	316	9.5	11.2	12.5	-5.4	-3.3	-1.5
<i>Du Loup</i>	423	547	643	154	233	480	178	224	247	8.5	10.2	11.5	-7.5	-5.3	-3.0
<i>Gatineau</i>	324	519	671	86	145	242	224	290	350	7.9	9.7	11.4	-8.8	-6.4	-3.6
<i>Mistassini</i>	278	515	729	81	126	236	224	300	384	5.9	8.2	9.7	-12.0	-9.2	-6.1
<i>Rouge</i>	372	529	613	100	175	333	248	327	368	9.2	10.8	11.9	-6.9	-4.4	-2.0
<i>Yamaska</i>	476	577	743	180	305	526	122	204	294	11.6	13.1	14.5	-3.9	-1.5	0.6

Table 13.3: Summary (1982-2002) of the hydrological characteristics of the study watersheds

	Q (mm/day)						Qmax (m3/s)						7d-Qmin (m3/s)						30d-Qmin (m3/s)					
	Summer			Winter			Summer			Winter			Summer			Winter			Summer			Winter		
	Min	Mean	Max	Min	Mean	Max	Min	Mean	Max	Min	Mean	Max	Min	Mean	Max	Min	Mean	Max	Min	Mean	Max	Min	Mean	Max
<i>Batiscan</i>	0.9	1.6	2.4	1.4	2.1	3.1	140	265	528	349	558	837	17	31	57	18	24	35	22	37	72	19	26	43
<i>Bécancour</i>	0.6	1.1	1.9	1.5	2.1	2.9	69	203	402	296	494	848	2	7	21	7	120	402	3	10	32	8	13	21
<i>Chamouchouane</i>	1.1	1.8	2.6	1.2	1.5	1.9	404	781	1370	610	1350	2159	112	156	199	60	78	102	128	184	245	61	81	116
<i>Chateauguay</i>	0.3	0.6	1.3	1.1	1.8	2.6	27	168	623	193	460	1091	2	4	10	6	10	18	2	6	17	7	12	32
<i>Chaudière</i>	0.5	1.1	2.1	1.6	2.2	3.0	236	646	1318	847	1339	2140	4	10	26	12	19	32	5	17	45	14	23	47
<i>Du Loup</i>	0.3	0.8	1.3	1.0	1.6	2.3	12	29	79	55	84	130	1	2	6	3	4	5	1	3	7	3	4	6
<i>Gatineau</i>	1.0	1.5	2.4	1.1	1.7	2.5	202	425	1200	413	731	1500	19	38	56	20	32	46	21	50	92	22	34	48
<i>Mistassini</i>	1.2	1.9	2.7	1.3	1.7	2.3	314	595	959	604	1257	2050	58	92	129	27	39	67	70	119	159	28	41	76
<i>Rouge</i>	0.8	1.2	1.7	1.3	2.0	2.9	118	243	376	381	588	914	11	27	45	24	36	50	6	32	61	25	39	59
<i>Yamaska</i>	0.4	0.8	1.7	1.2	2.0	2.7	44	142	239	182	320	559	1	1	3	2	4	7	1	2	6	2	6	13

13.3 Material & Methods

13.3.1 Hydrological model

HYDROTEL is a process-based, continuous, semi-distributed hydrological model (Fortin et al., 2001b; Turcotte et al., 2003; Turcotte et al., 2007a; Bouda et al., 2012; Bouda et al., 2014) that is currently used for inflow forecasting by Hydro-Quebec, Quebec's major power utility, and the Quebec Hydrological Expertise Centre (CEHQ) which is in charge of the management and safety of publicly owned dams (Turcotte et al., 2004). It was designed to use available remote sensing and GIS data and use either a 3-hour or a daily time step. It is based on the spatial segmentation of a watershed into relatively homogeneous hydrological units (RHHUs, elementary subwatersheds or hillslopes as desired) and interconnected river segments (RSs) draining the aforementioned units. A semi-automatic, GIS-based framework called PHYSITEL (Turcotte et al., 2001; Rousseau et al., 2011; Noël et al., 2014) allows easy watershed segmentation and parameterization of the hydrological objects (RHHUs and RSs). The model is composed of seven computational modules, which run in successive steps. Each module simulates a specific process (meteorological data interpolation, snowpack dynamics, soil temperature and freezing depth, potential evapotranspiration, vertical water budget, overland water routing, channel routing). Readers are referred to Fortin et al. (2001b) and Turcotte et al. (2007a) for more details on these aspects of HYDROTEL.

The main parameters of HYDROTEL can be subdivided into three groups (see Table 13.4). The first group includes the snow parameters and the second group includes the soil parameters. The last three individual parameters are related to the interpolations of temperature and precipitation according to the average of the three nearest meteorological stations weighed in by the square of the inverse distances between the RHHU and the three stations (a.k.a. the Reciprocal-Distance-Squared method).

Table 13.4: HYDROTEL key parameters

Type	Parameters	Units
<i>Snow parameters</i>	MFEF - Melt factor for evergreen forests*	mm/d.°C
	MFDF - Melt factor for deciduous forests*	mm/d.°C
	MFOA - Melt factor for open areas*	mm/d.°C
	TEF - Threshold air temperature for melt in evergreen forests*	°C
	TDF - Threshold air temperature for melt in deciduous forests*	°C
	TOA - Threshold air temperature for melt in open areas*	°C
	Melt rate at the snow-soil interface	mm/d
	Compaction coefficient	-
<i>Soil parameters</i>	PETF - Potential evapotranspiration multiplication factor*	-
	z1- Depth of the lower boundary of soil layer #1*	m
	z2- Depth of the lower boundary of soil layer #2*	m
	z3- Depth of the lower boundary of soil layer #3*	m
	RC - Recession coefficient*	m/h
	Extinction coefficient	-
	Maximum variation of soil moisture content	-
<i>Interpolation coefficients</i>	TSL - Threshold air temperature for partitioning solid and liquid precipitation*	°C
	Precipitation vertical gradient	mm/100m
	Temperature vertical gradient	°C/100m

*Parameter calibrated in this paper

^a For a complete description of snow parameters, the reader is referred to Turcotte et al. (2007a)

^b For a complete description of soil parameters, the reader is referred to Fortin et al. (2001b)

13.3.2 Data acquisition

Observed climate data for 1981-2002 were computed on a 0.75° x 0.75° grid by isotropic kriging following the method described in Poirier et al. (2012) using the meteorological data provided by National Resources Canada. Each grid-point served as a meteorological station in HYDROTEL. Flow data were extracted from the CEHQ data base; which operates around 230 hydrometric stations (CEHQ, 2012a). Stations were selected for their data availability and proximity to the outlets of the watersheds. For Batiscan (#050304 [-72.4° long, 46.6° lat]), Bécancour (#024007 [-72.3° long., 46.2° lat.]), Châteauguay (#030905 [-73.8° long., 45.3° lat.]) and Rouge (#040204 [-74.7° long., 45.7° lat.]), stations were located at the outlet of each watershed while for Chamouchouane (#061901 [-72.5° long., 48.7° lat.]), Chaudière (#023402 [-71.2° long., 46.6° lat.]), Du Loup (#052805 [-73.2° long., 46.6° lat.]), Gatineau (#040830 [-75.8° long., 47.1° lat.]), Mistassini (#062102 [-72.3° long., 48.9° lat.]) and Yamaska (#030304 [-72.9° long., 45.5° lat.]), the nearest stations were selected (see Figure 13.1).

13.3.3 Calibration/validation and parameter sets generation

Model calibration on each watershed was carried out using a global optimization algorithm, DDS presented in Tolson and Shoemaker (2007). It allows systematic and impartial calibration of HYDROTEL through all the watersheds using a fixed methodology. The shuffled complex evolution (SCE) algorithm (Duan et al., 1992; Duan et al., 1993; Duan et al., 1994) was also considered; viewed as the dominant optimization algorithm before 2007 with more than 300 different applications referring to the original set of SCE papers. However, it has since been proved that DDS is better suited for distributed watershed models requiring extensive computational time (Tolson and Shoemaker, 2007; Arsenault et al., 2014; Yen et al., 2016). DDS performs a low number of model evaluations before converging to a good calibration solution. According to Yen et al. (2016), DDS outperforms other optimization techniques in both convergence speed and searching ability for parameter sets that satisfy statistical guidelines while requiring only one algorithm parameter (perturbation factor, default value 0.2) in the optimization process. This default value was used in this paper.

Automatic calibration was performed based on the maximization of four objective functions (OFs) computed from observed flow data: (i) Kling-Gupta efficiency (KGE); (ii) Nash-log; that is the Nash-Sutcliffe efficiency (NSE) calculated on log transformed flows; (iii) NSE_Q and (iv) NSE_{vQ} computed on root squared flows. DDS was executed for one optimization trial for each watershed and each OF with a budget of 5000 model runs - the trial was initiated from the same random set of parameter values for every watershed. To analyse parameter uncertainty and resulting equifinality, the 250 sets of parameters resulting in the best OF values were extracted from each trial run. Then each model was run over a validation period using the corresponding 250 sets of parameters (10 models times 4 OFs). However, this paper solely focused on two of the four OFs studied namely KGE and Nash-log because including the two other functions would not help distinguishing the dominant type of uncertainty. Indeed, overall results for NSE are close to KGE results except around peak flows (Gupta et al., 2009) while NSE_{vQ} represents a trade-off between KGE and Nash-log. Using the combination of KGE and Nash-log provides a contrasted calibration procedure that in turn favors high flows and low flows.

$$\mathbf{KGE} = \mathbf{1} - \sqrt{(\mathbf{r} - \mathbf{1})^2 + (\boldsymbol{\alpha} - \mathbf{1})^2 + (\boldsymbol{\beta} - \mathbf{1})^2} \quad \mathbf{(13)}$$

where r is the linear correlation coefficient between simulated and observed values; α is a measure of relative variability in the simulated and observed values, that is the ratio between simulated and observed standard deviations; and β stands for the bias, that is the ratio between the mean simulated and mean observed flows.

$$\mathbf{Nash-log} = \mathbf{2} \cdot \boldsymbol{\alpha}_{\log} \cdot \mathbf{r}_{\log} - \boldsymbol{\alpha}_{\log}^2 - \boldsymbol{\beta}_{\log n}^2 \quad \mathbf{(14)}$$

where α_{\log} and r_{\log} are the linear correlation coefficient and measure of relative variability between the log transformed simulated and observed flows, respectively; and $\beta_{\log n}$ stands for the ratio between the bias of log transformed simulated and observed flows, normalized by the standard deviation of observed values.

The calibration period extended from December 1st, 1982 to November 30th, 1991; that is nine entire hydrological years. The validation period started on December 1st, 1991 and ended on November 30th, 2002 (remembering that the 1995-1996 meteorological data series were unavailable); that is eight complete hydrological years (hydrological years 1994 – December 1st, 1994 to November 30th, 1995, and 1995 –December 1st, 1995 to November 30th, 1996 were unavailable), corresponding to nine summers and eight winters (January to the end of May 1997 is used as a spin-up to make sure that the model is on the right track). In each case, a 1-year spin-up period was used to minimize initialization errors. During the 1995-1996 meteorological data gap, the model was fed with data from 1993-1994 to prevent the rivers from drying out. These simulation periods (calibration and validation) followed the split-sample strategy applied to the available meteorological and hydrological data. The length of the calibration period was not so long as to increase computational costs too much, but not so short as to have issues related to the interannual variability of climate data compared with the validation period. Figure 13.2 illustrates the appropriateness of this approach in terms of mean annual and seasonal temperatures and precipitations. For the calibration and validation, the simulation periods were relatively similar: precipitations and mean temperatures are within [614, 911 mm] and [-1, +6°C], and [646, 845 mm] and [-0.2, 6.4°C], respectively.

Out of the eighteen (18) key calibration parameters (Table 13.4), twelve (12) were actually adjusted in this study: six (6) snow parameters; five (5) soil parameters; and one (1) interpolation coefficient. Sensitivity analyses were not formally carried out for any of the watersheds beforehand, but these calibrated parameters are amongst the model most sensitive parameters (Turcotte et al., 2003). This selection of parameters was based on: (i) information provided by previous analyses (Ben Nasr, 2014; Bouda et al., 2014), (ii) knowledge built through the operational use of HYDROTEL (Turcotte et al., 2004) and (iii) experience gained during the development of a Hydroclimatic Atlas conveying the potential impact of climate change on water resources for the 2050 horizon over Southern Québec (CEHQ, 2013a; 2015). The remaining parameters were fixed according to: (i) a regionalization study (Turcotte et al., 2007b), (ii) results from the application of a global calibration strategy (Ricard et al., 2013) used in CEHQ (2013a; 2015), and (iii) from previous manual calibration exercises.

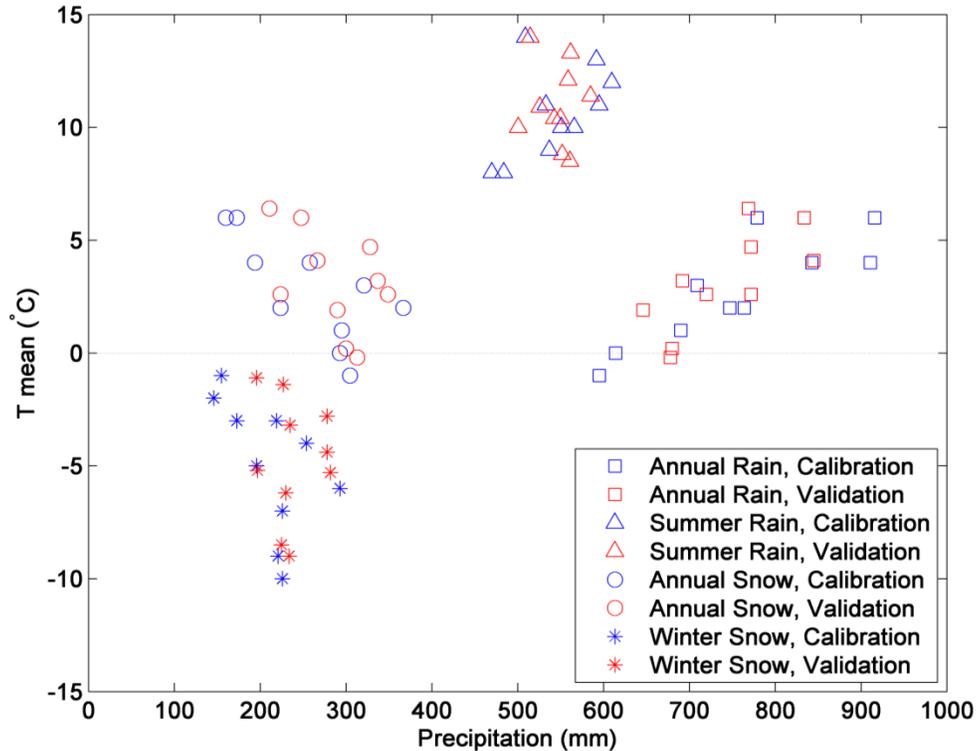


Figure 13.2: Relationship between mean annual and seasonal temperatures and precipitations for the calibration and validation periods

13.4 Results

As previously mentioned model uncertainty related to parameters used for the calibration of HYDROTEL and to the choice of the OF was assessed through five modelled hydrological variables and indices: (i) modelled streamflows, (ii) hydrological indices computed from the latter, and three internal variables, namely (iii) snow water equivalent (SWE), (iv) actual evapotranspiration (AET) and (v) shallow ground water content variations (GWC). In this paper, parameter equifinality refers to the range that each calibration parameter covers within the predefined physical limits attributed to each parameter. Meanwhile parameter uncertainty refers to the consequences of parameter equifinality with respect to the model outputs. Finally, OF uncertainty refers to the effects of using two different functions on the model outputs. For each subsection, a different watershed is used as a showcase while the other nine and their related figures are referred to as alternate watersheds and available as supplemental information upon request to the corresponding author. This choice was made to focus on the

global picture conveyed by this paper instead of focusing on the characteristics of a single watershed.

13.4.1 Parameter equifinality

Figure 13.3 shows the range covered by the 250 sets of parameters used in setting up the 20 models in HYDROTEL. The figure was computed by putting together for each model a radar plot of the calibration parameter values. For every set of parameters, a line was drawn to link every individual parameter. The computation of the 250 lines made it possible to picture the range covered by the selected sets of parameters within a predefined physical interval that limits the automatic calibration algorithm. These limits were based on the information provided by previous sensitivity analyses, operational experience, and previous calibration exercises.

For most watershed models, the parameter equifinality is limited. Indeed, parameter equifinality for the Batiscan watershed, for the KGE OF, covers a maximum of 9.2% of the physical range for the deciduous melting threshold parameter (C in Figure 13.3), but about 5% for the rain/snow limit (A in Figure 13.3) for example. The maximum parameter equifinality is obtained for the evergreen melting threshold on the Yamaska watershed for the KGE OF with an equifinality covering 45.6% of the physical range. Overall, the “most equifinal parameters” are the evergreen melting rate (B in Figure 13.3) and threshold (E in Figure 13.3).

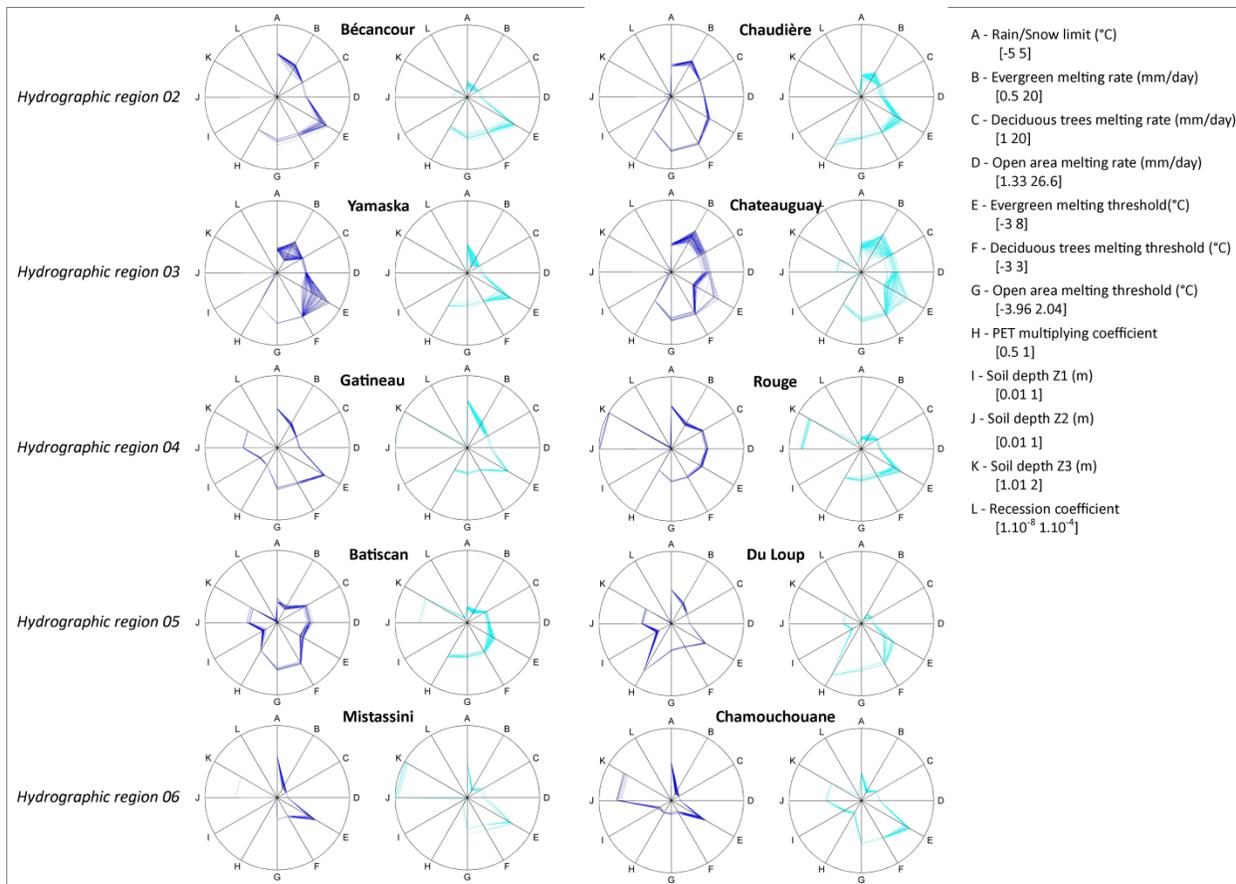


Figure 13.3: Radar plots of the twelve parameters used in the automatic calibration of HYDROTEL for each study watershed. Parameter A is part of the interpolation coefficients, parameters B through G relate to the snow model, and parameters H through L relate to the soil group of parameters. The dark blue diagrams refer to the KGE OF while the light blue diagrams refer to the Nash-log OF.

13.4.2 Streamflows

A tangible evidence of the equifinality of the 20 models is displayed by the narrow ranges of OF values resulting from the 250 calibrations and validations. This was expected despite the careful consideration given to the number of calibration parameters used to avoid over parametrization and limit the possibility of equifinality. Figure 13.4 shows the KGE and Nash-log values obtained in calibration and validation for the Chamouchouane watershed. KGE as well as Nash-log calibration values belong to equally narrow ranges [0.9464, 0.9472] and [0.9064, 0.9072]. For the validation period, ranges are larger, but still quite narrow with 100% and 68% of KGE and Nash-log values fitting in the equally narrow ranges [0.8225, 0.8305] and [0.6340, 0.6420], respectively. Model performances are not as good in validation as in calibration. But as

Table 13.6 shows, differences in performances overpass a 15% difference only three times out of the 20 models. Moreover, the validation period performances either increase or as decrease in comparison with calibration values, and that vouches for the split-sample strategy chosen. Indeed, Table 13.6 introduces the median loss of performances computed from the individual losses of each of the 250 calibrations/validations which are different from what could be computed from Table 13.5.

Table 13.5 shows that results of Figure 13.4 are also valid for the alternate watersheds included in this paper. Indeed, for the calibration period, both KGE and Nash-log values can be constrained in a 0.01 interval while, for the validation period, they are within a 0.15 interval. What is notable is that ranges seem larger for the Nash-log than for the KGE OFs. Also, the performances in calibration using the Nash-log OF are lower; whereby the mean of the KGE values is 0.916, the mean of the Nash-log values is 0.840. For validation, this gap widens with a mean KGE of 0.823 and a mean Nash-log of 0.679. This important difference may be attributed to the relative inability of Nash-log to represent high flows. Indeed, high flows are less correctly reproduced by Nash-log when low flows are assessed using the KGE OF. This explains the observed difference in performances.

The simulated streamflow envelopes shown in Figure 13.5 clearly illustrate parameter uncertainty with respect to the Rouge watershed. The hydrographs were computed according to the following steps: (i) for every 250 simulated flow series, mean values were generated for each day of the year, over the calibration (9 hydrological years) and validation periods (8 hydrological years); (ii) then for each model and simulation period, daily minimum and maximum values were taken from the entire set of mean series and plotted in order to obtain streamflow envelopes. As depicted in Figure 13.5 which introduces the individual streamflow uncertainty envelopes for the alternate watersheds, the impact of parameter uncertainty is:

- small (most of the time under 0.1 mm/day) for both simulation periods and OFs,
- concentrated around the spring peak flow for the Nash-log OF (reaching a maximum of 1 mm/day).

The OF uncertainty is shown by the global envelope that encompasses individual bands associated with the KGE and Nash-log series of modelled streamflows. Figure 13.5 and alternate figures show that OF uncertainty is more important than parameter uncertainty most of the year (except during the recession of the spring peak flow where the envelopes overlap). Moreover, the spread of the global envelope for the ten watersheds reveals that OF uncertainty is generally more pronounced in the fall and the spring peak flows.

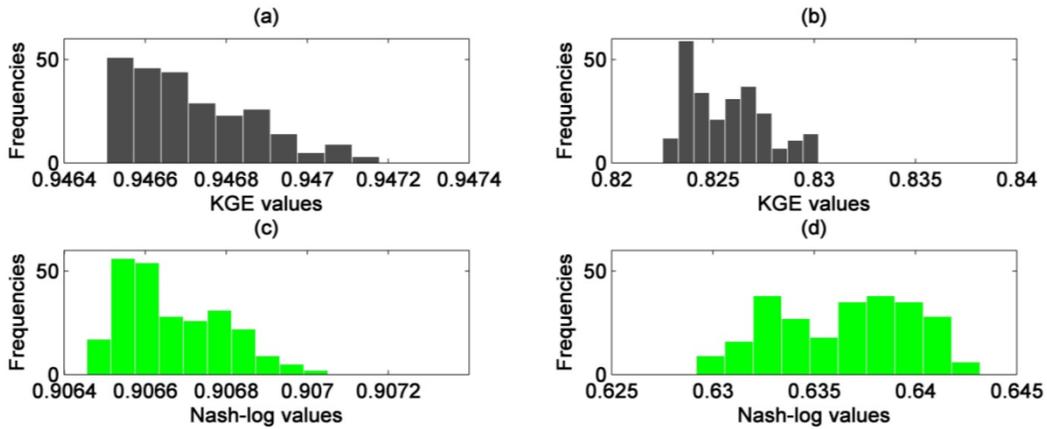


Figure 13.4: Distribution of the OF values for the Chamouchouane watershed: (a) KGE calibration period; (b) KGE validation period; (c) Nash-log calibration period; (d) Nash-log validation period

Table 13.5: Summary of the KGE and Nash-log values for the ten watersheds over the calibration and validation periods

	Calibration						Validation					
	KGE			Nash-log			KGE			Nash-log		
	1st decile	Median	9th decile	1st decile	Median	9th decile	1st decile	Median	9th decile	1st decile	Median	9th decile
<i>Batiscan</i>	0.946	0.946	0.947	0.894	0.896	0.897	0.799	0.805	0.810	0.670	0.674	0.694
<i>Bécancour</i>	0.872	0.874	0.875	0.795	0.799	0.801	0.797	0.807	0.814	0.701	0.706	0.717
<i>Chamouchouane</i>	0.947	0.947	0.947	0.907	0.907	0.907	0.823	0.826	0.829	0.632	0.637	0.641
<i>Chateauguay</i>	0.859	0.860	0.860	0.767	0.768	0.768	0.763	0.767	0.775	0.692	0.695	0.699
<i>Chaudière</i>	0.916	0.916	0.916	0.805	0.810	0.815	0.869	0.871	0.875	0.695	0.709	0.721
<i>Du Loup</i>	0.944	0.945	0.945	0.842	0.842	0.842	0.792	0.796	0.802	0.700	0.703	0.704
<i>Gatineau</i>	0.907	0.907	0.907	0.827	0.828	0.828	0.766	0.768	0.771	0.684	0.686	0.691
<i>Mistassini</i>	0.955	0.955	0.956	0.904	0.905	0.905	0.873	0.875	0.876	0.646	0.652	0.660
<i>Rouge</i>	0.947	0.947	0.947	0.887	0.887	0.887	0.876	0.878	0.880	0.700	0.702	0.704
<i>Yamaska</i>	0.828	0.832	0.835	0.761	0.762	0.764	0.833	0.839	0.845	0.609	0.626	0.637

Table 13.6: Median of the KGE and Nash-log loss of performance (positive values) between the calibration and validation periods

	KGE	Nash-log
<i>Batiscan</i>	15%	14%
<i>Bécancour</i>	8%	-8%
<i>Chamouchouane</i>	13%	20%
<i>Chateauguay</i>	11%	-14%
<i>Chaudière</i>	5%	-6%
<i>Du Loup</i>	16%	1%
<i>Gatineau</i>	15%	0%
<i>Mistassini</i>	8%	18%
<i>Rouge</i>	7%	9%
<i>Yamaska</i>	-1%	-6%

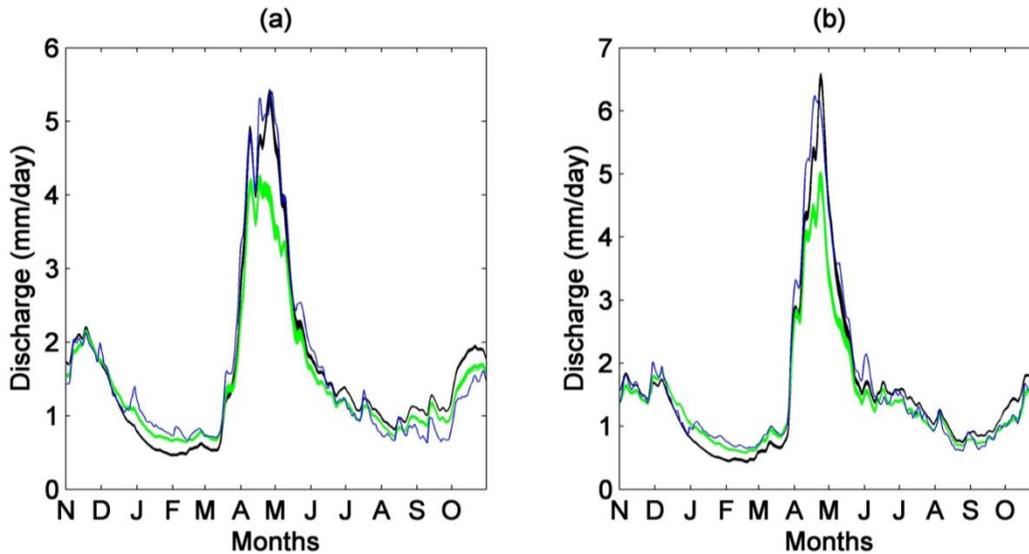


Figure 13.5: Streamflow uncertainty envelopes for the Rouge watershed: (a) calibration (9-year mean) and (b) validation periods (8-year mean). The black and green envelopes stand for simulated flows under the KGE and Nash-log OFs, respectively, while the blue line depicts the observed values.

13.4.3 Hydrological indices

Figure 13.6 introduces, for the Chamouchouane watershed, the boxplots of the seasonal hydrological indices for each OF. The two boxplots per year represent the parameter uncertainty (250 sets of parameter) for the KGE and Nash-log OFs for each hydrological index. The reunion of the two boxplots represent the OF uncertainty. Results do not show the 30d-Qmin distributions as they are quite similar to the 7d-Qmin distributions, their median being just slightly greater and their interquartile range being similar.

Figure 13.6 shows that the impact of parameter uncertainty is rather small during both simulation periods (calibration and validation). Indeed for both OFs and both simulation periods, differences between the 1st and 3rd quartiles remain under 5% of the hydrological indices values. Parameter uncertainty is more important for winter Nash-log hydrological indices than for KGE values, whereas they are comparable for summer indices. The impact of OF uncertainty is for all hydrological indices, for almost every year, and for both simulation periods more important than that of the parameter uncertainty. It is especially the case for winter 7d-Qmin and 30d-Qmin where the uncertainty is at least five (5) times larger than the

parameter uncertainty. This also applies to winter Qmax where it is at least twice as much important. The main findings characterizing almost all watersheds are the following:

- Parameter uncertainty is :
 - quite stable across years and simulation periods,
 - smaller in summer than in winter especially for Qmax,
 - similar for both OFs, both seasons and all hydrological indices (besides a few exceptions related to the performance of the calibration).
- OF uncertainty is:
 - rather stable across years for every individual seasonal hydrological index,
 - more important than parameter uncertainty across the years, simulation periods, and seasons,
 - larger in winter than in summer and more important for 7d-Qmin and 30d-Qmin.

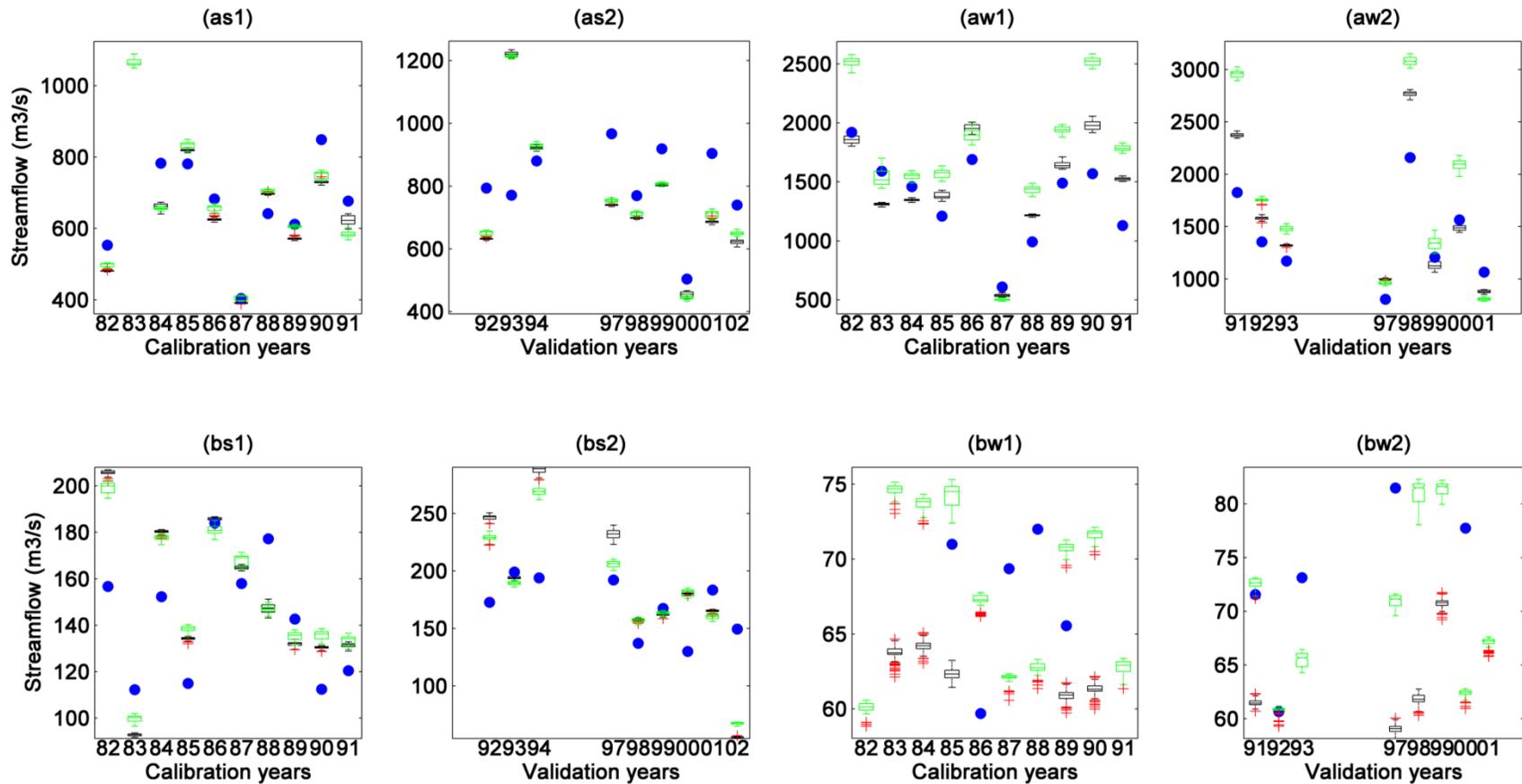


Figure 13.6: Boxplots of the seasonal hydrological indices for the Chamouchaoune watershed for the calibration (1) and validation (2) periods: (as1) and (as2) display the distribution of the maximum summer peakflows; (aw1) and (aw2) the distribution of maximum winter peakflows; (bs1) and (bs2) the distribution of summer-7-day minimum flows; and (bw1) and (bw2) the distribution of winter-7-day minimum flows. The black and green boxplots illustrate the distribution of simulated flows under the KGE and Nash-log OFs, respectively, while the blue dots depict the observed values.

13.4.4 Snow water equivalent

Figure 13.7 shows the SWE uncertainty envelopes for the Yamaska watershed for the calibration and validation periods as well as the two OFs. The envelopes were computed using the same method as that used for the streamflows, except that since HYDROTEL is a semi-distributed model, mean areal values over the RHHUs were first computed to produce a single data series for each calibrated parameter set and each simulation period.

Figure 13.7 shows that parameter uncertainty relative to SWE is less important at the beginning and the end of the snow season while being at a maximum at the peak where the envelopes are the widest. OF uncertainty for SWE, contrary to that for streamflows, is less important than parameter uncertainty as the individual envelopes overlap almost the entire snow season. Parameter uncertainty is more important for the Nash-log OF than for the KGE OF. However, these observations cannot be generalized when examining in details the results for the alternate watersheds. Nonetheless, the overall results can be separated into six groups:

- (i) For Yamaska and Chateauguay, parameter uncertainty is larger than the OF uncertainty for the whole year with individual envelopes being wider at the beginning of February and at the end of March. SWE is higher for the Nash-log OF than for the KGE OF.
- (ii) For Chamouchouane and Mistassini, parameter uncertainty is larger than the OF uncertainty for the whole year with individual envelopes overlapping the entire year.
- (iii) For Gatineau, parameter uncertainty is larger than the OF uncertainty from November to the end of February. OF uncertainty then becomes larger than parameter uncertainty with individual envelopes not overlapping anymore. Individual envelopes are quite narrow throughout the year and KGE simulated SWE is slightly more important than the Nash-log simulated values.
- (iv) For Batiscan, results are similar to those of group (iii); differing only with respect to the fact that individual envelopes become slightly wider indicating a more important parameter uncertainty.

- (v) For Du Loup and Rouge, results indicate a larger OF uncertainty for the whole year with narrow individual envelopes not overlapping. KGE simulated SWE values are higher than Nash-log values with a maximum difference of 50 mm at peak values.
- (vi) For Bécancour and Chaudière, results are similar to those of group (v) differing only with respect to the fact that individual envelopes become wider, indicating that parameter uncertainty is larger.

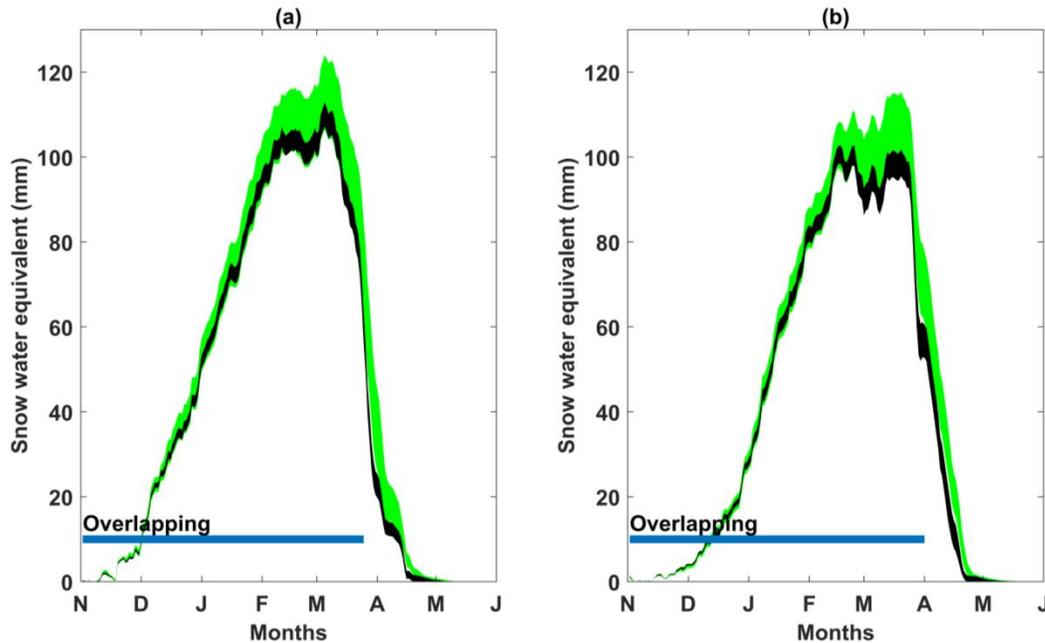


Figure 13.7: SWE uncertainty envelopes for the Yamaska watershed: (a) calibration (9-year mean) and (b) validation periods (8-year mean). The black and green envelopes illustrate the distribution of simulated flows under the KGE and Nash-log OFs. The line indicates the period of overlapping between the uncertainty envelopes.

13.4.5 Actual evapotranspiration

Figure 13.8 depicts the seasonal AET for the Bécancour watershed obtained for both simulation periods and OFs. They were computed as the sum of AET over each hydrological year and season after applying the same methodology as that for the areal SWE in getting a single data series. Parameter uncertainty can be assessed through the amplitude of each boxplot while OF uncertainty is assessed through the combination of the KGE boxplots (black) and Nash-log boxplots (green).

Figure 13.8 shows that parameter uncertainty for the summer season covers around 5% of the AET values for both simulation periods and OFs; but for winter goes as far as 50%. For summer, OF uncertainty is less significant than parameter uncertainty for many years as illustrated by the overlapping of the individual boxplots (1981, 1983, 1985, 1986, 1987, 1988, 1992, 1994, 1998, 2000 and 2002). Nevertheless, OF uncertainty for winter is more important than parameter uncertainty for all years but for 1990. Also, it is noteworthy that parameter uncertainty is less variable across years during summer than winter; indeed boxplots have the same width. Last, Nash-log summer parameter uncertainty is comparable or larger than summer KGE parameter uncertainty whereas it is the opposite for winter. However, these observations cannot be generalized when examining in details the results of the other watersheds (alternate watersheds). Nonetheless, the overall results can be separated into six groups:

- (i) For Batiscan, Châteauguay, Du Loup and Yamaska, both types of uncertainty are constant across simulation periods, years and seasons. OF uncertainty remains around 5% and does not go beyond 10% of the simulated AET values and is more important than parameter uncertainty, while parameter uncertainty is similar for both OFs.
- (ii) For Rouge, results are similar to those of group (i) differing only with respect to OF uncertainty being larger, around 10%, for both seasons of the simulation periods and all years.
- (iii) For Gatineau and Mistassini, results are similar to those of group (ii) but have a larger parameter uncertainty for Nash-log simulated values than for KGE values. This behavior is more pronounced in summer than in winter, and more so for Mistassini than for Gatineau.
- (iv) For Chaudière, results are similar to those of group (ii) but have an OF uncertainty that flirts with 20%.
- (v) For Chamouchouane, results are similar to those of group (i) because of the constant OF and parameter uncertainties. The difference is that OF uncertainty is nonexistent as individual boxplots overlap for all seasons, years and simulation periods. Parameter

uncertainty related to the Nash-log OF is more important than that of KGE simulated values.

(vi) For Bécancour, results were described in the previous paragraph and are different from the other groups as they display variability across years and seasons that other watersheds do not show.

The only result, apart from the relative consistency across the years highlighted in group (vi), that stands across all watersheds, but Bécancour in summer and Yamaska, is that simulated AET values are higher for all years and all seasons under the Nash-log OF. This is not a surprising result as it pertains to the nature of the OF with respect to the water balance. That is, if a smaller percentage of precipitations gets discharged through rivers (Nash-log vs KGE), another way to balance the equation for HYDROTEL is to increase water output through evapotranspiration.

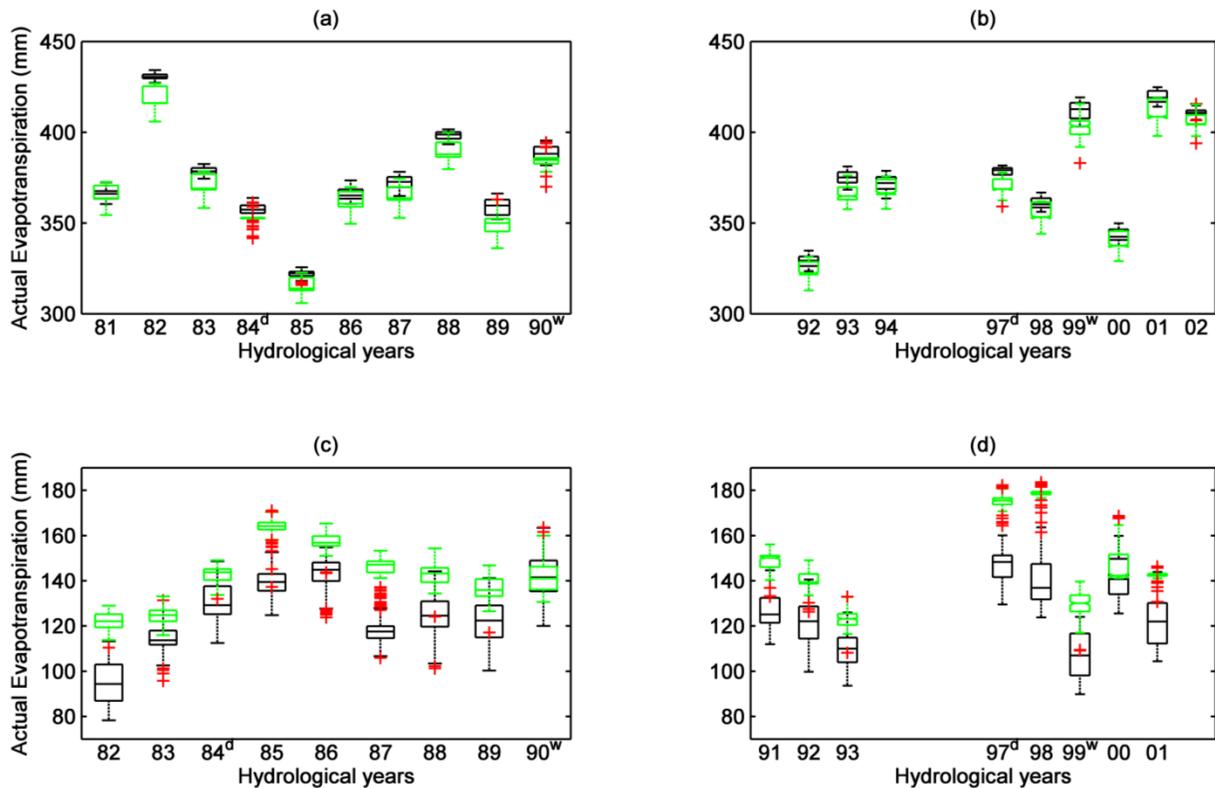


Figure 13.8: Seasonal AET for the Bécancour watershed: (a) summer calibration; (b) summer validation; (c) winter calibration and (d) winter validation. The black and green boxplots stand for simulated AET distributions under the KGE and Nash-log OFs, respectively. The outliers are represented by red crosses. The superscripts w and d on the x-axis stand for the wettest and driest years of each simulation period, respectively.

13.4.6 Shallow groundwater variations

Figure 13.9 shows the envelopes of areal GWC variations for the calibration and validation periods as well as the two OFs for the Du Loup watershed. The envelopes were computed using the same method as that used for the areal SWE.

Figure 13.9 shows that parameter uncertainty is small and constant for both OFs throughout the whole year with a maximum uncertainty under 2 mm. On the contrary, OF uncertainty is substantial for the whole year (20 to 40 mm for the calibration period, 10 to 20 mm for the validation period), but between January and March. For this latter period, the shallow ground water reserves are at their lowest point and individual envelopes overlap during the calibration period or are close to overlapping during the validation period. However, these observations do

not hold when examining in details the results for the alternate watersheds. Nonetheless, the overall results can be separated into six groups:

- (i) For Rouge and Mistassini, the GWC variation patterns are similar to those of Du Loup. Maximum reserves are reached in early May after the snow has melted; they continuously decrease until early September where they reach their minimum to increase until the end of the fall season in early December. Finally, they decrease again to a near minimum value around early March at the onset of melt season. OF and parameter uncertainties were described in the previous paragraph.
- (ii) For Batiscan, results show similar GWC variation patterns to those of group (i). The difference lies in the parameter uncertainty that covers most the OF uncertainty, but still remains under 10 mm. Indeed, for the calibration period, OF uncertainty is less important than parameter uncertainty from November until the end of September. For the validation period, the overlapping is reduced from December until the end of May. Still, even in the remaining months, OF uncertainty is less important than that of group (i); incidentally not getting larger than 20 mm.
- (iii) For Chamouchouane and Gatineau, results show similar GWC variation patterns to those of groups (i) and (ii), but behave almost at the opposite of group (i) with respect to OF and parameter uncertainties. OF uncertainty is non-existent for the whole year, but for a few days around peak value. Parameter uncertainty is small (less than 2 mm) and individual envelopes overlap.
- (iv) For Bécancour, results show similar GWC variation patterns to those of group (i) apart from the decrease during the snow season that is less pronounced. Parameter uncertainty is more important for both OFs as that of group (i); it represents a maximum of 10 mm for both OFs in the calibration period, but around 5 mm and close to 10 mm respectively for Nash-log and KGE simulated GWC. OF uncertainty as a result is still more significant than parameter uncertainty despite a lag between the OFs that make the individual envelopes overlap around peakflow values.
- (v) For Chaudière, results show similar GWC variation patterns to those of Bécancour (group (iv)) but is clearly different from any other watershed with respect to the OF

- and parameter uncertainties. The Nash-log parameter uncertainty covers almost all KGE values and has 40 and 20 mm wide intervals, respectively, for the calibration and validation periods. The KGE parameter uncertainty is less than 2 mm for the whole year which results in a non-existent OF uncertainty for the calibration period while still being significant between August and December for the validation period.
- (vi) For Chateauguay and Yamaska, the GWC variation patterns differ from those of groups (i) to (v). The GWC is at a minimum around the end of August. The reserves are then replenished from September until the end of November, before decreasing only slightly, as opposed to groups (i) and (ii), during the snow season and attaining their maximum values after the snow has melted. Parameter uncertainty is small, under 2 and 5 mm for KGE and Nash-log simulated GWC, respectively, and relatively constant across the year. OF uncertainty is more important (maximum of 20 and 30 mm for calibration and validation, respectively) for the whole year, but just after peak value (May and June) for the calibration period and around peak value (April) for the validation period

It is noteworthy that the two variation patterns relative to GWC, highlighted in the above groups, reflect the geographical location of the watersheds. Indeed, Bécancour, Châteauguay, Chaudière and Yamaska are located on the south shore of the St. Lawrence River, while Batiscan, Chamouchouane, Du Loup, Gatineau, Mistassini and Rouge are located on the north shore.

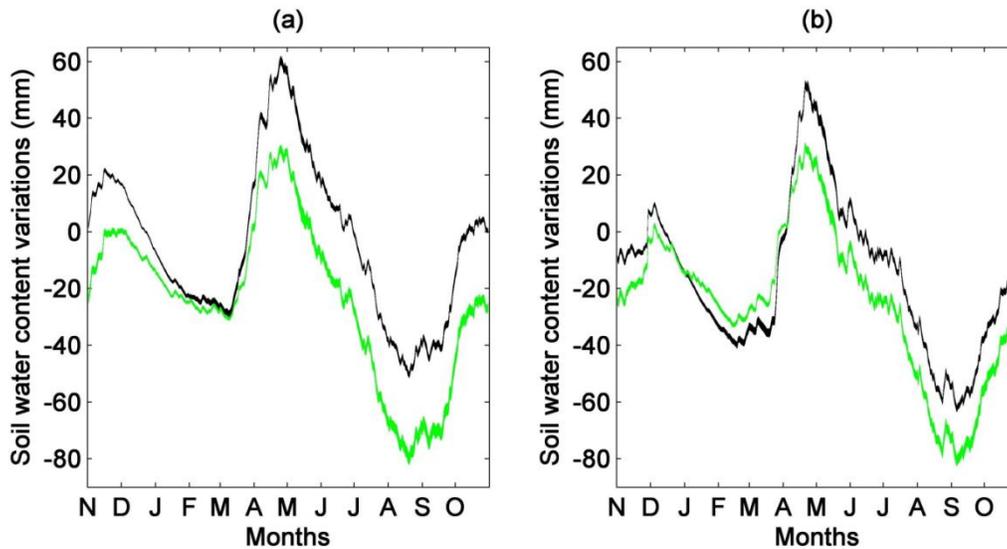


Figure 13.9: Shallow groundwater content uncertainty envelopes for the Du Loup watershed: (a) calibration (9-year mean) and (b) validation periods (8-year mean). The black and green envelopes illustrate the distribution of simulated flows under the KGE and Nash-log OFs, respectively.

13.5 Discussion

13.5.1 Automatic calibration with DDS

In the Material and Methods section, it is mentioned that DDS is better suited than SCE-UA (Duan et al., 1992; Duan et al., 1993; Duan et al., 1994) for distributed watershed models requiring extensive computational time and, thus, leading to a low number of model evaluations before converging to a good solution (Tolson and Shoemaker, 2007; Arsenault et al., 2014; Yen et al., 2016). This is mostly due to DDS dynamically adjusting the neighborhood of the best solution by changing the dimension of the search (Tolson and Shoemaker, 2007). In other terms, DDS mimics manual calibrations of watershed models as follows: (i) early in the calibration exercise, a number of model parameters are modified to overcome relatively poor solutions, and (ii) later, to avoid losing the current gain in objective function values, parameters are modified one at a time. To avoid introducing a bias in the search algorithm, this paper used a random initial solution, but used the same random solution for every watershed in order to keep the experiments consistent.

The stochastic nature of DDS means that multiple optimization trials initialized with different initial solutions can terminate at different final solutions (Tolson and Shoemaker, 2008). To be consistent with the framework described in the introduction, that is a majority of the HYDROTEL application studies involved manual calibration, we decided to work with only one optimization trial and a budget of 5000 model runs to answer the research question with respect to equifinality given this framework. Besides, the radar plots of parameter equifinality shown in Figure 13.3 do not seem to behave in a pattern related to the geographical location, the climate, or geological characteristics of each watershed. Indeed, the study watersheds are part of three different geological provinces (Thériault and Beauséjour, 2012): (i) the Greenville Province made of allochthonous material north of the St. Lawrence River; (ii) the St. Lawrence platform around the River; and (iii) the Appalachian province made of Humber material south of the River. They also belong to three climate classes defined by Litynski (1988) but mostly to class 14 that stands for moderate temperature, subhumid precipitations and long growing season. As a consequence, parameter regionalization is not obvious. This was pointed out as well by Ricard *et al.* (2013) who showed that a global calibration strategy over southern Québec was preferable although in some cases the performances of watershed calibration using HYDROTEL was reduced when compared to local calibrations.

13.5.2 OF uncertainty

Overall, results for all the studied hydrological processes suggest that OF uncertainty is more important than parameter uncertainty. In other words, OF uncertainty is seen when the largest of the individual envelopes or boxplots relative to each objective function (KGE and Nash-log) is smaller than the reunion of either envelopes or boxplots. Readers should note that results obtained for the NSE_Q and NSE_{vQ} OFs are in complete agreement with the previous statement. Figure 13.5 and alternate figures do not clearly show the impact of OF uncertainty because individual envelopes often overlap. However, when considering the seasonal hydrological indices (Figure 13.6 and alternate figures), the SWE (Figure 13.7 and alternate figures), the AET (Figure 13.8 and alternate figures), and the GWC (Figure 13.9 and alternate figures), OF uncertainty is overall clearly highlighted.

Some studies highlight the importance of model structure uncertainty over parameter equifinality (Poulin et al., 2011; Futter et al., 2015; Mockler et al., 2016; Shoaib et al., 2016). Poulin et al. (2011) used HYDROTEL and HSAMI to assess the effects of model structure and parameter equifinality on the uncertainty related to hydrological modelling. Their study revealed that the impact of hydrological model structure was more significant than the effect of parameter uncertainty (assessed through 68 sets of parameters). Yet, the uncertainty attributed to model structure with respect to streamflows and SWE were of the same order of magnitude than the OF uncertainty assessed in this paper. This would mandate the combination of both studies to clearly assess whether the impact of model structure and OF uncertainty are equivalent or complementary in assessing the consequences of considering the effects of equifinality on modelled hydrological processes.

Figure 13.6 and alternate figures showed the boxplots of the seasonal hydrological indices for both OFs (Results section). They also indicated observed values as blue dots; less than 50% of the latter are not included within the interval of the simulated values for any of the hydrological indices (Q_{max} , 7d- Q_{min} , and 30d- Q_{min}). This could be seen as a calibration performance issue, but results suggest otherwise. Indeed, all observed values and all, but one, are included within the interval of the simulated values for the summer 7d- Q_{min} for the Châteauguay and

Yamaska, respectively; which have the lowest performances for both OFs (refer to Table 13.5). This would rather suggest that KGE and Nash-log OFs are not able to force the model to represent the hydrological indices properly. This may be related to the nature of both OFs that are computed over daily data *versus* hydrological indices computed over a period of time (seven and 30 days for 7d-Qmin as well as 30d-Qmin, respectively). However, for Qmax, this is simply related to the misrepresentation of maximum flows. This result is rather important as hydrological indices are often used in impact assessment studies. This would mandate the use of specific OFs related to low or high flows or even the use of multi-objective functions.

13.5.3 Parameter uncertainty

Despite the fact that the OF uncertainty is overall more important than the consequences of parameter equifinality, parameter uncertainty relative to SWE (Results section) is generally more important than OF uncertainty. Indeed it is more important for the whole year for Châteauguay, Chamouchouane, Mistassini and Yamaska and, for a few months (November until the end of February), for Gatineau and Batiscan. Seasonal results also suggest that parameter uncertainty can be important or more significant even than OF uncertainty for specific seasons or years (Figure 13.6, Figure 13.8 and alternate figures). To get a better understanding of the reasons why parameter uncertainty would prevail only for a few years, driest and wettest years were defined as the hydrological years with the least total amount of precipitation for the simulation periods (indicated on the x-axis of seasonal hydrological indices and AET figures as *d* and *w*). The effects of driest and wettest years were assessed in terms of prevalence of any of the two types of uncertainties and magnitudes of uncertainties on both types of years, but also on the following year. Nothing particular stood out that could be construed as a general result that could have given insights about the evolution of the prevalence of the two types of uncertainties in the following years. To get this type of insight, we would probably need to perform calibrations under different sets of contrasting conditions (dry *versus* wet years). This refers to parameter identifiability as researched by Wilby (2005) on snowless watersheds, or to the application of testing schemes such as those performed by Seiller et al. (2012) and inspired by Klemeš (1986).

13.5.4 Parameter equifinality

Ben Nasr (2014) as well as Bouda et al. (2014) pointed out in sensitivity analyses carried out for two snow-dominated watersheds in southern Québec (Beaurivage and Montmorency modelled using HYDROTEL), that the depth of the lower boundary of the three soil layers (z_1 , z_2 , z_3), the potential evapotranspiration multiplying factor (PETF), and the recession coefficient (RC) were consistently amongst the most sensitive parameters (refer to Table 13.4). In both studies, sensitivity was assessed from an initial optimal solution and parameter values were modified ($\pm 25\%$), but variations of $\pm 6.25\%$ already gave substantial flow modifications. These results are within the same order of magnitude as the equifinality measured through the proposed methodology and explain why some parameters in Figure 13.2 are more equifinal than others. Typically, parameters that were identified by Ben Nasr (2014) and Bouda et al. (2014) as the most sensitive parameters are less equifinal than others. This result is not surprising as it pertains to the following statement: the more sensitive a parameter, the least uncertain it can be around a global optimum for the OF to remain optimum.

The choice to work with 5000 model runs ensured that the OF values remained within a 0.01 interval (refer to Table 13.5) for 250 sets of parameters that captured parameter equifinality. Neither did working with 500 sets of parameters provide a larger parameter equifinality, nor did working with 100 sets of parameters provide the complete parameter equifinality. This is important as Poulin et al. (2011) reported that parameter uncertainty increases with increasing numbers of calibration parameters and/or calibrations. This allows us to go beyond their research in making sure that our conclusions cannot be disputed with respect to the impact that parameter equifinality has on global or individual uncertainty envelopes.

To make sure that working with one optimization trial did not impair the possibility of capturing the equifinality of the parameters, the smallest watershed model in terms of modelled area (to minimize computational time) with the smallest parameter equifinality was calibrated for another 5000-simulation-optimization trial started at a different initial random solution. As shown in Figure 13.10, this demonstrates that parameter equifinality can be increased if the calibration methodology is modified. Nonetheless, the covered part of the physical range does

not come close to the maximum equifinality obtained for the Yamaska watershed in Figure 13.3. Thus, it can be assumed that the results introduced in this paper would not be drastically modified by a change in the calibration methodology. Plus it would contradict the choice made not to conduct a formal uncertainty analysis as this methodology of using two or more optimization trials would get closer to the DDS-AU methodology introduced by Tolson and Shoemaker (2008).

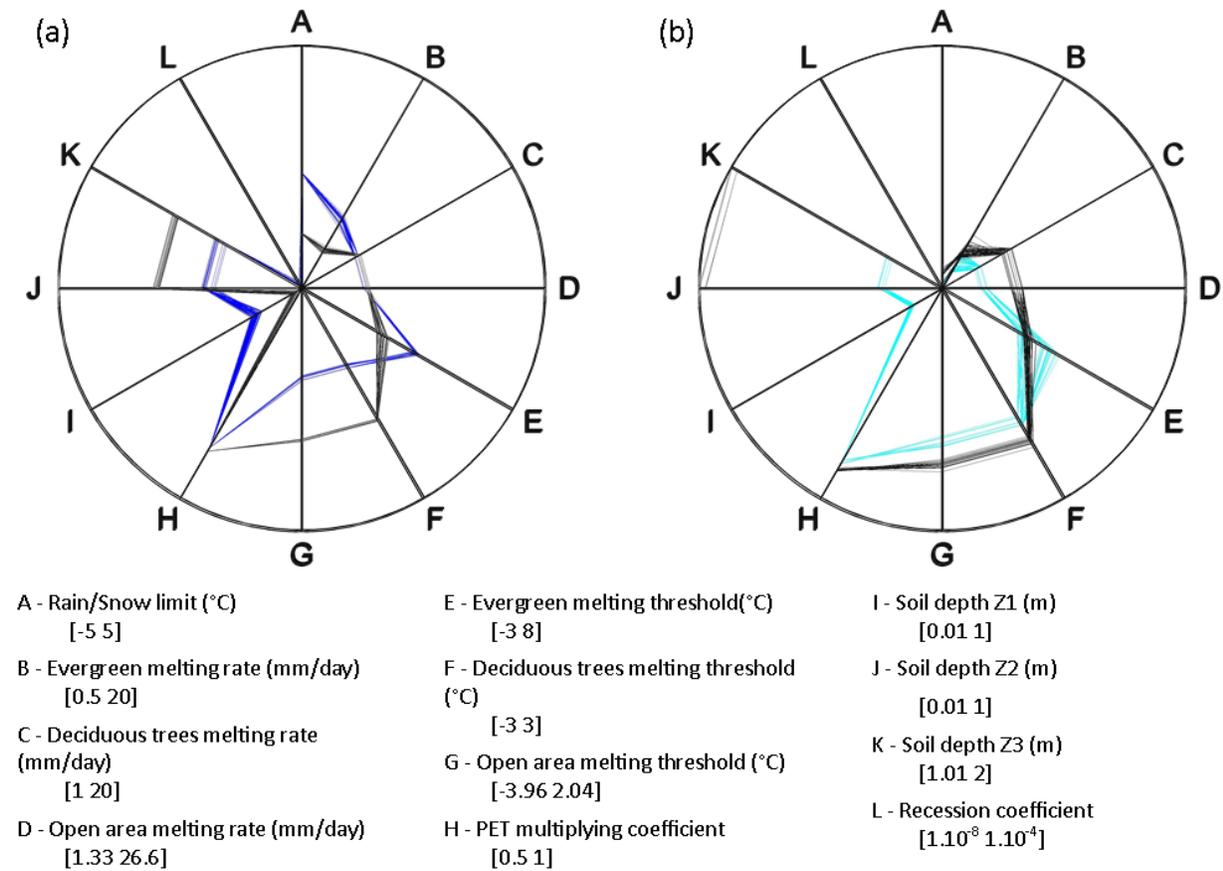


Figure 13.10: Radar plots of the twelve parameters used in the automatic calibration of HYDROTEL for each study watershed. Parameter A is part of the interpolation coefficients, parameters B through G relate to the snow model, and parameters H through L relate to the soil group of parameters. Figure (a) refers to the KGE OF; and (b) to the Nash-log OF. The dark and light blue data refer to the first optimization trial of Figure 13.3, black data to the second optimization trial.

To summarize, it could be said that this paper shows the consequences of the existence of many good sets of parameters on modelled hydrological processes around a global optimum rather than properly evaluating their formal statistical uncertainty. If that were the aim, the methodology would have entailed working with one optimization trial per set of parameters

which would have resulted in a total of 125 000 simulations (250 sets of parameters * 500 simulations) since DDS typically needs 500 simulations to find a good global solution (compared to 10,000 for SCE-UA). Note that the computing time for a 10-year calibration period (with a prior 1-year spin-up), one optimization trial of 5000 simulations already took an average 45 hours (on a 64-bit computer with a quad-core 2.53 GHz processor) for each watershed and every OF, resulting in a total calibration time of 900 hours or 37.5 days (45 hours * 10 watersheds * 2 OFs) for the results presented in this paper (excluding the two OFs that were left out of this paper).

13.6 Conclusion

In the last decade, HYDROTEL has almost always been applied within the optimal parameter set paradigm at the risk of avoiding important issues such as model acceptability and uncertainty (Beven, 2006a). This paper builds on the work carried out on hydrological uncertainty by assessing the impact of equifinality and OF related uncertainty on five modelled hydrological variables and indices: (i) daily flows; (ii) seasonal hydrological indices (7d-Qmin, 30d-Qmin, and Qmax); (iii) snow water equivalent (SWE); (iv) shallow ground water content variations (GWC); and (v) actual evapotranspiration (AET). This assessment was carried out for ten watersheds spread out in five hydrographic regions of the St. Lawrence River and spread across southern Québec (Canada).

Overall, as introduced in Table 13.7, the results for all the studied hydrological processes, but the SWE, suggest that OF uncertainty is more important than that arising from parameter equifinality. This would mean that within the context of a study with a limited budget, it would be advisable to prioritize using different objective functions to using many sets of optimal parameters. This result is rather important as it reinforces the choice made in the last decade with HYDROTEL. Nonetheless, parameter uncertainty with respect to SWE is more important than OF uncertainty for eight of the ten studied watersheds for four up to seven months of the year (snow season less than 7-month long). Plus, despite satisfactory performances for both simulation periods, parameter uncertainty with respect to streamflows is rather small during

the whole year, except around spring peak flow; while OF uncertainty is generally more pronounced in the fall and during the spring peak flows. Overall, this shows that one type of uncertainty or the other is rather significant during half of the year. Seasonal results with respect to hydrological indices and AET also suggest that parameter uncertainty can be important, or more significant even, than OF uncertainty for specific seasons or years. These results are of the utmost importance for impact assessment studies where the variables of interest are not solely the daily flow data used for calibration, but rather hydrological indices or internal variables. This would mean that parameter uncertainty does need to be taken into account or at least needs to be further researched to better understand the mechanisms behind the phenomena. This study demonstrates, using a substantial set of watersheds; that aside from the technico-philosophical debate started in 2006, equifinality is not so technical to take into account and has tangible significant effect on the uncertainties associated with modelled hydrological processes. As such, we recommend that future work systematically include equifinality by using at least two sets of equifinal parameters without forgetting to assess OF uncertainty.

It is noteworthy that the methodology applied in this paper for the HYDROTEL model can be replicated for other hydrological models. Uncertainty associated with OFs and parameter equifinality still needs to be better understood and studied. To improve our understanding of HYDROTEL, and other physically based hydrological models, future work should focus on identifying or using OFs tailored for hydrological indices relevant to impact assessment studies. Finally, for a specific assessment, there is a need to consider as well the question of the uncertainty associated with model structure.

Table 13.7: Dominant type of uncertainty for each study watershed for the five modelled hydrological variables

	Daily Streamflows	7d-and 30d-Qmin	Qmax	SWE	AET	GWC
<i>Batiscan</i>				Comparable uncertainties	OF uncertainty	Comparable uncertainties
<i>Bécancour</i>				OF uncertainty	Comparable uncertainties	OF uncertainty
<i>Chamouchouane</i>				Parameter uncertainty	Parameter uncertainty	Parameter uncertainty
<i>Châteauguay</i>				Parameter uncertainty	OF uncertainty	OF uncertainty
<i>Chaudière</i>				OF uncertainty	OF uncertainty	Comparable uncertainties
<i>Du Loup</i>				OF uncertainty	OF uncertainty	OF uncertainty
<i>Gatineau</i>				Comparable uncertainties	OF uncertainty	Parameter uncertainty
<i>Mistassini</i>				Parameter uncertainty	OF uncertainty	OF uncertainty
<i>Rouge</i>				OF uncertainty	OF uncertainty	OF uncertainty
<i>Yamaska</i>				Parameter uncertainty	OF uncertainty	OF uncertainty



Acknowledgements

The authors would like to thank Marco Braun of Ouranos (Consortium on Regional Climatology and Adaptation to Climate Change, Montreal, Qc, Canada), for his scientific support as well as giving us access to the meteorological data, the Quebec Hydrological Expertise Centre (CEHQ) for allowing us to use parts of their modelling platform, but especially Simon Lachance Cloutier for his technical support, and Sébastien Tremblay of INRS (Centre Eau Terre Environnement) for his computer support throughout the project. Financial support for this project was provided by the Natural Sciences and Engineering Research Council (NSERC) of Canada through the Discovery Grant Program (A.N. Rousseau, principal investigator).

**14 ARTICLE III: SURFACE WATER QUANTITY FOR DRINKING WATER DURING
LOW FLOWS - SENSITIVITY ASSESSMENT SOLELY FROM CLIMATE DATA**

-

Disponibilité de la ressource en eau de surface pendant les étiages pour l'alimentation en eau potable, évaluation de la sensibilité future à partir de données climatiques uniquement.

Auteurs :

Étienne Foulon¹, Alain N. Rousseau¹

1 INRS-ETE/Institut National de la Recherche Scientifique—Eau Terre Environnement, 490 rue de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9, Canada

Revue :

L'article III est actuellement en révision dans **Water Resources Management**

Contribution des auteurs :

La mise en place du modèle hydrologique, le développement de la méthode d'évaluation de sensibilité future des usines de production d'eau potable, le traitement et l'analyse des données de simulation, le traitement et l'analyse des données statistiques, l'interprétation des résultats et la rédaction de l'article ont été entièrement réalisés par l'étudiant (Etienne Foulon). Toutes les étapes susmentionnées ont été supervisées par le professeur Alain N. Rousseau.

Résumé

La sensibilité de l’approvisionnement en eau de surface de la Ville de Québec face aux étiages est évaluée à partir de la mise en place d’une modélisation hydroclimatique (méthode conventionnelle) et d’une méthode alternative adaptée du cadre de travail proposé par Foulon et al. (2018). Cette méthode alternative capture les relations statistiques entre des indicateurs météorologiques, comme le cumul des précipitations, et des indicateurs hydrologiques (IH), comme les débits d’étiage à 7 jours, et applique ces relations à l’évaluation des tendances futures des étiages et de la pression exercée sur la ressource. L’incertitude du signal du changement climatique est incluse par l’utilisation de deux scénarios RCP (*Representative Concentration Pathways*) et de 16 modèles du climat. Globalement, l’évolution des étiages de l’horizon de référence vers les horizons futurs (2016-2045 et 2046-2075) prévue par les deux méthodes est très similaire. La pression sur la ressource, évaluée à partir d’un indice de pression (IP1, le rapport du débit d’étiage à 2 ans et du prélèvement d’eau pour l’alimentation en eau potable), est inquiétante quelle que soit la méthode utilisée. En effet, pour le RCP-8.5, les deux méthodes évaluent avec une grande confiance (près de 90% des modèles sont en accord quant à la direction du changement) une diminution de 20% (2016-2045) et de 35% (2046-2075) d’IP1. Ces diminutions impliquent, même à court terme, que la ressource en eau ne sera pas suffisante à l’approvisionnement de la Ville pendant les étiages de période de retour 2 ans. La similarité des résultats obtenus avec les deux méthodes d’évaluation démontre toute la pertinence de la méthode alternative à identifier les bassins versants à risque pour lesquels la mise en place de la méthode conventionnelle peut être avantageuse. De plus, l’approche « simplifiée » proposée permettra certainement d’assurer une gestion plus durable de la ressource pour les municipalités ne disposant pas des ressources nécessaires à l’application de la méthode conventionnelle.

Abstract

The future sensitivity of the surface water supply of Québec City is assessed in this paper using two methodologies: the methodology that has prevailed since the publication of the AR4 report, the hydroclimatological modeling framework, and an alternative approach adapted from Foulon et al. (2018). This alternative approach captures past relationships between climate data indices (CDIs), such as cumulative rainfall, and hydrological data indices (HDIs), such as 7-day low flows, and applies these relationships to assess future trends. Future climates were built for two emission scenarios, RCP-4.5 and -8.5, and the uncertainty of the climate change (CC) signal was addressed through the use of 16 climate models. Overall, both methodological frameworks predicted similar low flow trends for the reference and future horizons (2016-2045 and 2046-2075). The future pressure on the surface water supply of Québec City, computed from a pressure index (PI1, ratio of 2-year low flow to water abstraction rate) should raise concerns. Indeed, for RCP-8.5, results indicated a decrease in the PI1 values of around 20% (2016-2045) and 35% (2046-2075) with a fairly high confidence (around 90% of models agreeing on the direction of change); leading to values less than 1 even in the near future; indicating an insufficient water supply with respect to available water during 2-year low flows. These results demonstrate the capacity of the method to provide a screening assessment of future drought-prone-watersheds; that is those that could benefit from an in-depth hydroclimatic modeling study. Furthermore, the application of the alternative approach, given climate simulations, would help early implementation of good management practices even for small municipalities that do not have the capacities to conduct the more conventional hydroclimatological modeling approach.

14.1 Introduction

Freshwater resources in Quebec, Canada, are plentiful and represent 3% of the global reserves (MDDELCC, 1999). Still, 95% of the population lives in Southern Québec (Institut de la statistique du Québec, 2015) while renewable water resources are mainly located in Northern Québec, which obviously leads to local water stress conditions. The St. Lawrence River supplies

drinking water to more than 30% of the population (MDDELCC, 2016). Meanwhile future flows at the outlet of Lake Ontario, the headwater of the St. Lawrence River, are projected to decrease by 4 to 24% on average (Lefavre, 2005) by 2050. In Quebec, summers 2001, 2002, 2005, 2010 and 2012 have all been characterized by extremely low flows; leading to drinking water stresses and, in one instance, requiring mandated excavation works on the Mille Îles River to maintain flows above a specific threshold ($25 \text{ m}^3/\text{s}$) (MDDEP, 2011; COBAMIL, 2014) to ensure adequate drinking water supply (summer low flow reaching $11.8 \text{ m}^3/\text{s}$ in 2010). Rivers and lakes supply around 40% of the province's population (MDDELCC, 2016). According to CEHQ (2015), summer Q_{2-7} and Q_{10-7} (annual minimum of 7-day flow with return periods of two and ten years) are projected to decrease (ranked as highly probable) for the 2050 horizon for all Southern Québec (between -10% to -45% for RCP-4.5 and up to -50% for RCP-8.5). The Yamaska River water supply system of St. Hyacinthe has had to deal with critical water availability problems one year out of five (based on the 1971-2000 period). For the 2041-2070 time period, Côté et al. (2013) indicated that in all likelihood it would be the case one year out of two. The Saint-Charles and Montmorency Rivers provide water for 75% of the population of Québec City. During summers 2002 and 2010, the water stress was so intense that an old pumping station from the Jacques Cartier River had to be turned back on to relieve the stress (Ouranos, 2016). Given these multiple problematic situations, that is current and historical sensitivities of recreational activities and water supply to low flows (Nantel, 2006; Bérubé, 2007; MDDELCC, 2014), and the projected downward trends for low flows in Southern Québec (CEHQ, 2013a; 2015), there is a need to assess whether these sensitivities will locally increase in the future.

Smakhtin (2001) demonstrated that a clear understanding of low flow hydrology can help resource specialists manage, for example, municipal water supply, water allocations (i.e., for irrigation and industrial activities), river navigation, recreation, and wildlife conservation. Since publication of the IPCC AR4 report (GIEC, 2007), several impact studies have been carried out throughout the world (Kundzewicz et al., 2007; Todd et al., 2011) following a quasi-standard methodology (Blöschl and Montanari, 2010; Todd et al., 2011), the hydroclimatological modeling framework. This approach combines the use of a hydrological model with bias-corrected output of climate simulations, but it remains challenging and cannot be readily

applied by any water organization because of the required expertise and underlying uncertainties. The latter uncertainties are associated with: (i) the existence of many local optima (equifinality) arising during the calibration of a hydrological model (Beven and Freer, 2001; Beven, 2006a), (ii) climate simulations, (iii) bias correction methods, (iv) hydrological model structure (Dobler et al., 2012; Ehret et al., 2012; Teng et al., 2012), and (v) challenges associated with modeling low flows (Smakhtin, 2001; Staudinger et al., 2011).

Considering the aforementioned challenges, since water shortages are likely to occur in other cities, towns, and villages throughout Quebec and elsewhere in the world, there is a need to develop robust tools that do not require hydrological modeling and could be readily used by any water utility organization. Foulon et al. (2018) proposed a statistical framework that captures past relationships between climate data indices (CDIs), such as cumulative rainfall, and hydrological data indices (HDIs), such as 7-day low flows, and applied the latter relationships to assess future trends. This framework has the major benefit to bypass the hydrological modeling step by assessing HDI trends from CDIs; limiting the required expertise as well as underlying sources of uncertainty.

To the best of the authors' knowledge, no study has yet investigated the potential of directly assessing sensitivities of future water supply given climate simulations. To fill this gap, this paper builds on the methodology proposed by Foulon et al. (2018) to assess future summer low flows and compare them with drinking water intakes. Carrying out the same exercise using the conventional hydroclimatological approach provides a mean to compare results in terms of magnitudes, uncertainties and trends for different future horizons.

This paper is organized in four sections: (i) Material & Methods, (ii) Results, (iii) Discussion, and (iv) Conclusions. It is based on the case study of the surface water supply for the main drinking water treatment plant of Québec City, Château d'Eau given climate simulations built for two emission scenarios from representative concentration pathways (RCP-4.5 and -8.5). The uncertainty of the climate change signal was addressed through the use of 16 climate models and future flows were simulated using a hydrological model. Finally, equifinality was assessed through the use of calibration parameter sets identified through behavioral models.

14.2 Materials & Methods

This section introduces the case study for which future water sensitivity to low flows is assessed by computing future summer ${}_{7d}Q_{\min}$ (annual minimum of the 7 consecutive-day average flow) through the application of two methodologies: (i) the conventional hydroclimatological modeling approach and the (ii) statistical approach proposed in Foulon et al. (2018). Then, Québec main water treatment plant sensitivity to low flows is computed as a pressure index (PI) derived from the Q_{2-7} .

14.2.1 Case study

350,000 people are living in the Saint-Charles River watershed (Brodeur et al., 2009b), which includes, at least partially, the towns of Québec City, Ancienne-Lorette and Lac-Delage. Château d'Eau is Québec City's main water intake and provides drinking water to more than 237,000 people (Brodeur et al., 2012). The intake is 11 km downstream of Lake Saint-Charles and is supplied surface water from a 360-km² drainage area (see Figure 14.1). The watershed is mostly forested (74%) and interspersed with wetlands (6%) and agricultural areas (0.8%), while urban area and lakes represent 6 and 2.7% of the area, respectively. This distribution of landcover has not changed much since 2000 (Roche, 2010; 2014; Blanchette et al., 2018). At the intake, the mean raw water flow is 1.7 m³/s according to data provided by Québec City for the period 2006-2017 at a 3-hour time step.

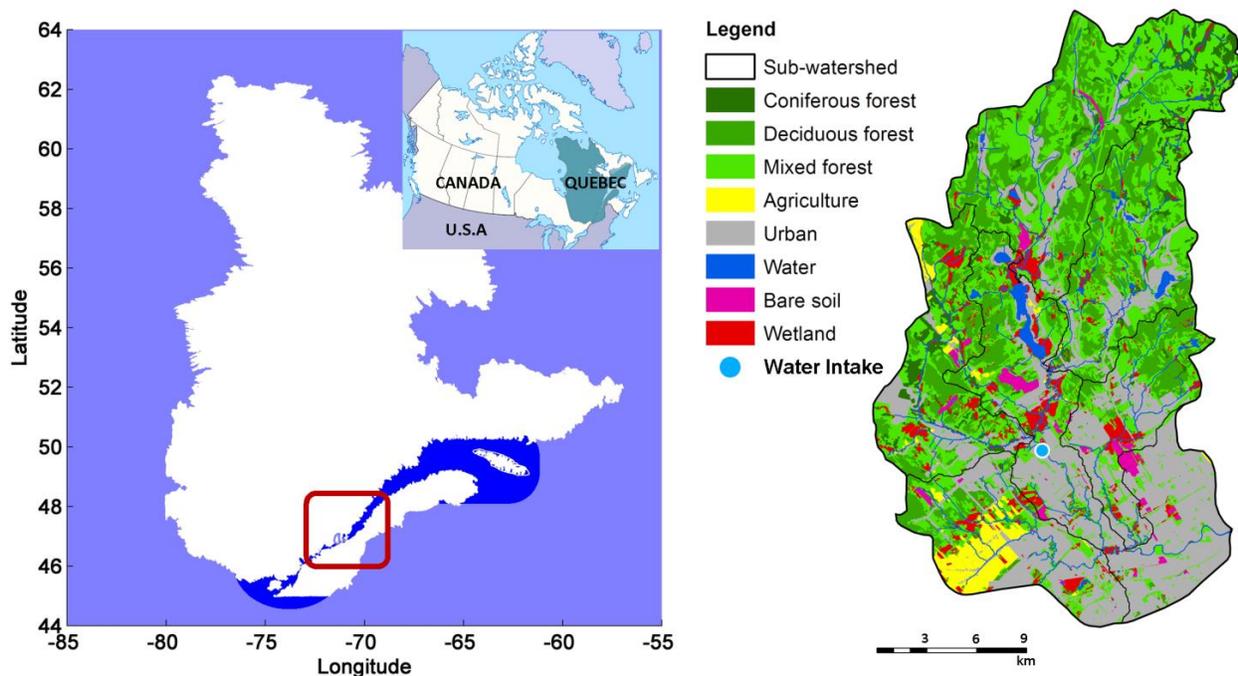


Figure 14.1: Location and landcover (Raimbault et al., 2016) of the study watershed in the province of Québec

Low flows play an important role for the Château d’Eau water intake. In 2003, extremely low flows mandated the dredging of part of Lake Saint-Charles to keep enough water flowing out of the lake into Saint-Charles River (Salou, 2009). A year earlier and again in 2010, an old pumping station from the nearby Jacques Cartier River had to be turned back on to ensure enough water was available (Brodeur et al., 2012). In both cases, the hydrometric station located 6.4 km downstream of the inlet recorded flows lower than $1 \text{ m}^3/\text{s}$. Flows even reached a minimum of $0.08 \text{ m}^3/\text{s}$ on September 8th, 2002. The river minimum flows are regulated. They must be maintained above ecological minimum flow limits set at 0.6, 0.9 and $1.3 \text{ m}^3/\text{s}$ for the winter (December to March), summer (June to August), and salmonids spawning (October) periods, respectively. But, these conditions are not always met. In fact in 2012-2016, recorded flows at the hydrometric station downstream of the inlet were smaller than ecological flows for 116 days (10.9% of regulated days) (Ouranos, 2016). Given that the lowest flows occur during the summer for the Saint Charles River, this paper focused on the assessment of summer $7_d Q_{\min}$; summer being defined as the hydrological season starting in June and ending at the end of November.

14.2.2 Climate simulations

To investigate the effect of global warming on low flows, 32 simulations from 16 different GCMs were used. These simulations were retrieved from a climate ensemble called (cQ)² and produced by the Ouranos consortium from CMIP5 simulations for two RCPs, namely RCP-4.5 (Riahi et al., 2011) and RCP-8.5 (Clarke et al., 2007; Wise et al., 2009; Thomson et al., 2011) standing for their respective radiative forcing of 4.5 and 8.5 W/m². Table 14.1 presents the GCMs that were selected to investigate model uncertainties after removing models for which there were data gaps or reported issues (<http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/errata/cmip5errata.html>).

Table 14.1: List of the selected Global Climate Models

BCC-CSM1-1-m	CMCC-CMS	IPSL-CM5A-MR	MPI-ESM-LR
BCC-CSM1-1	GFDL-CM3	IPSL-CM5B-LR	MPI-ESM-MR
CanESM2	GFDL-ESM2G	INMCM4	MRI-CGCM3
CMCC-CM	GFDL-ESM2M	MIROC5	NorESM1-M

Simulation data were corrected using the daily translation method (Mpelasoka and Chiew, 2009) which is a quantile-quantile mapping technique removing the bias of climate model outputs. The temperature correction is additive while the correction for precipitation is multiplicative. Readers are referred to the following publications for more details (Wood et al., 2004; Lopez et al., 2009; Mpelasoka and Chiew, 2009; Guay et al., 2015). This method conserves the different characteristics and dynamics of each individual climate model. Each climate simulation has a temporal sequence of meteorological events which is different between member simulations. The post-processing method assumes the biases to be of equal magnitude in the future and reference periods; that is the relationship between simulated and observed data is still applicable in the future (Huard, 2010). The reference period 1961-2000 and observed precipitation data came from a 10-km grid covering southern Canada, that is south of 60°N (Hutchinson et al., 2009), averaged on the GCM grid before application of the bias correction methodology.

14.2.3 Hydroclimatological modeling: conventional approach

This conventional approach is based on the correction of climate simulations that were introduced in the previous subsection and the use of a hydrological model. The latter is calibrated/validated from observed weather and hydrometric data and then used to generate the series of future summer ${}_{7d}Q_{\min}$ at the hydrometric station closest to the inlet of Château d'Eau.

14.2.3.1 *The hydrological model HYDROTEL*

HYDROTEL is a process-based, continuous, semi-distributed hydrological model (Fortin et al., 2001b; Turcotte et al., 2003; Turcotte et al., 2007a; Bouda et al., 2012; Bouda et al., 2014) that is currently used for inflow forecasting by Hydro-Quebec and for the management and safety of publicly owned dams (Turcotte et al., 2004) by Quebec Hydrological Expertise Centre (CEHQ). It is based on the spatial segmentation of a watershed into relatively homogeneous hydrological units (RHHUs, elementary subwatersheds or hillslopes as desired) and interconnected river segments (RSs) draining the aforementioned units. The model is composed of seven computational modules, which run in successive steps. Each module simulates a specific hydrological process (meteorological data interpolation, snowpack dynamics, soil temperature and freezing depth, potential evapotranspiration, vertical water budget, overland water routing, channel routing). Readers are referred to Fortin et al. (2001b) and Turcotte et al. (2007a) for more details about HYDROTEL.

The main parameters of HYDROTEL can be subdivided into three groups presented in Table 14.2. The first group includes snow parameters and the second group includes soil parameters. The last three individual parameters are related to the interpolations of temperature and precipitation according to the average of the three nearest meteorological stations weighed in by the square of the inverse distances between a RHHU and the three nearest stations (a.k.a. the Reciprocal-Distance-Squared method).

Table 14.2: HYDROTEL key parameters

Type	Parameters	Units
<i>Snow parameters</i>	MFEF - Melt factor for evergreen forests*	mm/d.°C
	MFDF - Melt factor for deciduous forests*	mm/d.°C
	MFOA - Melt factor for open areas*	mm/d.°C
	TEF - Threshold air temperature for melt in evergreen forests*	°C
	TDF - Threshold air temperature for melt in deciduous forests*	°C
	TOA - Threshold air temperature for melt in open areas*	°C
	Melt rate at the snow-soil interface	mm/d
	Compaction coefficient	-
<i>Soil parameters</i>	PETF - Potential evapotranspiration multiplication factor*	-
	z1- Depth of the lower boundary of soil layer #1*	m
	z2- Depth of the lower boundary of soil layer #2*	m
	z3- Depth of the lower boundary of soil layer #3*	m
	RC - Recession coefficient*	m/h
	Extinction coefficient	-
	Maximum variation of soil moisture content	-
<i>Interpolation coefficients</i>	TSL - Threshold air temperature for partitioning solid and liquid precipitation*	°C
	Precipitation vertical gradient	mm/100m
	Temperature vertical gradient	°C/100m

*Parameter calibrated in this paper

^a For a complete description of snow parameters, the reader is referred to Turcotte et al. (2007a)

^b For a complete description of soil parameters, the reader is referred to Fortin et al. (2001b)

Figure 14.2 represents the Saint-Charles River watershed and the subwatersheds that were modeled in HYDROTEL. The Jaune, Nelson, and Saint-Charles supply the intake while the Des Hurons River discharges into Lake Saint-Charles. Since the grey drainage area does not supply the drinking water intake, it was not modeled. The watershed was divided into 1505 hillslopes a.k.a. RHHUs with mean areas of 36.8 ha and 668 river segments with mean lengths of 968 m (excluding lakes), defining four regions of interest for parametrization. These regions were used to define local parameter sets of consistent values for model calibration. The discretization provided a good representation of the river network and of the spatial heterogeneity of the landcover while allowing for a reasonable computational time. Four specific river segments and gauging stations (Saint-Charles River + one per each tributary) introduced in Figure 14.2 were selected for calibration and validation.

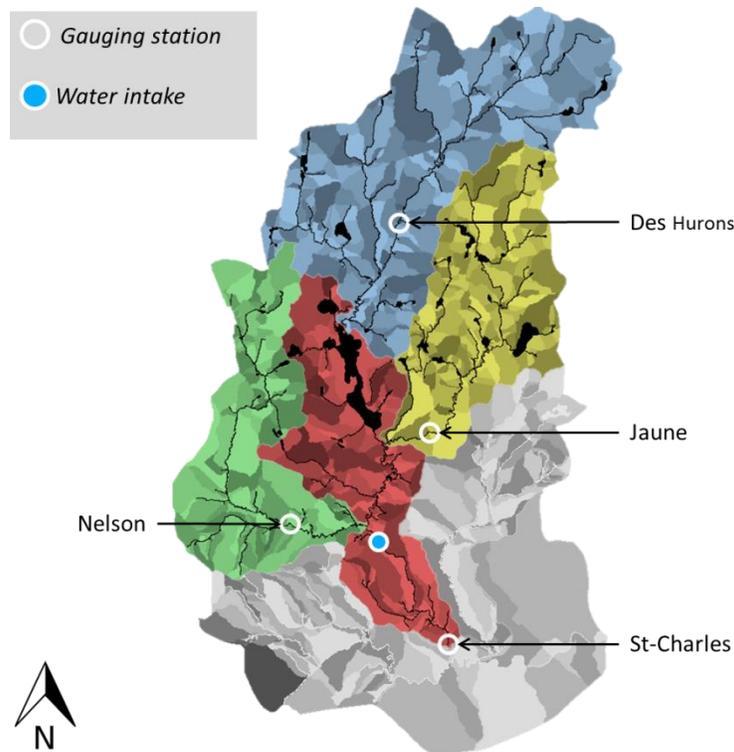


Figure 14.2: Saint-Charles watershed. Green, blue, yellow and red illustrate the Nelson, Des Hurons, Jaune and Saint-Charles modeled subwatersheds, respectively.

14.2.3.2 Calibration/validation and parameter sets generation

Out of the 18 key parameters (Table 14.2), 12 were actually adjusted in this study: six (6) snow parameters; five (5) soil parameters; and one (1) interpolation coefficient. Sensitivity analyses were not formally carried out beforehand, but these calibrated parameters are amongst the model most sensitive parameters (Turcotte et al., 2003). This selection of parameters was based on: (i) information provided by previous analyses (Ben Nasr, 2014; Bouda et al., 2014), (ii) knowledge built through the operational use of HYDROTEL (Turcotte et al., 2004) and (iii) experience gained during the development of a hydroclimatic Atlas conveying the potential impact of climate change on water resources for the 2050 horizon over Southern Québec (CEHQ, 2013a; 2015). The remaining parameters were fixed according to: (i) a regionalization study (Turcotte et al., 2007b), (ii) results from the application of a global calibration strategy (Ricard et al., 2013) used in CEHQ (2013a; 2015), and (iii) previous manual calibration exercises.

Calibration/validation were performed sequentially over five-year periods according to available observed climate data provided by the CEHQ for the 1985-2016 period. First, the upstream subwatersheds (Nelson, Des Hurons, and Jaune) were calibrated/validated, then the Saint-Charles watershed using the calibrated flows of the upstream watersheds as inflows. Later on in this paper, this sequential exercise is referred to as one (1) calibration. The calibration period extended from November 1st 2012 to October 31st, 2016 for all watersheds but Jaune, which was calibrated from November 1st, 1990, to October 31st, 1994. Validation was performed over 1985-1989 for Jaune, 2007-2011 for all the other watersheds, but additionally over 2002-2006 for Saint-Charles watershed. In each case, a 1-year spin-up period (not included in the mentioned calibration/validation periods) was used to minimize initialization errors.

HYDROTEL was calibrated automatically using a global optimization algorithm, dynamically dimensioned search (DDS) presented in Tolson and Shoemaker (2007). It allows systematic impartial and calibration based on the maximization of the Nash-log-7-day objective function (OF or pseudolikelihood function in statistical terms), which is the Nash-Sutcliffe efficiency (NSE) calculated on log transformed 7-consecutive-day average flows as follows:

$$\text{Nash-log} = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (\log Q_m^t - \log Q_o^t)^2}{\sum_{t=1}^T (\log Q_o^t - \log Q_o)^2} \quad (15)$$

where Q_o^t is the 7-day mean of observed flows a time t (using the 7 days prior to time t), Q_m^t is the 7-day mean of modeled flow at time t , and Q_o is the 7-day observed flow. $\overline{\quad}$ stands for average over the whole series.

DDS was executed following the guidelines and implementation steps provided in Tolson and Shoemaker (2008) to quantify prediction uncertainty resulting from the acceptance of the equifinality concept. Prior to implementing these steps, an estimate of the maximum of the pseudolikelihood function was established using 1% of the model evaluation budget, *i.e.* a 100-repetition-trial.

- Step 1: Because of the computational time associated with HYDROTEL, the total number of model evaluations for analysis was fixed to 10,000 and the maximum required number of behavioral samples to identify was set to 100. Thus, the number of model evaluations per DDS optimization trial was 100 (10,000/100) – when

- guidelines suggested using from 3D to 7D, where D is the number of uncertain parameters (12 in this paper).
- Step 2: DDS was executed for 100 optimization trials (each trial was initiated from a different random set of parameter values – still replicable thanks to two random seeds provided to the algorithm by the user) when 100 to 200 was suggested in the guidelines.
 - Step 3: Steps 1 and 2 are subjective choices that allow the identification of behavioral solutions. A set of parameter is deemed behavioral if the pseudolikelihood value identified in one 100-repetition-trial is higher than the estimated maximum pseudolikelihood.
 - Step 4: This leads to the last subjective decision to be made: is the number of behavioral parameter sets identified acceptable? If not, the threshold of the estimated maximum pseudolikelihood can be lowered or nonbehavioral DDS solutions can be refined.

14.2.3.3 Computation of the hydrological data indices – HDIs

Once calibrated, HYDROTEL was used to generate future summer $7_d Q_{\min}$ for each of the 32 selected climate simulations, with the different equifinal sets of parameters values computed during the calibration process. Precipitation and minimum and maximum temperatures came from the climate simulations. They were extracted from the nearest ten grid-points of the watershed boundaries before using an average of the nearest three neighbors routine to compute values for each RHHU. To further characterize the capacity of HYDROTEL to simulate flows inducing the observed $7_d Q_{\min}$, the latter were plotted against $7_d Q_{\min}$ series calculated using the calibration/validation dataset as well as the equifinal sets of parameters. This allowed for the characterization of a possible bias in the modeled $7_d Q_{\min}$. As this paper focuses on the assessment of future ranges of $7_d Q_{\min}$ and not prediction of annual values, this bias was then corrected, only for the median $7_d Q_{\min}$ to match between modeled and observed values and not to correct the whole distribution as is done for the climate simulations with quantile-quantile mapping techniques.

14.2.4 Statistical framework: alternative approach

14.2.4.1 Setting of the methodology

This alternative approach allows for the assessment of HDIs directly from CDIs following the methodology introduced in Figure 14.3. It was applied to assess future summer 7_dQ_{min} at the station closest to the inlet of Château d'Eau. Observed hydrometric and climate data for the period 2001-2015, which is then later referred to as the reference period, were used to compute the series of observed summer 7_dQ_{min} and CDIs. Correlations were computed between the observed CDIs and 7_dQ_{min} to capture their statistical relationship following the methodology introduced in Foulon et al. (2018). For the future period, the 32 selected climate simulations were used to compute the distributions of future CDIs that were in turn used to assess the distribution of future 7_dQ_{min} given the statistical relationship derived from observed values.

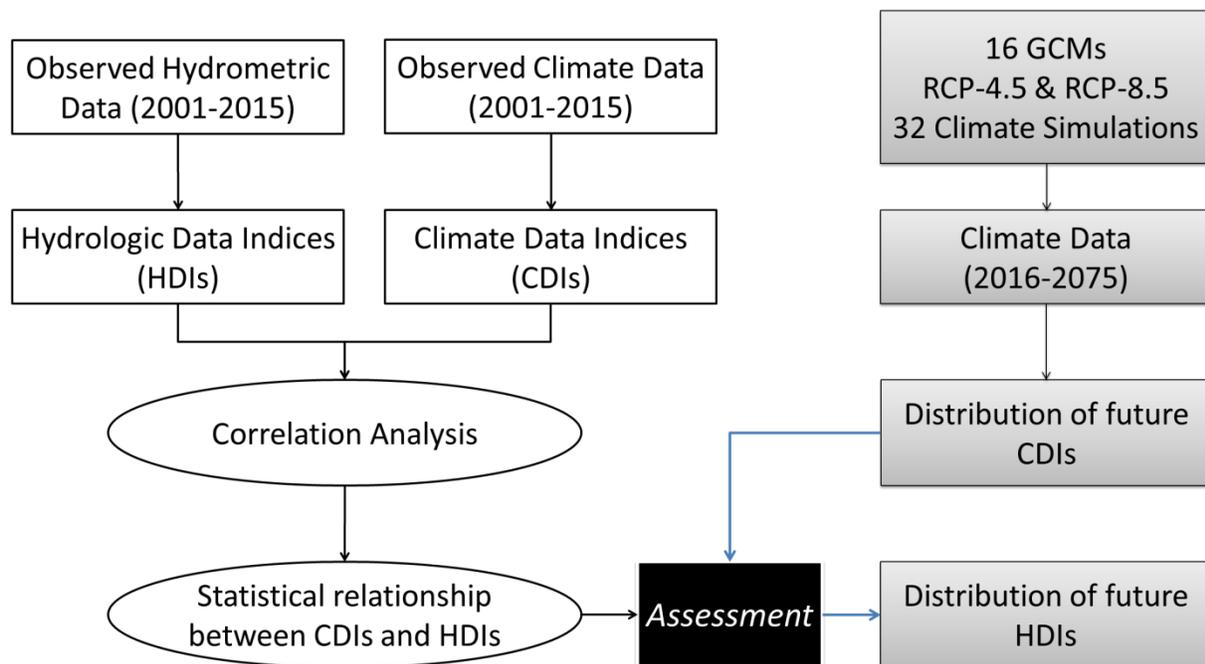


Figure 14.3: Detailed schematic of the statistical framework, adapted from Foulon et al. (2018)

This methodology is based on stationarity assumptions with respect to landcover, and derived statistical relationships between CDIs and HDIs. The same assumption is used for the conventional approach with respect to the calibration parameter values. These are discussed later on in this paper.

14.2.4.2 Climate data indices

Daily precipitation and minimum and maximum temperatures at two meters of elevation were retrieved from the climate simulations. Table 14.3 introduces the CDIs used in this study. They are divided into three categories with respect to the type of input data needed for their computation, that is CDIs computed from: (i) precipitation data, (ii) blended data (both precipitation and temperature), and (iii) drought indices formulas. Other CDIs could be included if other HDIs were to be studied, illustrating the flexibility of the methodology. Readers are referred to Foulon et al. (2018) for more details.

Table 14.3: Overview of the CDI groups used

Input Variable Category	CDI groups 1-11	Sources
Precipitation data	1. Cumulative rainfall 2. Cumulative snowfall	Zaidman et al. (2001); Yang et al. (2002); Hodgkins et al. (2005); Lang Delus et al. (2006); de Wit et al. (2007); Assani et al. (2011); Tian et al. (2011); Ge et al. (2012); Souvignet et al. (2013)
	3. PET	Assani et al. (2011)
Blended data	4. Climatic demand (R-PET)	Paltineanu et al. (2007); Paltineanu et al. (2009); Institution Adour (2011)
	5. Snowmelt 6. Snowmelt and rainfall 7. Snowmelt and rainfall minus PET	Girard (1970)
	8. EDI	Byun and Wilhite (1999)
Drought Indices	9. EDI computed from rainfall and snowmelt 10. EDI computed from climatic demand 11. EDI computed from rainfall and snowmelt minus PET	Foulon et al. (2018)

R stands for rainfall, *PET* for Potential evapotranspiration, *EDI* for effective drought index.

The CDIs introduced in Table 14.3 were computed over one to six days, one to three weeks, one to six months, and for eight, ten and twelve months. They were then used to compute the Pearson correlations r with observed ${}_{7d}Q_{\min}$ over the reference period. To further characterize the capacity of the CDIs to assess future ${}_{7d}Q_{\min}$ from meteorological data, Pearson correlations r between with the modeled CDIs over the reference period were also computed and compared to the observed correlations through a Wilcoxon rank-sum test (Mann and Whitney, 1947).

Once the CDI that best reproduces observed ${}_{7d}Q_{\min}$, in terms of explained variability, is identified, a linear regression is computed in order to assess future ${}_{7d}Q_{\min}$ from modeled meteorological data. As the alternative method is not intended as a replacement for the conventional approach but rather as a cheaper faster less time consuming labour and technical intensive method, the regression is not used to predict future ${}_{7d}Q_{\min}$ values but rather assess future ranges of ${}_{7d}Q_{\min}$. As such, future ranges are associated with their confidence bounds computed from mean distributions and not from prediction bounds computed for the prediction of single values.

14.2.5 Evaluation of source water supply sensitivity to low flows

Future water supply sensitivity to low flows is evaluated through the computation of a pressure index. Pressure on the resource is higher when daily water abstraction is close to low flows and is evaluated using the following index:

$$PI_1 = \frac{Q_{2-7}}{A} \quad (16)$$

where A is the summer daily mean water abstraction (m^3/s), PI_1 stands for pressure index one.

This pressure index is used because the *ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques* (MDDELCC) uses the Q_{2-7} to assess whether water can be abstracted from a specific water source (MDDELCC, 2015). Also, it was used in (Nantel, 2006; Bérubé, 2007) to evaluate historical pressure on surface water resources across Québec.

To avoid adding another source of uncertainty to the modeling chain used in this paper, probability distributions were not used to fit the series of ${}_{7d}Q_{\min}$. Instead, Q_{2-7} was obtained for the periods 2016-2045 (referred to as horizon 2030) and 2046-2075 (referred to as horizon 2060) following these steps:

- Step 1: Flows are sorted in ascending order
- Step 2: Non exceedance probability is computed from the empirical probability function introduced by Cunnane (1978):

$$P = \frac{(r - 0.4)}{(N + 0.4)} \quad (17)$$

where r and N stand for the rank and the number of observations, respectively.

- Step 3: Q_{2-7} is assessed from the empirical cumulative frequencies.

14.3 Results

14.3.1 Hydrological modeling and behavioral models

This subsection illustrates the impact of parameter equifinality on calibration and validation results while demonstrating the model capacity to: (i) represent summer low flows and (ii) produce a distribution of HDIs that includes at best the observed values. Presentation of climate data characteristics was beyond the scope of this paper; as such it can be found in the supporting material Annexe II.

14.3.1.1 Parameter equifinality

Following the automatic calibration and parameter sets generation methodology introduced in subsection 14.2.3.2, estimates of the pseudolikelihood function for each subwatershed were established; they were equal to 0.800, 0.850, 0.746 and 0.785 for Des Hurons, Nelson, Jaune, and Saint-Charles, respectively. 16 optimization trials lead to the identification of behavioral solutions. This number was deemed sufficient on account of: (i) the range covered by the 16 behavioral sets of parameters introduced in Figure 14.4 and (ii) the ensuing calibration/validation results (Table 14.4).

Figure 14.4 shows the range covered by the identified 16 behavioral sets of parameters used in modeling the Saint-Charles River watershed. The figure was computed by putting together a radar plot of the calibration parameter values. For every set of parameters, a line was drawn to link every individual parameter value. The computation of the 16 lines made it possible to picture the range covered by the selected sets of parameters within a predefined physical interval that limited the automatic calibration algorithm. These limits were based on the

information provided by past sensitivity analyses, operational experience, and calibration exercises.

Except for the PET multiplying coefficient and the recession coefficient (H and L in Figure 14.4), which range covered less than 5% of the physical range, all parameters covered at least 25% of it. Parameters related to deciduous trees and open area melting thresholds (F and G in Figure 14.4) as well as the depth of the second and third soil layers (J and K in Figure 14.4) were particularly equifinal as the 16 behavioral sets covered the whole physical range.

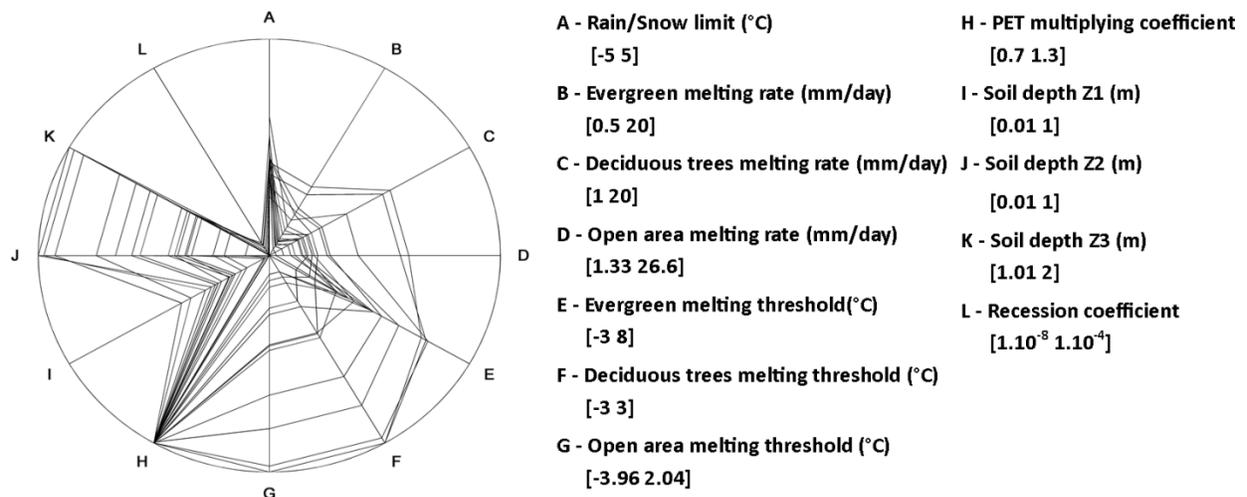


Figure 14.4: Radar plot of the twelve parameters used in the automatic calibration of HYDROTEL for the Saint-Charles River watershed. Parameter A is part of the interpolation coefficients, parameters B through G relate to the snow model, and parameters H through L relate to the soil parameters.

14.3.1.2 Calibration and validation results

Model performances for calibration and validation periods are given in Table 14.4. A tangible evidence of the equifinality of the model is displayed by the narrow ranges of OF values resulting from the 16 sets of behavioral parameters. This was expected despite the careful consideration given to the number of calibration parameters used to avoid over parametrization and limit the possibility of equifinality. For each river segment (Table 14.4), according to the hydrologic model performance rating of Moriasi et al. (2007), all results, but for the validation of Jaune, provided a “very good fit” (OF>0.75). Nash-log-7-day values belong to ranges narrower than 0.03 and 0.04 for calibration and validation, respectively. Performances exhibited a maximum difference of 3% between calibration and validation.

Moreover, the validation performances sometimes increased in comparison with calibration values; Des Hurons validation performances were even a median 2% better than those of the calibration period (negative median performance loss in Table 14.4). These results vouch for the quality of the identified behavioral solutions as highlighted in Beven (2006a).

Table 14.4: Model performances for the calibration and validation periods

River segment	Calibration period	Nash-log-7-day	Validation period	Nash-log-7-day	Performance loss (median)
Des Hurons	2012-2016	0.810 [0.801 – 0.825]	2007-2011	0.826 [0.804 – 0.832]	-2%
Jaune	1990-1994	0.750 [0.747 – 0.752]	1985-1989	0.735 [0.722 – 0.749]	2%
Nelson	2012-2016	0.855 [0.851 – 0.858]	2007-2011	0.830 [0.813 – 0.840]	3%
Saint-Charles	2012-2016	0.790 [0.786 – 0.796]	2007-2011	0.764 [0.743 – 0.783]	3%
			2002-2006	0.787 [0.781 – 0.795]	1%

14.3.1.3 Duplication of the observed HDIs

The capacity of HYDROTEL to correctly reproduce the low flows for the river segment with observed values closest to the inlet of Château d’Eau was assessed; that is Saint-Charles gauging station (Figure 14.2). Figure 14.5 introduces boxplots computed using the 16 different behavioral models with observed meteorological data. It shows that the distributions of modeled ${}_{7d}Q_{\min}$ over 2002-2016 (calibration and validation periods) represent fairly well the observed values. Indeed, out of the 15 years, the modeled distribution covered the observed values (taking into account their inherent error due to the standard deviation of the average flows on 7 days) for 12 years out of 15; that is 80% of the observed values. In details, modeled ${}_{7d}Q_{\min}$ for years 2007 and 2008 overpassed observed values with a median ratio of 0.8 and 0.35, respectively. For the year 2009, modeled ${}_{7d}Q_{\min}$ are smaller than observed values with a median ratio of -0.7. It is also interesting to note that interannual tendencies (whether the observed values increase from one year to the next) are mostly replicated. Indeed, apart from the transition from 2006 to 2007, 2009 to 2010 and 2013-2014, interannual evolutions of observed values were reproduced by the computed distributions. Last, the positive bias (23%) exhibited by the modeled distributions over the observed values were corrected as defined in subsection 14.2.3.3.

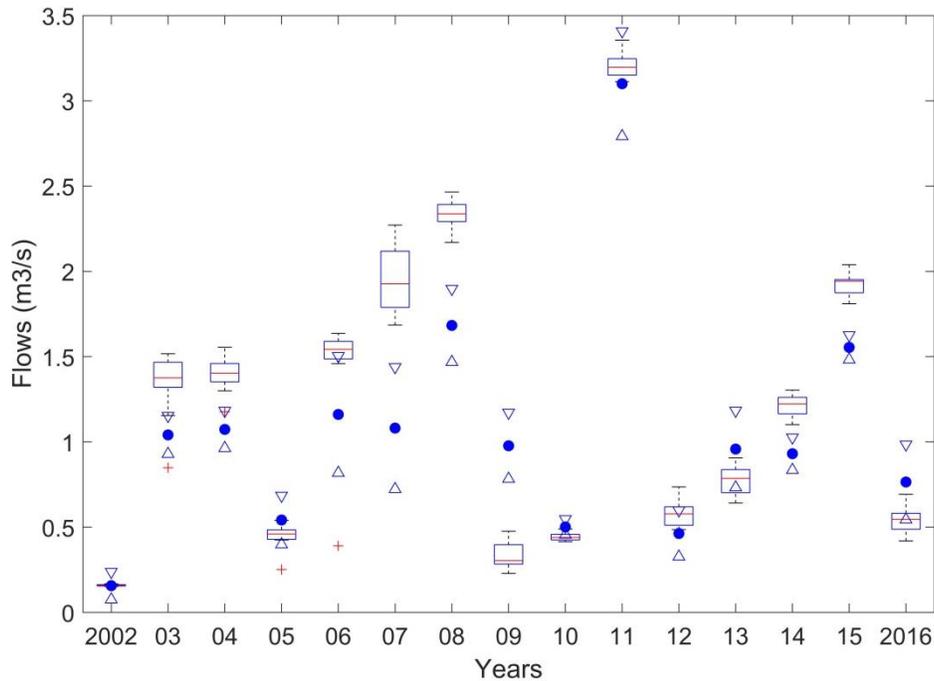


Figure 14.5: Boxplot of the HDIs computed using 16 sets of parameter values for the Saint-Charles River watershed during the calibration/validation period. Blue dots stand for the HDI computed from observed data while triangles represent the error associated with observed values.

14.3.2 Statistical framework: alternative approach

This subsection illustrates the results obtained after application of the first part of the statistical framework (white boxes) introduced in Figure 14.3. It identifies the CDI that best reproduced observed summer 7-day low flows before computing the linear regression used to assess the distribution of future $7_d Q_{\min}$.

The CDIs introduced in Table 14.3 were computed over one to six days, one to three weeks, one to six months, and for eight, ten and twelve months. To ascertain that observed correlations were reproduced by models, they were computed for each of the input categories (Table 14.3) and for the 32 climate simulations. Modeled correlations are presented as medians. Observed correlations were at least 0.61 (Table 14.5). For blended data CDIs, observed correlations were as high as 0.82 for the cumulative R-PET over 2 months; that is 67% of the variability of the observed $7_d Q_{\min}$ explained by a cumulative CDI. All observed correlations were reproduced by modeled CDIs. Indeed, the Wilcoxon rank-sum test was not passed by any reference/modeled

correlation, thus stating, at the 5% significance level, that median modeled and observed correlations were not different.

Table 14.5: Pearson correlations r and median Pearson correlations between observed summer ${}_{7d}Q_{min}$ and CDIs computed from observed and modeled meteorological data, respectively.

Input Variable Category	CDI	Reference: 2001-2015	Modeled: 2001-2015
<i>Precipitation data</i>	1. Cumulative rainfall 8 months	0.62	0.66
	2. Cumulative rainfall 10 months	0.61	0.62
<i>Blended data</i>	4. R-PET 2 months	0.82	0.87
	5. R-PET 3 months	0.75	0.81
Drought Indices	6. EDI from climatic demand 8 months	0.68	0.71
	7. EDI from climatic demand 10 months	0.70	0.71

The Wilcoxon rank-sum test failed to provide evidence (at the 5% significance level) that median modeled and observed correlations were different

Given the results introduced in Table 14.5, the CDI R-PET over 2 months was used to compute a linear regression with the observed ${}_{7d}Q_{min}$. Figure 14.6 shows that all observed ${}_{7d}Q_{min}$ were reproduced by the linear regression but for two values that correspond to years 2007 and 2009, as for the duplication of the observed HDI within the conventional approach. It is to be noted that the regression was carried out under the constraint of being positive to comply with the physical reality of non-negative flows.

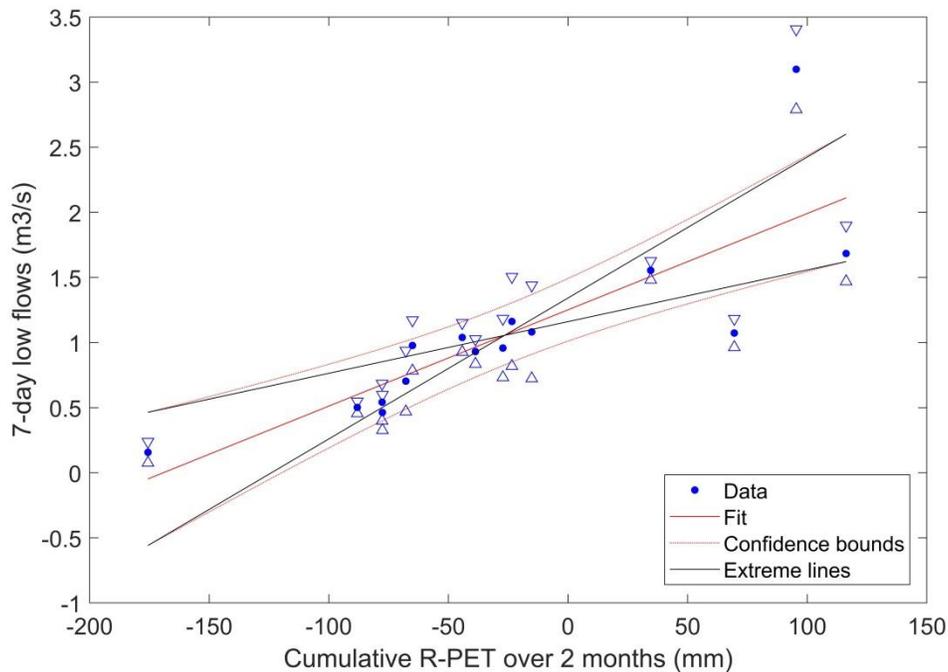


Figure 14.6: Linear regression between the observed 7_dQ_{min} and the cumulative R-PET over 2 months. Triangles represent the error associated with observed values. Confidence bounds are presented at 95%.

14.3.3 Conventional and alternative approaches

The last two subsections established how the conventional and alternative approaches were applied to ascertain their respective capacity to assess future summer 7_dQ_{min} . This subsection now focuses on the evolutions between the reference period and the two future horizons 2030 and 2060 as well as for 5-year periods before evaluating the sensitivity to low flows of the surface water supply to the main drinking water treatment plant in terms of Q_{2-7} , Q_{10-7} and derived pressure indices.

14.3.3.1 Low flow evolutions from reference to future horizons 2030 and 2060

Figure 14.7 shows that modeled 7_dQ_{min} , for the conventional approach as well as the alternative approach, were not statistically different ($p < 0.05$ for Wilcoxon tests) from observed values nor from one another for RCP-4.5 and RCP-8.5, which is not surprising given that 7_dQ_{min} issued from the conventional approach were bias corrected for each climate simulation as introduced in subsection 14.2.3.3. Both the conventional and alternative approaches assess a significant decrease in median 7_dQ_{min} from the reference period to the future horizons 2030 and 2060

($p < 3.10^{-4}$). Although there was a significant difference ($p < 0.03$) between the modeled medians of each approach for both RCPs and both future horizons, these differences are relatively small (the maximum difference was 0.18 between approaches in 2016-2045 for RCP-4.5) compared to the whole boxplot range or even to the interquartile range that arose from interannual variability. Last, with the exception of the conventional approach in 2016-2045, the two approaches computed significant differences ($p < 2.10^{-3}$) between similar horizons for RCP-4.5 and RCP-8.5.

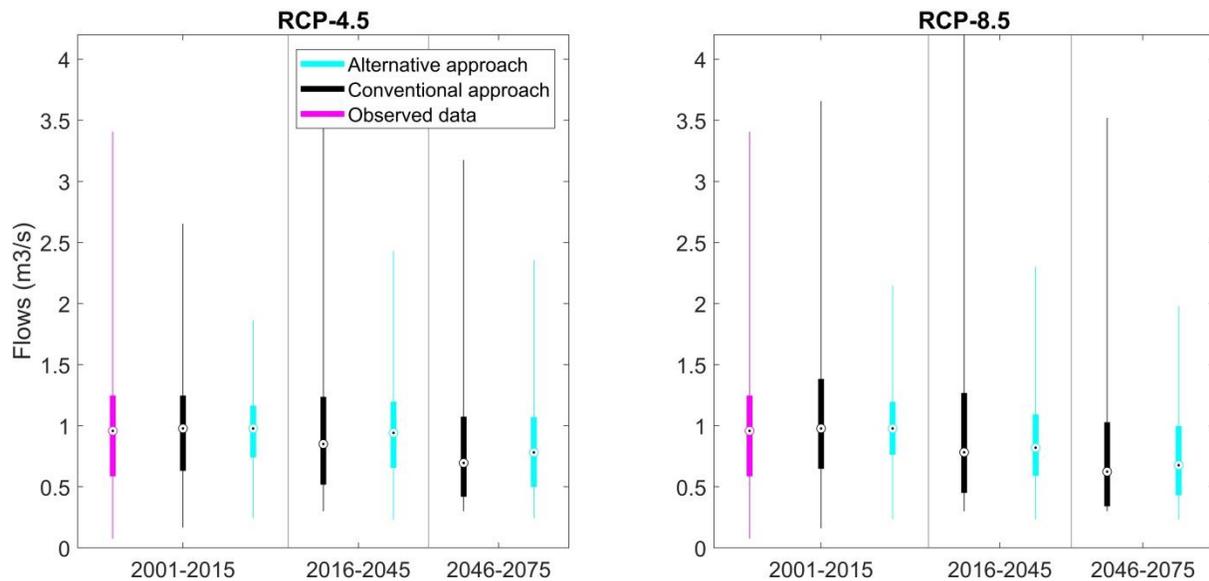


Figure 14.7: Boxplots of the $7dQ_{min}$ computed for the reference period (2001-2015), and two future periods (2016-2045 and 2046-2075) from observed flow data (pink), the conventional approach (black), and the alternative approach (cyan) for RCP-4.5 and RCP-8.5.

Interannual variabilities are depicted by boxplot ranges. Despite being able to reproduce the median obtained from the conventional approach, the alternative approach did not replicate well this interannual variability. This can be seen as the inherent limit to the use of a regression model that is, by definition, computed to best reproduce the mean relationship between variables.

14.3.3.2 Equifinality and confidence intervals

Figure 14.8 introduces the future $7dQ_{min}$ medians assessed using the conventional and alternative approaches for RCP-4.5 and RCP-8.5. Magenta, black and cyan shaded areas were computed to cover the observational uncertainty, equifinality, and confidence intervals of the

regression coefficients, respectively. Observational uncertainty was comparable to that of the regression while uncertainty arising from equifinality was much smaller for all the study period and both RCPs. As was the case for the previous subsection, evolutions of the 7_dQ_{min} under RCP-4.5 and RCP-8.5 were similar for both approaches. Indeed, the evolution trajectory and bounds predicted by the conventional approach were almost entirely included within the bounds of the alternative approach (except in 2016-2045 for RCP-4.5). Last, both trajectories, even that computed from extreme lines for the alternative approach, indicate a significant decrease in five-year 7_dQ_{min} medians ($p < 0.01$ for Mann-Kendall tests).

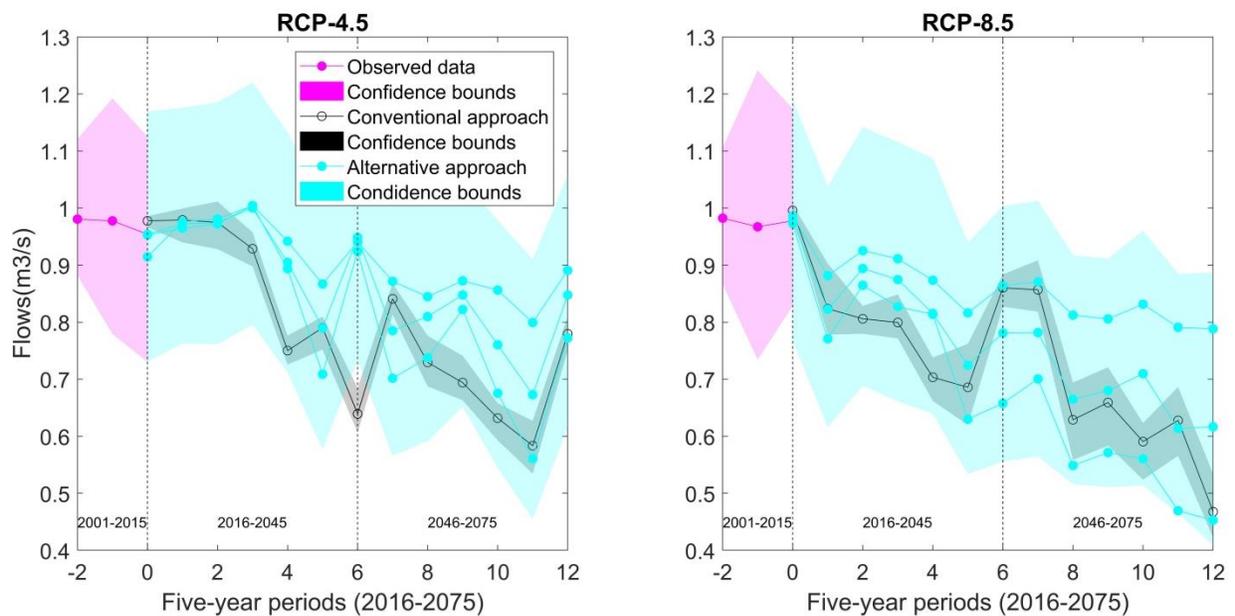


Figure 14.8: Median future 7_dQ_{min} assessed using the conventional (black) and alternative (cyan) approaches for RCP-4.5 and RCP-8.5.

14.3.3.3 Sensitivity to low flows of the surface water supply

This subsection provides a framework to summarize the results for both approaches in terms of the future sensitivity to low flows of the surface water supply of Château d'Eau. 7_dQ_{min} series were transformed into hydrological data indices associated with a return period (Table 14.6).

Table 14.6: Median pressure index under current climate conditions (Reference period – 2001-2015) and change (%) under future climate conditions (horizons 2030 and 2060)

		RCP-4.5		RCP-8.5	
		Conventional	Alternative	Conventional	Alternative
		PI1	PI1	PI1	PI1
Ref		1.19	1.19	1.19	1.19
2016-2045	<i>Change (%)</i>	-20%	-1%	-22%	-19%
	<i>Pos. changes</i>	4	7	4	3
	<i>Neg. changes</i>	12	9	12	13
2046-2075	<i>Change (%)</i>	-37%	-12%	-38%	-33%
	<i>Pos. changes</i>	4	3	2	2
	<i>Neg. changes</i>	12	13	14	14

Conventional as well as alternative approaches predict decreasing PI1 for both RCPs and future horizons. This result emerged from Figure 14.7 and is quantified in Table 14.6. With respect to the reference period, PI1 decreased, for RCP-4.5, medians of 20% (horizon 2030) and 37% (horizon 2060), and medians of 1% (horizon 2030) and 12% (horizon 2060) for the conventional and alternative approaches, respectively. Similarly, PI1 decreased, for RCP-8.5, medians of 22% and 38%, and medians of 19% and 33% for the conventional and alternative approaches, respectively. Differences in these assessed changes are quite high for RCP-4.5 especially. But mean changes (computed from the individual PI1 assessed for each climate model) were closer with mean decreases of 9 and 23%, and 0 and 16% for the conventional and alternative approaches, respectively.

To avoid masking differences between models by aggregating results into a median change, the number of models conveying positive or negative changes was also provided. It shows that overall, the two approaches are consistent in terms of relative agreement with respect to the direction of change. But, for RCP-4.5, for the horizon 2030, four (4) models assessed a positive change, 12 a negative change, against seven (7) for a positive change, nine (9) for a negative change, for the conventional and alternative approaches, respectively.

14.4 Discussion

The following sections deal with: (i) the main assumptions made throughout the paper, (ii) the relevance of the alternative methodology in comparison with the conventional approach, and (iii) the inherent limit associated with a regression model.

14.4.1 The issue of non-stationarity

Non-stationarity is an inherent issue of the conventional approach with respect to climate and landcover evolutions; while stationarity is an inherent issue of the alternative approach in terms of the statistical relationships captured between ${}_{7d}Q_{\min}$ and CDIs. In this paper, meteorological data were the only varying characteristic of the modeling set up. We assumed that non-stationarity with respect to climate should not impact model parameters considering that: (i) only one calibrated parameter – that related to evapotranspiration – was linked to variation in meteorological data and (ii) relatively similar ranges of mean annual/seasonal temperature and precipitation were found for both the calibration/validation period and the future period. Also, the consideration of equifinality showed that similar performances could be achieved (interval width lower than 0.03, even in validation) with very different sets of parameter values (Figure 14.4). With respect to landcover, defining future scenarios that would allow accounting for changes through time was beyond the scope of this paper. Nonetheless, as showed by Blanchette et al. (2018), over the Saint-Charles River watershed, accounting for landcover evolution between 1978 and 2014 allows, without nullifying the intrinsic relationships between flows and weather data, to reproduce well historical observed flows. Indeed, the evaluation of the impact of landcover modifications was carried out with the same sets of parameter values without impeding the calibration results. As this last study used NSE as the calibration OF, in this paper where we are only interested in summer low flows, we deemed appropriate to limit the reference period used for calibrating the hydrological model and capturing the statistical relationship between ${}_{7d}Q_{\min}$ and CDIs to the reference period 2001-2015 during which the distribution of landcover did not change much (Roche, 2010; 2014; Blanchette et al., 2018).

14.4.2 Conventional and alternative approaches

The assessment of the low flow evolutions from reference to future horizons (section 14.3.3.1) demonstrates the extreme similarity between the median results of the conventional and alternative approaches. What is also apparent is the relative inability of the alternative approach to capture interannual variabilities. That being said, for both RCPs, the conventional and alternative approaches modeled an increase in interannual variabilities from the reference period to the horizon 2030 and a decrease from the latter horizon to horizon 2060. These changes in interannual variabilities are much higher than median changes. This information is rather important for water managers as it shows, at this temporal scale (30-year horizons) that interannual variations, pertaining to the chaotic nature of climate, are overriding the CC (climate change) signal.

Results obtained for 5-year periods demonstrate other similarities between the two approaches (section 14.3.3.2). Indeed median trajectories assessed using both methods indicate a significant linear decrease in $7_d Q_{\min}$ medians, showing that overall the CC signal is still apparent and that water managers should plan for this decrease accordingly. For both approaches, this is even more apparent for RCP-8.5, because RCP-4.5 exhibits two rather important hiccups. We remind the readers that RCP-4.5 is the optimistic scenario associated with emission capping measures that will make it possible to limit concentration pathways caused by climate change to approximately twice their current levels for the 2100 horizon; while RCP-8.5 is the pessimistic scenario or the “business as usual scenario” hypothesizing that concentration pathway values will be approximately four times what they are today for the 2100 horizon (Moss et al., 2010b; IPCC, 2014a). Expected impacts in terms of $7_d Q_{\min}$ seem rather ineluctable for horizon 2030 given the minimalistic differences between RCPs. Differences become more significant between RCPs as we go further into the future. Nonetheless, Figure 14.8 also depicts a major divergence with respect to confidence bounds associated with both methods. Indeed, the conventional approach confidence bounds are way smaller than those of the alternative approach. This qualifies as the edge the conventional method has over the alternative approach. But let us not forget that uncertainty related to the structure of hydrological models would probably expand bounds of the conventional approach. Yet, as the aim of this paper and

of the methodology introduced by Foulon et al. (2018) was to bypass the hydrological modeling, it was deemed inappropriate to use a second hydrological model.

Finally, for all future horizons, whether we consider the alternative approach or the conventional approach (Table 14.6), results obtained for RCP-8.5 are rather worrying. Indeed, they indicate a decrease of around 20% (2016-2045) and 35% (2046-2075) with a fairly high confidence (around 90% of models agree on the direction of change) for PI1. This would lead in both cases to PI1 being less than 1, indicating an insufficient water supply with respect to available water during 2-year low flows. This result, not taking into account the possible increase in future water demand, should mandate the planning of alternative water supply solutions to relieve this anticipated stress on future water supply from Château d'Eau.

14.4.3 Linear regression, how to assess extreme quantiles evolution?

In addition to the $Q_{2,7}$, the MDDEP uses the $Q_{10,7}$, to evaluate the exceedance of water quality criteria in case of pollutant discharges (MDDEP, 2007). From this HDI, following Bérubé (2007), a second pressure index (PI2) could be computed, simply replacing $Q_{2,7}$ by $Q_{10,7}$ in Equation (2) (section 14.2.5). But, as the $Q_{10,7}$ is associated with a non-exceedance probability of 0.1, this would mean assessing future PI2 from the highest 10% values of the linear regression; that is 1 or two data points. On top of that, by definition, a regression model is meant to reproduce the mean relationship between variables. That is why PI2, in this paper and for this case study, was not computed for the alternative approach, but only for the conventional approach. PI2 was 1.05 for the reference period. For RCP-4.5, with respect to the reference period, PI2 decreases with a median of 10% (seven (7) models assessed a positive change against nine (9) for a negative change), and 24% (five (5) models assessed a positive change against eleven (11) for a negative change) for 2016-2045 and 2046-2075, respectively. Similarly, for RCP-8.5, PI2 decreases with a median of 7% (5 positive against 11 negative assessments) and 24% (5 positive against 11 negative assessments).

This type of results could be obtained using linear regression if more data were available during the reference period. Besides, quantile regression (QR, (Koenker, 2005)) would be an interesting method to test in the context of providing alternative approaches to the hydroclimatological

methodology. The difference between QR and regression is that QR can estimate different regression lines with respect to the different quantiles. This allows capturing the complexity of statistical relationships between two variables beyond the mean. It has not been used in environmental sciences yet, but would allow, for basins from the Reference Hydrometric Basin Network (RHBN, (Environnement Canada, 2012)) for example, assessing separately the effects of CDIs on 7_dQ_{min} with different return periods.

14.5 Conclusion

Given current and historical sensitivities of recreational activities and water supply to low flows and the projected downward trends in Southern Québec, there is a need to assess whether these sensitivities will locally increase in the future. In this paper, two approaches were applied to the case study of the Château d'Eau surface water supply of Québec City during summer low flows (June to November). The conventional approach is the quasi standard methodology used since publication of the IPCC AR4 report. It combines the use of bias-corrected climate simulations with a hydrological model; HYDROTEL in this paper. The alternative approach does not require hydrological modeling and can thus be applied by any water organization because of the limited required expertise. The approach captures past relationships between climate data indices (CDIs), and hydrological data indices (HDIs), such as 7-day low flows, and applies the latter relationships to assess future trends given climate simulations. Future climate was built for two emission scenarios RCP-4.5 and -8.5, and uncertainty of the climate change (CC) signal was addressed through the use of 16 climate models.

The alternative approach identified the cumulative rainfall minus PET over two months as the CDI with the highest correlation with observed 7_dQ_{min} . For the reference period (2001-2015), this correlation was 0.82 (67%) and all but two values of the observed 7_dQ_{min} were included in the regression confidence bounds. Overall, the low flow evolutions assessed from reference to future horizons (2016-2045 and 2046-2075) are very similar for both methods. 7_dQ_{min} medians decreased from one horizon to the other, but interannual variabilities were much larger than the median decrease, indicating that, at this this temporal scale (30-year horizons), interannual

variations, pertaining to the chaotic nature of climate, were overriding the CC signal. Given the nature of the alternative method, computed to reproduce the mean relationship between variables, interannual variabilities are less well represented. For 5-year periods, both methods assessed a significant decrease in five-year $7_d Q_{\min}$ medians showing that overall the CC signal was still apparent within results, especially for RCP-8.5 which is the “pessimistic scenario”. As for the confidence bounds associated with each approach, they reflected the impact of equifinality and of the confidence interval for the regression coefficients for the conventional and alternative methods, respectively. The confidence bounds of the conventional approach were way smaller than those of the alternative approach but could expand if the uncertainty associated with hydrological model structure was taken into account. Despite this difference, both methods agreed: the future pressure on the surface water supply of Québec City from Château d’Eau is worth worrying. Indeed, for RCP-8.5, they indicated a decrease of around 20% (2016-2045) and 35% (2046-2075) with a fairly high confidence (around 90% of models agree on the direction of change) for P11; leading to P11 being less than 1 even in the near future; indicating an insufficient water supply with respect to available water during 2-year low flows.

The alternative approach assessed very similar results to that of the conventional approach. It can easily be applied to any hydrometric station with sufficient data. This reinforces the assessment made in Foulon et al. (2018) pertaining to the capacity of the method to provide a screening assessment of future drought-prone-watersheds; that is those that could benefit from an in-depth hydroclimatic modeling study. Furthermore, the application of the alternative approach would help spread good management practices even for small municipalities that do not have the capacities to conduct the more formal conventional approach. This paper contributes to the advancement of climate change adaptation, providing an alternative approach that could help prevent emergency actions, by providing a framework to plan for future surface water supply sensitivities to low flows given climate simulations.

Acknowledgements

The authors would like to thank Marco Braun of Ouranos (Consortium on Regional Climatology and Adaptation to Climate Change, Montreal, Qc, Canada), for his scientific support and Ouranos for providing the climate simulation data. We thank Québec City for providing the water intake flow data at a 3-hour time step between 2006 and 2013. We also thank Stéphane Savary and Sébastien Tremblay of INRS (Centre Eau Terre Environnement) for their respective insights and computer support throughout the project. Financial support for this project was provided by the Natural Sciences and Engineering Research Council (NSERC) of Canada through the Discovery Grant Program (A.N. Rousseau, principal investigator).

**Prédiction de l'état futur de l'approvisionnement en eau potable de surface:
Mise au point d'une méthode d'évaluation des débits d'étiage
à partir de données climatiques**

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abdul Aziz, O.I., Burn, D.H., 2006. Trends and variability in the hydrological regime of the Mackenzie River Basin. *Journal of Hydrology*, 319(1-4): 282-294.
- Aissia, M.A.B., Chebana, F., Ouarda, T.B.M.J., Roy, L., Desrochers, G., Chartier, I., Robichaud, É., 2012. Multivariate analysis of flood characteristics in a climate change context of the watershed of the Basketong reservoir, Province of Québec, Canada. *Hydrological Processes*, 26(1): 130-142.
- Akthari, R., Morid, S., Mahdian, M.H., Smakhtin, V., 2009. Assessment of areal interpolation methods for spatial analysis of SPI and EDI drought indices. *International Journal of Climatology*, 29: 135-145.
- Ames, A., 1998. A documentation of glacier tongue variations and lake development in the Cordillera Blanca, Peru. *Z. Glet. Glazialgeol.*, 34(1): 26.
- Arnell, N.W., Gosling, S.N., 2013. The impacts of climate change on river flow regimes at the global scale. *Journal of Hydrology*, 486(Supplement C): 351-364.
- Arsenault, R., Poulin, A., Côté, P., Brissette, F., 2014. Comparison of stochastic optimization algorithms in hydrological model calibration. *Journal of Hydrologic Engineering*, 19(7): 1374-1384.
- Assani, A.A., Chalifour, A., Légaré, G., Manouane, C.S., Leroux, D., 2011. Temporal Regionalization of 7-Day Low Flows in the St. Lawrence Watershed in Quebec (Canada). *Water Resources Management*, 25(14): 3559-3574.
- Assani, A.A., Landry, R., Laurencelle, M., 2012. Comparison of interannual variability modes and trends of seasonal precipitation and streamflow in southern Quebec (Canada). *River Research and Applications*, 28(10): 1740-1752.
- Assemblée Générale des Nations Unies, 2010. Le droit fondamental à l'eau et à l'assainissement. Assemblée Générale des Nations Unies,, pp. 3.
- Bates, B.C., Kundzewicz, Z.W., Wu, S., Palutikof, J.P., 2008. Le changement climatique et l'eau, Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, Genève.
- Ben Nasr, I., 2014. Incertitudes sur les débits simulés par le modèle HYDROTEL attribuables aux incertitudes sur les paramètres. Application au bassin de la rivière Beaurivage, Québec, Canada, Institut National de la recherche scientifique, Centre Eau terre environnement, Québec, QC, 94 pp.
- Bérubé, J., 2007. Evaluation d'un indice de pression sur les approvisionnements municipaux en eau potable au Québec à l'aide d'une méthode de régionalisation des débits d'étiage, INRS, Québec.
- Beven, K., 1993. Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Advances in Water Resources*, 16(1): 41-51.
- Beven, K., 2006a. A manifesto for the equifinality thesis. *Journal of Hydrology*, 320(1-2): 18-36.
- Beven, K., 2006b. On undermining the science? *Hydrological Processes*, 20(14): 3141-3146.

- Beven, K., 2008. On doing better hydrological science. *Hydrological Processes*, 22(17): 3549-3553.
- Beven, K., 2016. Facets of uncertainty: Epistemic uncertainty, non-stationarity, likelihood, hypothesis testing, and communication. *Hydrological Sciences Journal*, 61(9): 1652-1665.
- Beven, K., Binley, A., 1992. The future of distributed models: Model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes*, 6(3): 279-298.
- Beven, K., Freer, J., 2001. Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *Journal of Hydrology*, 249(1-4): 11-29.
- Beven, K.J., 2009. Comment on "Equifinality of formal (DREAM) and informal (GLUE) Bayesian approaches in hydrologic modeling?" by Jasper A. Vrugt, Cajo J. F. ter Braak, Hoshin V. Gupta and Bruce A. Robinson. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 23(7): 1059-1060.
- Blanchette, M., Rousseau, A., Poulin, M., Savary, S., Foulon, E., 2018. Long-term assessment of the impact of land cover changes on the hydrological services provided by wetlands. submitted.
- Blöschl, G., Montanari, A., 2010. Climate change impacts—throwing the dice? *Hydrological Processes*, 24(3): 374-381.
- Boer, G.J., Smith, D.M., Cassou, C., Doblas-Reyes, F., Danabasoglu, G., Kirtman, B., Kushnir, Y., Kimoto, M., Meehl, G.A., Msadek, R., Mueller, W.A., Taylor, K.E., Zwiers, F., Rixen, M., Ruprich-Robert, Y., Eade, R., 2016. The Decadal Climate Prediction Project (DCPP) contribution to CMIP6. *Geosci. Model Dev.*, 9(10): 3751-3777.
- Bonsal, B., Shabbar, A., 2008. Impacts of large-scale circulation variability on low streamflows over Canada: a review. *Canadian Water Resources Journal*, 33(2): 137-153.
- Bouda, M., Rousseau, A.N., Gumiere, S.J., Gagnon, P., Konan, B., Moussa, R., 2014. Implementation of an automatic calibration procedure for HYDROTEL based on prior OAT sensitivity and complementary identifiability analysis. *Hydrological Processes*, 28(12): 3947-3961.
- Bouda, M., Rousseau, A.N., Konan, B., Gagnon, P., Gumiere, S.J., 2012. Case study: Bayesian uncertainty analysis of the distributed hydrological model HYDROTEL. *Journal of Hydrologic Engineering*, 17(9): 1021-1032.
- Brodeur, C., Brassard, D., Dionne, N., Laberge, V., Labrecque, R., Trépanier, J., Turmel, P., 2012. Portrait des bassins versants de la Capitale, Organisme des bassins versants de la Capitale.
- Brodeur, C., Lewis, F., Huet-Alegre, E., Ksouri, Y., Leclerc, M.C., Viens, D., 2009a. Portrait du bassin de la rivière Saint-Charles, Conseil de bassin de la rivière Saint-Charles.

- Brodeur, C., Lewis, F., Huet Alegre, E., Ksouri, Y., Leclerc, M.C., Viens, D., 2009b. Portrait du bassin de la rivière Saint-Charles, Conseil du bassin versant de la rivière Saint-Charles.
- Burn, D.H., 2008. Climatic influences on streamflow timing in the headwaters of the Mackenzie River Basin. *Journal of Hydrology*, 352(1-2): 225-238.
- Burn, D.H., Aziz, O.I.A., Pietroniro, A., 2004a. A comparison of trends in hydrological variables for two watersheds in the Mackenzie River Basin. *Canadian Water Resources Journal*, 29(4): 283-298.
- Burn, D.H., Cunderlik, J.M., Pietroniro, A., 2004b. Hydrological trends and variability in the Liard River basin. *Hydrological Sciences Journal*, 49(1): 53-68.
- Burn, D.H., Hag Elnur, M.A., 2002. Detection of hydrologic trends and variability. *Journal of Hydrology*, 255(1-4): 107-122.
- Byun, H.R., Wilhite, D.A., 1999. Objective quantification of drought severity and duration. *Journal of Climate*, 12(9): 2747-2756.
- California Environmental Protection Agency, 2012. Total Maximum Daily Load Program.
- CCME, 2002. De la source au robinet, L'approche à barrières multiples pour de l'eau potable saine, Conseil canadien des ministres de l'environnement.
- CEHQ, 2011. Débit d'étiage aux station hydrométriques du Québec.
- CEHQ, 2012a. Niveau d'eau et débit.
- CEHQ, 2012b. Production de l'atlas 2012 illustrant les impacts des changements climatiques sur le régime hydrique des tributaires du fleuve Saint-Laurent à l'horizon 2050, Centre d'expertise hydrique.
- CEHQ, 2013a. Atlas hydroclimatique du Québec méridional - Impact des changements climatiques sur les régimes de crue, d'étiage et d'hydraulicité à l'horizon 2050, Québec.
- CEHQ, 2013b. Production de l'Atlas hydroclimatique du Québec méridional - Rapport technique, Centre d'expertise hydrique du Québec, Québec.
- CEHQ, 2015. Hydroclimatic Atlas of Southern Québec. The Impact of Climate Change on High, Low and Mean Flow Regimes for the 2050 horizon, Québec.
- CEHQ, 2017. Suivi hydrologique de différentes stations hydrométriques.
- CG Tarn, 2009. Plan de Gestion des Etiages du bassin versant du Tarn, Conseil général du Tarn.
- Chatry, C., Lafitte, J.-J., Loudière, D., d'Ornellas, C., 2009. Rapport d'expertise sur les étiages de la Garonne, Ministère de l'écologie, de l'énergie, du développement durable et de la mer (MEEDDM), et Ministère de l'alimentation, l'agriculture et de la pêche (MAAP).
- Choi, M., Jacobs, J.M., Anderson, M.C., Bosch, D.D., 2013. Evaluation of drought indices via remotely sensed data with hydrological variables. *Journal of Hydrology*, 476: 265-273.

- Clarke, L.E., Edmonds, J.A., Jacoby, H.D., Pitcher, H., Reilly, J.M., R., R., 2007. 2.1a of Synthesis and Assessment, Department of Energy, Office of Biological & Environmental Research, Washington DC.
- Cloke, H.L., Jeffers, C., Wetterhall, F., Byrne, T., Lowe, J., Pappenberger, F., 2010. Climate impacts on river flow: Projections for the Medway catchment, UK, with UKCP09 and CATCHMOD. *Hydrological Processes*, 24(24): 3476-3489.
- COBAMIL, 2012. Problème Prioritaire Approvisionnement en Eau Potable, Conseil des bassins versants des Mille-îles.
- COBAMIL, 2014. Problèmes prioritaires, orientations et objectifs du PDE de la zone de gestion intégrée de l'eau par bassins versants du COBAMIL, Conseil des bassins versants des Mille-îles, Sainte-Thérèse, Québec.
- COGEBY, 2010. Portrait du bassin versant de la rivière Yamaska., Conseil de gestion du bassin versant de la Yamaska (COGEBY).
- Collins, M., Knutti, R., Arblaster, J., Dufresne, J.-L., Fichet, T., Friedlingstein, P., Gao, X., Gutowski, W.J., Johns, T., Krinner, G., Shongwe, M., Tebaldi, C., Weaver, A.J., Wehner, M., 2013. Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility. In: Stocker, T.F. et al. (Eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, USA.
- Côté, B., Leconte, R., Trudel, M., 2013. Développement d'un prototype de système d'alerte aux faibles débits et aux prélèvements excessifs dans le bassin versant pilote de la rivière Yamaska, Université de Sherbrooke.
- CRDG, 2011. Inondation: oui! Mais sécheresses, oui aussi! Contrat de rivière Dyle-Gette.
- Cunderlik, J.M., Burn, D.H., 2004. Linkages between regional trends in monthly maximum flows and selected climatic variables. *Journal of Hydrologic Engineering*, 9(4): 246-256.
- Cunderlik, J.M., Simonovic, S.P., 2005. Erratum: Hydrological extremes in a southwestern Ontario river basin under future climate conditions (*Hydrological Sciences Journal* vol. 50 (4) (631-654)). *Hydrological Sciences Journal*, 50(6): 1175.
- Cunnane, C., 1978. Unbiased plotting positions — A review. *Journal of Hydrology*, 37(3): 205-222.
- Curtis, K.E., 2006. Determining the Hydrologic Seasons and Creating a Numerical Model of the Belgrad Lakes Watershed, Colby College.
- de Elia, R., Côté, H., 2010. Climate and climate change sensitivity to model configuration in the Canadian RCM over North America. *Meteorol. Z.*, 19(4): 325-339.
- de Wit, M.J.M., van de Hurk, B., Warmerdam, P.M.M., Torfs, P.J.J.F., Roulin, E., van Deursen, W.P.A., 2007. Impact of climate change on low-flows in the river Meuse. *Climatic Change*(82): 351-372.

- Deo, R.C., Byun, H.-R., Adamowski, J.F., Begum, K., 2016. Application of effective drought index for quantification of meteorological drought events: a case study in Australia. *Theoretical and Applied Climatology*: 1-21.
- Dobler, C., Hagemann, S., Wilby, R.L., Stötter, J., 2012. Quantifying different sources of uncertainty in hydrological projections in an Alpine watershed. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16(11): 4343-4360.
- Döll, P., Zhang, J., 2010. Impact of climate change on freshwater ecosystems: a global-scale analysis of ecologically relevant river flow alterations. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14(5): 783-799.
- Douglas, E.M., Vogel, R.M., Kroll, C.N., 2000. Trends in floods and low flows in the United States: Impact of spatial correlation. *Journal of Hydrology*, 240(1-2): 90-105.
- DREAL Midi-Pyrénées, 2013. Les plans de gestion des étiages.
- Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, V., 1992. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, 28(4): 1015-1031.
- Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, V.K., 1994. Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. *Journal of Hydrology*, 158(3-4): 265-284.
- Duan, Q.Y., Gupta, V.K., Sorooshian, S., 1993. Shuffled complex evolution approach for effective and efficient global minimization. *Journal of Optimization Theory and Applications*, 76(3): 501-521.
- Eau France, 2014. La Directive Cadre sur l'Eau.
- Ehret, U., Zehe, E., Wulfmeyer, V., Warrach-Sagi, K., Liebert, J., 2012. HESS Opinions "should we apply bias correction to global and regional climate model data?". *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(9): 3391-3404.
- Ehsanzadeh, E., Adamowski, K., 2007. Detection of trends in low flows across Canada. *Canadian Water Resources Journal*, 32(4): 251-264.
- Engeland, K., Hisdal, H., 2009. A comparison of low flow estimates in ungauged catchments using regional regression and the HBV-model. *Water Resources Management*, 23(12): 2567-2586.
- Environnement Canada, 2010. Données - Centre canadien de la modélisation et de l'analyse climatique.
- Environnement Canada, 2012. The hydrometric network.
- EPA, 2004. Understanding the Safe Drinking Water Act, Environmental Protection Agency.
- EPA, 2012. Overview of Impaired Waters and Total Maximum Daily Loads Program.
- Essex Region Source Protection Area, 2012. Clean Water Act.
- Falcone, J., 2011. GAGES-II: Geospatial Attributes of Gages for Evaluating Streamflow. In: Survey, U.S.G. (Ed.), Reston, Virginia.

- Fénart, P., 2011. Etude des Volumes Prélevables et identification des ressources stratégiques sur la Nappe de Dijon Sud - Phases 4 et 5: Détermination du débit d'objectif d'étiage, du volume prélevable et des objectifs de niveau de nappe, Syndicat du Bassin de la Vouge (SBV).
- Fiala, T., Ouarda, T.B.M.J., Hladný, J., 2010. Evolution of low flows in the Czech Republic. *Journal of Hydrology*, 393(3): 206-218.
- Fisher, J., Beven, K.J., 1996. Modelling of stream flow at Slapton Wood using topmodel within an uncertainty estimation framework. *Field Studies*, 8(4): 577-584.
- Fortin, J.-P., Turcotte, R., Massicotte, S., Moussa, R., Fitzback, J., 2001a. A distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data. Part 2: Application to the Chaudière watershed. *Journal of Hydrologic Engineering*, 6(2): 100-108.
- Fortin, J.-P., Turcotte, R., Massicotte, S., Moussa, R., Fitzback, J., Villeneuve, J.-P., 2001b. A distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data. Part I: Description of the model. *Journal of Hydrologic Engineering*, 6(2): 91-99.
- Fossey, M., Rousseau, A.N., 2016a. Assessing the long-term hydrological services provided by wetlands under changing climate conditions: A case study approach of a Canadian watershed. *Journal of Hydrology*, 541, Part B: 1287-1302.
- Fossey, M., Rousseau, A.N., 2016b. Can isolated and riparian wetlands mitigate the impact of climate change on watershed hydrology? A case study approach. *Journal of Environmental Management*.
- Fossey, M., Rousseau, A.N., 2016c. Can isolated and riparian wetlands mitigate the impact of climate change on watershed hydrology? A case study approach. *Journal of Environmental Management*, 184, Part 2: 327-339.
- Fossey, M., Rousseau, A.N., Bensalma, F., Savary, S., Royer, A., 2015. Integrating isolated and riparian wetland modules in the PHYSITEL/HYDROTEL modelling platform: Model performance and diagnosis. *Hydrological Processes*, 29(22): 4683-4702.
- Fossey, M., Rousseau, A.N., Savary, S., 2016. Assessment of the impact of spatio-temporal attributes of wetlands on stream flows using a hydrological modelling framework: A theoretical case study of a watershed under temperate climatic conditions. *Hydrological Processes*, 30(11): 1768-1781.
- Foulon, E., Rousseau, A.N., Gagnon, P., 2018. Development of a methodology to assess future trends in low flows at the watershed scale using solely climate data. *Journal of Hydrology*, 557(February): 774-790.
- Freer, J., Beven, K., Ambrose, B., 1996. Bayesian estimation of uncertainty in runoff prediction and the value of data: An application of the GLUE approach. *Water Resources Research*, 32(7): 2161-2173.
- Fu, C., James, A.L., Yao, H., 2015. Investigations of uncertainty in SWAT hydrologic simulations: A case study of a Canadian Shield catchment. *Hydrological Processes*, 29(18): 4000-4017.

- Fung, F., Lopez, A., New, M., 2011. Water availability in +2°C and +4°C worlds. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 369(1934): 99-116.
- Futter, M.N., Whitehead, P.G., Sarkar, S., Rodda, H., Crossman, J., 2015. Rainfall runoff modelling of the Upper Ganga and Brahmaputra basins using PERSiST. *Environmental Sciences: Processes and Impacts*, 17(6): 1070-1081.
- Gaborit, É., Ricard, S., Lachance-Cloutier, S., Anctil, F., Turcotte, R., 2015. Comparing global and local calibration schemes from a differential split-sample test perspective. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 52(11): 990-999.
- Gariépy, S., Rousseau, A.N., Brun, A., 2006. La gestion de l'eau par bassin versant aux États-Unis: entre incitatifs législatifs et intérêts des usagers. In: Brun, A., Lasserre, F. (Eds.), *Les politiques de l'eau, grands principes et réalités locales*. Presse de l'Université du Québec, pp. 69-90.
- Ge, S., Yang, D., Kane, D.L., 2012. Yukon River Basin long-term (1977-2006) hydrologic and climatic analysis. *Hydrological Processes*, 27(17): 2475-2484.
- Giddings, L., Soto, M., Rutherford, B.M., Maarouf, A., 2005. Standardized precipitation index zones for México. *Atmosfera*, 18(1): 33-56.
- GIEC, 2007. Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, Genève, Suisse.
- Gilbert, R.O., 1987. *Statistical Methods for Environmental Pollution Monitoring*, NY.
- Girard, G., 1970. Un modèle mathématique pour crues de fonte de neige et son application au Québec. *Cahiers ORSTOM. Série Hydrologie*, 7(1): 3-36.
- Gleckler, P.J., Taylor, K.E., Doutriaux, C., 2008. Performance metrics for climate models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D6): n/a-n/a.
- Gouvernement du Québec, 2012. *Stratégie de protection et de conservation des sources destinées à l'alimentation en eau potable*, Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs, Québec.
- Grillakis, M.G., Koutroulis, A.G., Tsanis, I.K., 2011. Climate change impact on the hydrology of Spencer Creek watershed in Southern Ontario, Canada. *Journal of Hydrology*, 409(1): 1-19.
- Guay, C., Minville, M., Braun, M., 2015. A global portrait of hydrological changes at the 2050 horizon for the province of Québec. *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques*, 40(3): 285-302.
- Guivarch, C., Rozenberg, J., 2013. Les nouveaux scénarios socio-économiques pour la recherche sur le changement climatique. *Pollution Atmosphérique, Numéro Spécial Climat*: 9.

- Gupta, H.V., Kling, H., Yilmaz, K.K., Martinez, G.F., 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1-2): 80-91.
- Hagedorn, R., Doblas-Reyes, F.J., Palmer, T.N., 2005. The rationale behind the success of multi-model ensembles in seasonal forecasting – I. Basic concept. *Tellus A*, 57(3): 219-233.
- Hamed, K.H., RamachandraRao, A., 1998. A Modified Mann-Kendall Test for Autocorrelated Data. *Journal of Hydrology*, 204(1-4).
- Hartigan, J.A., Wong, M.A., 1979. Algorithm AS 136: A K-Means Clustering Algorithm. *Journal of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics)*, 28(1): 100-108.
- Hawkins, E., Sutton, R., 2011. The potential to narrow uncertainty in projections of regional precipitation change. *Climate Dynamics*, 37(1): 407-418.
- Heddinghaus, T.R., Sabol, P., 1991. A Review of the Palmer Drought Severity Index and Where Do We Go from Here?, Proc. 7th Conf. On Applied Climatol, September 10-13. American Meteorological Society, Boston, Massachusetts, pp. 242-246.
- Hill, A.B., 1965. The Environment and Disease: Association or Causation? *Proceedings of the Royal Society of Medicine*, 58(5): 295-300.
- Hirabayashi, Y., Kanae, S., Emori, S., Oki, T., Kimoto, M., 2008. Global projections of changing risks of floods and droughts in a changing climate. *Hydrological Sciences Journal*, 53(4): 754-772.
- Hodgkins, G.A., Dudley, R.W., Huntington, T.G., 2005. Summer low flows in New England during the 20th Century. *Journal of the American Water Resources Association*, 41(2): 403-412.
- Huang, X., Zhao, J., Li, W., Jiang, H., 2014. Impact of climatic change on streamflow in the upper reaches of the Minjiang River, China. *Hydrological Sciences Journal*, 59(1): 154-164.
- Huard, D., 2010. *Tributaires du St-Laurent - Documentation Release 0.2*, Ouranos.
- Hutchinson, M.F., McKenney, D.W., Lawrence, K., Pedlar, J.H., Hopkinson, R.F., Milewska, E., Papadopol, P., 2009. Development and testing of Canada-wide interpolated spatial models of daily minimum-maximum temperature and precipitation for 1961-2003. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(4): 725-741.
- Igor, S., 1993. World fresh water resources. In: Pether H., G. (Ed.), *Water in Crisis: A Guide to the World's Fresh Water Resources*. Oxford University Press, New York.
- Institut de la statistique du Québec, 2015. *Profils statistiques par région et MRC géographiques*.
- Institution Adour, 2011. *Suivi des étiages 2010 et 2011 - Evolution interannuelle 2003-2011*, Institution Adour.
- IPCC, 2013. *Definition of Terms Used Within the DDC Pages*.
- IPCC, 2014a. *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of*

- the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC, 2014b. Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC, Geneva, Switzerland.
- IRSTEA, 2012. Projet Imagine2030- Climat et aménagement de la Garonne: quelles incertitudes sur la ressource en eau en 2030? Institut national de recherche en sciences et technologies pour l'environnement et l'agriculture.
- Jiménez Cisneros, B.E., Oki, T., Arnell, N.W., Benito, G., Cogley, J.G., Doll, P., Jiang, T., Mwakalila, S.S., 2014. Freshwater resources. In: Field, C.B. et al. (Eds.), Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 229-269.
- Journal Officiel des Communautés Européennes, 2000. Directive 2000/60/CE du Parlement Européen et du conseil du 23 octobre 2000 établissant un cadre pour une politique communautaire dans le domaine de l'eau, JO C L 327, 22.12.2000, pp. 1-73.
- Karyn, T., Williams, J.W., 2010. Globally downscaled climate projections for assessing the conservation impacts of climate change. *Ecological Applications*, 20(2): 554-565.
- Kaser, G., Osmaston, H., 2002. Tropical Glaciers, UNESCO International Hydrological Series, Cambridge.
- Kateka, N.V., 2012. SUMMER 2, 2012 - CAS MA 116, Statistics II - Lecture 5.3.
- Kendall, M.G., 1938. A New Measure of Rank Correlation. *Biometrika*, 30(1/2): 81-93.
- Kendall, M.G., 1975. Rank Correlation Methods. Charles Griffin, London.
- Keyantash, J., Dracup, J.A., 2002. The quantification of drought: an evaluation of drought indices. *Bulletin of the American Meteorology Society*(83): 1167-1180.
- Khalili, M., Brissette, F., Leconte, R., 2011. Effectiveness of Multi-Site Weather Generator for Hydrological Modeling. *Journal of the American Water Resources Association*, 47(2): 303-314.
- Khaliq, M.N., Ouarda, T.B.M.J., Gachon, P., 2009. Identification of temporal trends in annual and seasonal low flows occurring in Canadian rivers: The effect of short- and long-term persistence. *Journal of Hydrology*, 369(1): 183-197.
- Khattak, M.S., Babel, M.S., Sharif, M., 2011. Hydro-meteorological trends in the upper Indus River basin in Pakistan. *Climate Research*, 46(2): 103-119.
- Kingston, D.G., Thompson, J.R., Kite, G., 2011. Uncertainty in climate change projections of discharge for the Mekong River Basin. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15(5): 1459-1471.
- Klein, I.M., Rousseau, A.N., Frigon, A., Freudiger, D., Gagnon, P., 2016. Development of a methodology to evaluate probable maximum snow accumulation (PMSA) under changing climate conditions: Application to southern Queec. *Journal of Hydrology*.

- Klemeš, V., 1986. Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal*, 31(1): 13-24.
- Koenker, R., 2005. Quantile regression. *Quantile Regression*, 1-349 pp.
- Kour, R., Patel, N., Krishna, A.P., 2016. Assessment of temporal dynamics of snow cover and its validation with hydro-meteorological data in parts of Chenab Basin, western Himalayas. *Science China Earth Sciences*, 59(5): 1081-1094.
- Krause, P., Boyle, D.P., Bäse, F., 2005. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Adv. Geosci.*, 5: 89-97.
- Kundzewicz, Z.W., Kanae, S., Seneviratne, S.I., Handmer, J., Nicholls, N., Peduzzi, P., Mechler, R., Bouwer, L.M., Arnell, N., Mach, K., Muir-Wood, R., Brakenridge, G.R., Kron, W., Benito, G., Honda, Y., Takahashi, K., Sherstyukov, B., 2014. Flood risk and climate change: global and regional perspectives. *Hydrological Sciences Journal*, 59(1): 1-28.
- Kundzewicz, Z.W., Mata, L.J., Arnell, N.W., Döll, P., Kabat, P., Jiménez, B., Miller, K.A., Oki, T., Sen, Z., Shiklomanov, I.A., 2007. Freshwater resources and their management. In: Parry, M.L., Canziani, O.F., Palutikof, J.P., van der Linden, P.J., Hanson, C.E. (Eds.), *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 173-210.
- Labbé, J., Fournier, R., Théau, J., 2011. Documentation et sélection des bassins versants à l'étude, Université de Sherbrooke.
- Lambert, S.J., Boer, G.J., 2001. CMIP1 evaluation and intercomparison of coupled climate models. *Climate Dynamics*, 17(2): 83-106.
- Landsberg, H.E., 1982. Climatic aspects of drought. *Bulletin of the American Meteorological Society*(63): 593-596.
- Lang Delus, C., Freyeruth, A., Gille, E., François, D., 2006. Le dispositif PRESAGES (PREvisions et Simulations pour l'Annonce et la Gestion des Etiages Sévères) : des outils pour évaluer et prévoir les étiages. *Géocarrefour*, 81(1): 15-24.
- Laurion, I., Rousseau, A.N., Cholmani, K., Drogui, P., Bourget, S., Warren, A., Drevnik, P., 2009. Mémoire sur la situation des lacs au Québec en regard des cyanobactéries, Centre Eau, Terre et Environnement, Institut national de la recherche scientifique, INRS-ETE, Québec, PQ.
- Lefavre, D., 2005. Effet des changements climatiques sur les niveaux d'eau du fleuve Saint-Laurent entre Montréal et Québec : Projections pour les années 2050, Pêches et Océans Canada, Direction des sciences océaniques, Institut Maurice-Lamontagne.
- Lettenmaier, D.P., Wood, E.F., Wallis, J.R., 1994. Hydro-climatological trends in the continental United States. *Journal of Climate*(7): 586-607.

- Li, C.Z., Zhang, L., Wang, H., Zhang, Y.Q., Yu, F.L., Yan, D.H., 2012. The transferability of hydrological models under nonstationary climatic conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(4): 1239-1254.
- Li, F., Zhang, G., Xu, Y.J., 2014. Spatiotemporal variability of climate and streamflow in the Songhua River Basin, northeast China. *Journal of Hydrology*, 514: 53-64.
- Li, Z., Liu, W.Z., Zhang, X.C., Zheng, F.L., 2009. Impacts of land use change and climate variability on hydrology in an agricultural catchment on the Loess Plateau of China. *Journal of Hydrology*, 377(1-2): 35-42.
- Ling, H., Xu, H., Fu, J., 2013. High- and low-flow variations in annual runoff and their response to climate change in the headstreams of the Tarim River, Xinjiang, China. *Hydrological Processes*, 27(7): 975-988.
- Linhoss, A., Muñoz-Carpena, R., Kiker, G., Hughes, D., 2013. Hydrologic modeling, uncertainty, and sensitivity in the okavango basin: Insights for scenario assessment. *Journal of Hydrologic Engineering*, 18(12): 1767-1778.
- Lins, H.F., Slack, J.R., 1999. Streamflow trends in the United States. *Geophysical Research Letters*, 26(2): 227-230.
- Liu, L., Hong, Y., Bednarczyk, C.N., Yong, B., Shafer, M.A., Riley, R., Hocker, J.E., 2012. Hydro-Climatological Drought Analyses and Projections Using Meteorological and Hydrological Drought Indices: A Case Study in Blue River Basin, Oklahoma. *Water Resources Management*, 26(10): 2761-2779.
- Livezey, R.E., Chen, W.Y., 1983. Statistical Field Significance and its Determination by Monte Carlo Techniques. *Monthly Weather Review*, 111(1): 46-59.
- Lopez, A., Fung, F., New, M., Watts, G., Weston, A., Wilby, R.L., 2009. From climate model ensembles to climate change impacts and adaptation: A case study of water resource management in the southwest of England. *Water Resources Research*, 45(8).
- Ludwig, R., May, I., Turcotte, R., Vescovi, L., Braun, M., Cyr, J.F., Fortin, L.G., Chaumont, D., Biner, S., Chartier, I., Caya, D., Mauser, W., 2009. The role of hydrological model complexity and uncertainty in climate change impact assessment. *Advances in Geosciences*, 21: 63-71.
- Mann, H.B., 1945. Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, 13(3): 245-259.
- Mann, H.B., Whitney, D.R., 1947. On a Test of Whether one of Two Random Variables is Stochastically Larger than the Other. *Ann. Math. Statist.*, 18(1): 50-60.
- Masih, I., Uhlenbrook, S., Maskey, S., Smakhtin, V., 2011. Streamflow trends and climate linkages in the Zagros Mountains, Iran. *Climatic Change*, 104(2): 317-338.
- Mavrommatis, T., Voudouris, K., 2007. Relationships between hydrological parameters using correlation and trend analysis, Crete island, Greece. *Journal of Environmental Hydrology*, 15: 1-13.

- McKee, T.B., Doeskin, N.J., Kleist, J., 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales, Proc. 8th Conf. on Applied Climatology, January 17-22. American Meteorological Society, Boston, Massachusetts,, pp. 179-184.
- McKee, T.B., Doeskin, N.J., Kleist, J., 1995. Drought monitoring with multiple time scales, Proc. 9th Conf. on Applied Climatology, January 15-20. American Meteorological Society, Boston, Massachusetts, pp. 233-236.
- MDDELCC, 1999. La gestion de l'eau au Québec, Québec, Canada, pp. 76.
- MDDELCC, 2014. Rapport sur l'état de l'eau et des écosystèmes aquatiques.
- MDDELCC, 2015. Guide de conception des installations de production d'eau potable, ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques Québec.
- MDDELCC, 2016. Bilan de la qualité de l'eau potable au Québec 2010-2014.
- MDDEP, 2007. Calcul et interprétation des objectifs environnementaux de rejet pour les contaminants en milieu aquatique. Québec, ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs, Direction du suivi de l'état de l'environnement,, pp. 56 et annexes.
- MDDEP, 2011. Rapport d'analyse environnementale concernant la demande de modification du décret numéro 504-2010 du 16 juin 2010 relatif à la soustraction du projet d'excavation d'un haut-fond dans la rivière des Mille Îles sur le territoire des villes de Deux-Montagnes et de Laval, de la procédure d'évaluation et d'examen des impacts sur l'environnement et la délivrance d'un certificat d'autorisation au ministre du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs, agissant par le Centre d'expertise hydrique du Québec., Gouvernement du Québec.
- Mearns, L.O., Arritt, R., Biner, S., Bukovsky, M.S., McGinnis, S., Sain, S., Caya, D., Correia, J., Flory, D., Gutowski, W., Takle, E.S., Jones, R., Leung, R., Moufouma-Okia, W., McDaniel, L., Nunes, A.M.B., Qian, Y., Roads, J., Sloan, L., Snyder, M., 2012. The North American Regional Climate Change Assessment Program: Overview of Phase I Results. Bulletin of the American Meteorological Society, 93(9): 1337-1362.
- Meehl, G.A., Covey, C., Taylor, K.E., Delworth, T., Stouffer, R.J., Latif, M., McAvaney, B., Mitchell, J.F.B., 2007a. The WCRP CMIP3 Multimodel Dataset: A New Era in Climate Change Research. Bulletin of the American Meteorological Society, 88(9): 1383-1394.
- Meehl, G.A., Stocker, T.F., Collins, W.D., Friedlingstein, P., Gaye, A.T., Gregory, J.M., Kitoh, A., Knutti, R., Murphy, J.M., Noda, A., Raper, S.C.B., Watterson, I.G., Weaver, A.J., Zhao, Z.-C., 2007b. Global Climate Projections. In: Solomon, S. et al. (Eds.), Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Minnesota Pollution Control Agency, 2006. Lower Minnesota River Dissolved Oxygen TMDL Implementation Plan.

- Minville, M., Brissette, F., Krau, S., Leconte, R., 2009. Adaptation to climate change in the management of a Canadian water-resources system exploited for hydropower. *Water Resources Management*, 23(14): 2965-2986.
- Minville, M., Brissette, F., Leconte, R., 2008. Uncertainty of the impact of climate change on the hydrology of a nordic watershed. *Journal of Hydrology*, 358(1): 70-83.
- Mishra, A.K., Singh, V.P., 2010. A review of drought concepts. *Journal of Hydrology*, 391(1-2): 202-216.
- Mockler, E.M., Chun, K.P., Sapriza-Azuri, G., Bruen, M., Wheeler, H.S., 2016. Assessing the relative importance of parameter and forcing uncertainty and their interactions in conceptual hydrological model simulations. *Advances in Water Resources*, 97: 299-313.
- Moriasi, D.N., Arnold, J.G., VanLiew, M.W., Bingner, R.L., Harmel, R.D., Veith, T.L., 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*, 50(3): 885-900.
- Morin, P., Boulanger, F., 2005. Portrait de l'environnement du bassin versant de la rivière Bécancour, *Envir-Action pour le Groupe de concertation du bassin de la rivière Bécancour (GROBEC)*, Plessiville, Québec, Canada.
- Moss, R.H., Edmonds, J.A., Hibbard, K.A., Manning, M.R., Rose, S.K., van Vuuren, D.P., Carter, T.R., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., Meehl, G.A., Mitchell, J.F.B., Nakicenovic, N., Riahi, K., Smith, S.J., Stouffer, R.J., Thomson, A.M., Weyant, J.P., Wilbanks, T.J., 2010a. The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463: 747.
- Moss, R.H., Edmonds, J.A., Hibbard, K.A., Manning, M.R., Rose, S.K., van Vuuren, D.P., Carter, T.R., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., Meehl, G.A., Mitchell, J.F.B., Nakicenovic, N., Riahi, K., Smith, S.J., Stouffer, R.J., Thomson, A.M., Weyant, J.P., Wilbanks, T.J., 2010b. The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463(7282): 747-756.
- Mpelasoka, F.S., Chiew, F.H.S., 2009. Influence of rainfall scenario construction methods on runoff projections. *Journal of Hydrometeorology*, 10: 1168-1183.
- Mugunthan, P., Shoemaker, C.A., 2006. Assessing the impacts of parameter uncertainty for computationally expensive groundwater models. *Water Resources Research*, 42(10).
- Murray, S.J., Foster, P.N., Prentice, I.C., 2012. Future global water resources with respect to climate change and water withdrawals as estimated by a dynamic global vegetation model. *Journal of Hydrology*, 448-449(Supplement C): 14-29.
- Music, B., Caya, D., 2007. Evaluation of the Hydrological Cycle over the Mississippi River Basin as Simulated by the Canadian Regional Climate Model (CRCM). *Journal of Hydrometeorology*, 8(5): 969-988.
- Nakaegawa, T., Kitoh, A., Hosaka, M., 2013. Discharge of major global rivers in the late 21st century climate projected with the high horizontal resolution MRI-AGCMs. *Hydrological Processes*, 27(23): 3301-3318.

- Nakicenovic, N., Swart, R., et al., 2000. IPCC special report on emissions scenarios : a special report of Working Group III of the IPCC, Cambridge, UK.
- Nantel, E., 2006. Elaboration d'une méthode d'estimation des vulnérabilités historiques des approvisionnements en eau potable au Québec. Maîtrise Thesis, INRS, Québec, 134 pp.
- Nearing, G.S., Tian, Y., Gupta, H.V., Clark, M.P., Harrison, K.W., Weijs, S.V., 2016. A philosophical basis for hydrological uncertainty. *Hydrological Sciences Journal*, 61(9): 1666-1678.
- Noël, P., Rousseau, A.N., Paniconi, C., Nadeau, D.F., 2014. An algorithm for delineating and extracting hillslopes and hillslope width functions from gridded elevation data. *Journal of Hydrologic Engineering*, 19(2): 366-374.
- Novotny, E.V., Stefan, H.G., 2007. Streamflow in Minnesota: Indicator of climate change. *Journal of Hydrology*, 334(3-4): 319-333.
- Okazaki, A., Yeh, P.J.F., Yoshimura, K., Watanabe, M., Kimoto, M., Oki, T., 2012. Changes in Flood Risk under Global Warming Estimated Using MIROC5 and the Discharge Probability Index. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 90(4): 509-524.
- OMS, 2017. Eau, aide-mémoire N°391.
- Onema, 2010. Les temps forts 2009 de l'Onema, Office national de l'eau et des milieux aquatiques, Onema, 94300 Vincennes.
- Oreiller, M., Nadeau, D.F., Minville, M., Rousseau, A.N., 2013. Modelling snow water equivalent and spring runoff in a boreal watershed, James Bay, Canada. *Hydrological Processes*.
- Orlowsky, B., Seneviratne, S.I., 2013. Elusive drought: uncertainty in observed trends and short- and long-term CMIP5 projections. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17(5): 1765-1781.
- Ouranos, 2016. Bilan hydrologique des rivières Saint-Charles et Montmorency dans un contexte de changements climatiques.
- Palmer, T.N., Doblus-Reyes, F.J., Hagedorn, R., Alessandri, A., Gualdi, S., Andersen, U., Feddersen, H., Cantelaube, P., Terres, J.-M., Davey, M., Graham, R., Délécluse, P., Lazar, A., M. Déqué, Guérémy, J.-F., Díez, E., Orfila, B., Hoshen, M., Morse, A.P., Keenlyside, N., Latif, M., Maisonnavé, E., Rogel, P., Marletto, V., Thomson, M.C., 2004. Development of a European multimodel ensemble system for seasonal-to-interannual prediction (DEMETER). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(6): 853-872.
- Palmer, W., 1965. *Meteorological Drought*, US weather Bureau, Washington DC.
- Paltineanu, C., Mihailescu, I.F., Prefac, Z., Dragota, C., Vasenciuc, F., Claudia, N., 2009. Combining the standardized precipitation index and climatic water deficit in characterizing droughts: A case study in Romania. *Theoretical and Applied Climatology*, 97(3-4): 219-233.
- Paltineanu, C., Mihailescu, I.F., Seceleanu, I., Dragota, C., Vasenciuc, F., 2007. Using aridity indexes to describe some climate and soil features in Eastern Europe: a Romanian case study. *Theoretical and Applied Climatology*, 90(3-4): 263-274.

- Pandey, R.P., Dash, B.B., Mishra, S.K., Singh, R., 2008. Study of indices for drought characterization in KBK districts in Orissa (India). *Hydrological Processes*, 22(12): 1895-1907.
- Paquin, D., 2010. Evaluation du MRCC4 en passé récent (1961-1999), Ouranos, Equipe Simulations climatiques.
- Parlement Européen, 2000. Directive 2000/60/CE du Parlement Européen et du Conseil du 23 octobre 2000 établissant un cadre pour une politique communautaire dans le domaine de l'eau. In: Européen, P. (Ed.), JO C L 327, 22.12.2000, Journal Officiel des Communautés Européennes, pp. 1-73.
- PCMDI, 2016. CMIP5 Coupled Model Intercomparison Project.
- Poirier, C., Fortier Filion, T.C., Turcotte, R., Lacombe, P., 2012. Apports verticaux journaliers estimés de 1900 à 2010, Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ), Direction de l'expertise hydrique, Québec.
- Poulin, A., Brissette, F., Leconte, R., Arsenault, R., Malo, J.S., 2011. Uncertainty of hydrological modelling in climate change impact studies in a Canadian, snow-dominated river basin. *Journal of Hydrology*, 409(3-4): 626-636.
- Prada, A.F., Chu, M.L., Guzman, J.A., 2016. Probabilistic approach to modeling under changing scenarios, 2016 American Society of Agricultural and Biological Engineers Annual International Meeting, ASABE 2016.
- Québec, 2014. Règlement sur le prélèvement des eaux et leur protection, chapitre Q-2, r. 35.2.
- Quilbé, R., Rousseau, A.N., Moquet, J.S., Trinh, N.B., Dibike, Y., Gachon, P., Chaumont, D., 2008. Assessing the effect of climate change on river flow using general circulation models and hydrological modeling - Application to the Chaudière River (Québec, Canada). *Canadian Water Resources Journal*, 33(1): 73-94.
- Raimbault, A., Poulin, M.B., Cimon-Morin, J., 2016. Carte d'occupation du sol du bassin versant de la rivière Saint-Charles pour l'année 2014. Université Laval, Québec, Canada.
- Randall, D.A., Wood, R.A., Bony, S., Colman, R., Fichet, T., Fyfe, J., Kattsov, V., Pitman, A., Shukla, J., Srinivasan, J., J., S.R., Sumi, A., Taylor, K.E., 2007. Climate models and their evaluation. In: Solomon, S. et al. (Eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 589-662.
- Raupach, M.R., Marland, G., Ciais, P., Le Quéré, C., Canadell, J.G., Klepper, G., Field, C.B., 2007. Global and regional drivers of accelerating CO₂ emissions. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 104(24): 10288-10293.
- Renard, B., Lang, M., Bois, P., Dupeyrat, A., Mestre, O., Niel, H., Sauquet, E., Prudhomme, C., Parey, S., Paquet, E., Neppel, L., Gailhard, J., 2008. Regional methods for trend detection: Assessing field significance and regional consistency. *Water Resources Research*, 44(8): n/a-n/a.

- Riahi, K., Rao, S., Krey, V., Cho, C., Chirkov, V., Fischer, G., Kindermann, G., Nakicenovic, N., Rafaj, P., 2011. RCP 8.5—A scenario of comparatively high greenhouse gas emissions. *Climatic Change*, 109(1): 33.
- Ricard, S., Bourdillon, R., Roussel, D., Turcotte, R., 2013. Global calibration of distributed hydrological models for large-scale applications. *Journal of Hydrologic Engineering*, 18(6): 719-721.
- Ricard, S., Lachance-Cloutier, S., Turcotte, R., 2012. Impact des changements climatiques sur l'hydrologie au Québec.
- Roche, 2010. État de la situation du bassin versant de la prise d'eau de la rivière Saint-Charles., Roche ltée, Groupe-conseil.
- Roche, 2014. État de la situation du bassin versant de la prise d'eau de la rivière Saint-Charles, Roche ltée, Groupe-conseil.
- Roche, M.F., 1986. Dictionnaire français d'hydrologie de surface. Masson.
- Romanowicz, R.J., Beven, K., Tawn, J.A., 1994. Evaluation of predictive uncertainty in nonlinear hydrological models using a Bayesian Approach. In: Barnett, V., Turkman, F. (Eds.), *Statistics for the Environment, Water Related Issues (Volume 2)*. John Wiley & Sons, pp. 297-318.
- Roudier, P., 2008. Vulnérabilité des ressources en eau superficielle d'un bassin soudano-sahélien dans un contexte de changement climatique: approche par indicateurs. Master 2 Risques Naturels Thesis, Ecole Nationale du Génie de l'Eau et de l'Environnement de Strasbourg (ENGEES), 94 pp.
- Rousseau, A.N., Fortin, J.P., Turcotte, R., Royer, A., Savary, S., Quévry, F., Noël, P., Paniconi, C., 2011. PHYSITEL, a specialized GIS for supporting the implementation of distributed hydrological models. *Water News, Official Magazine of CWRA – Canadian Water Resources Association*, 31(1): 18-20.
- Rousseau, A.N., Klein, I.M., Freudiger, D., Gagnon, P., Frigon, A., Ratté-Fortin, C., 2014. Development of a methodology to evaluate probable maximum precipitation (PMP) under changing climate conditions: Application to southern Quebec, Canada. *Journal of Hydrology*, 519(PD): 3094-3109.
- Rousseau, A.N., Mailhot, A., Slivitzky, M., Villeneuve, J.-P., Rodriguez, M.J., Bourque, A., 2004. Usages et approvisionnement en eau dans le sud du Québec. Niveau des connaissances et axes de recherche à privilégier dans une perspective de changements climatiques. *Revue canadienne des ressources hydriques*, 29(2): 14.
- Rousseau, A.N., Savary, S., Fossey, M., 2013a. Modélisation hydrologique des milieux humides dans les basses-terres du Saint-Laurent - Activité en vulnérabilité, impacts et adaptation PACC 26, Institut national de la recherche scientifique, INRS-Ete, Québec, QC.
- Rousseau, A.N., Savary, S., Hallema, D.W., Gumière, S.J., Foulon, E., 2013b. Modeling the effects of agricultural BMPs on sediments, nutrients and water quality of the Beaurivage River watershed (Quebec, Canada). *Canadian Water Resources Journal*, 38(2): 99-120.

- Salou, B.I.G., 2009. Estimation des apports au lac Saint-Charles à l'aide du modèle hydrologique SWAT, Université Laval, 64 pp.
- Santhi, C., Arnold, J.G., Williams, J.R., Dugas, W.A., Srinivasan, R., Hauck, L.M., 2001. Validation of the SWAT model on a large river basin with point and nonpoint sources. *Journal of the American Water Resources Association*, 37(5): 1169-1188.
- Savary, S., Rousseau, A.N., Quilbé, R., 2009. Assessing the effects of historical land cover changes on runoff and low flows using remote sensing and hydrological modeling. *Journal of Hydrologic Engineering*, 14(6): 575-587.
- Schewe, J., Heinke, J., Gerten, D., Haddeland, I., Arnell, N.W., Clark, D.B., Dankers, R., Eisner, S., Fekete, B.M., Colón-González, F.J., Gosling, S.N., Kim, H., Liu, X., Masaki, Y., Portmann, F.T., Satoh, Y., Stacke, T., Tang, Q., Wada, Y., Wisser, D., Albrecht, T., Frieler, K., Piontek, F., Warszawski, L., Kabat, P., 2014. Multimodel assessment of water scarcity under climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(9): 3245-3250.
- Seiller, G., Anctil, F., Perrin, C., 2012. Multimodel evaluation of twenty lumped hydrological models under contrasted climate conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(4): 1171-1189.
- Shoaib, S.A., Marshall, L., Sharma, A., 2016. A metric for attributing variability in modelled streamflows. *Journal of Hydrology*, 541: 1475-1487.
- Smakhtin, V.U., 2001. Low flow hydrology: A review. *Journal of Hydrology*(240): 136-147.
- Souvignet, M., Laux, P., Freer, J., Cloke, H., Thinh, D.Q., Thuc, T., Cullmann, J., Nauditt, A., Flügel, W.A., Kunstmann, H., Ribbe, L., 2013. Recent climatic trends and linkages to river discharge in Central Vietnam. *Hydrological Processes*, Early View(Published online before inclusion in an issue).
- Stahl, K., Hisdal, H., Hannaford, J., Tallaksen, L.M., van Lanen, H.A.J., Sauquet, E., Demuth, S., Fendekova, M., Jódar, J., 2010. Streamflow trends in Europe: evidence from a dataset of near-natural catchments. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14(12): 2367-2382.
- Staudinger, M., Stahl, K., Seibert, J., Clark, M.P., Tallaksen, L.M., 2011. Comparison of hydrological model structures based on recession and low flow simulations. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15(11): 3447-3459.
- Sushama, L., Laprise, R., Caya, D., Frigon, A., Slivitzky, M., 2006. Canadian RCM projected climate-change signal and its sensitivity to model errors. *International Journal of Climatology*, 26(15): 2141-2159.
- Svensson, C., Kundzewicz, W.Z., Maurer, T., 2005. Trend detection in river flow series: 2. Flood and low-flow index series / Détection de tendance dans des séries de débit fluvial: 2. Séries d'indices de crue et d'étiage. *Hydrological Sciences Journal*, 50(5): null-824.
- Tallaksen, L.M., Van Lanen, H.A.J., 2004. Hydrological drought: processes and estimation methods for streamflow and groundwater, *Developments in Water Science*, Elsevier Science B.V. The Netherlands.

- Tang, Q., Lettenmaier, D.P., 2012. 21st century runoff sensitivities of major global river basins. *Geophysical Research Letters*, 39(6): n/a-n/a.
- Taylor, K.E., Stouffer, R.J., Meehl, G.A., 2012. An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4): 485-498.
- Teng, J., Vaze, J., Chiew, F.H.S., Wang, B., Perraud, J.-M., 2012. Estimating the Relative Uncertainties Sourced from GCMs and Hydrological Models in Modeling Climate Change Impact on Runoff. *Journal of Hydrometeorology*, 13(1): 122-139.
- Thériault, R., Beauséjour, S., 2012. Geological map of Québec. Gouvernement du Québec.
- Thomson, A.M., Calvin, K.V., Smith, S.J., Kyle, G.P., Volke, A., Patel, P., Delgado-Arias, S., Bond-Lamberty, B., Wise, M.A., Clarke, L.E., Edmonds, J.A., 2011. RCP4.5: a pathway for stabilization of radiative forcing by 2100. *Climatic Change*, 109(1): 77.
- Tian, P., Zhao, G.J., Li, J., Tian, K., 2011. Extreme value analysis of streamflow time series in Poyang Lake Basin, China. *Water Science and Engineering*, 4(2): 121-132.
- Todd, M.C., Taylor, R.G., Osborn, T.J., Kingston, D.G., Arnell, N.W., Gosling, S.N., 2011. Uncertainty in climate change impacts on basin-scale freshwater resources – preface to the special issue: the QUEST-GSI methodology and synthesis of results. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15(3): 1035-1046.
- Tolson, B.A., Shoemaker, C.A., 2007. Dynamically dimensioned search algorithm for computationally efficient watershed model calibration. *Water Resources Research*, 43(1).
- Tolson, B.A., Shoemaker, C.A., 2008. Efficient prediction uncertainty approximation in the calibration of environmental simulation models. *Water Resources Research*, 44(4).
- Trudel, M., Doucet-Généreux, P.L., Leconte, R., Côté, B., 2016. Vulnerability of water demand and aquatic habitat in the context of climate change and analysis of a no-regrets adaptation strategy: Study of the Yamaska River Basin, Canada. *Journal of Hydrologic Engineering*, 21(2).
- Turcotte, R., Fortin, J.P., Rousseau, A.N., Massicotte, S., Villeneuve, J.P., 2001. Determination of the drainage structure of a watershed using a digital elevation model and a digital river and lake network. *Journal of Hydrology*, 240(3-4): 225-242.
- Turcotte, R., Fortin, L.G., Fortin, V., Fortin, J.P., Villeneuve, J.P., 2007a. Operational analysis of the spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Québec, Canada. *Nordic Hydrology*, 38(3): 211-234.
- Turcotte, R., Lacombe, P., Dimnik, C., Villeneuve, J.P., 2004. Distributed hydrological prediction for the management of Quebec's public dams. *Canadian J. of Civil Engineering*, 31(2): 308-320.
- Turcotte, R., Rousseau, A.N., Fortin, J.-P., Villeneuve, J.-P., 2003. Development of a process-oriented, multiple-objective, hydrological calibration strategy accounting for model structure. In: Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, H., Rousseau, A.N., Turcotte, R. (Eds.),

- Advances in Calibration of Watershed Models. Water Science & Application. American Geophysical Union (AGU), Washington, USA, pp. 153-163.
- Turcotte, R., Rousseau, A.N., Fortin, J.P., Fortin, V., Villeneuve, J.P., 2007b. Operational analysis of the spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Quebec, Canada. *Nordic Hydrology*, 38(3): 211-234.
- United States Census Bureau, 2017. International Data Base.
- Van Liew, M.W., Arnold, J.G., Garbrecht, J.D., 2003. Hydrologic simulation on agricultural watersheds: Choosing between two models. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 46(6): 1539-1551.
- Van Loon, A.F., Van Lanen, H.A.J., 2012. A process-based typology of hydrological drought. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16(7): 1915-1946.
- Velázquez, J.A., Schmid, J., Ricard, S., Muerth, M.J., Gauvin St-Denis, B., Minville, M., Chaumont, D., Caya, D., Ludwig, R., Turcotte, R., 2013. An ensemble approach to assess hydrological models' contribution to uncertainties in the analysis of climate change impact on water resources. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(2): 565-578.
- Vidal, J.P., Martin, E., Kitova, N., Najac, J., Soubeyroux, J.M., 2012. Evolution of spatio-temporal drought characteristics: validation, projections and effect of adaptation scenarios. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16(8): 2935-2955.
- von Storch, H., 1999. Misuses of Statistical Analysis in Climate Research. In: von Storch, H., Navarra, A. (Eds.), *Analysis of Climate Variability: Applications of Statistical Techniques Proceedings of an Autumn School Organized by the Commission of the European Community on Elba from October 30 to November 6, 1993*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 11-26.
- Vrugt, J.A., Ter Braak, C.J.F., Diks, C.G.H., Robinson, B.A., Hyman, J.M., Higdon, D., 2009a. Accelerating Markov chain Monte Carlo simulation by differential evolution with self-adaptive randomized subspace sampling. *International Journal of Nonlinear Sciences and Numerical Simulation*, 10(3): 273-290.
- Vrugt, J.A., ter Braak, C.J.F., Gupta, H.V., Robinson, B.A., 2009b. Equifinality of formal (DREAM) and informal (GLUE) Bayesian approaches in hydrologic modeling? *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 23(7): 1011-1026.
- Vrugt, J.A., ter Braak, C.J.F., Gupta, H.V., Robinson, B.A., 2009c. Response to comment by Keith Beven on "Equifinality of formal (DREAM) and informal (GLUE) Bayesian approaches in hydrologic modeling?". *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 23(7): 1061-1062.
- Waylen, P.R., Woo, M.K., 1987. Annual low flows generated by mixed processes. *Hydrological Sciences Journal*, 32(3): 371-383.
- Weiland, F.C.S., van Beek, L.P.H., Kwadijk, J.C.J., Bierkens, M.F.P., 2012. Global patterns of change in discharge regimes for 2100. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16(4): 1047-1062.

- Wilby, R.L., 2005. Uncertainty in water resource model parameters used for climate change impact assessment. *Hydrological Processes*, 19(16): 3201-3219.
- Wilby, R.L., Charles, S.P., Zorita, E., Timbal, B., Whetton, P., Mearns, L.O., 2004. Guidelines for use of Climate Scenarios developed from statistical downscaling methods, IPCC Task Group on data and scenario support for Impact and Climate Analysis (TGICA).
- Wilhite, D., Glantz, M., 1985. Understanding the drought phenomenon: the role of definition. *Water International*(10): 111-120.
- Wise, M., Calvin, K.V., Thomson, A.M., Clarke, L.E., Bond-Lamberty, B., Sands, R., Smith, S.J., Janetos, A., Edmonds, J., 2009. Implications of limiting CO₂ concentrations for land use and energy. *Science*, 324(5931): 1183-1186.
- Wood, A.W., Leung, L.R., Sridhar, V., Lettenmaier, D.P., 2004. Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs. *Climatic Change*, 62(1-3): 189-216.
- World Water Assessment Programme, 2012. The United Nation World Water Development Report 4, UNESCO, Paris.
- Yang, D., Kane, D.L., Hinzman, L., Zhang, X., Zhang, T., Ye, H., 2002. Siberian Lena River hydrologic regime and recent change. *Journal of Geophysical Research*, 107(D23).
- Yang, T., Xu, C.-Y., Shao, Q., Chen, X., Lu, G.-H., Hao, Z.-C., 2010. Temporal and spatial patterns of low-flow changes in the Yellow River in the last half century. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 24(2): 297-309.
- Yen, H., Jeong, J., Smith, D.R., 2016. Evaluation of Dynamically Dimensioned Search Algorithm for Optimizing SWAT by Altering Sampling Distributions and Searching Range. *Journal of the American Water Resources Association*, 52(2): 443-455.
- Yue, S., Wang, C.Y., 2002. Applicability of prewhitening to eliminate the influence of serial correlation on the Mann-Kendall test. *Water Resources Management*, 38(6): 1068.
- Zaidman, M.D., Rees, H.G., Young, A.R., 2001. Spatio-temporal development of streamflow droughts in north-west Europe. *Hydrology and Earth System Sciences*, 5(4): 733-751.
- Zeng, Q., Chen, H., Xu, C.Y., Jie, M.X., Hou, Y.K., 2016. Feasibility and uncertainty of using conceptual rainfall-runoff models in design flood estimation. *Hydrology Research*, 47(4): 701-717.
- Zhang, X., David Harvey, K., Hogg, W.D., Yuzyk, T.R., 2001. Trends in Canadian streamflow. *Water Resources Research*, 37(4): 987-998.
- Zhang, X., Hörmann, G., Fohrer, N., Gao, J., 2012. Parameter calibration and uncertainty estimation of a simple rainfall-runoff model in two case studies. *Journal of Hydroinformatics*, 14(4): 1061-1074.
- Zhang, X., Vincent, L.A., Hogg, W.D., Niitsoo, A., 2000. Temperature and precipitation trends in Canada during the 20th century. *Atmosphere - Ocean*, 38(3): 395-429.

**Prédiction de l'état futur de l'approvisionnement en eau potable de surface:
Mise au point d'une méthode d'évaluation des débits d'étiage
à partir de données climatiques**

ANNEXES

ANNEXE I. MATÉRIEL SUPPLÉMENTAIRE ASSOCIÉ À L'ARTICLE I :

DEVELOPMENT OF A METHODOLOGY TO ASSESS FUTURE TREND IN LOW

FLOWS AT THE WATERSHED SCALE USING SOLELY CLIMATE DATA

The supporting information is organized in two sections. The first section introduces the definition of a hydrological season. The second section provides a summary of the information available in the 42 climate scenarios used in the study. It shows the evolution of certain variables between the two time horizons 1971-2000 and 2041-2070 for the Bécancour watershed. The latter variables included: seasonal rainfall, snowfall, maximum and minimum temperatures as well as some more sophisticated variables such as the length of seasons or recurrence of warm episodes in a season.

I.A. Definition of hydrological seasons

Two continuous hydrological seasons were defined according to ground conditions referred to as: (i) a snow-free (SF) season, and (ii) a snow-cover (SC) season. Both are characterized by a 7-day low flow (${}_{7d}Q_{\min}$) and a 30-day low flow (${}_{30d}Q_{\min}$). The seasons are defined in terms of snow water equivalent (SWE) according to the following rules. SC season starts on day d when:

$$\mathbf{SWE}_d \geq 10 \text{ mm} \ \& \ \mathbf{SWE}_{j+1} - \mathbf{SWE}_j \geq 0, \text{ with } \mathbf{j} \in [d; d + 7] \quad \mathbf{(A 1)}$$

Namely, the SWE needs to be greater than 10 mm for at least eight consecutive days for the SC season to begin.

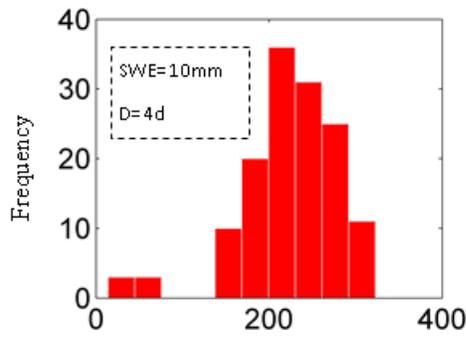
The SC season ends on day d when:

$$\mathbf{SWE}_d < 10 \text{ mm} \ \& \ \mathbf{SWE}_{j+1} - \mathbf{SWE}_j \leq 0, \text{ with } \mathbf{j} \in [d; d + 7] \quad \mathbf{(A 2)}$$

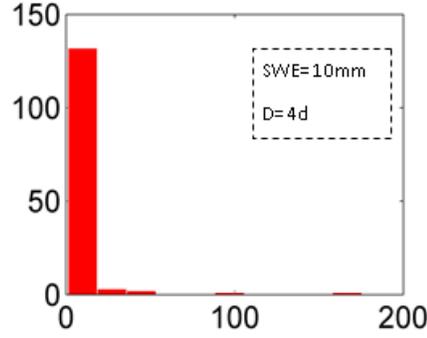
Namely, the SWE is less than 10 mm for at least eight consecutive days. The SF season starts on day $d+1$.

The SWE thresholds and number of days were defined through extensive testing. First, it was decided to work with symmetrical conditions for starting and ending the SC season, both in

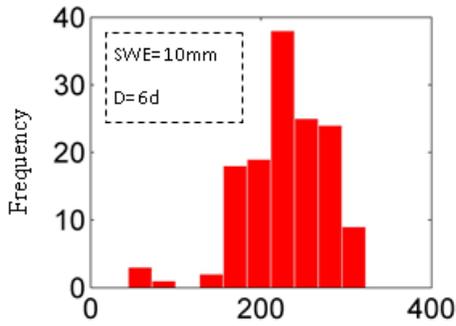
terms of a SWE threshold and number of days (asymmetrical testing not presented). Then, thresholds of SWE were tested (2, 4, so on so forth up to 14 mm) while the number of days was increased from 0 to 14 days, two days at a time. A decision was reached according to the following requirements: (i) dates of low flows needed to be stable when increasing from a number of days to the next, constraining a stable definition of the season; (ii) flow values needed to be stable as well, but also physically sound; (iii) best correlations through the methodological framework should be the strongest while respecting the previous conditions; and last, (iv) the distribution of correlations for the five best indices through the methodological framework should be as high, in terms of median, as possible and as narrow as possible, in terms of interquartile range. Figure A 1 introduces for the SF seasons the dates and magnitudes of the $_{7d}Q_{min}$ for the Bécancour watershed for the *acu* scenario (one of the ten continuous scenarios computed by OURANOS, it was generated by CRCM version 4.1.1, driven by CGCM3, using member 4 over the Québec domain).



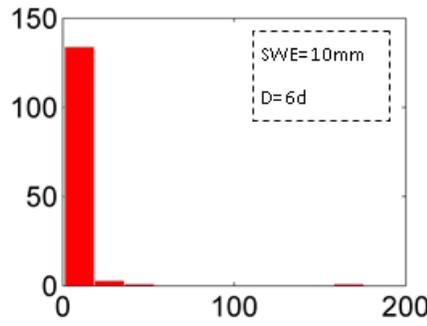
(g) Date of 7-day Low flows (Julian Days)



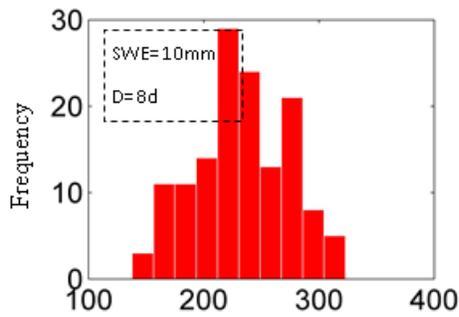
(h) 7-day Low flows (m³/s)



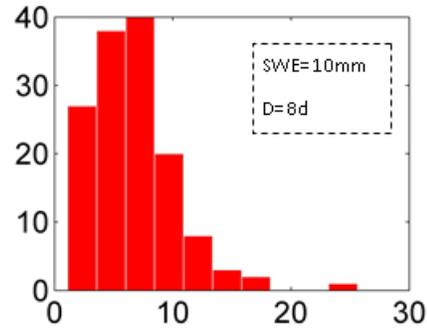
(e) Date of 7-day Low flows (Julian Days)



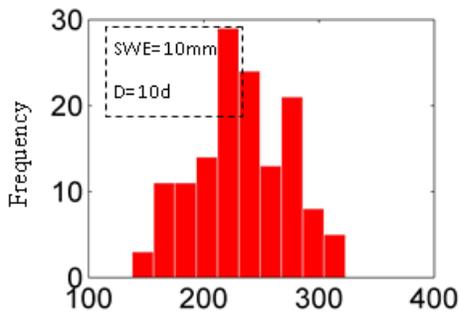
(f) 7-day Low flows (m³/s)



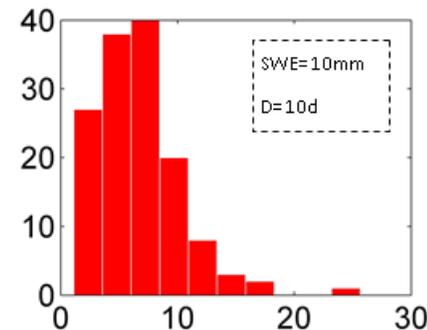
(c) Date of 7-day Low flows (Julian Days)



(d) 7-day Low flows (m³/s)



(a) Date of 7-day Low flows (Julian Days)



(b) 7-day Low flows (m³/s)

Figure A 1: Distribution of the dates and magnitudes of the SF season 7-day low flows (7dQmin) for the acu scenario, the Bécancour watershed, SWE=10 mm, number of days $d \in [4;10]$; (a) through (h).

Figure A 1 shows that both dates and magnitudes of low flows are stable when the number of days condition reaches eight days. Moreover, magnitudes seem much more convincing than the one obtained for durations of four and six days. This is simply due to the fact that before eight days, mistakes were made in the low flow assessment leading to high values of low flows that were not representative at all. This is true for the 7_dQ_{min} of the SC season, but it also checks out for that of the SF season and the 30_dQ_{min} .

Figure A 2 introduces the graphical representation used to check that the definitions would yield the best results in terms of Pearson correlation for the pairing of hydrological-climate data indices.

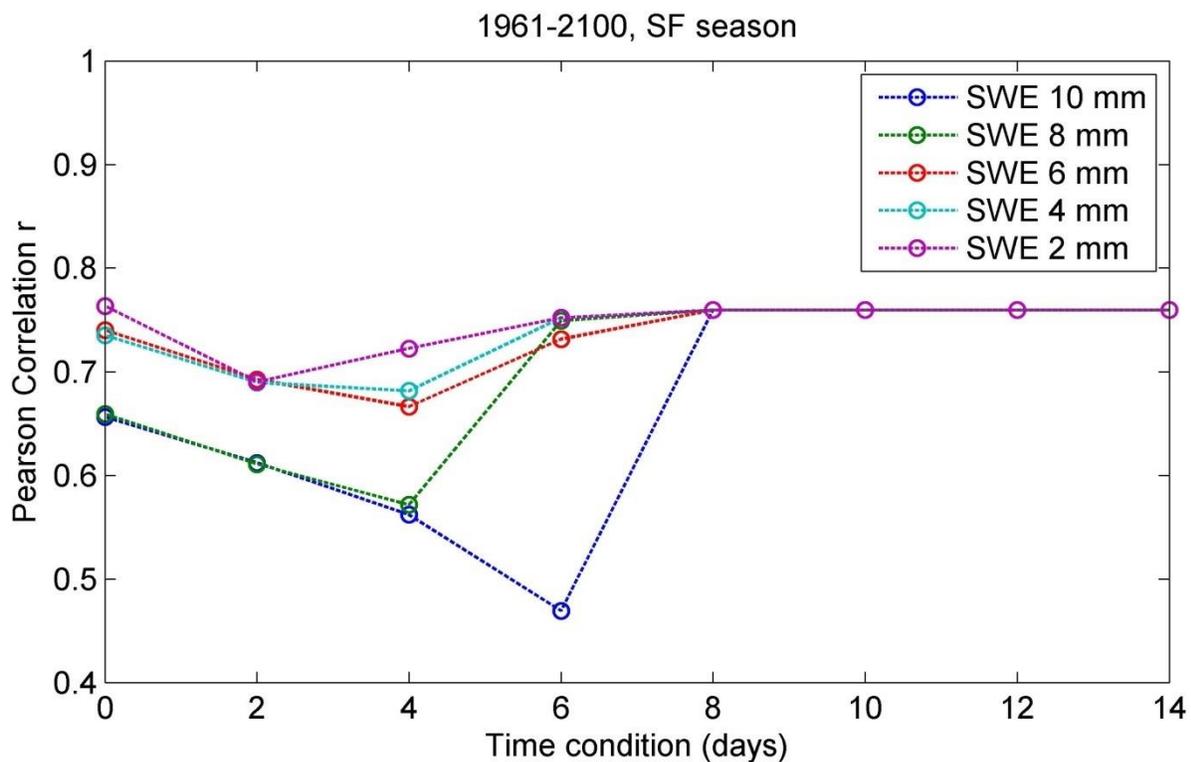


Figure A 2: Maximum Pearson correlation r for various time conditions and SWE, for the Bécancour watershed, the acu scenario and the SF season.

Figure A 2 which shows an increase in the maximum correlations obtained when time conditions go from zero to eight illustrates that the latter reach a plateau; indicating a stable behaviour that provides a basis for choosing either 8, 10, 12 or 14 days.

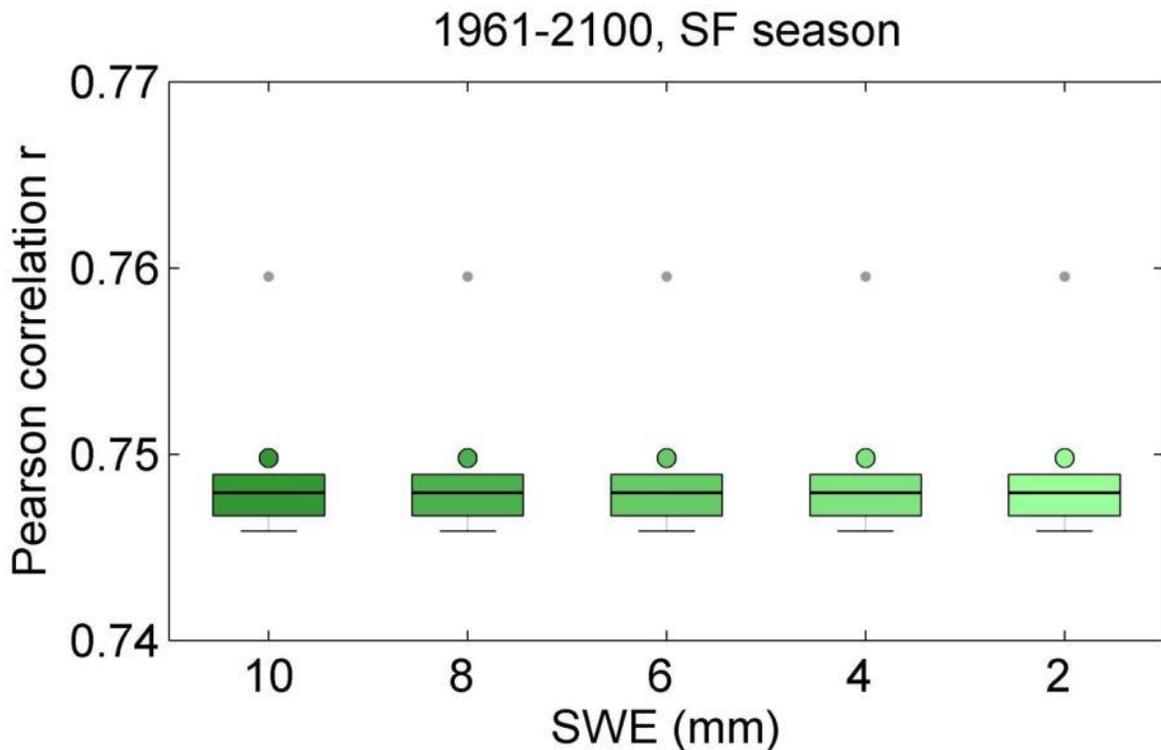


Figure A 3: Boxplot of the Pearson correlations r for the five best couplings of hydrological-climate data indices for the Bécancour watershed, the *acu* scenario and the SF season between 1961 and 2100

Figure A 3 does not yield a lot of information as the Pearson correlations for the five best indices are exactly the same for all SWEs tested. Nonetheless, it is presented because of its usefulness for the other hydrological data indices.

The graphical results presented in Figure A 1 through Figure A 3 allowed defining 10 mm and 8 days as the optimum thresholds.

I.B. Climate data characteristics

To summarize the information available in the 42 climate scenarios used in this study, we plotted the evolution of certain variables between the two time horizons 1971-2000 and 2041-2070. The quantities looked at were: the seasonal rainfall, snowfall, maximum and minimum temperatures as well as some more sophisticated variables such as the length of seasons or recurrence of warm episodes in a season (defined as $T_{max} > 20^{\circ}\text{C}$ for the SF season, and $T_{max} > -2^{\circ}\text{C}$ for the SC season). Figure A 4 and Figure A 5 give an overview of those variables for the

Bécancour watershed - (N.B. Similar results characterized the Yamaska watershed because of the geographical proximities).

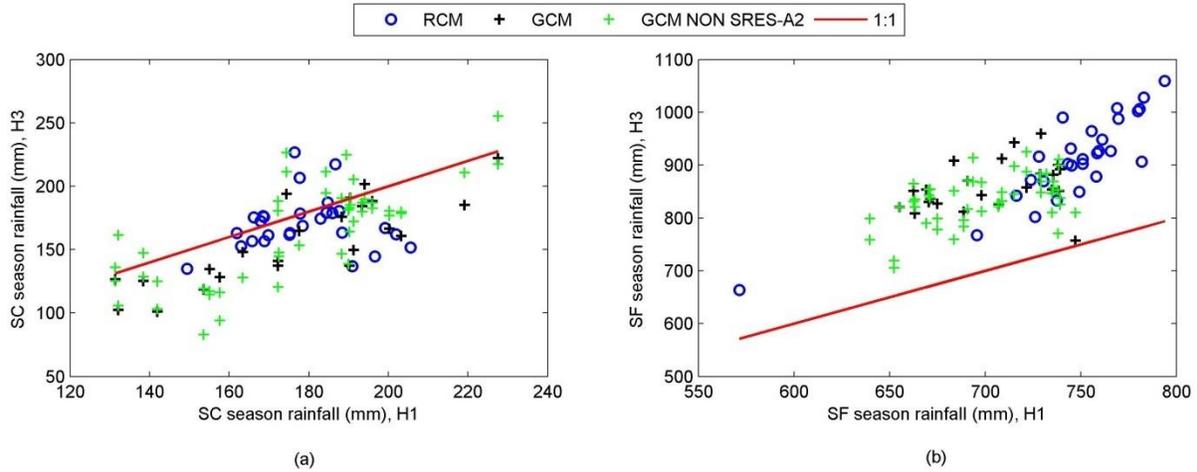


Figure A 4: Rainfall evolution between past H1 (1971-2000) and future H3 (2041-2070) horizons for the two hydrological seasons and the Bécancour watershed: (a) SC season and (b) SF season

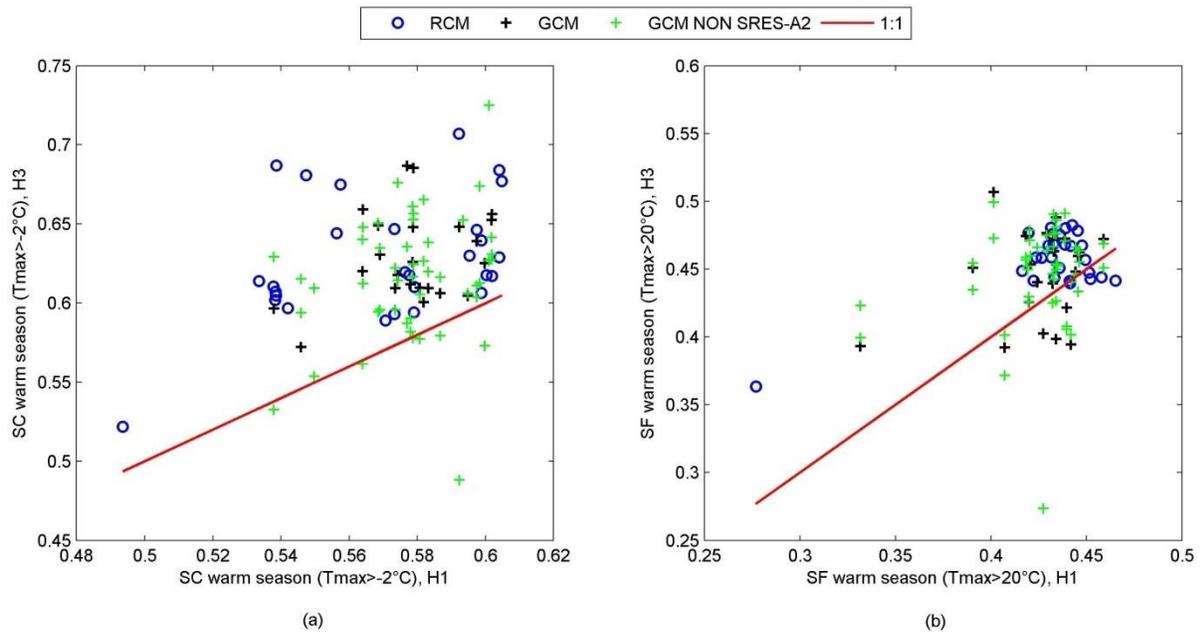


Figure A 5: Warm season evolution between past H1 (1971-2000) and future H3 (2041-2070) horizons for the two hydrological seasons and the Bécancour watershed: (a) SC season and (b) SF season

GCM NON-SRES-A2, which stands for emissions scenarios other than SRES-A2, data are presented for the purpose of illustration only. They represent the post-processed simulations extracted from the (cQ)² project simulations (Guay et al., 2015) that were left out.

Figure A 4 shows for the SC season a mean increase in rainfall between 1971-2000 and 2041-2070 of 8% [-8; 21]. The spread between the first (-8) and ninth deciles (21%) illustrates a non-unanimous signal for the rainfall evolution amongst scenarios. Meanwhile, the SF-season rainfall is shown as increasing by 20% [14; 27] unanimously. It is noteworthy that even the left-out scenarios would have been similar. Figure A 5 represents the evolution of the part of seasonally warm episodes between past and future horizons. Warm episodes during the SC season increase by 7% [4; 11] which represents a substantial increase of freeze-thaw events that will potentially affect winter flows and spring melt. Warm episodes during the SF season increase by 3% [1; 6].

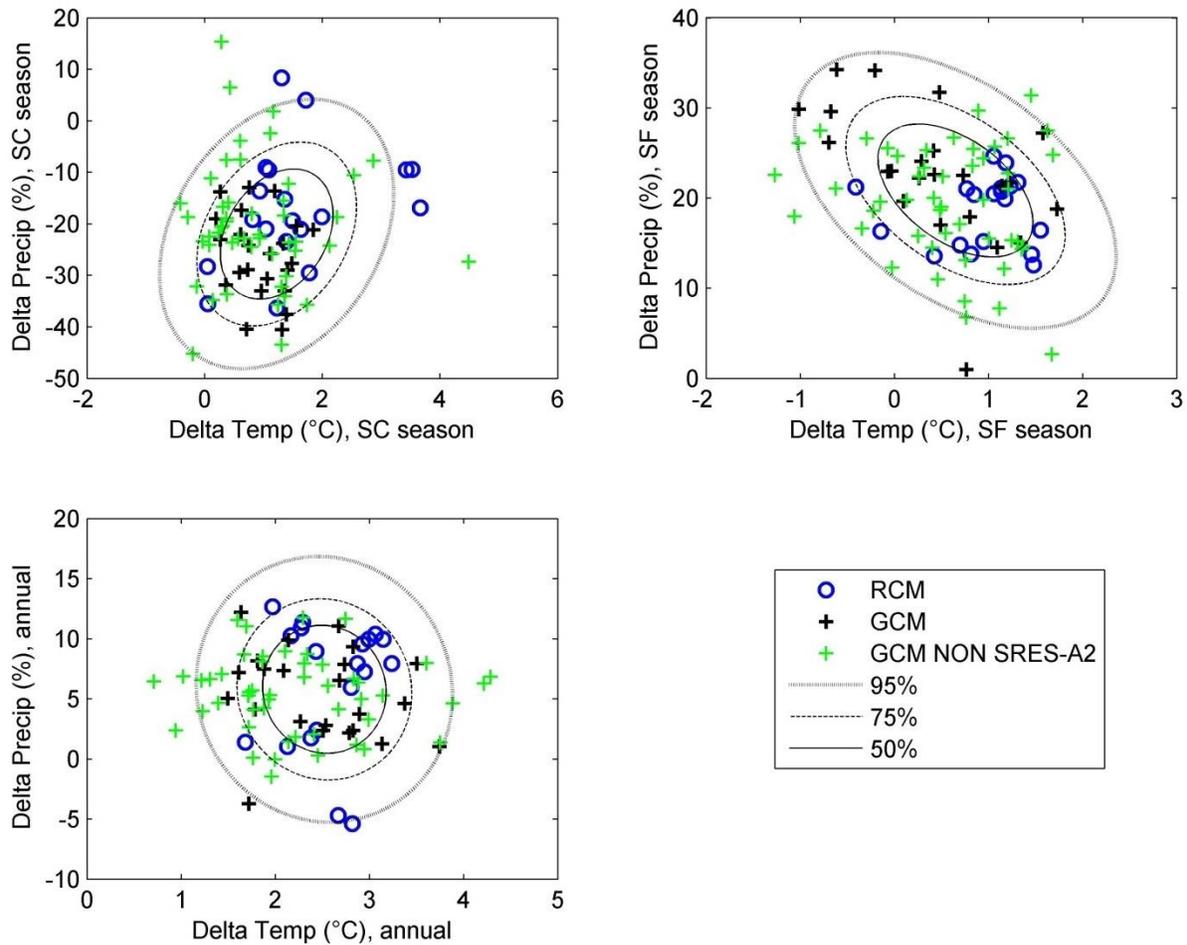


Figure A 6: Dispersion of climate scenarios between past (1971-2000) and future (2041-2070) horizons for the two hydrological seasons and on an annual basis for the Bécancour watershed: (a) SC season, (b) SF season, and (c) annual

Figure A 6 illustrates the scenarios with respect to the temperature and precipitation axes, without differentiating with respect to rain and snow falls. It shows how scenarios are different from each other in the simulated climate change signal between horizons 1971-2000 and 2041-2070 on seasonal and annual bases. The annual 95%-spreads for temperature and precipitation difference are [1.2; 3.8°C] and [-4.6; 17.8%], respectively. For the SC season, the temperature spread is similar [-0.85; 3.2°C], but the precipitation spread is larger [-48; 2.4%], and almost exclusively negative, indicating a rather converging decrease in precipitations. For the SF season, the temperature spread is almost centered on 0 [-1; 2.2°C], indicating a less clear signal for this season than those for the whole year and the SC season. The 95%-precipitation spread is exclusively positive [6; 38%] and clarifies the situation presented by the annual plot. Except

for the SF season, there is no correlation whatsoever between the two variables. It shows a good capture of these independent variables. Moreover, the definition of the two hydrological seasons does not seem to transform the relationship between the variables and should not, as a consequence, introduce a bias. Last, the confidence intervals delineated by ellipses were computed using the RCM and GCM data only, leaving out those of GCM NON-SRES A2 simulations. This shows that even without the latter, the whole space described by the 95% confidence intervals seems to be covered by two dominant eigenvectors of the GCM and RCM data. The inclusion of both RCM and GCM data is crucial for that latter, especially when considering the annual plot.

Last, Table A1 introduced ranges and mean values for the precipitation and temperature data. It shows that the calibration/validation and the future periods have relatively similar ranges of mean annual/seasonal temperature and precipitation.

Table A 1: Ranges and mean values of the annual precipitation and the average annual temperature for the calibration/validation period and the future horizon

Period	Parameter	Data	Mean Value	Range
1981-2010	Annual precipitation [mm]	Observed	1255	488
2041-2070		Simulated	1283	496
1981-2010	Summer precipitation [mm]	Observed	812	395
2041-2070		Simulated	939	626
1981-2010	Winter Precipitation [mm]	Observed	443	477
2041-2070		Simulated	329	465
1981-2010	Average annual temperature [°C]	Observed	4.7	4.3
2041-2070		Simulated	7.5	3.3
1981-2010	Average summer temperature [°C]	Observed	11.1	4.2
2041-2070		Simulated	11.9	5.8
1981-2010	Average winter temperature [°C]	Observed	-5.8	4.9
2041-2070		Simulated	-4.5	6.3

I.C. Performances of the CDI groups – Bécancour watershed

Table A 2: Pearson median correlations r between HDIs and CDIs, 95% confidence intervals (CI), and 1st and 9th deciles for the Bécancour watershed, for the SC and SF seasons, and over the past temporal horizon for the 42 climate scenarios

		SC season – Pearson Correlations			SF season – Pearson Correlations		
		1 st decile	Median [95% CI]	9 th decile	1 st decile	Median [95% CI]	9 th decile
Precipitation data	7d Q_{\min}	0.52	0.63 [0.61 – 0.71]	0.76	0.40	0.56 [0.51 – 0.65]	0.72
	30d Q_{\min}	0.36	0.62 [0.59 – 0.71]	0.77	0.49	0.68 [0.63 – 0.73]	0.77
Temperature data	7d Q_{\min}	0.11	0.39 [0.33 – 0.50]	0.59	-0.51	-0.32 [-0.40 – -0.25]	-0.16
	30d Q_{\min}	0.30	0.47 [0.42 – 0.58]	0.67	-0.51	-0.32 [-0.41 – -0.24]	-0.04
Blended data	7d Q_{\min}	0.58	0.73 [0.71 – 0.78]	0.83	0.65	0.74 [0.72 – 0.79]	0.82
	30d Q_{\min}	0.52	0.72 [0.70 – 0.78]	0.83	0.60	0.73 [0.70 – 0.77]	0.79
Drought Indices	7d Q_{\min}	0.56	0.74 [0.72 – 0.80]	0.82	0.61	0.78 [0.75 – 0.82]	0.88
	30d Q_{\min}	0.48	0.70 [0.66 – 0.76]	0.79	0.64	0.75 [0.71 – 0.80]	0.87

Table A 3: Pearson median correlations r between HDIs and CDIs, 95% confidence intervals (CI), and 1st and 9th deciles for the Bécancour watershed, for the SC and SF seasons, and over the future temporal horizon for the 42 climate scenarios

		SC season – Pearson Correlations			SF season – Pearson Correlations		
		1 st decile	Median [95% CI]	9 th decile	1 st decile	Median [95% CI]	9 th decile
Precipitation data	7d Q_{min}	0.28	0.57 [0.37 – 0.58]	0.73	0.20	0.47* [0.37 – 0.63]	0.75
	30d Q_{min}	0.56	0.72 [0.63 – 0.80]	0.84	0.30	0.61* [0.47 – 0.72]	0.82
Temperature data	7d Q_{min}	0.19	0.41* [0.13 – 0.43]	0.69	-0.63	-0.29* [-0.42 - -0.19]	0.00
	30d Q_{min}	0.15	0.47* [0.19 – 0.48]	0.72	-0.59	-0.26* [-0.39 - -0.12]	0.06
Blended data	7d Q_{min}	0.41	0.64 [0.46 – 0.67]	0.79	0.61	0.74* [0.66 – 0.80]	0.84
	30d Q_{min}	0.53	0.77* [0.72 – 0.85]	0.86	0.56	0.75* [0.68 – 0.79]	0.85
Drought Indices	7d Q_{min}	0.48	0.68* [0.59 – 0.78]	0.85	0.61	0.75* [0.66 – 0.81]	0.85
	30d Q_{min}	0.38	0.69* [0.62 – 0.77]	0.83	0.59	0.74* [0.66 – 0.80]	0.84

* the Wilcoxon rank-sum test failed to reject the null hypothesis (median correlations are equal between past and future horizons) at the 5% significance level.

Table A 4: Spearman median correlations r between HDIs and CDIs, 95% confidence intervals (CI), and 1st and 9th deciles for the Bécancour watershed, for the SC and SF seasons, and over the past temporal horizon (1971-2000) for the 42 climate scenarios

		SC season – Spearman Correlations			SF season – Spearman Correlations		
		1 st decile	Median [95% CI]	9 th decile	1 st decile	Median [95% CI]	9 th decile
Precipitation data	7d Q_{min}	0.47	0.63 [0.59 – 0.71]	0.74	0.38	0.56 [0.51 – 0.65]	0.71
	30d Q_{min}	0.38	0.54 [0.52 – 0.65]	0.70	0.52	0.69 [0.60 – 0.73]	0.77
Temperature data	7d Q_{min}	0.21	0.40 [0.35 – 0.52]	0.59	-0.53	-0.36 [-0.41 – -0.25]	-0.19
	30d Q_{min}	0.31	0.49 [0.43 – 0.58]	0.63	-0.52	-0.30 [-0.40 – -0.22]	-0.05
Blended data	7d Q_{min}	0.57	0.72 [0.70 – 0.79]	0.83	0.64	0.78 [0.72 – 0.80]	0.86
	30d Q_{min}	0.54	0.69 [0.66 – 0.76]	0.83	0.62	0.74 [0.68 – 0.77]	0.81
Drought Indices	7d Q_{min}	0.59	0.78 [0.71 – 0.81]	0.87	0.67	0.79 [0.75 – 0.83]	0.88
	30d Q_{min}	0.57	0.72 [0.66 – 0.76]	0.83	0.62	0.77 [0.71 – 0.80]	0.88

I.D. Performances of the CDI groups – Yamaska watershed

Table A 5: Pearson median correlations r between HDIs and CDIs, 95% confidence intervals (CI), and 1st and 9th deciles for the Yamaska watershed, for the SC and SF seasons, and over the past temporal horizon for the 42 climate scenarios

		SC season – Pearson Correlations			SF season – Pearson Correlations		
		1 st decile	Median [95% CI]	9 th decile	1 st decile	Median [95% CI]	9 th decile
Precipitation data	7d Q_{min}	0.42	0.57 [0.53 – 0.64]	0.66	0.20	0.54 [0.48 – 0.63]	0.68
	30d Q_{min}	0.39	0.62 [0.58 – 0.73]	0.77	0.35	0.72 [0.69 – 0.80]	0.83
Temperature data	7d Q_{min}	0.03	0.41 [0.29 – 0.54]	0.67	-0.57	-0.34 [-0.44 - -0.28]	-0.11
	30d Q_{min}	0.15	0.47 [0.39 – 0.57]	0.66	-0.50	-0.26 [-0.38 - -0.18]	-0.11
Blended data	7d Q_{min}	0.50	0.69 [0.63 – 0.75]	0.79	0.60	0.70 [0.68 – 0.75]	0.81
	30d Q_{min}	0.64	0.73 [0.70 – 0.80]	0.82	0.52	0.76 [0.72 -0.81]	0.84
Drought Indices	7d Q_{min}	0.58	0.76 [0.73 – 0.82]	0.84	0.49	0.73 [0.67 – 0.77]	0.81
	30d Q_{min}	0.54	0.70 [0.66 – 0.75]	0.80	0.51	0.75 [0.72 – 0.79]	0.83

Table A 6: Pearson median correlations r between HDIs and CDIs, 95% confidence intervals (CI), and 1st and 9th deciles for the Yamaska watershed, for the SC and SF seasons, and over the future temporal horizon for the 42 climate scenarios

		SC season – Pearson Correlations			SF season – Pearson Correlations		
		1 st decile	Median [95% CI]	9 th decile	1 st decile	Median [95% CI]	9 th decile
Precipitation data	7d Q_{min}	0.29	0.49* [0.31 – 0.71]	0.70	-0.04	0.55* [0.35 – 0.60]	0.75
	30d Q_{min}	0.36	0.62* [0.41 – 0.85]	0.77	0.14	0.75* [0.64 – 0.85]	0.89
Temperature data	7d Q_{min}	-0.05	0.43* [-0.14 – 0.85]	0.75	-0.52	-0.36* [-0.47 – -0.24]	-0.11
	30d Q_{min}	-0.06	0.45* [-0.06 – 0.80]	0.75	-0.58	-0.27* [-0.41 – -0.19]	-0.04
Blended data	7d Q_{min}	0.28	0.63* [0.43 – 0.82]	0.75	0.53	0.65* [0.56 – 0.71]	0.79
	30d Q_{min}	0.44	0.75* [0.60 – 0.89]	0.83	0.31	0.77* [0.68 – 0.85]	0.89
Drought Indices	7d Q_{min}	0.52	0.74* [0.41 – 0.86]	0.88	0.48	0.70* [0.61 – 0.75]	0.83
	30d Q_{min}	0.57	0.76 [0.54 – 0.86]	0.89	0.47	0.73* [0.62 – 0.81]	0.84

Table A 7: Spearman median correlations r between HDIs and CDIs, 95% confidence intervals (CI), and 1st and 9th deciles for the Yamaska watershed, for the SC and SF seasons, and over the past temporal horizon (1971-2000) for the 42 climate scenarios

		SC season – Spearman Correlations			SF season – Spearman Correlations		
		1 st decile	Median [95% CI]	9 th decile	1 st decile	Median [95% CI]	9 th decile
Precipitation data	7d Q_{min}	0.36	0.61 [0.54 – 0.67]	0.68	0.37	0.57 [0.48 – 0.63]	0.72
	30d Q_{min}	0.45	0.62 [0.61 – 0.73]	0.79	0.58	0.74 [0.69 – 0.80]	0.83
Temperature data	7d Q_{min}	0.14	0.36 [0.28 – 0.47]	0.61	-0.63	-0.38 [-0.45 – -0.27]	-0.12
	30d Q_{min}	0.26	0.50 [0.41 – 0.58]	0.66	-0.54	-0.33 [-0.39 – -0.22]	-0.06
Blended data	7d Q_{min}	0.45	0.62 [0.59 – 0.72]	0.80	0.59	0.73 [0.67 – 0.78]	0.86
	30d Q_{min}	0.60	0.73 [0.69 – 0.79]	0.82	0.61	0.76 [0.72 – 0.81]	0.83
Drought Indices	7d Q_{min}	0.65	0.80 [0.76 – 0.86]	0.90	0.61	0.74 [0.67 – 0.77]	0.84
	30d Q_{min}	0.62	0.73 [0.70 – 0.81]	0.86	0.65	0.76 [0.71 – 0.80]	0.86

I.E. Performances of the CDI groups for the 10 scenarios supplied by Ouranos

Table A 8: Median Pearson correlations r [Past horizon/Future horizon/1971-2070] for the Bécancour and Yamaska watershed, for the SC and SF seasons for the 10 scenarios by Ouranos

(c) Bécancour Watershed					
		<i>SC season</i>		<i>SF season</i>	
		CDI1	CDI2	CDI1	CDI2
$7dQ_{min}$		N.A.	0.75/0.69/0.71	0.72/0.61/0.67	N.A.
$30dQ_{min}$		0.81/0.79/0.79	0.81/0.68/0.66	0.71/0.81/0.70	0.66/0.66/0.69
(d) Yasmaka Watershed					
a		CDI1	CDI2	CDI1	CDI2
$7dQ_{min}$		N.A.	0.80/0.73/0.78	0.72/0.73/0.67	0.61/0.63/0.62
$30dQ_{min}$		0.77/0.79/0.78	0.75/0.77/0.75	0.74/0.71/0.63	0.73/0.62/0.60

Table A 9: 95% Confidence Interval of the median Pearson partial correlations r for the Bécancour and Yamaska watershed, for the SC and SF seasons for the 10 scenarios by Ouranos

(a) Bécancour Watershed					
	<i>SC season</i>		<i>SF season</i>		
	CDI1	CDI2	CDI1	CDI2	
$7dQ_{min}$	1971-2000	N.A.	0.69 – 0.81	0.66 – 0.80	N.A.
	2041-2070	N.A.	0.56 – 0.76	0.58 – 0.74	N.A.
	1971-2070	N.A.	0.63 – 0.73	0.64 0.73	N.A.
$30dQ_{min}$	1971-2000	0.73 – 0.84	0.63 – 0.78	0.63 – 0.77	0.58 – 0.75
	2041-2070	0.70 – 0.83	0.55 – 0.72	0.64 – 0.78	0.63 – 0.81
	1971-2070	0.70 – 0.78	0.60 – 0.68	0.67 – 0.74	0.62 – 0.74

(b) Yasmaka Watershed					
	CDI1		CDI2		
	CDI1	CDI2	CDI1	CDI2	
$7dQ_{min}$	1971-2000	N.A.	0.75 – 0.85	0.69 – 0.81	0.51 0.74
	2041-2070	N.A.	0.66 – 0.84	0.64 – 0.78	0.60 – 0.74
	1971-2070	N.A.	0.70 – 0.78	0.63 0.72	0.53 – 0.67
$30dQ_{min}$	1971-2000	0.67 – 0.81	0.71 – 0.82	0.66 – 0.84	0.62 – 0.79
	2041-2070	0.73 – 0.84	0.70 – 0.80	0.68 – 0.87	0.60 – 0.80
	1971-2070	0.69 – 0.78	0.68 – 0.75	0.59 – 0.80	0.56 – 0.72

ANNEXE II. MATÉRIEL SUPPLÉMENTAIRE ASSOCIÉ À L'ARTICLE III :

SURFACE WATER QUANTITY FOR DRINKING WATER DURING LOW FLOWS -

SENSITIVITY ASSESSMENT SOLELY FROM CLIMATE DATA

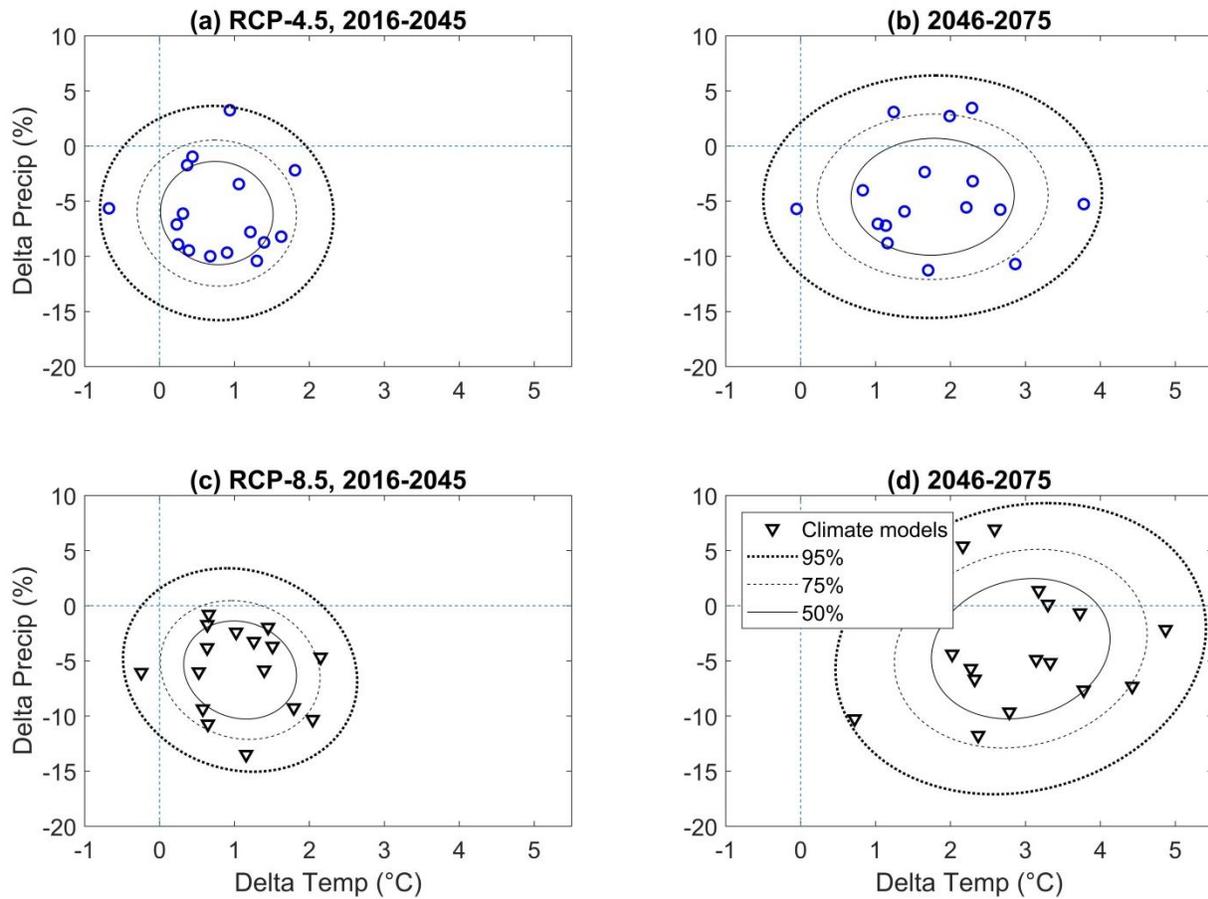


Figure A 7: Dispersion of climate models between reference (1986-2015) and future horizons (2016-2045 and 2046-2075) for the Saint-Charles watershed for the summer hydrological season for two RCPs. Circles stand for RCP-4.5 (a and b); triangles stand for RCP-8.5 (c and d).