

Titre: Impacts des réservoirs hydroélectriques du bassin versant de la rivière La Grande sur l'hydroclimatologie locale et le cycle hydrologique
Title:

Auteur: Céleste Irambona
Author:

Date: 2016

Type: Mémoire ou thèse / Dissertation or Thesis

Référence: Irambona, C. (2016). Impacts des réservoirs hydroélectriques du bassin versant de la rivière La Grande sur l'hydroclimatologie locale et le cycle hydrologique
Citation: [Mémoire de maîtrise, École Polytechnique de Montréal]. PolyPublie.
<https://publications.polymtl.ca/2284/>

 **Document en libre accès dans PolyPublie**
Open Access document in PolyPublie

URL de PolyPublie: <https://publications.polymtl.ca/2284/>
PolyPublie URL:

Directeurs de recherche: Tew-Fik Mahdi, Daniel Nadeau, & Biljana Music
Advisors:

Programme: Génie civil
Program:

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

IMPACTS DES RÉSERVOIRS HYDROÉLECTRIQUES DU BASSIN VERSANT DE LA
RIVIÈRE LA GRANDE SUR L'HYDROCLIMATOLOGIE LOCALE ET LE CYCLE
HYDROLOGIQUE

CÉLESTE IRAMBONA

DÉPARTEMENT DES GÉNIES CIVIL, GÉOLOGIQUE ET DES MINES

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

MÉMOIRE PRÉSENTÉ EN VUE DE L'OBTENTION
DU DIPLÔME DE MAÎTRISE ÈS SCIENCES APPLIQUÉES

(GÉNIE CIVIL)

AOÛT 2016

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

Ce mémoire intitulé :

IMPACTS DES RÉSERVOIRS HYDROÉLECTRIQUES DU BASSIN VERSANT DE LA
RIVIÈRE LA GRANDE SUR L'HYDROCLIMATOLOGIE LOCALE ET LE CYCLE
HYDROLOGIQUE

présenté par : IRAMBONA Céleste

en vue de l'obtention du diplôme de : Maîtrise ès sciences appliquées

a été dûment accepté par le jury d'examen constitué de :

M. FUAMBA Musandji, Ph. D., président

M. MAHDI Tew-Fik, Ph. D., membre et directeur de recherche

M. NADEAU Daniel, Ph. D., membre et codirecteur de recherche

Mme MUSIC Biljana, Ph. D., membre et codirectrice de recherche

M. MAILHOT Alain, Ph. D., membre

DÉDICACE

À mes parents, Pascal et Christine, pour leur soutien durant les 26 dernières années

À mon époux, Alex, pour ses encouragements et son support

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de recherche initial, Daniel Nadeau qui m'a fait confiance avant même que l'on ait un projet. Il a pris le risque d'investir en mon potentiel sans trop me connaître ; je lui en serai longtemps reconnaissante. Par l'exemple, il m'a montré ce qu'était la rigueur, l'organisation et le plaisir de la recherche. Son enthousiasme était franchement contagieux. Il est pour moi une source d'inspiration par sa gentillesse, son ouverture d'esprit et sa simplicité. Je n'aurais pas pu espérer avoir un meilleur soutien et un meilleur encadrement durant ces deux années d'initiation à la recherche.

J'aimerais aussi grandement remercier ma codirectrice Biljana Music qui m'a été d'un grand appui tout au long de mon séjour dans les bureaux d'Ouranos. Son expérience et sa créativité nous ont permis d'amener notre question de recherche toujours plus loin. Elle a toujours su répondre à mes questions, m'encourager et m'amener à approfondir mon sens critique.

J'aimerais remercier mon directeur de recherche « adoptif », Tew-Fik Mahdi, qui m'a permis de poursuivre mon projet de maîtrise à l'École Polytechnique. Je le remercie pour la confiance qu'il m'a accordée, pour ses commentaires constructifs et son ouverture scientifique.

Le succès de ce projet repose sur la contribution d'une grande équipe pluridisciplinaire. J'aimerais remercier Ian Strachan, Professeur à l'Université McGill, pour ses commentaires constructifs. J'aimerais remercier toute l'équipe du groupe Simulations et Analyses Climatiques chez Ouranos, sans qui ce projet n'aurait pas été possible. Particulièrement Michel Giguère, Dominique Paquin, Sébastien Biner et Hélène Côté. Je pouvais me pointer à votre bureau trois fois par jour et toujours ressentir que votre porte était grande ouverte. J'aimerais aussi remercier Anne Frigon et René Roy pour les diverses opportunités que vous m'avez offertes afin que je puisse partager les fruits de cette recherche avec beaucoup plus de gens que je ne l'aurais espéré. Je tiens à souligner la contribution de Catherine Guay et Frédéric Guay, qui ont toujours été disponibles et ouverts aux nombreuses demandes et questions de ma part.

Je reconnais et remercie MITACS, Ouranos et l'IREQ pour le financement de mes études.

RÉSUMÉ

Au nord du Québec se retrouve le complexe hydroélectrique le plus important du Canada, le complexe La Grande. Il comprend neuf réservoirs hydroélectriques qui totalisent une surface inondée maximale équivalant à plus de 22 fois la superficie de l'île de Montréal. Les plans d'eau ont des propriétés qui diffèrent des autres types de surfaces : malgré leur albédo plus faible, leur capacité spécifique élevée et les processus de mélange s'y déroulant leur confèrent une inertie thermique et une capacité à stocker de l'énergie.

L'objectif principal de cette étude est de quantifier les changements climatiques engendrés par la mise en eau des réservoirs du complexe hydroélectrique La Grande. À l'échelle des réservoirs, les changements sur la température de l'air, sur les termes du bilan d'énergie et du cycle hydrologique sont étudiés. À l'échelle du bassin versant, la perte nette en eau et l'influence de la présence des réservoirs sur le recyclage de la précipitation sont quantifiées.

Pour ce faire, nous utilisons deux simulations climatiques dans lesquelles les fractions d'eau ont été adaptées afin de représenter l'occupation du sol avec et sans les réservoirs. Nous comparons les changements sur plusieurs variables et apprécions leur signification en les comparant à la variabilité interne du modèle climatique. Ces simulations sont réalisées avec la cinquième génération du Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC5), piloté par la réanalyse ERA-Interim. Le MRCC5 est couplé à un modèle de lac 1D, FLake, qui a comme objectif de simuler les régimes thermiques des réservoirs. Le schéma de surface canadien (CLASSV3.6) évalue les flux d'énergie et d'humidité provenant de la végétation et du sol nu.

D'abord, les données de sortie du MRCC5 sont validées localement à l'aide d'observations *in situ*. L'analyse de 38 stations météorologiques révèle un biais froid sur les températures moyennes tout au long de l'année, surtout marqué au printemps (-1.9°C). La variabilité interannuelle de la température est tout de même bien reproduite par le modèle. Sur une base saisonnière, la direction et la vitesse des vents sont somme toute bien reproduites par le modèle. Il reste que l'occurrence des vents dépassant les 8 m s^{-1} est trois fois plus élevée dans le modèle que dans les observations. La précipitation simulée à travers le bassin excède largement la précipitation brute observée (plus de 48%) : la sous-captation de la neige aux stations est en partie responsable de cette surestimation. À l'échelle du bassin versant, le bilan énergétique observé est évalué à partir de flux radiatifs et turbulents dérivés de trois tours à covariance. Sur une base mensuelle, le modèle reproduit

généralement les termes du bilan d'énergie de manière satisfaisante. Une surestimation du rayonnement solaire réfléchi est cependant observée d'avril à mai ($\sim 50 \text{ W m}^{-2}$ à chaque mois). En effet, il semblerait que la durée du couvert nival soit surestimée par le schéma de surface ; ce qui se traduit par la sous-estimation de la température de surface et des flux de chaleur sensible et latente durant la même période.

L'effet des réservoirs sur les températures et le bilan d'énergie dépassent généralement la variabilité interne du modèle. Les températures moyennes estivales sont légèrement diminuées sur les réservoirs (moins de 0.5°C), suivant une baisse de la température maximale journalière (entre -0.6°C et -1.25°C) excédant légèrement la hausse des températures journalières minimales (entre $+0.5^\circ\text{C}$ et $+0.8^\circ\text{C}$). Quant aux températures moyennes hivernales, elles sont augmentées ($+0.4^\circ\text{C}$ et $+1^\circ\text{C}$) par la hausse de la température minimale journalière (entre $+1.2^\circ\text{C}$ et $+1.8^\circ\text{C}$). Un réchauffement de moindre amplitude est observé au printemps et en automne (entre $+0.2^\circ\text{C}$ et $+0.8^\circ\text{C}$).

Sur les points de grille des réservoirs, la radiation solaire nette augmente toute l'année, surtout au printemps (11%) et en été (3.8%). Durant ces saisons, cette énergie additionnelle est stockée dans les lacs : les flux de chaleur de sensible et latente sont diminués ou pratiquement inchangés. Cette énergie stockée en début d'année et la hausse de la vitesse du vent augmentent les transferts turbulents de la surface vers l'atmosphère en automne : le flux de chaleur sensible augmente de 60% et le flux de chaleur latente augmente de 25% en moyenne sur les réservoirs. En hiver, le flux de chaleur sensible et de chaleur latente sur les réservoirs augmente de 210% et de 36%, respectivement.

Les changements sur la précipitation et le ruissellement sont généralement attribuables à la variabilité interne du modèle, sauf en automne, où une hausse de la précipitation de 1,5% est observée. La présence des réservoirs engendre une faible augmentation des pertes évaporatives à l'échelle du bassin versant ; seulement 5.9 mm (2%) d'évaporation additionnelle est observé annuellement. Le modèle de recyclage de la précipitation de Brubaker est utilisé afin d'évaluer le couplage entre l'évaporation à la surface et la précipitation dans l'atmosphère. La présence des réservoirs n'affecte pas le recyclage de la précipitation, qui est déjà faible sur le bassin (5.6% en juillet).

ABSTRACT

Canada's largest hydroelectric complex can be found in Northern Quebec, the La Grande hydroelectric complex. It hosts nine hydroelectric reservoirs of a maximum flooded area equivalent to 22 times the area of Montreal Island. Water bodies have properties that differ from those of other types of surfaces. Despite their lower albedo, their high specific capacity and the mixing processes occurring in water bodies allow them to store energy and to have an increased thermal inertia.

We wish to quantify climate change following the impoundment of the reservoirs located in the La Grande hydroelectric complex. At the reservoir scale, changes on air temperature, energy and water balance terms are investigated. At the catchment scale, the additional evaporative water loss and the influence of reservoirs on precipitation recycling is assessed.

To do this, we use two climate simulations in which water fractions were adjusted to represent the pre- and post-impoundment land use. We will compare the changes on several variables and appreciate their significance by comparing them to the climate model internal variability. These simulations are performed with the fifth generation of the Canadian Regional Climate Model (CRCM5), driven by the ERA-Interim reanalysis. The CRCM5 is newly coupled to a 1D lake model (FLake) that aims to simulate the thermal regimes of reservoirs. Moisture and energy fluxes from the vegetation and bare soil are evaluated by the Canadian Land Surface Scheme (CLASSV3.6).

Using *in situ* observations, some CRCM5 outputs are validated. The analysis of 38 weather stations reveals a cold bias on seasonal temperature throughout the year, but mostly marked in spring (-1.9 °C). The interannual variability of temperature is however well reproduced by the model. On a seasonal basis, simulated wind speed and direction generally agree with the observations, although the occurrence of winds exceeding 8 m s^{-1} is over 3 times larger in the model than in the observations. Simulated precipitation across the basin far exceeds observed gross precipitation (over 48%): precipitation under catch at the weather station is partly responsible for this overestimation. At the catchment scale, the observed energy balance is evaluated from radiative and turbulent fluxes from three covariance towers. On a monthly basis, the model is generally able to reproduce the annual energy balance terms. Only an overestimation of reflected solar radiation is observed from April to May ($\sim 50 \text{ W m}^{-2}$). Indeed, it appears that snow cover duration is

overestimated by the land surface scheme; which is reflected by the underestimation of surface temperature, sensible and latent heat flux at the same period.

The effect of reservoirs on temperatures and energy balance usually exceeds the internal variability of the model. Summer 2-m temperature is slightly reduced over reservoirs (less than 0.5°C) following a decrease in daily maximum temperature (between -0.6°C and -1.25°C) exceeding the increase in daily minimum temperatures (between $+0.5^{\circ}\text{C}$ and $+0.8^{\circ}\text{C}$). As for the average winter temperatures, they are increased ($+0.4^{\circ}\text{C}$ and $+1^{\circ}\text{C}$) following the increase of minimum daily temperature ($+1.2^{\circ}\text{C}$ and $+1.8^{\circ}\text{C}$). A warming of lesser amplitude is observed in spring and autumn (between $+0.2^{\circ}\text{C}$ and $+0.8^{\circ}\text{C}$).

Over the reservoirs, net solar radiation increases throughout the year, especially in spring (11%) and summer (3.8%). During these seasons, the additional energy is stored in reservoirs: sensible and latent heat fluxes are either reduced or almost unchanged. This stored energy and the increase in wind speed enhances turbulent transfer from the surface to the atmosphere in autumn: the sensible heat flux increases by 60% and the latent heat flux increases by 25% in average. In winter, the sensible heat flux and latent heat flux over the reservoirs increase by 210% and 36%, respectively.

Changes in precipitation and runoff are generally within the internal variability of the model, except in autumn, when a 1.5% increase in precipitation is observed. The presence of reservoirs causes a small increase in evaporative losses at the watershed scale; only 5.9 mm (2%) of additional evaporation is observed annually. Brubaker precipitation recycling model is used to assess the coupling between the evaporation and the precipitation over the watershed. The presence of reservoirs does not affect the recycling of precipitation, which is already low over the basin (5.6% in July).

TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE	III
REMERCIEMENTS	IV
RÉSUMÉ	V
ABSTRACT.....	VII
TABLE DES MATIÈRES	IX
LISTE DES TABLEAUX	XII
LISTE DES FIGURES	XIII
LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS	XV
LISTE DES ANNEXES	XVII
CHAPITRE 1 INTRODUCTION.....	1
1.1 Contexte.....	1
1.2 Objectifs généraux	2
1.3 Objectifs spécifiques	2
1.4 Démarche de recherche	2
1.5 Organisation du mémoire	5
CHAPITRE 2 DESCRIPTION DU SITE À L'ÉTUDE	6
CHAPITRE 3 NOTIONS THÉORIQUES	8
3.1 Distinctions entre un lac et un réservoir	8
3.2 Propriétés physiques des surfaces	8
3.2.1 Chaleur spécifique.....	8
3.2.2 Transmissivité	9
3.2.3 Albédo	10
3.2.4 Rugosité.....	10

3.2.5	Masse volumique	11
3.3	Stratification et mélange dans les lacs	12
3.4	Bilan énergétique	14
CHAPITRE 4 REVUE CRITIQUE DE LA LITTÉRATURE		17
4.1	Impacts des lacs sur le climat régional.....	17
4.1.1	Température.....	22
4.1.2	Précipitation	22
4.1.3	Couverture nuageuse	23
4.1.4	Bilan d'énergie.....	23
4.2	Consommation d'eau par la production d'hydroélectricité	24
4.3	Recyclage de la précipitation.....	26
CHAPITRE 5 ARTICLE 1: IMPACTS OF BOREAL HYDROELECTRIC RESERVOIRS ON LOCAL CLIMATE AND PRECIPITATION RECYCLING AS SIMULATED BY THE CRCM5: A CASE STUDY OF THE LA GRANDE RIVER WATERSHED, CANADA		29
ABSTRACT.....		29
KEYWORDS		30
5.1	Introduction	31
5.2	Models, Methods and Data.....	33
5.2.1	Climate model: CRCM5.....	33
5.2.2	Land Surface Model: CLASS V3.6.....	34
5.2.3	Lake Model: FLake	34
5.2.4	CRCM5 Experimental Configuration and Simulation Datasets	35
5.2.5	Precipitation Recycling Model	36
5.2.6	La Grande River Watershed and its Hydropower Reservoirs	39
5.2.7	Observations Used for Model Validation.....	42

5.3	Results and Discussion.....	43
5.3.1	Model Validation	43
5.3.2	Sensitivity Analysis.....	48
5.4	Conclusions	55
5.5	Acknowledgments and Data.....	56
CHAPITRE 6 DISCUSSION GÉNÉRALE		58
6.1	Validation	58
6.1.1	Validation de la température interannuelle.....	58
6.1.2	Validation de la vitesse et de la direction du vent à 10 m au-dessus du sol.....	59
6.1.3	Évaluation de l'erreur de mesure sur la précipitation	61
6.2	Résultats de l'étude	62
CHAPITRE 7 CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS		64
7.1	Contributions à l'avancée des connaissances	64
7.2	Limitations.....	64
7.3	Présentations dans des congrès scientifiques.....	65
7.4	Recommandations.....	66
RÉFÉRENCES.....		67
ANNEXES		75

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 3-1 : Valeurs typiques de chaleur spécifique pour différentes surfaces (adapté de Oke (2002)).....	9
Tableau 3-2 : Albédos typiques de différentes surfaces (adapté de Brutsaert (2005)).....	10
Tableau 3-3 : Longueur de rugosité de différentes surfaces (adapté de Oke (2002))	11
Tableau 4-1 : Principales campagnes de mesure et de modélisation portant sur l’impact des lacs sur le climat	18
Table 5-1 : Characteristics of the simulations run in this study	36
Table 5-2 : Characteristics of the reservoirs found in the La Grande River watershed, along with their representation in the model.	41

LISTE DES FIGURES

Figure 1-1 : Démarche de recherche	4
Figure 2-1 : Complexe hydroélectrique La Grande (adapté de Schetagne et Therrien (2013))	6
Figure 2-2 : Normales de précipitation mensuelle, de température mensuelle et de température journalières maximale et minimale enregistrées à la station météorologique située à proximité du réservoir Robert-Bourassa (53.6°N,77.7°O) pour la période 1982-2011 (station La Grande Rivière A, ID OMM : #71827).....	7
Figure 3-1 : Masse volumique de l'eau en fonction de sa température.....	11
Figure 3-2 : Mélange et stratification saisonnière typiques d'un lac tempéré (adapté de Shaw et al. (1993)).....	12
Figure 3-3 : Composantes du bilan énergétique d'une colonne d'eau d'un lac (adapté de Bailey et al. (1997)).....	14
Figure 4-1 : Schéma simplifié des sources d'humidité d'un domaine délimité.	27
Figure 5-1 : Schematic of the precipitation recycling model components for an arbitrary domain, adapted from Brubaker (1991).	37
Figure 5-2 : Map of the La Grande River watershed, defined by a bold black line, in Northern Quebec, Canada. The 11 hydropower plants are represented by a black diamond, the 38 weather stations by a red circle and the three eddy flux towers by a green triangle.	40
Figure 5-3 : Observed and simulated seasonal a) mean, b) minimum, and c) maximum air temperature. Observations from each weather station are compared to the temperature simulated at the closest model grid point. See section 2.7 for more details on how this comparison is performed.....	44
Figure 5-4 : a) Observed annual mean precipitation for weather stations spread over the La Grande River watershed versus the CRCM5 precipitation at the closest model grid point; b) observed precipitation annual cycle for the period 1982–2014 at the station with the longest time series (55.36°N, 77.7°W) and its closest corresponding CRCM5 grid point.	45
Figure 5-5 : Annual cycles of simulated and observed energy fluxes at the watershed scale and at each eddy flux tower for a) upwelling shortwave radiation; b) upwelling longwave radiation;	

c) downwelling shortwave radiation; d) downwelling longwave radiation; e) sensible heat flux and; f) latent heat flux for the La Grande River watershed for the years 2008, 2009, 2011 and 2012. In figures c) to f), observations (OBS) are calculated as area-weighted averages of energy fluxes measured in the bog, the spruce forest and over the reservoir as discussed in section 2.7.....	47
Figure 5-6 : Seasonal changes in 2-m air temperatures due to the presence of reservoirs for a) daily maximum temperature, b) daily minimum temperature, c) daily mean temperature over each reservoir and averaged over all reservoirs for the period 1982–2014. The shaded surface represents changes due to the model internal variability.	49
Figure 5-7 : Same as in Figure 5-6 but for a) net shortwave radiation, b) net longwave radiation, c) rate of heat storage, d) sensible heat flux, and e) latent heat flux.	50
Figure 5-8 : Seasonal changes in precipitation due to the presence of reservoirs during a) winter, b) spring, c) summer, and d) fall over each reservoir and averaged over all reservoirs for the period 1982–2014. The shaded surface represents changes due to the model internal variability.	53
Figure 5-9 : Monthly precipitation recycling ratios (ρ_p) and monthly evaporation recycling ratio (ρ_e) of the La Grande River watershed for the period 1982–2014.	54
Figure 6-1 : Cycle interannuel de la température à la station comportant la plus grande série de données (53.6°N, 77.7°O) et de la température du point de grille le plus proche provenant des simulations SansRes et AvecRes.	59
Figure 6-2 : Roses des vents indiquant la provenance et la vitesse des vents observées (53.6°N, 77.7°O) et simulées au point de grille correspondant, pour la période 1982-2011 (simulation AvecRes).	60
Figure 6-3 : Cycle annuel de la précipitation brute et homogénéisée à une station au nord du bassin versant La Grande (55.3°N, 77.8°O) et cycle annuel de la précipitation du MRCC5 au point de grille correspondant pour la période 1983-2008 (simulation AvecRes).	62
Figure A - 1 : Illustration graphique de la moyenne et de l'écart à la moyenne pour la composante zonale du vent en novembre 1984 (simulation AvecRes).....	77

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

EB	Évaporation brute
ECMWF	European Center for Medium-Range Weather Forecasts
EEN	Équivalent en eau de la neige
EN	Évaporation nette
ET	Évapotranspiration
CC	Changements climatiques
CCSM4	Community Climate System Model 4
CESM1	Community Earth System Model 1
CMAP	Center Merged Analysis of Precipitation
CML4	Community Land Model
GES	Gaz à effet de serre
GFDL	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GLE	Grand Lac de l'Esclave
GLO	Grand Lac de l'Ours
IR	Infrarouge
LW	Longwave
MGC	Modèle Global de Climat
MM4	National Center for Atmospheric Research-Pennsylvania State University regional model
MRC	Modèle Régional de Climat
MRCC5	Modèle Régional Canadien du Climat
MSC	Meteorological Service of Canada
NCAR	National Center for Atmospheric Research

NCEP	National Centers for Environmental Prediction
POM	Princeton Ocean Model
RCA	Rosby Centre Regional Climate Model
SW	Shortwave
VI	Variabilité interne

LISTE DES ANNEXES

Annexe A – Développement de l'équation du flux d'humidité horizontal verticalement intégré .75

CHAPITRE 1 INTRODUCTION

1.1 Contexte

L'augmentation des émissions de gaz à effet de serre est la principale cause des changements climatiques (CC) du 20^e siècle (e.g., Hegerl et al., 1997; Santer et al., 1996; Tett et al., 1999). À l'échelle globale, ces effets sont généralement étudiés à l'aide d'ensembles de projections générées par des modèles globaux de climats (MGC). Une puissance de calcul limitée restreint ces modèles, qui couvrent l'ensemble du globe, à résoudre les bilans de quantité de mouvement, d'énergie et d'humidité sur des grilles grossières, avec une résolution horizontale typiquement entre 200 et 600 km (IPCC, 2013). Ainsi, des méthodes de descente d'échelle dynamiques et statistiques sont utilisées afin d'étudier l'impact des CC à plus haute résolution (e.g., Beniston et al., 2007; Boé et al., 2007; Cecilia et al., 2001; Schmidli et al., 2007). À ces petites échelles, d'autres facteurs contribuant aux CC peuvent alors émerger, notamment les modifications de la couverture des sols. Elles incluent l'urbanisation, la déforestation, les feux de forêt et la submersion de territoires. Cette dernière peut être importante, particulièrement lors de la création de réservoirs hydroélectriques. C'est le cas dans le nord du Québec, où se retrouve le complexe hydroélectrique le plus important du Canada, le Complexe La Grande. On y retrouve neuf réservoirs hydroélectriques qui totalisent une surface inondée maximale de plus de 11 000 km², soit un peu plus de 22 fois la superficie de l'île de Montréal (Schetagne & Therrien, 2013). Vu l'ampleur de ces réservoirs, il est important de comprendre et de quantifier leurs effets sur le climat, qui jusqu'à maintenant n'avaient pas été étudiés dans le détail.

Déjà important dans certaines régions, le stress hydrique continuera d'augmenter avec la population grandissante et les CC (Arnell, 1999). Avec son réseau hydrographique important, le Canada semble à priori à l'abri de cette problématique. Des problèmes de disponibilité en eau se font pourtant déjà ressentir au sud des Prairies et au sud-est de l'Ontario (ECCC, 2013). Au Québec, la demande annuelle relative en eau (actuellement catégorisée comme faible) devrait subir une augmentation de plus de 20% à l'horizon 2025 (Vörösmarty et al., 2000). Cette demande relative en eau représente le rapport entre les prélèvements en eau d'un bassin et les apports provenant du bassin en amont sur une base annuelle. Les prélèvements en eau comprennent ceux des secteurs industriels, domestiques et de l'agriculture. Dans ce contexte, évaluer de quelle manière les

industries québécoises affectent et utilisent les ressources en eau devient primordial. Particulièrement pour l'industrie de l'hydroélectricité, qui retient fortement l'attention depuis les dix dernières années. De toutes les industries à travers le monde, l'évaporation à la surface des réservoirs place l'hydroélectricité au 2^e rang des consommateurs en eau douce (Mekonnen & Hoekstra, 2011). C'est un enjeu non négligeable dans une province comme le Québec, où 98% de l'électricité produite provient de l'hydroélectricité. Certes, les méthodes de calcul de la consommation en eau de l'hydroélectricité comprennent certaines failles, qui gagnent à être abordées.

1.2 Objectifs généraux

Les objectifs généraux du projet de maîtrise sont les suivants :

- analyser les changements hydroclimatologiques apportés par la mise en eau des réservoirs du Complexe La Grande, à savoir quelles sont les variables des bilans hydrologique et énergétique affectées, de quelle façon et à quelles échelles spatiale et temporelle;
- apporter un nouvel éclairage sur la consommation en eau des réservoirs en y incluant le concept du recyclage de la précipitation.

1.3 Objectifs spécifiques

Afin d'atteindre les objectifs généraux du projet, une série de quatre objectifs spécifiques est mise de l'avant :

- comparer la température de l'air, la précipitation et le bilan d'énergie simulés par la 5^e génération du Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC5) aux valeurs observées;
- évaluer les impacts de la mise en eau des réservoirs sur ces variables;
- quantifier la consommation en eau nette à l'échelle du bassin versant;
- étudier les impacts de la mise en eau des réservoirs sur le recyclage de la précipitation

1.4 Démarche de recherche

On trouve très peu de stations météorologiques en périphérie des réservoirs hydroélectriques du complexe La Grande et lorsque c'est le cas, les données sont typiquement disponibles pour de

courtes périodes suivant la mise en eau des réservoirs. La liste des variables météorologiques observées à ces stations est généralement peu exhaustive, se cantonnant aux variables météorologiques de base telles que la température, la précipitation et la hauteur du couvert nival. De plus, comme les données météorologiques avant la submersion des territoires sont pratiquement inexistantes, on comprend qu'il devient alors très difficile de quantifier les changements hydroclimatiques apportés par les réservoirs. C'est pourquoi l'approche méthodologique du projet repose essentiellement sur des simulations climatiques. Ces simulations sont réalisées par le groupe Simulations et Analyses Climatiques chez Ouranos, avec le MRCC5. En utilisant des séries de données provenant d'un modèle climatique, nous tirons avantage de la grande diversité de variables disponibles et de l'accès à de longues séries temporelles. Cependant, un modèle climatique régional présente plusieurs incertitudes, notamment reliées à sa configuration, à ses conditions initiales ainsi qu'au choix du pilote. Pour cette raison, la première étape de l'étude consiste à évaluer la capacité du modèle à reproduire le climat passé. La climatologie de la température et de la précipitation ainsi que la direction et la vitesse des vents sont comparées à des données récoltées aux stations météorologiques. Aussi, le bilan énergétique à la surface est validé à l'échelle du bassin versant. La deuxième étape consiste à réaliser une analyse de sensibilité à l'aide de quatre simulations. Deux simulations (SansRes et AvecRes) sont comparées afin d'établir un changement sur quelques variables climatiques. Dans ces dernières, les flux provenant des réservoirs sont évalués par un modèle de lac 1D, FLake. Les deux autres simulations (IV-I et IV-II) permettent d'évaluer la variabilité interne du modèle, qui change selon la variable à l'étude, de même que les échelles temporelle et spatiale choisies. Ainsi, dans le cadre de notre étude, un changement sur quelconque variable climatique ne peut être significatif que s'il excède la variabilité interne du modèle. La dernière étape du projet consiste à évaluer le recyclage de la précipitation sur le bassin versant en utilisant les simulations SansRes et AvecRes. Cela nous permettra de déterminer dans quelle mesure l'évapotranspiration sur le bassin influence la précipitation et comment la présence des réservoirs influence cette interaction. Cette démarche est schématisée à la Figure 1-1

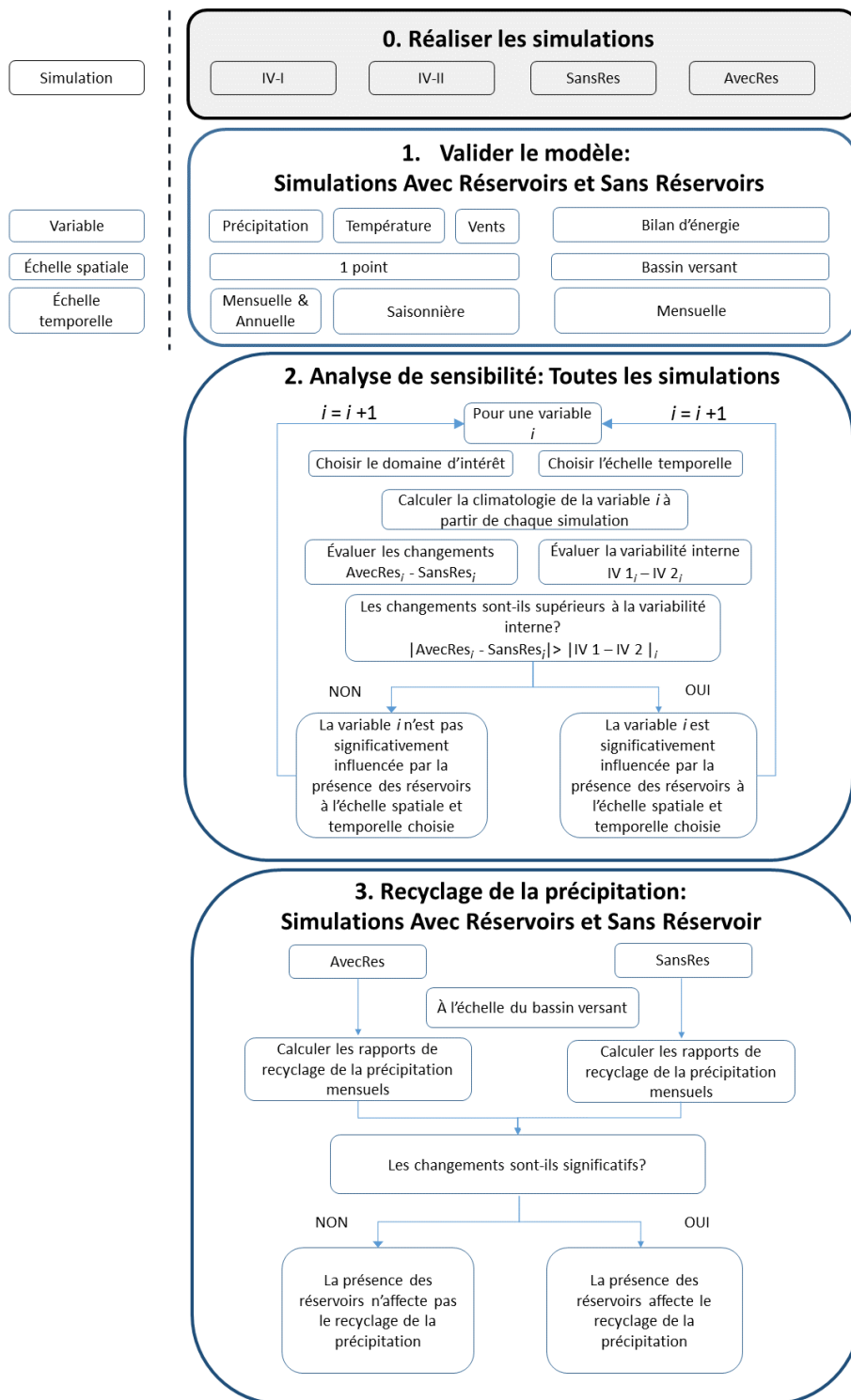


Figure 1-1 : Démarche de recherche

1.5 Organisation du mémoire

Ce mémoire comprend 7 chapitres. Le Chapitre 1 introduit le contexte, les objectifs ainsi que la démarche de recherche. Le Chapitre 2 présente quelques caractéristiques du Complexe La Grande. Le Chapitre 3 présente quelques notions théoriques sous-jacentes à la compréhension des interactions entre les plans d'eau et l'atmosphère. Le Chapitre 4 présente une revue critique de la littérature. Elle porte notamment sur l'impact des lacs sur le climat, sur la consommation d'eau de l'hydroélectricité et sur le recyclage de la précipitation. Le Chapitre 5 comprend l'intégralité de l'article soumis à la revue *Theoretical and Applied Climatology*. On y présente les résultats de l'article qui porte sur les objectifs de recherche évoqués plus tôt. Le Chapitre 6 présente une discussion générale, qui vise à nuancer certains résultats obtenus dans l'article scientifique et à mettre en lien les résultats de notre recherche à ce qui a été rapporté dans la littérature. Le Chapitre 7 présente les conclusions et recommandations générales. Les contributions, les limitations ainsi que les nouvelles voies de recherche y sont exposées. En Annexe, se trouvent les résumés et les affiches présentées dans le cadre du projet de recherche ainsi qu'une brève description des composantes du transport d'humidité dans l'atmosphère.

CHAPITRE 2 DESCRIPTION DU SITE À L'ÉTUDE

Le complexe hydroélectrique de La Grande Rivière est situé dans la région de la Baie-James au nord du Québec entre les latitudes 48° et 55°N. C'est un territoire peu densément peuplé : les communautés et villages autochtones sont concentrés dans les municipalités de Kuujjuarapik, Whapmagoostui, Chisasibi, Wemindji, Eastmain, Nemaska, Mistassini et Waskaganish. Ces villages sont illustrés à l'aide de points noirs dans la Figure 2-1.



Figure 2-1 : Complexe hydroélectrique La Grande (adapté de Schetagne et Therrien (2013))

Le complexe comprend neuf réservoirs hydroélectriques, dont sept sont disposés en série au nord du bassin. L'écoulement dans la rivière La Grande est orienté d'est en ouest, à partir du réservoir Caniapiscau vers la Baie-James. Le dénivelée totale entre le réservoir Caniapiscau et l'exutoire est de 535 m (Denis, 2009). Au réservoir Robert-Bourassa, un apport latéral additionnel provient des réservoirs Eastmain-1, Opinaca et du Lac Sakami, aussi disposés en série.

La végétation est typique du domaine de la pessière à lichen. Elle comprend des étendues de lichen ponctuées d'épinette noire, de sapin baumier et de pin gris (Ministère des Forêts de la Faune et des Parcs, 2013). Les étendues d'eau totalisent 23% de la superficie du bassin, les conifères 41% et les

arbustes 19%. La fraction restante comprend le lichen et le sol nu (Ressources Naturelles Canada, 2016).

Localisée dans un climat subarctique, cette région est caractérisée par des températures plus basses qu'au sud du Québec. Les normales de température et de précipitation provenant d'une station d'Environnement Canada localisée au sud-est du réservoir Robert-Bourassa (53.6°N, 77.7°O) sont présentées à la Figure 2-2.

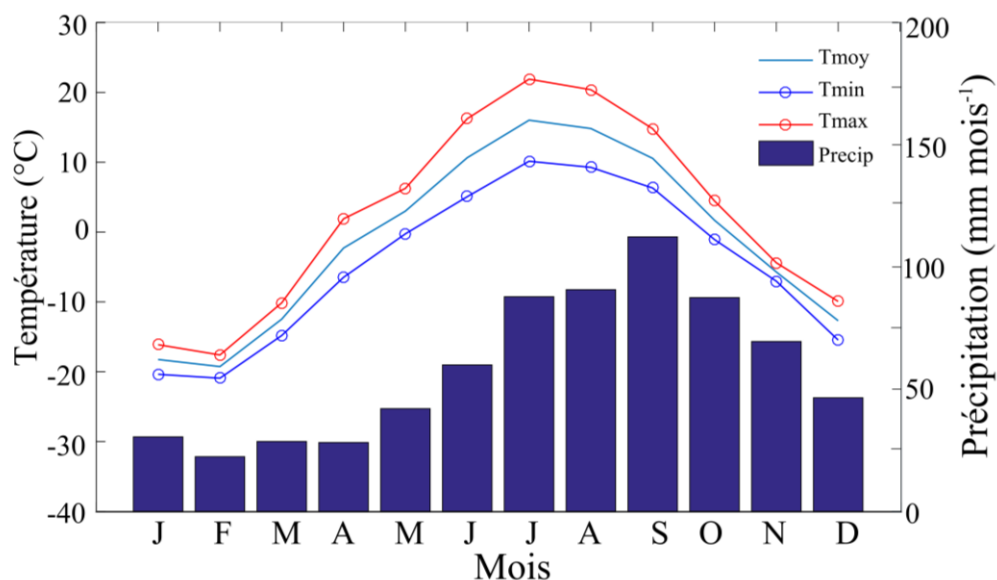


Figure 2-2 : Normales de précipitation mensuelle, de température mensuelle et de température journalières maximale et minimale enregistrées à la station météorologique située à proximité du réservoir Robert-Bourassa (53.6°N,77.7°O) pour la période 1982-2011 (station La Grande Rivière A, ID OMM : #71827).

La précipitation moyenne annuelle totale enregistrée à cette station est de 705 mm/ an et la précipitation moyenne maximale est observée au mois de septembre (112 mm/mois). La température moyenne se situe entre -19 et 16°C selon la période de l'année. Les normales de températures journalières moyennes maximales et minimales pour chaque mois se situent entre -17 et 22°C et -21 et 10°C, respectivement.

Dans le cadre de cette étude, les réservoirs Eastmain-1 et Caniapiscau n'ont pas été étudiés. Le réservoir Eastmain-1 a été retiré des analyses, puisque les résultats provenant de la simulation AvecRes étaient incorrects (plus de détails à la section 5.2.6). Quant au réservoir Caniapiscau, il n'avait pas été retiré de la simulation SansRes.

CHAPITRE 3 NOTIONS THÉORIQUES

Les plans d'eau ont des caractéristiques qui diffèrent de celles des autres types de surfaces. Les déterminantes dans les échanges entre la surface et l'atmosphère sont présentées dans cette section.

3.1 Distinctions entre un lac et un réservoir

Tout d'abord, les lacs sont créés de manière naturelle alors que les réservoirs sont créés par la construction d'un barrage sur une rivière (le refoulement des eaux de la rivière élargit son lit jusqu'à la création d'un lac artificiel). Assez loin en amont du barrage, le réservoir se comporte plutôt comme une rivière, avec une section assez étroite et de fortes vitesses. Plus on se rapproche du barrage, plus le comportement hydraulique du plan d'eau ressemble à celui d'un lac (si la section au niveau du barrage est assez grande). Un problème bien connu lors de la création des réservoirs est l'accumulation de sédiments en amont d'un barrage. C'est un problème parfois si important, que le niveau des réservoirs doit être abaissé afin de procéder à la collecte de ces sédiments. En amont de la centrale LG1, l'érosion des berges est un apport sédimentaire important (Denis, 2009). En plus de l'influence du couvert nival et de la température, le niveau des réservoirs hydroélectriques est régulé par les pratiques de gestion des réservoirs et par les ouvrages de contrôle comme les évacuateurs de crue.

3.2 Propriétés physiques des surfaces

La chaleur spécifique, l'albédo, la rugosité de la surface et la densité de l'eau distinguent les lacs et les réservoirs des autres types de terrain.

3.2.1 Chaleur spécifique

La chaleur spécifique représente l'énergie nécessaire afin d'élever la température d'un kilogramme de matière d'un Kelvin. Le Tableau 3-1 présente quelques valeurs de chaleur spécifique typiques.

Tableau 3-1 : Valeurs typiques de chaleur spécifique pour différentes surfaces (adapté de Oke (2002)).

<i>Type de surface</i>	<i>Chaleur spécifique ($J\ kg^{-1}\ K^{-1}$)</i>
Eau douce calme, 4°C	4 180
Neige fraîche	2 090
Glace, 0°C	2 100
Sol sableux, sec	800
Sol argileux, sec	890
Tourbe, sèche	1 920

L'eau a une chaleur spécifique au moins 4 fois supérieure aux sols argileux. Cela confère aux plans d'eau une importante inertie thermique. Pour un apport énergétique donné, la variation de température pour un lac est donc significativement plus faible que pour les autres types de surface couramment rencontrés sur la Terre.

3.2.2 Transmissivité

La transmissivité est le rapport entre le rayonnement transmis et le rayonnement incident (d'une longueur d'onde donnée). Une transmissivité élevée indique qu'une grande portion du rayonnement incident pourra passer à travers une substance choisie pour ensuite être transmise vers les couches inférieures. Puisque la pénétration du rayonnement à longue longueur d'onde est limitée à quelques centimètres proches de la surface (Bailey et al., 1997), nous allons aborder la transmissivité en termes de profondeur de pénétration du rayonnement à courte longueur d'onde (0.2-0.6 μm). La profondeur de pénétration du rayonnement à courte longueur d'onde est typiquement de 10m dans la glace, de 1m dans la neige, de 10 m dans un lac et peut atteindre 1000 m dans des eaux tropicales très claires (Oke, 2002). L'énergie radiative pénétrant profondément dans les lacs contribue à l'inertie thermique et au mélange dans les lacs (Section 3.3). Il faut noter que les valeurs indiquées plus haut représentent des ordres de grandeur et peuvent varier en fonction des caractéristiques de chaque type de surface.

3.2.3 Albédo

L'albédo (α) représente le rapport entre le rayonnement solaire réfléchi et le rayonnement solaire incident. Plus l'albédo est faible, plus l'énergie solaire incidente est absorbée à la surface. Le Tableau 3-2 présente quelques valeurs d'albédo typiques.

Tableau 3-2 : Albédos typiques de différentes surfaces (adapté de Brutsaert (2005))

<i>Surface</i>	<i>Albédo</i>
Eau	0.06
Neige fraîche	0.85
Herbe verte	0.20
Forêt de feuillus	0.20
Forêt de conifères	0.12
Sol nu	0.20

L'albédo moyen de l'eau est plus faible que celui des autres types de surfaces. Lors des saisons froides, il peut augmenter suivant la présence d'un couvert de glace et de neige.

3.2.4 Rugosité

La rugosité de surface peut être représentée par sa longueur de rugosité (z_o). Dans un système de coordonnées aligné sur la direction moyenne du vent et en condition de neutralité atmosphérique, la vitesse du vent \bar{U} à une certaine élévation dans l'atmosphère z est donnée par:

$$\bar{U} = \left(\frac{u_*}{k} \right) \ln \left(\frac{z}{z_o} \right) \quad 3-1$$

Où u_* est la vitesse de friction (m/s) et k la constante de van Karman (0.4)

La vitesse de friction est une échelle de vitesse caractéristique de la couche de surface. Elle permet d'obtenir un ordre de grandeur des fluctuations des vitesses causées par la rugosité de la surface.

Proche de la surface, la vitesse du vent diminue rapidement avec l'élévation. À élévation égale, plus la rugosité d'une surface est élevée plus le cisaillement du vent augmente et la vitesse du vent diminue. Le Tableau 3-3 présente les valeurs de longueur de rugosité typiques.

Tableau 3-3 : Longueur de rugosité de différentes surfaces (adapté de Oke (2002))

<i>Surface</i>	z_o (m)
Lac (eaux calmes)	10^{-4}
Glace lisse	10^{-5}
Neige	10^{-4}
Herbe courte (0.02 à 0.1 m)	10^{-2} à 10^{-3}
Herbe longue (0.25 à 1 m)	10^{-2} à 10^{-1}
Conifères	Entre 1 et 6 m
Feuillus	Entre 1 et 6 m
Terres agricoles	10^{-2} à 10^{-1}

Non seulement les plans d'eau ont une rugosité plus faible que la végétation, mais leur rugosité est aussi variable en fonction de la hauteur des vagues. Par exemple, la longueur de rugosité en pleine mer est de l'ordre de 0.0001 m alors que celle en zone côtière est de 0.001 (Stull, 1988).

3.2.5 Masse volumique

Les gradients de densité de l'eau jouent un rôle déterminant dans le régime de mélange des lacs (section 3.3). Par exemple, en automne, l'eau qui se refroidit en surface devient plus dense et est entraînée vers le fond du lac, étant alors remplacée par de l'eau moins dense. Ces variations de température sont causées par les échanges de chaleur à la surface des plans d'eau. La Figure 3-1 présente l'évolution de la masse volumique de l'eau en fonction de sa température.

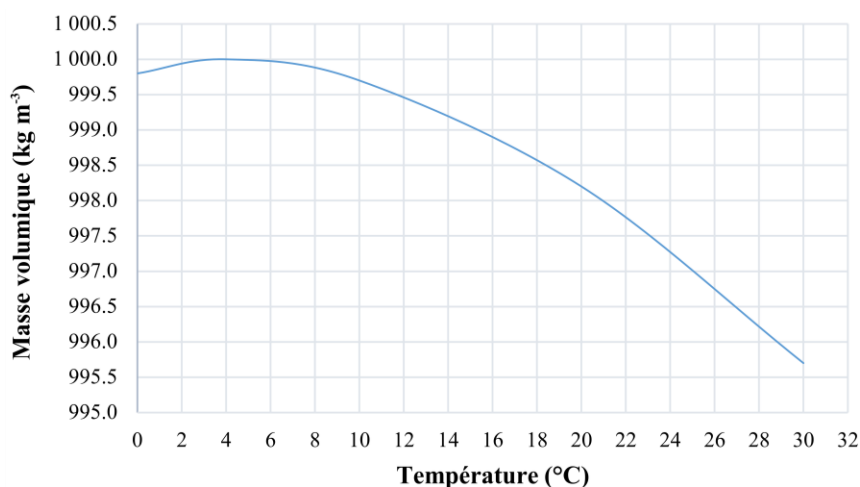


Figure 3-1 : Masse volumique de l'eau en fonction de sa température

Comme le démontre la Figure 3-1, une augmentation de la température de l'eau engendre sa densification entre 0 et 4°C. Ce comportement hors du commun est causé par la structure moléculaire de la glace : la diminution des vibrations intermoléculaires engendrée par la baisse de température augmente la solidité des ponts hydrogènes, permettant aux molécules d'eau de former un réseau de molécules en 3D organisé qui prend plus d'espace (Sharp, 2001). Une fois le seuil de 4°C dépassé, la masse volumique de l'eau décroît avec la température. À ce stade-ci, l'augmentation de la température de l'eau augmente l'énergie cinétique et la vibration des molécules d'eau, qui occupent un espace de plus en plus grand.

3.3 Stratification et mélange dans les lacs

En milieu tempéré, les lacs dits « dimictiques » passent généralement à travers 4 phases au cours d'une année : une stratification hivernale, un retournement au printemps, une stratification en été et un retournement en automne. Ces quatre phases sont schématisées à la Figure 3-2.

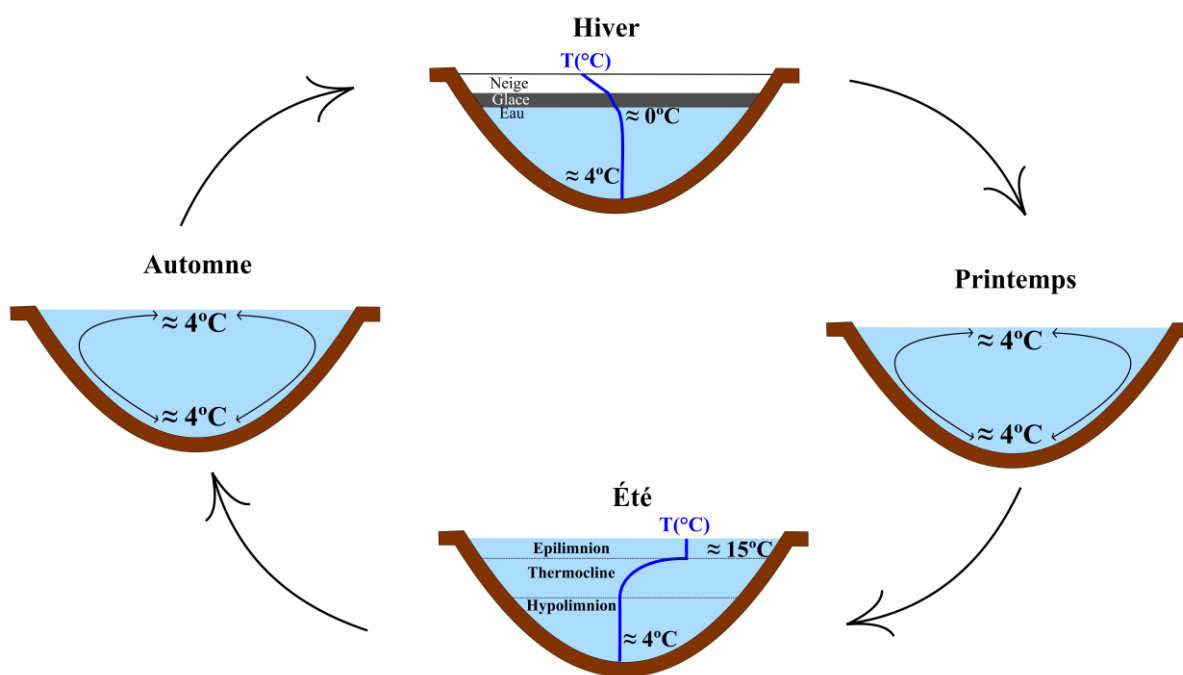


Figure 3-2 : Mélange et stratification saisonnière typiques d'un lac tempéré (adapté de Shaw et al. (1993))

En hiver, les lacs sont quasi isothermes ($\approx 4^{\circ}\text{C}$). L'eau proche de la surface est plus froide ($\approx 0^{\circ}\text{C}$) à cause de la présence du couvert de glace. Au printemps, la glace fond et l'eau en surface se

réchauffe. À ce moment, un réchauffement différentiel entre les zones côtières et les zones profondes crée une large zone de convection appelée barre thermique. L'eau en surface atteint ensuite 4°C. Avec une densité verticalement constante et un faible couvert de glace, l'action combinée du rayonnement solaire et du vent suffisent pour effectuer un brassage complet des eaux du lac. L'eau en surface continue de se réchauffer jusqu'à ce que la stratification thermique estivale soit observée, à savoir la succession de trois couches : l'épilimnion, la thermocline et l'hypolimnion. Aussi appelée couche de mélange, l'épilimnion est en constante interaction avec l'atmosphère. On y retrouve un mélange vigoureux, surtout causé par le vent. Cette circulation est principalement horizontale et diminue avec la profondeur. On peut aussi y observer un mélange convectif, la nuit ou l'automne par exemple, lorsque l'eau en surface augmente de densité en refroidissant. Ces processus d'origine dynamique et thermique distribuent la chaleur à travers la couche de mélange, de manière à ce que la température y soit quasi uniforme ($> 4^{\circ}\text{C}$). La thermocline est une zone de transition entre la couche de mélange et l'hypolimnion : la température y diminue rapidement avec la profondeur. Les courants horizontaux sont responsables du faible mélange dans cette couche. Les lacs profonds comprennent une dernière section, l'hypolimnion, où la température ($\approx 4^{\circ}\text{C}$) varie très peu avec la profondeur. En automne, ces lacs subissent un autre retournement complet au moment où l'eau en cours de refroidissement en surface atteint 4°C et devient plus dense que l'eau dans les couches plus profondes du lac. Toute l'année, les eaux rapides des rivières se déversant dans les lacs contribuent au mélange, mais surtout proche de l'exutoire. Ce sont surtout les gradients de densité entre les eaux provenant des apports latéraux et l'eau dans le lac qui créent les mélanges à plus grande échelle (Bengtsson, 2012). D'autres processus de mélange visant à distribuer la chaleur à travers toute la colonne d'eau existent (e.g., seiches, ondes internes, etc.), mais ne sont pas discutés ici.

Les lacs superficiels (où le rayonnement solaire absorbé à la surface atteint le fond du lac) se comportent différemment des lacs profonds. Localisés dans les zones humides, leur profondeur n'excède généralement pas 5 m (Minnesota Department of Natural Resources, 2016). Ils sont complètement mélangés durant l'été : le vent agit sur toute la profondeur du lac et la nuit, les eaux en surface deviennent plus denses, s'enfoncent vers les eaux des couches inférieures, qui reçoivent un apport en énergie des sédiments au fond. En été, leur température à la surface est plus élevée et leur inertie thermique est plus faible que les lacs profonds. En effet, l'inertie thermique est proportionnelle à la surface et à la profondeur du lac (Rouse et al., 2008a). Aussi, la formation du

couvert de glace commence plus tôt sur les lacs superficiels que sur les lacs profonds, car moins d'énergie a pu être stockée dans la masse d'eau.

3.4 Bilan énergétique

La Figure 3-3 présente les composantes du bilan énergétique d'un lac.

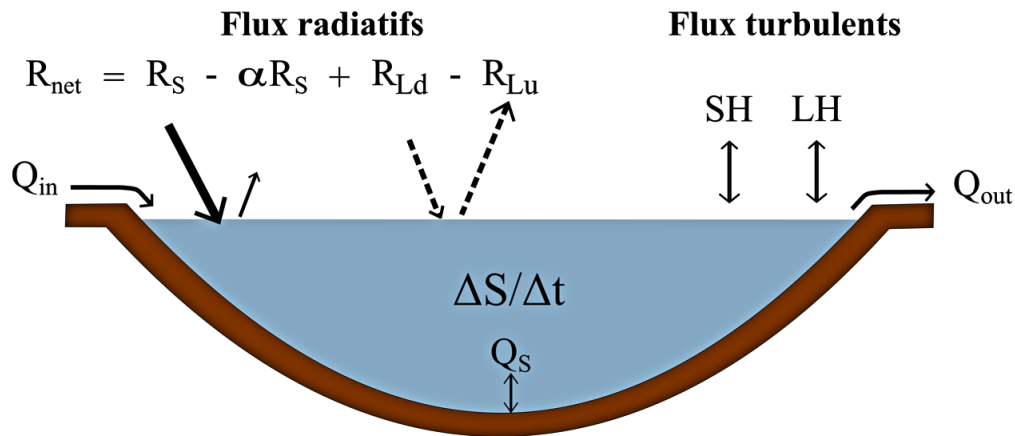


Figure 3-3 : Composantes du bilan énergétique d'une colonne d'eau d'un lac (adapté de Bailey et al. (1997))

Le changement de stockage d'énergie dans une colonne de lac est obtenu en soustrayant les pertes aux apports en énergie :

$$\frac{\Delta S}{\Delta t} = R_{net} - SH - LH - Q_s + Q_{in} - Q_{out} \quad 3-2$$

La surface puise la majorité de son énergie du rayonnement solaire et infrarouge. Une portion de l'énergie solaire incidente R_S est réfléchi αR_S selon l'albédo de la surface α . La surface émet à son tour un rayonnement infrarouge R_{Lu} (équation 3-4). Les gaz à effet de serre (GES) dans l'atmosphère réémettent une portion du rayonnement infrarouge provenant de la surface R_{Lu} vers cette dernière R_{Ld} . Obtenu par bilan radiatif, le rayonnement net R_{net} correspond à l'énergie disponible à la surface pouvant être stockée ou transformée en d'autres formes d'énergie (équation 3-3) :

$$R_{net} = (R_S - \alpha R_S) + (R_{Ld} - R_{Lu}) \quad 3-3$$

Le rayonnement infrarouge émis par la surface est calculé à l'aide de l'équation 3-4 :

$$R_{Lu} = \varepsilon\sigma T^4 \quad 3-4$$

Où ε représente l'émissivité de la surface, σ la constante de Stefan-Boltzmann ($5.67E-8 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$) et T la température de la surface. Les termes du bilan d'énergie sont exprimés en W m^{-2} .

D'autres apports en énergie Q_{in} sont non négligeables dans les petits lacs superficiels : ils proviennent des affluents, de l'eau ruisselée sur le bassin versant et de la précipitation estivale. Des pertes en énergie Q_{out} affectent aussi le bilan énergétique d'un lac : la précipitation hivernale et automnale ainsi que l'énergie perdue par l'écoulement à la sortie du lac.

L'énergie disponible dans le lac est transférée à l'atmosphère sous forme de chaleur sensible SH , de chaleur latente LH et peut aussi être stockée dans la colonne d'eau $\frac{\Delta S}{\Delta t}$. Une autre composante s'ajoute au bilan d'énergie des lacs peu profonds : l'énergie stockée/libérée par les sédiments au fond Q_s . Selon Mironov (2008), cette composante devient négligeable lorsque la profondeur du lac excède 5 m. Les échanges sous forme de chaleur sensible dépendent surtout du gradient de température entre la surface et la couche d'air surplombant et de l'intensité de la turbulence. Les échanges sous forme de chaleur latente dépendent du déficit de pression de vapeur dans la couche d'air surplombant la surface, de la vitesse du vent et de la rugosité de la surface.

Contrairement au stockage d'énergie dans le sol, le stockage d'énergie dans un lac profond n'est pas faible par rapport aux autres flux (Figure 3-3). Au printemps et en été, les lacs agissent généralement comme des puits thermiques $\left(\frac{\Delta S}{\Delta t} > 0\right)$: une partie importante de l'énergie disponible sert à réchauffer le lac. En automne et en hiver, ils agissent plutôt comme des sources d'énergie $\left(\frac{\Delta S}{\Delta t} < 0\right)$: les échanges turbulents entre les lacs et l'atmosphère sont alors amplifiés.

La taille des lacs influence grandement le bilan énergétique de surface. Cela est vrai non seulement pour de grands lacs, mais aussi lorsque l'on retrouve plus ieurs petits lacs à proximité (Rouse et al., 2005). En comparant un lac large et plusieurs petits lacs équivalant à la même superficie, les petits lacs présentent plus de flux de chaleur sensible et moins de flux de chaleur latente (Rouse et

al., 2005). Cela s'explique par la faible masse thermique des lacs superficiels : leur surface s'échauffe davantage et plus tôt dans l'année que les lacs profonds, ce qui résulte en une hausse du flux de chaleur sensible émit à la surface.

CHAPITRE 4 REVUE CRITIQUE DE LA LITTÉRATURE

Cette section présente une revue critique de la littérature. Un portrait global des études ayant analysé l'impact des lacs sur le climat, les indicateurs actuellement utilisés dans la littérature afin d'évaluer la consommation en eau de l'hydroélectricité ainsi que quelques études portant sur le recyclage de la précipitation sont présentées.

4.1 Impacts des lacs sur le climat régional

Les études présentées dans cette section portent sur des lacs situés dans des zones tempérées. La méthodologie est typiquement assez simple : comparer les conditions climatiques sans lacs à celles en présence de lacs en utilisant des données expérimentales ou des données provenant de modèles climatiques ou prévisionnels. Lorsque des données expérimentales sont utilisées, les conditions climatiques sans lacs sont généralement représentées par des observations prises dans des terrains avoisinants. Lorsque des modèles numériques sont utilisés, le climat sans lacs est reproduit en remplaçant les fractions de lacs par du terrain (sol nu, végétation du même point de grille ou du point de grille le plus proche). Le Tableau 4-1 présente une vue d'ensemble de ces études.

Tableau 4-1 : Principales campagnes de mesure et de modélisation portant sur l'impact des lacs sur le climat

Approche expérimentale	
a) Site b) Période à l'étude c) Référence	Impacts des lacs
a) Grands Lacs b) 1951-1980 c) Robert et Floyd (1997)	En fonction du lac, <ul style="list-style-type: none"> ➤ Température journalière saisonnière minimale : <ul style="list-style-type: none"> ○ hausse toute l'année, surtout en hiver (+1 à +8°C) et en automne (+2 à +4°C) ➤ Température journalière saisonnière maximale : <ul style="list-style-type: none"> ○ baisse en été (-2 à -6°C) et au printemps (-1 à -3°C) ○ hausse en hiver (+1 à +2°C) ➤ Précipitation : <ul style="list-style-type: none"> ○ hausse en automne et en hiver (+15 à 105%) ○ baisse en été (+10 à 20%) ➤ Couverture nuageuse : <ul style="list-style-type: none"> ○ hausse en hiver (+7 à 25%) et en automne (+5 à 11%) ○ baisse en été (-9 à -12%)
a) Vallée du Mackenzie b) 1990-2002 c) Rouse et al. (2005)	<ul style="list-style-type: none"> ➤ En été, le pourcentage de ciel dégagé au-dessus du Grand Lac de l'Esclave (GLE) dépasse de 25% celle des terrains avoisinants ➤ Rayonnement net des lacs en eau libre est entre 25% et 73% de celle des zones sèches (avril à décembre) ➤ Rayonnement net régional augmente de 8% en considérant les lacs et les zones humides (avril à décembre) ➤ À la fin de l'été, entre ¼ et ¾ de l'énergie disponible a été stockée dans le lac ➤ Flux de chaleur latente augmente de 32% et flux de chaleur sensible augmente de 19% lorsque les lacs et zones humides sont considérés (avril à décembre) ➤ Stockage d'énergie régional maximal est quadruplé en présence de zones humides et de lacs

Tableau 4-1 : Principales campagnes de mesure et de modélisation portant sur l'impact des lacs sur le climat (suite)

Approche de modélisation	
a) Site b) Période étudiée c) Modèle climatique d) Modèle de lac e) Référence	Impacts des lacs
a) Amérique du Nord et Grands Lacs b) 1958-2007 c) MRCC5 (Martynov et al., 2013) d) FLake et Hostetler (Hostetler et al., 1993) e) Martynov et al. (2012a)	Bassin versant de la rivière La Grande (estimations provenant de l'interprétation de cartes à l'échelle de l'Amérique du Nord) : <ul style="list-style-type: none"> ➤ Température moyenne saisonnière : <ul style="list-style-type: none"> ○ hausse en automne et en hiver (entre +1 et +4°C) ○ baisse en été (< -2°C) ➤ Flux de chaleur sensible : <ul style="list-style-type: none"> ○ hausse en automne et en hiver (< 20 W m⁻²) ○ baisse en été et au printemps (< 20 W m⁻²) ➤ Flux de chaleur latente : <ul style="list-style-type: none"> ○ hausse en automne et en hiver (< 20 W m⁻²) ○ hausse en été et au printemps (< 20 W m⁻²)
a) Grands Lacs b) Déc. 1985 – Jan. 1986 c) MM4 d) Hostetler et Bartlein (1990) e) Bates et al. (1993)	En hiver, <ul style="list-style-type: none"> ➤ La présence des lacs est responsable de 25% de la précipitation dans le bassin ➤ Pression au niveau de la mer : <ul style="list-style-type: none"> ○ Diminue de 0.3 kPa

Tableau 4-1 : Principales campagnes de mesure et de modélisation portant sur l'impact des lacs sur le climat (suite)

Approche de modélisation (suite)	
a) Site b) Période étudiée c) Modèle climatique d) Modèle de lac e) Référence	Impacts des lacs
a) Bassin du fleuve Mackenzie b) juin à octobre (1998 et 1999) c) MRCC3.4 d) POM e) Long et al. (2007)	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Température de la surface : Grand Lac de l'Ours (GLO) <ul style="list-style-type: none"> ○ diminue de 10°C en juillet et août ○ augmente de 10°C en octobre ➤ Humidité spécifique au-dessus des lacs : GLE et GLO <ul style="list-style-type: none"> ○ Diminue en juillet (entre -250 et -500 g kg⁻¹) ○ Augmente en octobre (entre 80 et 200 g kg⁻¹) ➤ Pression au niveau de la mer : <ul style="list-style-type: none"> ○ augmente de 0.03 kPa en juillet ○ diminue de 0.03 kPa en octobre
a) Québec b) 1991-2010 c) MRCC5 d) Hostetler e) Huziy et Sushama (2016)	Bassin versant de la rivière La Grande (estimations provenant de l'interprétation de cartes à l'échelle de l'Amérique du Nord) <ul style="list-style-type: none"> ➤ Température saisonnière moyenne : <ul style="list-style-type: none"> ○ hausse durant le printemps, l'hiver et l'automne (entre 1.5 et 3°C, selon la saison) ○ baisse en été (< 1.5°C) ➤ Précipitation : <ul style="list-style-type: none"> ○ augmente toute l'année (≈ 45 mm/saison en hiver et moins de 15 mm/saison le reste de l'année)

Tableau 4-1 : Principales campagnes de mesure et de modélisation portant sur l'impact des lacs sur le climat (suite)

Approche de modélisation (suite)	
a) Site b) Période étudiée c) Modèle climatique d) Modèle de lac e) Référence	Impacts des lacs
a) Irlande du sud b) 1961-90 c) RCA 3.5 (Samuelsson et al., 2010) d) FLake e) Samuelsson et al. (2010)	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Température saisonnière : <ul style="list-style-type: none"> ○ augmente toute l'année mais surtout en hiver et en automne (pouvant atteindre +2°C à certains endroits) ➤ Amplitude du cycle diurne de la température : <ul style="list-style-type: none"> ○ réduite de plus de 0.5°C en été ➤ Précipitation convective : <ul style="list-style-type: none"> ○ augmente de plus de 20% en août
a) Canada (>48°N; 175°E-325°E) b) 1980-2004 c) CCSM4 (Gent et al., 2011) d) CLM4 (Subin et al., 2012b) e) Subin et al. (2012a)	En augmentant la fraction de lacs ($\approx 10\%$ en moyenne sur le territoire) : <ul style="list-style-type: none"> ➤ Rayonnement solaire net : <ul style="list-style-type: none"> ○ augmente durant l'été (max 1 W m^{-2}) ○ diminue au printemps (min -2 W m^{-2}) ➤ Rayonnement infrarouge émis par la surface : <ul style="list-style-type: none"> ○ Augmente de juillet à décembre (moyenne $\approx 0.7 \text{ W m}^{-2}$ et pointe en octobre avec augmentation de 1.2 W m^{-2}) ➤ Flux de chaleur latente : <ul style="list-style-type: none"> ○ augmente de juillet à décembre (moyenne $\approx 0.7 \text{ W m}^{-2}$ et pointe en septembre avec augmentation de 1.6 W m^{-2}) ➤ Flux de chaleur sensible : <ul style="list-style-type: none"> ○ diminue au printemps et en été ($\approx 2 \text{ W m}^{-2}$) ○ augmente en automne et en hiver ($\approx 1 \text{ W m}^{-2}$) ➤ Stockage dans le sol/lac : <ul style="list-style-type: none"> ○ augmente d'avril à juillet (moyenne $\approx 2 \text{ W m}^{-2}$ et pointe en juillet avec augmentation de 4 W m^{-2})

L'impact des lacs sur la précipitation, la couverture nuageuse, la température de l'air, l'humidité et les différentes variables du bilan énergétique à la surface est résumé dans les prochaines sous-sections.

4.1.1 Température

La présence de lacs réduit l'amplitude thermique journalière et saisonnière. Pour le nord de l'Europe, Samuelsson et al. (2010) ont démontré que la présence des lacs amenait une diminution de l'amplitude du cycle diurne estival de plus de 0.5°C. En été, les lacs font diminuer la température journalière maximale (Robert & Floyd, 1997) alors qu'en hiver, ils augmentent la température journalière minimale (Robert & Floyd, 1997; Samuelsson et al., 2010). Ces influences se reflètent sur les températures saisonnières : la présence des lacs provoque un refroidissement en été et un réchauffement en hiver (Huziy & Sushama, 2016; Martynov et al., 2012b). En automne, la température saisonnière augmente aussi par la présence de lacs, cependant ce réchauffement est de moindre intensité que celui observé en hiver. L'effet des lacs sur les températures printanières varient d'une étude à l'autre : parfois, ils contribuent à réchauffer l'air proche de la surface et d'autres fois, ils causent un refroidissement.

4.1.2 Précipitation

Sur les Grands Lacs, les analyses saisonnières de Robert et Floyd (1997) indiquent une augmentation de la précipitation entre 25 et 105% en hiver et entre 15-50% en automne en fonction de la taille du lac et de son fetch (la distance effective parcourue par une masse d'air suivant la direction du vent au-dessus du lac). L'augmentation de la précipitation hivernale sur les Grands Lacs est liée à l'effet de lac, où les masses d'air continentales plutôt sèches s'humidifient et se réchauffent lors de leur passage au-dessus des lacs. Par instabilité thermique, blocage orographique et par la convergence créée par les changements de rugosité à la surface, cet air chaud et humide s'élève, se condense et génère de la précipitation sur les rives en aval (Aguado & Burt, 2013). Plus le fetch est élevé, plus la masse d'air pourra être chargée en humidité et générer de fortes précipitations sur les côtes. En automne, l'augmentation de la précipitation est plutôt influencée par l'instabilité thermique due au fait que l'eau en surface est plus chaude que l'air la surplombant. Ces instabilités créent de larges mouvements ascendants, propices à la formation de précipitation. Justement, Samuelsson et al. (2010) ont déterminé qu'au nord de l'Europe, par rapport au scénario

sans lac, la précipitation convective est la composante de la précipitation qui augmente le plus lorsque les lacs sont inclus dans leurs simulations (allant jusqu'à +40% en septembre au-dessus du lac Ladoga, Russie). Ceci concorde avec les phénomènes météorologiques à l'échelle synoptique : une baisse de la pression au niveau de la mer d'au plus 0.3 kPa a été modélisée par Bates et al. (1993) au niveau des Grands Lacs en hiver. Dans le bassin du fleuve Mackenzie, les simulations de Long et al. (2007) présentent une baisse de la pression au niveau de la mer de 0.03 kPa en octobre. En effet, par le réchauffement des masses d'air au-dessus de ces larges étendues d'eau, les mouvements d'air ascendant créent de la divergence dans l'atmosphère qui diminue la pression proche de la surface.

En été, le phénomène inverse est observé au-dessus des Grands Lacs : la précipitation diminue de 10 à 20% (Robert & Floyd, 1997). La pression au niveau de la mer augmente de 0.03 kPa en juillet dans le bassin de la rivière Mackenzie.

En ce qui concerne les réservoirs du complexe hydroélectrique de la rivière La Grande, les simulations effectuées par Huziy et Sushama (2016) présentent une augmentation marquée de la précipitation en hiver (+ 45 mm). Le contraste entre l'été et l'hiver n'est pas observé : la précipitation augmente toute l'année. Il faut cependant noter que les changements des autres saisons sont de faible amplitude et qu'ils n'ont pas été comparés à la variabilité interne du modèle.

4.1.3 Couverture nuageuse

Robert et Floyd (1997) ont analysé la couverture nuageuse à partir de données d'observations horaires dans la région des Grands Lacs. En hiver, ils ont observé une augmentation régionale de la couverture nuageuse en présence de lacs, particulièrement lorsque ceux-ci possédaient une grande superficie. De façon générale, la couverture nuageuse est plus grande de 7 à 25 % au-dessus des Grands Lacs par rapport aux surfaces terrestres environnantes. En automne, le même effet est observé, mais en plus faible intensité, soit 5-10%. En été, une diminution de la couverture nuageuse de 9-12% est observée.

4.1.4 Bilan d'énergie

Appuyés par des mesures expérimentales, Rouse et al. (2005) ont montré que le rayonnement net des lacs était entre 23 et 73% supérieur à celui des zones sèches et que dans une même région, la présence de milieux humides ou de lacs pouvait augmenter de 8% le rayonnement net total. Les

températures de surface des Grands Lacs de l'Esclave et de l'Ours (Territoires du Nord-Ouest) sont plus élevées que les territoires environnants en octobre (1-10°C) et plus faibles de juillet à août (1-10°C) (Long et al., 2007). Ainsi, le rayonnement de grande longueur d'onde émis par la surface R_{Lu} (équation 3-4) augmente en automne et diminue en été. En effet, en augmentant la fraction d'eau d'approximativement 10% à l'échelle du Canada, Subin et al. (2012a) ont modélisé une hausse moyenne du rayonnement infrarouge de juillet à décembre de 0.7 W m^{-2} . Dans cette même étude, l'énergie régionale stockée dans le sol augmente d'avril à juillet (4 W m^{-2} en juillet) : durant cette période, le flux de chaleur sensible diminue ($\approx 2 \text{ W m}^{-2}$). De juillet à octobre, les flux de chaleur sensible et latente augmentent en moyenne de 1 W m^{-2} (Subin et al., 2012a). D'autres études ont aussi mis de l'avant l'augmentation du flux de chaleur sensible et latent en hiver et en automne amenée par la présence de lacs (Martynov et al., 2012b; Rouse et al., 2005; Subin et al., 2012a).

4.2 Consommation d'eau par la production d'hydroélectricité

L'indicateur le plus utilisé pour quantifier la consommation en eau d'une industrie est l'empreinte eau. Introduite par Hoekstra (2003), cet indicateur permet d'établir le lien entre la consommation d'eau et la production d'un quelconque bien ou service. Elle peut être évaluée pour une industrie, une zone géographique limitée ou un groupe de consommateurs.

Trois types d'empreintes eau existent : de l'eau bleue, verte ou grise. L'empreinte d'eau bleue informe sur la consommation d'eau douce en surface ou souterraine. Pour sa part, l'empreinte d'eau verte renseigne sur la consommation d'eau de pluie qui est contenue dans le sol ou captée par la végétation, mais qui n'est ni ruisselée ni acheminée à la nappe phréatique. Finalement, l'empreinte d'eau grise représente le volume d'eau douce nécessaire pour diluer une certaine quantité de polluants selon les concentrations recommandées ou en vigueur dans l'environnement (Hoekstra et al., 2011).

Dans le cas de l'hydroélectricité, il est de coutume de s'intéresser à l'empreinte d'eau bleue (e.g., Gleick, 1994; Mekonnen et al., 2015). Celle-ci inclut l'eau perdue par évaporation, celle qui est transférée ou amenée à un autre bassin versant et celle utilisée lors de l'entretien et de la construction du site. Généralement, le volume d'eau opérationnel d'un complexe hydroélectrique et les changements de stockage annuels sont négligeables par rapport au volume d'eau évaporé

dans les réservoirs (Inhaber, 2004). En excluant les changements de stockage dans les réservoirs, Mekonnen et al. (2015) ont déterminé que la production d'hydroélectricité compte pour 49% de l'empreinte de l'eau bleue globale provenant de toutes sources d'énergie et de chauffage confondues ; alors que seulement 13% de l'énergie produite à l'échelle de la planète provient de l'hydroélectricité. Cette étude est parmi les rares qui ne limite pas le calcul de l'empreinte eau à l'évaporation des réservoirs. En effet, l'empreinte eau bleue ou évaporation brute d'un réservoir E_B est généralement calculée de la manière suivante :

$$E_B = \frac{Evap_{rés}}{Prod_{elec}} \quad 4-1$$

Où $Evap_{rés}$ représente l'évaporation de ce réservoir ($m^3 an^{-1}$) et $Prod_{elec}$ représente l'énergie produite aux centrales localisées dans le voisinage immédiat de ce réservoir ($J an^{-1}$).

Mekonnen et Hoekstra (2012) ont calculé l'évaporation brute de 35 réservoirs hydroélectriques à travers le monde en utilisant l'équation 4-1. Dans cette étude, l'évaporation des réservoirs est calculée avec l'équation de Penman-Monteith, où le changement de stockage énergétique des réservoirs est calculé à partir des changements de température à la surface de l'eau (Finch, 2001). En considérant que la production électrique annuelle correspond à la puissance installée, ils ont déterminé que l'empreinte eau du réservoir Robert-Bourassa était de $6.8 m^3/GJ$. Pour leur part, Tremblay et al. (2014) (Tremblay et al., 2014)(Tremblay et al., 2014)(Tremblay et al., 2014) ont évalué l'évaporation brute au réservoir Eastmain-1 à $8 m^3/GJ$.

Cet indicateur est fortement critiqué dans la littérature (e.g., Bakken et al., 2013; Strachan et al., 2016b), car il ne considère pas les pertes d'eau liées à l'évapotranspiration de la végétation présente avant la mise en eau des réservoirs ($Evap_{ecosys}$). C'est dans cette optique que le concept d'évaporation nette a été mis de l'avant par Herath et al. (2011). L'évaporation nette est calculée comme suit :

$$E_N = \frac{Evap_{rés} - Evap_{ecosys}}{Prod_{elec}} \quad 4-2$$

À l'aide de cinq années de données provenant de tours mesurant les flux turbulents par l'approche de la covariance des tourbillons, (Strachan et al., 2016b) ont estimé les pertes par évaporation nette sur le réservoir Eastmain-1 à $0.27 \text{ m}^3/\text{GJ}$.

Bakken et al. (2013) présentent une discussion critique des indicateurs de consommation d'eau comme l'évaporation nette ou l'évaporation brute. Ces derniers peuvent indiquer une forte consommation d'eau même lorsque la mise en eau d'un réservoir permet de mobiliser localement de l'eau qui n'y était pas auparavant. De plus, ils sont fortement dépendants de la production hydroélectrique. Mais encore, associer une production d'énergie à un réservoir devient complexe lorsque plusieurs réservoirs sont disposés en série, comme au Complexe La Grande. Nous sommes d'avis que ces indicateurs sont trop simplistes et qu'une analyse des composantes du cycle hydrologique non seulement à l'échelle des réservoirs, mais aussi à l'échelle des bassins versants est nécessaire.

4.3 Recyclage de la précipitation

Dans cette section, par souci de simplicité, le terme évapotranspiration comprend l'évaporation des plans d'eau, la transpiration de la végétation ainsi que la sublimation de la neige et de la glace.

Le recyclage de la précipitation est le phénomène par lequel la vapeur d'eau se retrouvant dans l'atmosphère retourne à la surface par précipitation. Comme le cycle hydrologique, il est fortement dépendant de l'échelle spatiale utilisée. À l'échelle globale, toute la vapeur d'eau évaporée précipitera à un endroit ou un autre après un certain temps de séjour dans l'atmosphère (approximativement 9 jours). On dira alors que le coefficient de recyclage de la précipitation est de 100%. Or, pour un point donné, la vapeur d'eau évaporée est rapidement transportée ailleurs par le vent sans qu'elle puisse y précipiter. Ainsi, pour un point précis de l'espace, le coefficient de recyclage de la précipitation est nul. Sur un domaine intermédiaire, une portion de l'évaporation sera transportée à l'extérieur du domaine alors qu'une autre portion pourra aussi y précipiter. La Figure 4-1 présente un schéma simplifié des sources d'humidité d'une région donnée.

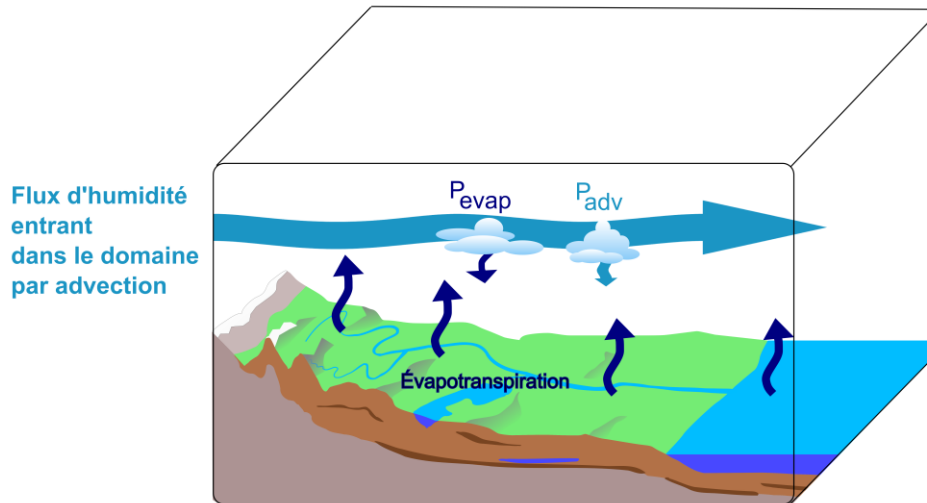


Figure 4-1 : Schéma simplifié des sources d'humidité d'un domaine délimité.

Comme le présente la Figure 4-1, la précipitation dans un domaine défini provient de deux sources : de l'évaporation à l'intérieur du domaine (interne) et de l'humidité qui y entre par advection (externe). Le rapport de recyclage de la précipitation (équation 4-3) est défini comme le rapport entre la précipitation qui tire son humidité de sources internes (P_{evap}) divisée par la précipitation totale ($P_{evap} + P_{adv}$).

$$\rho_p = \frac{P_{evap}}{P_{evap} + P_{adv}} \quad 4-3$$

Deux types de méthodes permettent d'évaluer le recyclage de la précipitation sur un domaine défini. La première est basée sur un bilan hydrique atmosphérique et la seconde consiste à implémenter des traceurs sur la vapeur d'eau dans les modèles de climat ou prévisionnels. Dans ce mémoire, seulement le premier type de méthode sera abordé. Dans les méthodes basées sur un bilan hydrique, des données sur grille telles que l'évaporation, la précipitation ainsi que les flux d'humidité sont utilisées. L'évaporation et la précipitation sont des variables pronostiques directement tirées de bases de données, alors que le flux d'humidité intégré dans l'atmosphère est souvent une variable diagnostique calculée à partir des profils verticaux d'humidité et de vents. Les hypothèses et le développement de l'équation du flux d'humidité horizontal intégré verticalement sont présentés à l'Annexe A.

Plusieurs modèles de recyclage ont été développés (e.g., Brubaker et al., 1993, 1997 ; Budyko, 1974 ; Eltahir et al., 1994 ; Lettau et al., 1979). Une revue critique de ces modèles est présentée par

Burde et Zangvil (2001a). Les données généralement utilisées dans le calcul du recyclage de la précipitation comprennent des réanalyses et des données interpolées sur grille. Aucune étude n'a utilisé de données provenant de modèles climatiques, à haute résolution spatiale et temporelle. Jusqu'ici, aucune étude ne s'est penchée sur le recyclage de la précipitation au Québec. Les principaux bassins étudiés sont ceux des fleuves Amazone (e.g., Eltahir et Bras, 1994; Szeto et al., 2008; Trenberth, 1999) , Mississippi (e.g., Brubaker et al., 1993; Szeto et al., 2008; Trenberth, 1999) et Mackenzie (e.g., Szeto et al., 2008; Szeto, 2002). Pour l'Amazone, le rapport de recyclage annuel se situe dans le même ordre de grandeur (entre 25 et 35%) pour toutes méthodes et données confondues. Le même phénomène est observé sur le bassin de la rivière Mississippi (21-29%). Au Canada, le modèle d'Eltahir et Bras (1994) a été appliqué au niveau de la vallée du Mackenzie ; encore une fois, les rapports de recyclage annuels varient peu en fonction des données utilisées (entre 20-27%). Il est à noter que la variabilité intra annuelle du recyclage est importante lorsque la précipitation et l'évaporation présentent une saisonnalité marquée : les rapports de recyclage maximaux surviennent durant les saisons de forte précipitation et de forte évaporation (Brubaker et al., 1993; Szeto et al., 2008; Trenberth, 1999). Par exemple, le ratio de recyclage estival du bassin de la rivière Mackenzie est de 33% alors que le ratio de recyclage annuel est de 23% (Szeto et al., 2008). Le rapport de recyclage est généralement utilisé afin d'évaluer le couplage entre la surface (par évaporation) et l'atmosphère (par la production de précipitation) pour un domaine et une période donnée. Cependant, aucune étude n'a étudié la sensibilité du recyclage de la précipitation à un changement d'occupation du territoire.

**CHAPITRE 5 ARTICLE 1: IMPACTS OF BOREAL HYDROELECTRIC
RESERVOIRS ON LOCAL CLIMATE AND PRECIPITATION
RECYCLING AS SIMULATED BY THE CRCM5: A CASE STUDY OF
THE LA GRANDE RIVER WATERSHED, CANADA**

Cet article a été soumis dans la revue *Theoretical and Applied Climatology* le 5 juillet 2016.

Auteurs : **C. Irambona¹, B. Music^{2,3}, D. F. Nadeau³, T. F. Mahdi¹ and I. B. Strachan⁴**

¹ Department of Civil, Geological and Mining Engineering, Polytechnique Montréal, Montréal, Canada

² Consortium on Regional Climatology and Adaptation to Climate Change (Ouranos), Montréal, Canada

³ Department of Civil and Water Engineering, Université Laval, Québec, Canada

⁴ Department of Natural Resource Sciences, McGill University, Ste. Anne de Bellevue, Canada

Abstract

Located in Northern Quebec, Canada, eight hydroelectric reservoirs cover a maximal area of 9 782 km² (6.4% of the La Grande watershed). This study investigates the changes brought by the impoundment of these reservoirs on seasonal climate and water resources. To do so, we used two 30-yr climate simulations, corresponding to pre- and post-impoundment conditions, with the fifth-generation Canadian Regional Climate Model (CRCM5), fully coupled to a 1D lake model (FLake). Seasonal temperatures and annual energy budget were generally well reproduced by the model, except in spring when a cold bias, probably related to the overestimation of snow cover, was seen. The difference in 2-m temperature shows that reservoirs induce localised warming in winter ($+0.7 \pm 0.02^{\circ}\text{C}$) and cooling in the summer ($-0.3 \pm 0.02^{\circ}\text{C}$). The available energy at the surface increases throughout the year, mostly due to a decrease in surface albedo. Fall latent and sensible heat fluxes are enhanced due to additional energy storage and availability in summer and spring. The changes in precipitation and runoff are within the model internal variability. At the watershed scale, reservoirs induce an additional evaporation of only 5.9 mm year⁻¹ (2%). To understand how reservoirs impacts water resources, we use Brubaker's precipitation recycling model to estimate how much of the precipitation is recycled within the watershed. In both simulations, the maximal precipitation recycling occurs in July (less than 6 %), indicating weak land-atmosphere coupling. Reservoirs do not seem to affect this coupling, as precipitation recycling only decreased by 0.6 % in July.

Keywords

Lake-atmosphere interactions, Precipitation recycling, Net evaporation, Regional climate modelling, Reservoir impoundment.

5.1 Introduction

Hydroelectric production globally continues to increase in terms of number of dams and capacity. Over 50 000 large dams can be found around the world (Dahir, 2006), and as of March 2014, 3 700 more were planned or under construction (Zarfl et al., 2015). These new infrastructures are expected to increase the global electricity production capacity by 720 GW within the next 20 years (Zarfl et al., 2015). The construction of hydropower reservoirs is known to induce changes to the regional climate that may vary in magnitude, spatial and temporal scales, depending on the reservoir size and its geographic location.

At high latitudes, several studies have reported that lakes and reservoirs absorb heat in summer, and release it partially in autumn, resulting in the damping of air temperature diurnal and annual cycles (e.g., Dutra et al., 2010; Eaton et al., 2001; Nordbo et al., 2011; Samuelsson et al., 2010; Subin et al., 2012a). For example, based on field observations over and around the Great Bear and Great Slave Lakes (Northwest Territories, Canada), Rouse et al. (2008b; 2005) showed that subsurface heat storage could be up to four times greater over wetlands and lakes than over other land surfaces, in part due to a smaller surface albedo and a greater heat capacity. With regional climate simulations over the same region, Long et al. (2007) found that skin temperatures decreased by up to 10°C in July and August, and increased by as much in October owing to the presence of the two lakes. The effect of the Laurentian Great Lakes on seasonal climatic conditions has been well documented using not only field data (Robert & Floyd, 1997), but also modelling experiments (Bates et al., 1993; Lofgren, 1997; Martynov et al., 2012b; Notaro et al., 2013; Wilson, 1977). Over Lake Superior, Martynov et al. (2012b) reported an average warming of 6°C in January and an average cooling of 2°C in June when multidecadal regional climate simulations with and without lakes were compared. Following a similar approach, Huziy et Sushama (2016) used the fifth generation of the Canadian Regional Climate Model (CRCM5; Martynov et al. (2013)), coupled to the Hostetler 1D lake model (Hostetler et al., 1993), to investigate the influence of lakes on regional climate and hydrology. Over Northern Quebec, they reported that lakes were responsible for a warming in fall, winter and spring (maximum in winter and under 4°C) and a cooling in summer (under 2°C). While several studies have investigated the impacts of large water bodies on the regional energy balance and local climate in northwestern Canada (Long et al., 2007; Rouse et al., 2008b; Rouse et al., 2005) and Northern Europe (Nordbo et al., 2011; Samuelsson et

al., 2010), very few have focused on Northern Quebec, where some of the largest hydropower reservoirs in the world are found.

There is debate in the scientific community about the water use through hydropower production — mostly due to the diversity of water consumption definitions. First introduced by Hoekstra (2003), the water footprint is the most commonly used water consumption indicator. The blue water footprint of hydroelectricity is defined as the annual volume of water that is evaporated from a reservoir, normalized by its energy production. It is often referred to as the gross water consumption. When using this definition, some studies reported that hydropower production has a large water consumption (Gerbens-Leenes et al., 2009; Mekonnen & Hoekstra, 2012). Another frequently used indicator is the net water consumption (Herath et al., 2011), where evapotranspiration (ET) from pre-impoundment landscapes is subtracted from the reservoirs annual evaporation. The estimated water loss is thus significantly reduced. For example, (Strachan et al., 2016b), who investigated water consumption of the Eastmain-1 reservoir in Northern Quebec, reported net water consumption to be within 19 to 34% of the gross water consumption. More recent studies also allocate the gross or net water consumption to the different uses of multi-purpose reservoirs (Zhao & Liu, 2015). However, a problem still arises in all methods described above: they consider all the evaporated water as a loss. This is true to a limited extent, since the evaporated water may return to the watershed as precipitation. This phenomenon is called precipitation recycling.

The concept of precipitation recycling has been explored in many studies focusing on land surface-atmosphere interactions (e.g., Eltahir & Bras, 1994; Kunstmann & Jung, 2007; Lettau et al., 1979; Szeto et al., 2008). The so-called precipitation recycling ratio is used to quantify the contribution of local evaporation to precipitation in the same region. At the planetary scale, the precipitation recycling ratio equals one and at a single point, it equals zero. To quantify the precipitation recycling ratio at the regional scale (from a large catchment to a continent), several methods have been developed. Many of them are based on the atmospheric water balance (Brubaker et al., 1993; Budyko, 1974; Eltahir & Bras, 1994), which usually assumes vertically well-mixed atmospheric moisture and neglects monthly variations of atmospheric moisture content, as they are normally much smaller than the evaporated and advected moisture fluxes. Alternative methods trace evaporated water molecules as they are advected in the atmosphere and later precipitate inside or

outside the delimited domain (Bosilovich & Chern, 2006; Dirmeyer & Brubaker, 1999; Koster et al., 1986); these water-vapour tracers are generally imbedded within Global Climate Models.

In this study, the CRCM5 is used to quantify the effects of Northern Quebec reservoirs on local climate and to estimate their impact on precipitation recycling. The sensitivity analyses were carried out using two simulations: “no reservoir” and “with reservoirs”. The goal is to bring a better understanding of the impacts of reservoirs on regional water resources availability and hydroelectricity water consumption. In section 2, the CRCM5 and the experimental configuration are described. In section 3, the CRCM5 simulations are validated using field observations and are compared. A summary of the main findings is presented in section 4.

5.2 Models, Methods and Data

5.2.1 Climate model: CRCM5

The CRCM5 was developed at the Centre pour l'Étude et la Simulation du Climat à l'Échelle Régionale (ESCER) at the Université du Québec à Montréal (UQAM) with the collaboration of Environment and Climate Change Canada. Based on the dynamic core and physical parameterization of the limited-area version of the Global Environment Multiscale model (GEM; Côté et al. (1998)), the CRCM5 solves primitive non-hydrostatic Eulerian equations using a semi-Lagrangian transport equation and a semi-implicit time-step resolution scheme. Type-C Arakawa grids are used for horizontal discretization. In the vertical, the multilevel coordinates follow topography and are based on hydrostatic pressure. Physical parameterizations from GEM include: Kain et Fritsch (1990) for deep convection, Kuo-transient for small-scale convection (Bélair et al., 2005), Sundqvist et al. (1989) for large-scale condensation, and k-correlated scheme for shortwave and longwave radiation (Li & Barker, 2005). Interactively coupled with the atmospheric module, land surface processes are described by the Canadian Land Surface Scheme (CLASS V3.6, see section 2.2). Compared to earlier versions, the CRCM5 offers physical parameterizations adapted for a finer spatial resolution. In addition, to represent water and energy exchanges between the atmosphere and inland water bodies, the CRCM5 was fully coupled to a 1D lake model (FLake, see section 2.3). To resolve the cinematic and dynamic equations, the CRCM5 requires lateral boundary conditions: multi-level air temperature, horizontal winds, specific humidity and sea level

pressure. For a detailed description of the CRCM5, the reader is referred to Šeparović et al. (2013) and to Hernandez-Diaz et al. (2013).

5.2.2 Land Surface Model: CLASS V3.6.

CLASS (Verseghy, 1991; Verseghy et al., 1993) solves the energy and water budgets separately for the following land covers: bare soil, snow over bare soil, snow over vegetation and vegetation alone. Four vegetation groups can coexist: needleleaf trees, broadleaf trees, crops and grass. For each vegetation group, canopy properties are calculated as weighed averages over the subclasses represented in that group; 22 different vegetation subclasses are available. Surface fluxes are averaged considering the proportion of each land cover in a given model grid cell; this method is known as the mosaic approach. The soil is discretized in 17 layers, with a maximum total depth of 15 m. Infiltration is described with the Green et Ampt (1911) model, in which water moves between vertical layers as a wetting front. Snow is considered as a single layer and snow cover is complete when the snow depth reaches or exceeds 10 cm. Compared to the previous versions, the amount of snowfall needed to reset the snow albedo value to that of fresh snow, the snow thermal conductivity parameterization and the ponding depth over organic soils have all been revised. For a description of the runoff generation modelling, the reader is referred to Verseghy (1991).

The ability of CLASS to simulate summer energy balance has been confirmed for various types of terrain (Bartlett et al., 2002; Bellisario et al., 2000; Comer et al., 2000; Lafleur et al., 2000). For example, for a boreal forest in north-central Manitoba, Bartlett et al. (2002) showed that CLASS V2.6. could reproduce diurnal net radiation and turbulent fluxes. However, many studies have reported a tendency for CLASS to overestimate snow cover duration (Brown et al., 2006; Langlois et al., 2014; Langlois et al., 2004).

5.2.3 Lake Model: FLake

FLake is a one-dimensional model designed to predict freshwater lakes thermal regimes (Kheyrollah Pour et al., 2012; Kourzeneva & Braslavsky, 2005; Mironov et al., 2010; Stepanenko et al., 2010). Both energy and momentum budgets are integrated over four different layers: snow, ice, water and bottom sediments. In all layers, the temperature profiles are described with the concept of self-similarity, analogous to the ocean active layer (Kitaigorodskii & Miropolski, 1970). Only two layers are taken into account in the water column, namely the mixed layer and the

thermocline. In the mixed layer, the temperature is constant with depth. In the thermocline, it varies with depth as a polynomial function and depends on a dimensionless shape factor. Within the ice and snow layers above the water column, the temperature profiles are linear. The model is fully described in Mironov (2008).

FLake has previously been coupled with many RCMs and weather prediction models (Mallard et al., 2014; Martynov et al., 2010; Martynov et al., 2012b; Mironov et al., 2010). For shallow and freezing lakes, several studies showed that FLake was able to reproduce lake surface temperatures (LST) with and without an ice cover, as well as freezeup and breakup dates (Kheyrollah Pour et al., 2012; Martynov et al., 2010; Samuelsson et al., 2010). When running FLake off-line, Kourzeneva et Braslavsky (2005) reported that FLake had low sensitivity to initial conditions, as well as fetch and optical parameters. However, LST showed strong sensitivity to lake depth. This is in agreement with the study conducted by Martynov et al. (2010).

5.2.4 CRCM5 Experimental Configuration and Simulation Datasets

As mentioned above, regional climate models require lateral boundary conditions at each integration time step. For this study, the CRCM5 is nested within the ERA-Interim reanalysis over the period of 1979–2014. Ten grids are considered as a sponge zone, where physical variables are relaxed toward the driving fields (Davies, 1976). Centered on the province of Quebec, the 300 x 300 grid points free domain is discretized at a 0.11° horizontal resolution. In the vertical, 56 levels are used. Calculations are performed at 5-minute time steps. Ocean surface temperatures and ocean ice cover fraction are prescribed with the ERA-Interim dataset (Dee et al., 2011).

Table 5-1 describes the numerical simulations run in this study. Two CRCM5 simulations, without hydropower reservoirs (NoRes), corresponding to the pre-impoundment conditions (before 1979), and including hydropower reservoirs (WithRes), corresponding to the post-impoundment conditions (after 2006), are performed by adjusting the water/land fraction on the reservoir grids. The simulation outputs are then compared to address our research objectives.

Table 5-1 : Characteristics of the simulations run in this study

Simulation	IV-I	IV-II	NoRes	WithRes
Horizontal resolution	0.11° ~ 15 km			
Driving data	ERA-Interim Reanalysis			
Temporal window	1979–2014	1980–2014	1979–2014	
Uses	Internal variability		Validation and sensitivity analysis	
Specificity	With reservoirs		No reservoirs	With reservoirs

Regional climate models present their own internal variability (IV; see for instance, Caya et Biner (2004), Alexandru et al. (2007), de Elía et Cote (2010) and Braun et al. (2012)). Because of truncation errors in numerical integration and the non-linearity of feedback mechanisms represented in the model, even two simulations run on the same domain and with similar driving data will provide slightly different outputs (Christensen et al., 2001). Thus, we carried out a basic IV analysis, using an ensemble of two CRCM5 simulations that started a year apart (IV-I and IV-II). Therefore, a change due to the presence of reservoirs is considered significant only when it exceeds the model internal variability.

5.2.5 Precipitation Recycling Model

The 2D precipitation recycling model from Brubaker (1991) is an extension of the Budyko (1974) 1D model. This model was chosen based on its simplicity and on its ability to include the direction of the advected water vapour in the domain. The method is based on the assumption that the regional precipitation and evaporation are representative of the local conditions. An illustration of the model components for an arbitrary domain is shown in Figure 5-1.

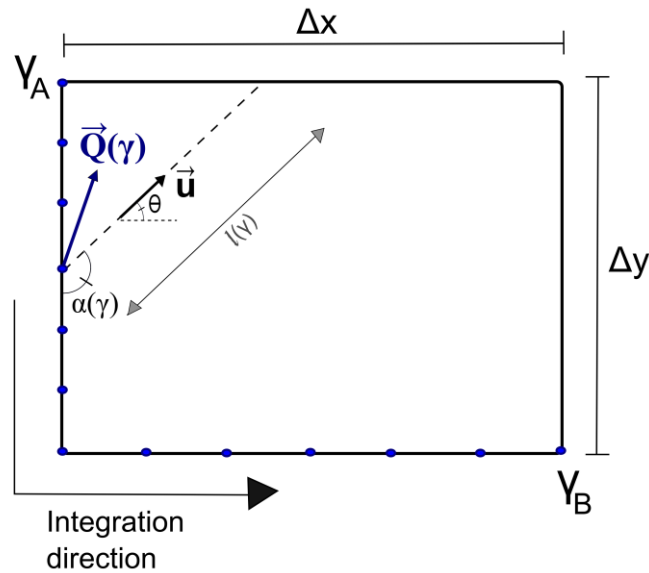


Figure 5-1 : Schematic of the precipitation recycling model components for an arbitrary domain, adapted from Brubaker (1991).

The components of the recycling model include: γ , the distance from the starting point of the integration; \hat{u} , the unit vector of spatially-averaged horizontal vertically integrated water vapour fluxes; $\bar{Q}(\gamma)$, influx vectors (in $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$); θ , the angle between \hat{u} and the horizontal; $\alpha(\gamma)$, the angle between \hat{u} and its adjacent side of the domain; $l(\gamma)$, the travelled distance of $\bar{Q}(\gamma)$ according to \hat{u} orientation (in m); Δx , the domain length (in m) and Δy , the domain width (in m). As can be seen on Figure 5-1, only $\bar{Q}(\gamma)$, $l(\gamma)$ and $\alpha(\gamma)$ vary along the influx borders.

Brubaker and Budyko models represent the precipitation over a chosen domain as the sum of precipitation P originating from atmospheric moisture advected into the domain P_{adv} and originating from evapotranspiration P_{evap} within the domain:

$$P = P_{adv} + P_{evap} \quad 5-1$$

The monthly zonal and meridional vertically integrated water vapour fluxes (VIWVF), respectively Q_u and Q_v , are calculated from 3-h pressure level specific humidity, meridional and zonal winds, from the surface to the model upper level p_{top} . Two terms contribute to the total water vapour flux, that is advection by the mean flow and transport by the turbulent eddies:

$$\begin{aligned}
Q_u &= \frac{1}{g} \left[\int_0^{p_{top}} \overline{qu} \, dp + \int_0^{p_{top}} \overline{q'u'} \, dp \right] \\
Q_v &= \frac{1}{g} \left[\int_0^{p_{top}} \overline{qv} \, dp + \int_0^{p_{top}} \overline{q'v'} \, dp \right]
\end{aligned}
\tag{5-2}$$

where g is the gravitational constant, q specific humidity, u and v zonal and meridional winds at a given pressure level and p atmospheric pressure. Q_u and Q_v are expressed in $\text{kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$. The mean flow and the transient eddies are represented respectively by the first and second terms on the right-hand side of equation 2.

From the meridional and zonal VIWVF, influx vectors $\overline{Q}(\gamma)$ are first evaluated around the domain (blue arrow in Figure 5-1):

$$\overline{Q}(\gamma) = Q_u \vec{i} + Q_v \vec{j}
\tag{5-3}$$

Then, zonal and meridional VIWVF (equation 5-2) are calculated at every grid point inside the domain to evaluate the spatially averaged horizontal VIWVF unit vector \hat{u} .

$$\hat{u} = \frac{\langle Q_u \rangle}{\sqrt{\langle Q_u \rangle^2 + \langle Q_v \rangle^2}} \vec{i} + \frac{\langle Q_v \rangle}{\sqrt{\langle Q_u \rangle^2 + \langle Q_v \rangle^2}} \vec{j}
\tag{5-4}$$

where $\langle \rangle$ represents spatial averages (over the domain).

In contrast to the Budyko (1974) model, the advection of water vapor is not necessarily taken as parallel to a linear delimited domain. This adjustment is achieved by weighting influx vectors, with consideration to their travelled distances over the domain (I_{eff} , see equation 5-5) and by using an effective domain length (L_{eff} , see equation 5-6). Refer to Figure 5-1 for an illustration of the important terms in the following equations. The effective influx I_{eff} , also expressed in $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$, is calculated as

$$I_{eff} = \int_{\gamma_a}^{\gamma_b} \frac{(\overline{Q}(\gamma) \cdot \hat{u}) l(\gamma) \sin \alpha(\gamma) \, d\gamma}{A}
\tag{5-5}$$

where $\overline{Q}(\gamma)$ represents influx vectors, $l(\gamma)$ the effective distance travelled by each influx vector and $\alpha(\gamma)$ the angle between \hat{u} and its adjacent border (see Figure 5-1).

The expression for the effective domain length L_{eff} (in m) is given by

$$L_{eff} = \frac{A}{\Delta y |\cos \theta| + \Delta x |\sin \theta|} \quad 5-6$$

where A is the domain area, θ the angle between \hat{u} and the horizontal, Δy the domain width and Δx the domain length.

The precipitation recycling ratio ρ_p is therefore calculated as

$$\rho_p = \frac{P_{evap}}{P} = \frac{\langle E \rangle L_{eff}}{\langle E \rangle L_{eff} + 2I_{eff}} \quad 5-7$$

where $\langle E \rangle$ is the mean evapotranspiration over the domain.

First introduced by Van Der Ent et al. (2010), the concept of evaporation recycling was used to determine which part of evapotranspiration is recycled as continental precipitation. In this study, we define the evaporation recycling ratio ρ_e as the fraction of evapotranspiration that returns to the watershed as precipitation, namely

$$\rho_e = \frac{P_{evap}}{E} = \frac{\rho_p \langle P \rangle}{\langle E \rangle} \quad 5-8$$

It is derived from monthly precipitation recycling ratios ρ_p , as well as spatially-averaged precipitation $\langle P \rangle$ and evapotranspiration $\langle E \rangle$. This indicator provides additional information of water loss through evapotranspiration.

5.2.6 La Grande River Watershed and its Hydropower Reservoirs

The study area is the La Grande River watershed, in Northern Quebec, Canada (Figure 5-2). It hosts eight hydropower reservoirs, covering 6.4% of its total area (153,798 km²). In the period

1979 to 2006, eleven hydropower plants were progressively added, for a current total installed capacity of 16.9 GW.

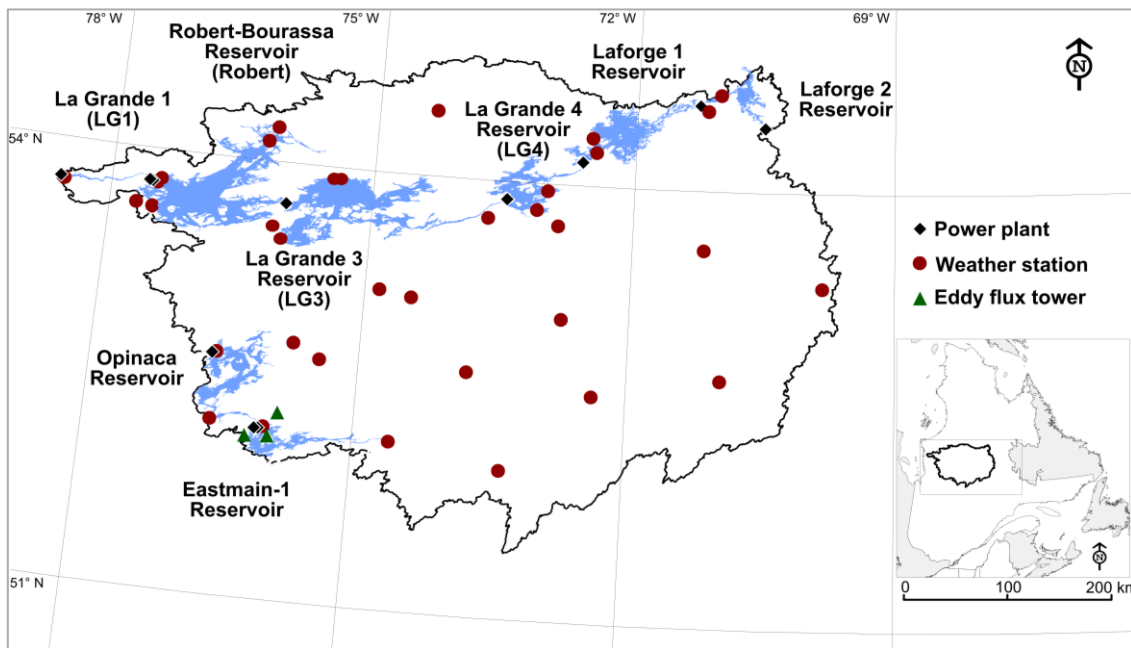


Figure 5-2 : Map of the La Grande River watershed, defined by a bold black line, in Northern Quebec, Canada. The 11 hydropower plants are represented by a black diamond, the 38 weather stations by a red circle and the three eddy flux towers by a green triangle.

Note that our analysis extends from the reservoir scale ($\sim 10^3 \text{ km}^2$), hereby defined as the local scale, to the watershed scale ($\sim 10^5 \text{ km}^2$), defined as the regional scale. Table 5-2 presents some characteristics of the reservoirs in the watershed. For each reservoir, we only considered model grid points where the water fraction increased by at least 10 %; therefore, the run-of-river LG1 reservoir was excluded from the analysis. The Eastmain-1 reservoir (Figure 5-2) also had to be excluded due to inconsistencies in the model outputs from the WithRes simulation. Even after changing the land and water fractions over Eastmain-1 reservoir, the grid points at this location were still not recognized as lakes.

Table 5-2 : Characteristics of the reservoirs found in the La Grande River watershed, along with their representation in the model¹.

Reservoir	Maximal area (km ²) (# grid cells)	Depth (m) CRCM5/Mean	Water fraction (%)		Impoundment period
			NoRes	WithRes	
LG1	71 (9)	10/18.6	3.3	5.7	Oct to Nov 1993
Robert-Bourassa	2 905 (37)	21.1/24.4	8.7	52.2	Nov 1978 to Dec 1979
LG4	836 (12)	18.7/29.4	7.7	45.7	March to Nov 1983
LG3	2 452 (34)	10.0/29.9	11.1	48.6	April 1981 to Aug 1984
Laforge1	1 240 (17)	10.0/6.2	19.9	50.3	Aug to Oct 1993
Opinaca	998 (12)	8.5/8.2	19.6	45.1	April to Sep 1980
Laforge2	346 (5)	10.0/6.3	19.0	42.8	Aug 1983 to April 1984
Eastmain1	589 (9)	10/14.4	11.2	43.2	Nov 2005 to May 2006
All Reservoirs	9 782 (117)	-	12.5	48.1	Nov 1979 to May 2006
Watershed	153 798 (1 038)	-	4.8	9.5	-

As can be seen from Table 5-2, lake depths in the CRCM5 geophysical database may differ from the actual lake depths. When the lake depth is not included in the database, a basic lake depth parameterization is used: 60 m when the water fraction exceeds 50% and 10 m otherwise. The same parametrization was also used by Martynov et al. (2012b). At most locations, the modelled and actual reservoir depths are close (typically within ± 4.5 m), except at the LG3 reservoir. Pre- and post-impoundment lake fractions are derived from Hydro-Quebec archives and the Base de Données pour l'Aménagement du Territoire (BDAT ; *Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles*), respectively. Since many islands can be found over the reservoirs, their mean water fractions remain under 55%.

Vegetation fractions in the CRCM5 geophysical database were derived from the U.S. Geological Survey's Global Land Cover Characteristics database (USGS-GLCC; Anderson et al. (1976); Brown et al. (1999)). It is the land cover dataset currently used in GEM and in many other

¹ The water fraction column refers to the percentage of water present in the model surface grid cells for the simulations excluding (NoRes) and including hydropower reservoirs (WithRes) (see section 2.4 for more details).

meteorological and climate models (e.g., Hübener et al., 2005; Huziy & Sushama, 2016; Paeth et al., 2009; Winter & Eltahir, 2010). In the late stages of our analysis, we found that the position of the needleleaf treeline within USGS-GLCC had a bias to the south, resulting in an underestimation of needleleaf coverage inside the watershed. Although this is certainly a limitation of the study, we believe that this should not affect the main conclusions of our analysis. A thorough discussion of this issue can be found in section 5.3.2.3.

5.2.7 Observations Used for Model Validation

To evaluate the CRCM5 ability to adequately simulate land-atmosphere water and energy exchanges, outputs from the NoRes and the WithRes simulation are compared to a detailed set of *in situ* observations, from a network of weather stations, and from local eddy flux tower data (Strachan et al., 2016a; Tremblay et al., 2014; Wang et al., 2016) (see Figure 5-2).

A total of 38 weather stations were deployed within the La Grande River watershed between 1979 and 2014. These stations were managed by local governmental authorities, namely Hydro-Quebec, Natural Resources Canada (NRCan) and the Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les Changements Climatiques (MDDELCC). Their daily time series vary in length between 3 and 30 years. We compared temperature and precipitation observations to the closest model grid point. Years with 10% or more of missing data were excluded from the analysis. Note that the weather station located near the Robert-Bourassa reservoir (53.63°N, 77.8°W) was used to validate the mean annual precipitation cycle (see section 5.3.1.2) given that it was operational for 30 years.

The reservoirs were not impounded simultaneously (Table 5-2). The first reservoir (Robert-Bourassa) was created in 1978, and the latest one (Eastmain-1) in 2006. Thus, the NoRes and WithRes simulations correspond to the landscape before 1978 and after 2006, respectively. Since the landscape evolved between 1978 and 2006, validating the modeled temperature and precipitation using *in situ* observations during this period is not trivial, as weather stations in the vicinity of the reservoirs may be affected by the impoundment. To take this effect into account, we used the following approach. When a weather station was located within 120 km from the shore of a nearby reservoir, we separated its time series into three periods: pre-impoundment, impoundment, and post-impoundment. Data from the pre- and post-impoundment periods were compared with outputs from the NoRes and WithRes simulations, respectively, whereas data from the

impoundment period were simply rejected. Weather stations outside this radius were compared to the WithRes simulation. Note that the value of 120 km was carefully selected based on a sensitivity analysis of mean seasonal temperature biases.

Long-term datasets of energy budget terms in northern regions are scarce, particularly in remote areas like the La Grande River watershed. The closest FLUXNET sites (Baldocchi et al., 2001) were ~280 km south of the watershed and were exclusively taken over forested surfaces (Grant et al., 2009). Fortunately, radiative and turbulent flux measurements were taken during the period 2008–12 at three eddy covariance towers in the southwestern portion of the watershed (Figure 5-2), as part of a study on greenhouse gases emissions from boreal hydropower reservoirs (Teodoru et al., 2012). One of the towers was located over the Eastmain-1 reservoir (52°07'30''N, 75°55'5''W), the second one, over an ombrothropic bog (52°17'25''N, 75°50'25''W), and the third one, in a black spruce forest (52°06'16''N, 76°11'48''W). No data were collected over bare soil, which covers less than 10% of the La Grande watershed. Note that the upwelling shortwave (SW) and longwave (LW) radiation from the tower located over the reservoir were only available from May to September 2008.

Validation data of the energy balance at the watershed scale were computed using an area-weighted average of tower observations following the fractions of water, grass and needleleaf in the CRCM5 geophysical database for the WithRes simulation. Flux measurements collected over the Eastmain-1 reservoir were assumed to be representative of those observed over water bodies across the entire watershed. Similarly, fluxes measured over a bog and over black spruces were assumed to be representative of low vegetative cover and forests at the catchment scale (corresponding to the grass/tundra and needleleaf land covers in CLASS), respectively.

5.3 Results and Discussion

5.3.1 Model Validation

5.3.1.1 Seasonal 2-m Air Temperature

Figure 5-3 compares observed 2-m air temperatures from each weather station within the La Grande watershed to the CRCM5 closest grid point temperature. Mean winter, fall and summer temperatures are relatively well captured by the CRCM5, given that biases are smaller than 1.2°C.

Mean spring 2-m temperatures show slightly larger cold bias of approximately -1.9°C (Figure 5-3a). For daily minimum temperatures (Figure 5-3b), higher negative biases were found in transitional seasons, -1.2°C in fall, and -1.0°C in spring (all stations averaged). In winter and summer, depending on the weather station, minimum temperatures are either underestimated or overestimated, leading to a warm bias of approximately $+0.2^{\circ}\text{C}$ and $+0.3^{\circ}\text{C}$, respectively. The CRCM5 underestimates daily maximum temperatures during all seasons (Figure 5-3c); the largest mean bias (at all stations) is seen in spring (-3.1°C). Comparing CRCM5 simulated mean 2-m air temperatures with that of ERA-Interim, CRU 3.1 and UDel datasets, Martynov et al. (2013) reported similar biases in JJA and DJF (i.e. under -3°C).

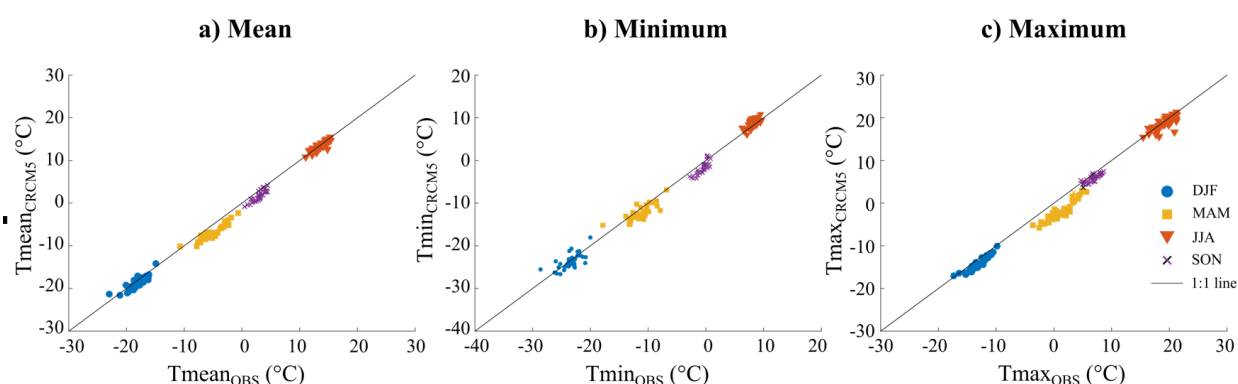


Figure 5-3 : Observed and simulated seasonal a) mean, b) minimum, and c) maximum air temperature. Observations from each weather station are compared to the temperature simulated at the closest model grid point. See section 2.7 for more details on how this comparison is performed.

5.3.1.2 Precipitation

Simulated and observed annual total precipitation are compared in Figure 5-4. Note that most weather stations have time series of 5 to 10 years. As shown in Figure 5-4a, the CRCM5 annual precipitation is overestimated at all stations. Overall bias of annual precipitation over the La Grande River watershed is approximately 315 mm per year (48 %). It is interesting to note that the station with the largest time series (>20 years) shows the smallest bias (111 mm per year, 18%). This dataset is used to validate the precipitation annual cycle (Figure 5-4b). CRCM5 is able to capture the precipitation annual cycle relatively well despite the large annual bias; the root mean square error is of 0.4 mm day^{-1} . Using multiple gridded precipitation datasets, over their boreal and arctic land subdomains, Martynov et al. (2013) reported annual wet biases that could reach 0.5 mm day^{-1} . These errors might not be exclusively related to the model since measuring snowfall accurately

is very challenging (snow typically accounts for 40% of annual precipitation at these latitudes (Groisman & Easterling, 1994)). Fortin et al. (2008) found that catch ratios of an automatic gauge (similar to those deployed over the watershed) to a Double Fence Intercomparison Reference (DFIR) located in Northern Quebec were under 80% when wind speed exceeded 2 m s^{-1} , which is the case most of the winter (data not shown). No correction was applied to account for wind-induced bias in precipitation measurements.

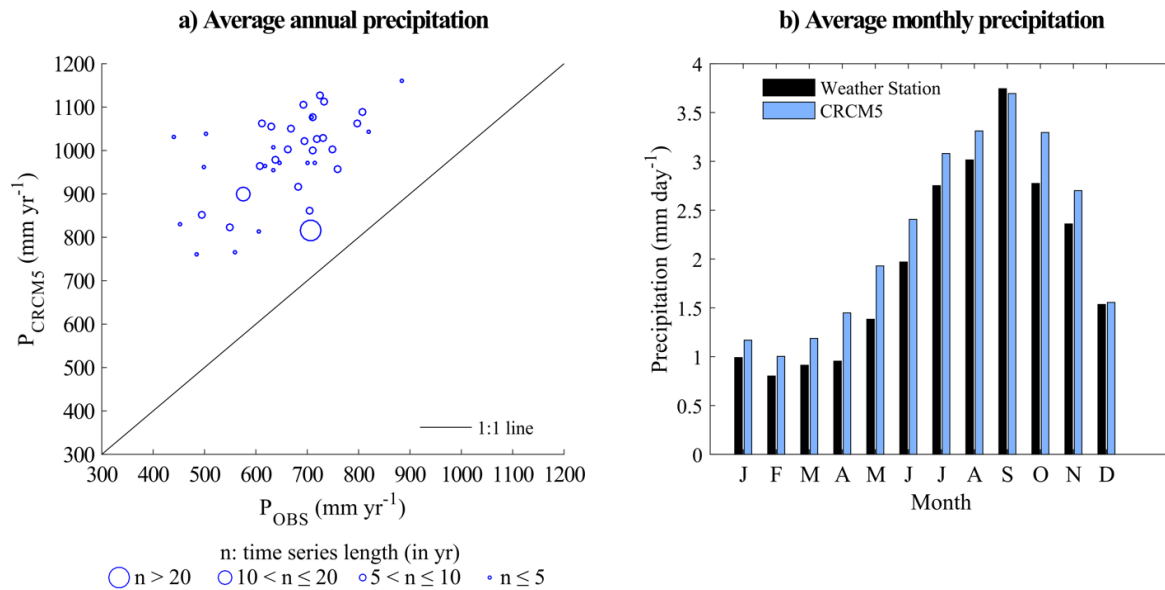


Figure 5-4 : a) Observed annual mean precipitation for weather stations spread over the La Grande River watershed versus the CRCM5 precipitation at the closest model grid point; b) observed precipitation annual cycle for the period 1982–2014 at the station with the longest time series (55.36°N , 77.7°W) and its closest corresponding CRCM5 grid point.

5.3.1.3 Energy Budget at the Watershed Scale

Neglecting the heat flux into the bottom sediments, the energy balance for a soil or water column is expressed as

$$\frac{\Delta S}{\Delta t} = Net_{sw} + Net_{LW} - SH - LH \quad 5-9$$

where $\frac{\Delta S}{\Delta t}$ represents the rate of heat storage, Net_{sw} the net shortwave radiation, Net_{LW} the net longwave radiation, SH the sensible heat flux and LH the latent heat flux. All terms are expressed in $W\ m^{-2}$.

Annual cycles of simulated and observed energy fluxes at the watershed scale are shown in Figure 5-5. Since upwelling shortwave and longwave radiation data over the reservoir were not available most of the year, we only plotted the annual cycles of each tower separately. The upwelling shortwave radiation (Figure 5-5a) seems largely overestimated by the model from April to May, with a bias exceeding $50\ W\ m^{-2}$ at the monthly scale. This is in agreement with the cold bias observed in spring (Figure 3a). Note that the snow module within our land surface scheme (CLASS V3.6) tends to overestimate the maximum snow depth and snow duration in Northern Quebec, as reported by Langlois et al. (2014). The upwelling longwave radiation is underestimated from February to June (Figure 5-5b). In general, the downwelling shortwave and longwave radiation annual cycles are well represented by the CRCM5, although simulated downwelling longwave radiation tends to be somewhat underestimated throughout the year (Figure 5-5d). During June, July, August and September, the regional net radiation is well reproduced with a 4-month bias under $0.5\ W\ m^{-2}$ (not shown).

Figure 5-5 shows that the CRCM5 is able to reproduce sensible heat fluxes over most of the year quite well; although negative bias occurs from April to June. For the same period, simulated latent heat fluxes (Figure 5-5f) also tend to be smaller than the observations. These underestimations may be explained by two phenomena: the energy deficit (net radiation being underestimated by the model) at the same period and the assumption made to extrapolate the energy budget terms at the watershed scale. As mentioned in section 2.7, the observed surface heat fluxes were averaged based on the fraction of each surface type represented in the model. The observations taken in the bog were associated to the grass fraction - mainly composed of tundra. However, the evaporative patterns of bogs and tundra are different. In bogs, the peat soil has a high water content and water table close to the surface, therefore energy input is the principal driver of ET (Price, 1991), leading to an early increase of ET (as the snow cover decreases) and strong summer daily ET rates. This is not the case in tundra-dominated surfaces, where water availability typically limits daily ET (Isard & Belding, 1989). The assumption that the eddy covariance observations, which typically have a measurement footprint of $\sim 0.01\ km^2$ (Kleissl et al., 2009), were representative of fluxes observed

over an area of 153 798 km² also has its limitations given the large spatiotemporal heterogeneity of surface fluxes one can find even at small scales (Brutsaert, 1998). In light of these considerations, the model performance appears sufficiently good to proceed with the sensitivity analysis.

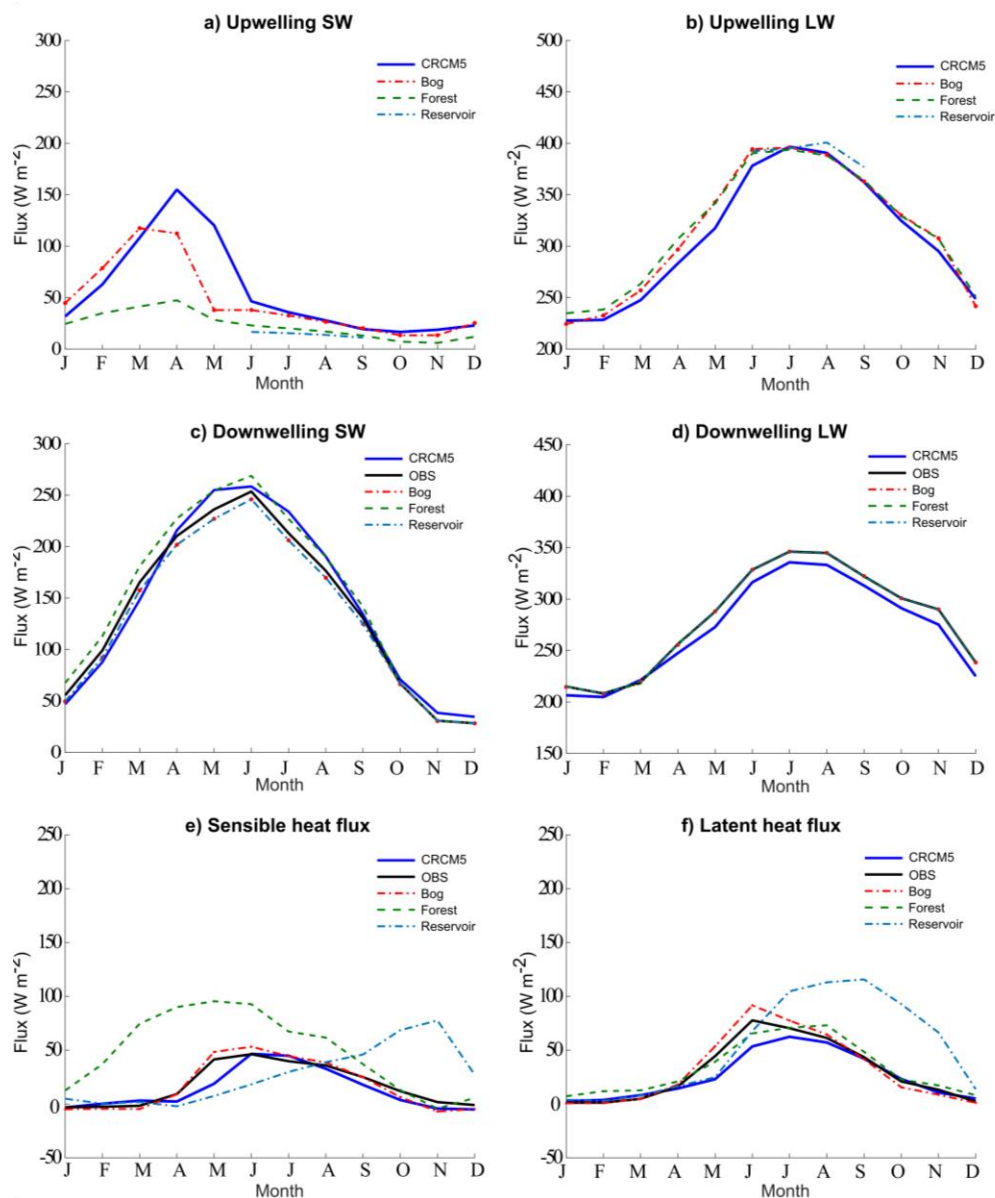


Figure 5-5 : Annual cycles of simulated and observed energy fluxes at the watershed scale and at each eddy flux tower for a) upwelling shortwave radiation; b) upwelling longwave radiation; c) downwelling shortwave radiation; d) downwelling longwave radiation; e) sensible heat flux and; f) latent heat flux for the La Grande River watershed for the years 2008, 2009, 2011 and 2012. In figures c) to f), observations (OBS) are calculated as area-weighted averages of energy fluxes measured in the bog, the spruce forest and over the reservoir as discussed in section 2.7.

5.3.2 Sensitivity Analysis

5.3.2.1 Impacts of Reservoirs on Local Air Temperatures

Figure 5-6 presents the changes on seasonal maximum, minimum and mean 2-m air temperatures and the corresponding IV maxima induced by the reservoir impoundment. Figure 5-6a) shows that summer daily maximum temperatures are sensitive to the increasing surface water fraction, since the changes on this variable are greater than the internal variability of the model over all reservoirs. Following impoundment, summer days become significantly colder (-1.1°C , approximately) as water exhibits significantly different thermal properties compared to land surfaces. During daytime, over land, surface radiative forcing combined with the small thermal conductivity and small heat capacity results in important surface warming. This leads to increasing unstable stratification in the atmospheric boundary layer (ABL) and thus to transport of heat upwards through the action of convective eddies. As for the lakes, the situation is different: wind-driven mixing (and thus heat transport through the water column) and high heat capacity result in reduced surface warming. Smaller temperature gradients and a greater atmospheric stratification lead to weaker surface sensible heat fluxes, which explain colder air daily maximum temperature over the reservoirs during summer. Throughout the year, nights are significantly warmer when reservoirs are present. This is reflected in higher daily minimum temperatures (Figure 5-6b); the increase averaged over all reservoirs is 1.4°C , 1.2°C and 1°C , for winter, spring and fall, respectively. At night, ice-free reservoirs are warmer than the atmosphere, resulting in sensible heat losses. Excluding summer, changes in mean daily temperature are greater than the model internal variability (Figure 5-6c). A slight warming is observed in DJF, MAM, SON and a cooling is observed in JJA. These changes in local air temperatures associated with the presence of reservoirs are smaller than those reported by Huziy et Sushama (2016) (in winter, a warming over 4°C was reported over the Robert-Bourassa reservoir), who compared regional climate simulations with and without lakes over the province of Quebec. This is expected as in the case of their simulation without lakes, the latter were replaced by bare soil, whereas in the case of our NoRes simulation, reservoirs were replaced by pre-impoundment land covers (e.g. forest, tundra and swamp). The outcome is a more realistic diagnostic of the impact of reservoirs on local climate.

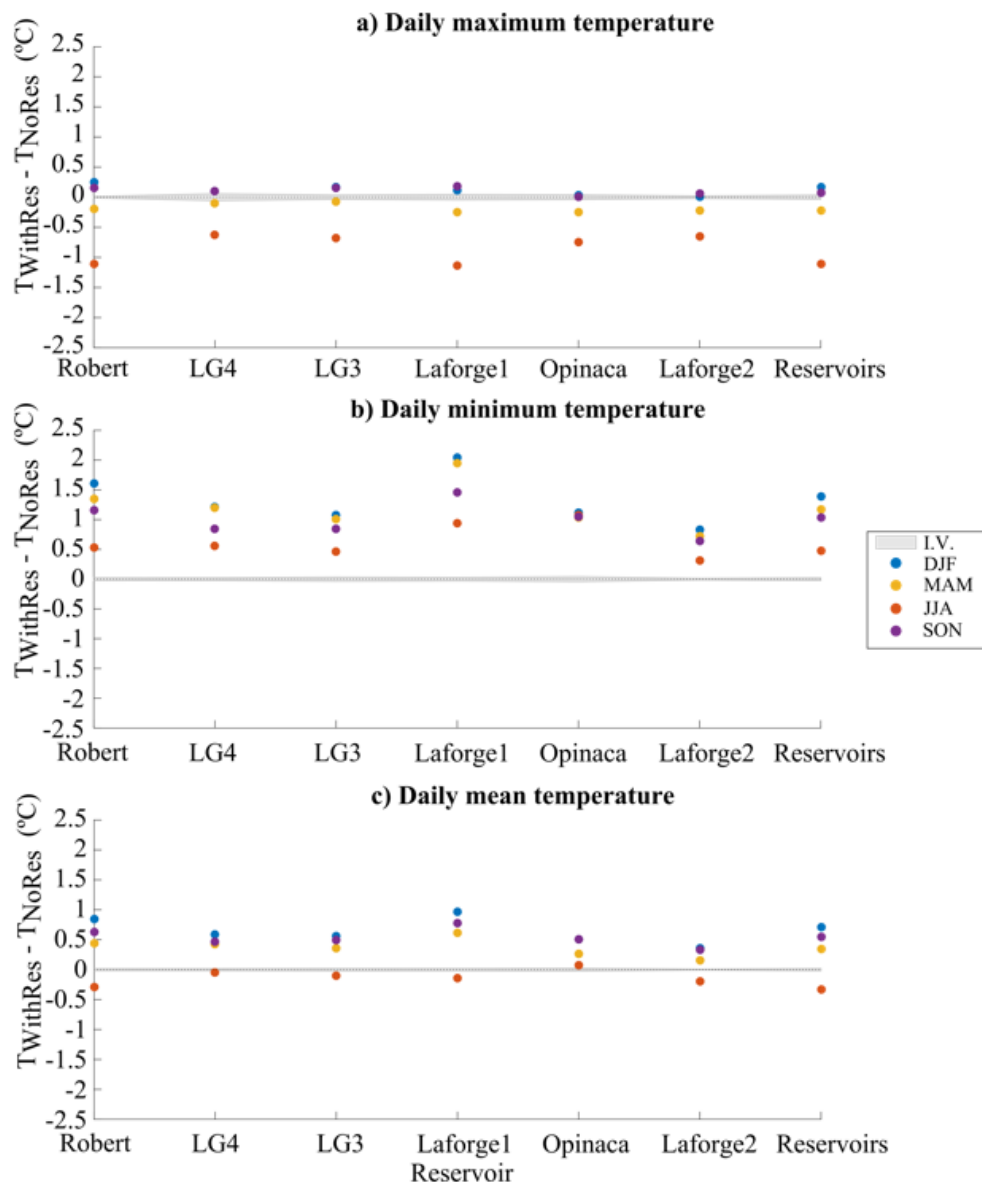


Figure 5-6 : Seasonal changes in 2-m air temperatures due to the presence of reservoirs for a) daily maximum temperature, b) daily minimum temperature, c) daily mean temperature over each reservoir and averaged over all reservoirs for the period 1982–2014. The shaded surface represents changes due to the model internal variability.

5.3.2.2 Impacts of Reservoirs on Local Energy Balance

Changes over each reservoir and the corresponding IV maxima of energy budget terms are shown in Figure 5-7.

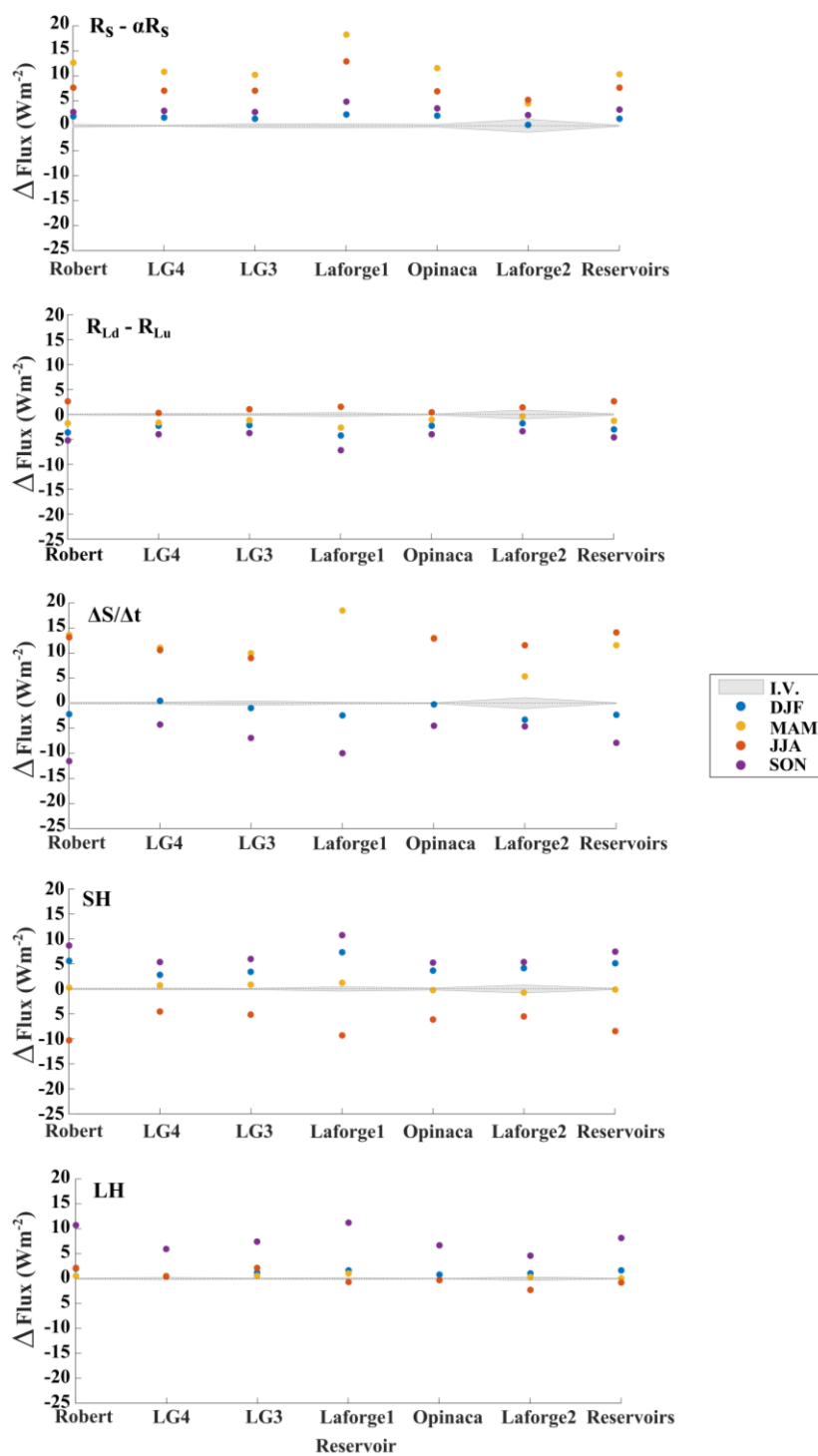


Figure 5-7 : Same as in Figure 5-6 but for a) net shortwave radiation, b) net longwave radiation, c) rate of heat storage, d) sensible heat flux, and e) latent heat flux.

For nearly all seasons and sites, the impacts of reservoirs on the seasonal energy budget exceed the internal variability (Figure 5-7). In winter, no significant change in downwelling radiation is

observed (not shown). However, the net shortwave radiation increases by 9.4% (Figure 5-7a) and net longwave radiation decreases by 11% (Figure 5-7b), resulting in a decrease of the available net energy at the surface. Since the sensible heat flux increase (+210%) is larger than the increase in latent heat flux (+36%) and thus evaporative cooling, the seasonal 2-m air temperatures increase.

In spring, the 11% increase of net shortwave radiation exceeds the internal variability and is therefore significant (Figure 5-7a). Again, the change in net shortwave radiation is exclusively due to the decrease of surface albedo (-2.7% averaged over all reservoirs). This additional energy is heating the reservoirs rather than being transferred back to the atmosphere (Figure 7c), which is typical of temperate freezing lakes. In fact, from energy flux measurements, Nordbo et al. (2011) have also reported small daily latent heat flux and even negative daily sensible heat fluxes from a shallow boreal lake in April and May.

In summer, the water bodies induce colder surface temperatures and the net longwave radiation increases by 4% (Figure 5-7b). The downwelling shortwave radiation increases by 2% (not shown), suggesting a decrease in cloud cover presumably brought by a more stable atmosphere. As a matter of fact, Rouse et al. (2005) reported that afternoon summer clear-skies conditions over Great Slave Lake occurred around 25% more often than over near terrestrial areas. Depending on the reservoir, the albedo decreased between 2.5% and 9.3%. Less sensible heat (-21.6%) is transferred to the atmosphere and the changes in latent heat fluxes are small. Since LSTs increases slowly compared to land (not shown), significant turbulent fluxes transfer from water bodies to the atmosphere tends to begins later in the year (Figure 5-5e and Figure 5-5f). For example, Rouse et al. (2005) reported that turbulent heat transfer onset occurred 40 days later over a medium lake (12.1m deep) in Northwestern Canada than over uplands. The rate of heat storage is increased by 8% with the presence of reservoirs (Figure 7c). As reported by Spence et al. (2003), shallow boreal lakes act as heat sinks in the open water season (June to mid-August) and as heat sources later on (Sept to Nov).

In fall, slightly more net shortwave radiation is absorbed at the surface (5.6%). The net LW radiation decreases, since skin temperatures are increased when reservoirs are present at the surface. This enhances thermal PBL instabilities. This instability, stronger winds and the accumulation of energy in the reservoirs will lead to more turbulent energy transfer from the surface to the overlaying air: +7.4 W m⁻² (60%) sensible heat flux and +8.2 W m⁻² (25%) latent heat flux. In the WithRes simulation, ice coverage over all reservoirs starts in November. This is

in agreement with the observation at Eastmain-1 reservoir, where ice-on dates occurred between November 15th and December 1st (Wang et al., 2016). Maximum changes on turbulent fluxes remain below 15 W m^{-2} . After all, water fraction increases over each reservoir remain under 44% and the reservoirs are not very deep (Table 5-2); therefore, maximum energy storage and turbulent heat transfer are limited.

A few limitations of the analysis should be reminded here. The parameterized reservoirs depths within the FLake model differed from their real values. This induces biases in simulated water surface temperatures, energy partitioning at the surface and lake ice formation/breakup timing. Depending on the amount of precipitation and the reservoir management practices, it is known that the depth of a hydroelectric reservoir varies during the year. According to Hydro-Québec (Schetagne & Therrien, 2013), depending on the reservoir, water levels vary typically between 1 m and 8 m throughout the year. Considering these changes on reservoir levels and that the error on 10-m deep reservoirs is generally under 4.5 m, we think that the assumed averaged value of 10 m is acceptable for the purpose of this study. As well, we found an underestimation of needleleaf trees coverage over the La Grande River watershed. With a needleleaf tree dominated land cover (instead of tundra dominated), we think that the presence of reservoirs would not cause as much additional available energy since coniferous forests already have low albedo. Also, the presence of reservoirs would induce a decrease of latent heat flux in winter due to sublimation of snow over canopy and a decrease of sensible heat would be seen from January to August (see Figure 5-5).

5.3.2.3 Impacts of Reservoirs on Regional Water Resources

The changes on seasonal precipitation following impoundment are shown in Figure 5-8. Averaged over all reservoirs, the model shows a slight increase of precipitation in winter (-0.8%) and a slight increase in summer ($+1\%$). As shown by the small difference between the grouped bars in Figure 5-8a and Figure 5-8c, those changes are mostly attributed to the model internal variability rather than the presence of reservoirs. In spring, the all-reservoirs change in precipitation exceeds the IV. However, they vary from one reservoir to another: precipitation decreases over four reservoirs and increases over two reservoirs (Figure 5-8b). In fall, the signal is clearer: reservoir-averaged precipitation increases by 1.5% (more thermal instability). Changes on seasonal runoff generally follow those on seasonal precipitation (data not shown).

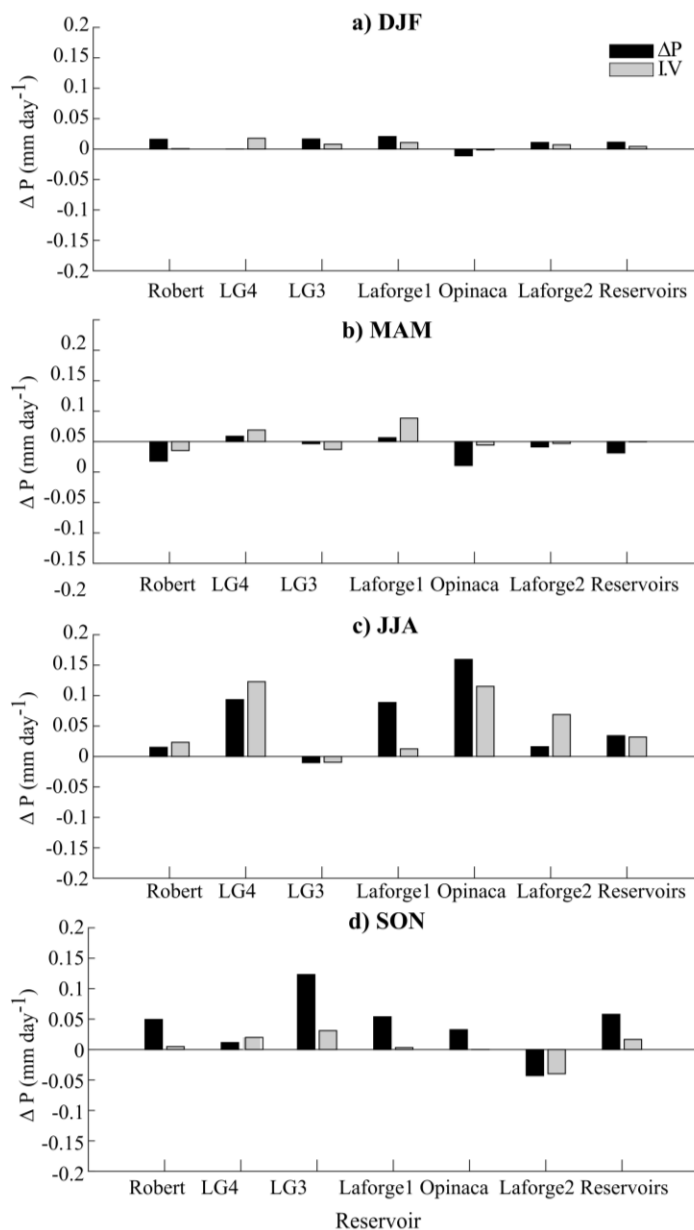


Figure 5-8 : Seasonal changes in precipitation due to the presence of reservoirs during a) winter, b) spring, c) summer, and d) fall over each reservoir and averaged over all reservoirs for the period 1982–2014. The shaded surface represents changes due to the model internal variability.

Annually, precipitation and runoff are slightly higher when reservoirs are present. Again, these increases cannot be considered significant because they are smaller than the internal variability. With pre-impoundment conditions, evaporative losses sum up to 269.3 ± 0.3 mm per year. The presence of reservoirs causes a very minor additional evaporation of 5.9 ± 0.3 mm per year (2%).

Note that changes in precipitation are seen over the whole simulation domain (due to the model IV) and those related to latent heat fluxes occur strictly over the reservoirs (not shown); therefore, the increase in ET is not simply due to the additional precipitation.

As previously mentioned, most hydropower water consumption studies quantify the gross and net evaporation. Here, we are interested in understanding how precipitation and evaporation are recycled in the watershed and how the presence of reservoirs impacts these ratios. Note that our study is the first one to evaluate the sensitivity of precipitation recycling to a land cover change. Monthly precipitation and evaporation ratios are shown in Figure 5-9.

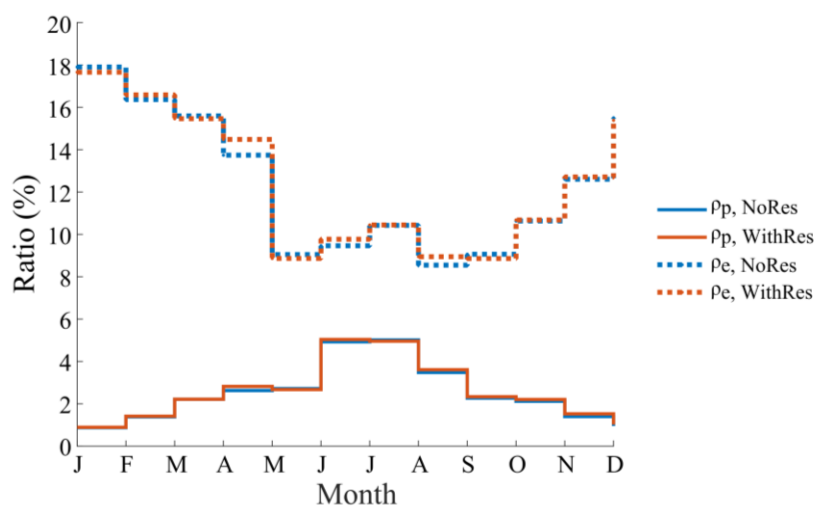


Figure 5-9 : Monthly precipitation recycling ratios (ρ_p) and monthly evaporation recycling ratio (ρ_e) of the La Grande River watershed for the period 1982–2014.

In both simulations, the monthly precipitation recycling ratio remains under 6% and peaks in July, when the evapotranspiration is high (Figure 5-9). This result indicates weak coupling between the evaporation happening at the surface and the generation of precipitation in the atmosphere. Some small change is found in April and July, as the presence of reservoirs decreases the precipitation recycling ratio by 0.6%. This indicates that reservoirs do not significantly affect the coupling between evaporation and precipitation within the watershed; mostly because the watershed is so large that regional monthly ET rates are similar from one simulation to the other. Note that monthly precipitation recycling ratios of the watersheds located at the northern and eastern limits of the La Grande watershed are also small and not affected by the presence of reservoirs.

Depending on the season, 4% to 19% of the evaporation returns to the watershed as precipitation. Naturally, the evaporation recycling is greater in cold months as less ET occurs during these periods. Again, the presence of reservoirs does not seem to affect the rate of evaporation recycling.

A number of limitations of these results should be noted however, given the multiple assumptions lying behind the precipitation recycling model of Brubaker. The first assumption is that the moisture fluxes are horizontally well mixed, with minor spatial changes in monthly water vapor fluxes. Since different surface types can be found across the watershed, the spatial changes in monthly evaporation appear more important than initially assumed. Nonetheless, it is important to note that previous studies have used a similar recycling model on much larger scales, where ET varied even more throughout the domain (Brubaker et al., 1993). The second assumption states that the monthly change in moisture storage is smaller than the changes in the other water vapor fluxes, as put forward by Eltahir et Bras (1996). The third assumption implies that the atmospheric moisture is vertically well mixed, which might not be a good representation of the actual processes. Burde et Zangvil (2001b) showed that this assumption leads to the underestimation of precipitation recycling over North America. Even if the precipitation recycling model used here is one of the simplest, a weak evaporation-precipitation coupling at the catchment scale seems realistic. However, for an improved understanding of the impacts of reservoirs on precipitation recycling, additional analyses based on distributed precipitation recycling models, which do not rely upon the assumptions cited above, should be done.

5.4 Conclusions

This study aimed to evaluate the impacts that Northern Quebec's hydroelectric reservoirs have on local climate and regional water resources using climate simulations generated by the CRCM5. The validation analysis carried out within this study shows that the CRCM5 driven with the ERA-Interim reanalysis is, in general, capable of reproducing seasonal 2-m air temperatures over the La Grande River watershed in Northern Quebec, Canada. However, a cold bias (-1.9°C), probably related to the overestimation of snow cover (and thus of surface albedo), is observed in spring throughout the watershed. For precipitation, even if the annual cycle is relatively well captured, the model tends to overestimate precipitation amounts throughout the year. The downwelling shortwave and longwave radiation are well reproduced, while upwelling shortwave is overestimated and longwave radiation is underestimated due to an abnormally persistent snowpack.

Analysis of pre- (NoRes) and post-impoundment (WithRes) simulations led to the conclusion that the effects of reservoirs on temperature and on some of the energy budget components may be important on local and seasonal time scale; sensitivity to change in surface water fraction was generally greater than the change related to internal variability. Overall, the increase of daily minimum temperatures induces a warming in fall, winter and spring. In summer, a cooling is observed as the daily maximum temperatures decrease. The presence of reservoirs decreases latent heat flux in summer (1.4%) and increases this flux in fall (25%). Sensible heat fluxes decrease in summer (21.6%) and increase in winter and fall (210% and 60%, respectively). In general, more energy is available over the reservoirs throughout the year due to a reduced surface albedo (-3.5%). We have evaluated the increase in ET at the scale of the watershed. On an annual scale, the presence of reservoirs increased ET by only 5.9 mm year⁻¹ (2%): reservoirs only cover 6.4% of the watershed area. Precipitation and runoff changes are usually within the model internal variability on both annual and seasonal time scales.

A precipitation recycling analysis seems to point toward a weak coupling between the surface (through evaporation) and the atmosphere (through precipitation generation) at the watershed scale (monthly maximum: 5% recycling ratio), with reservoirs having limited impact on the coupling. We recommend using multiple and more sophisticated precipitation recycling models for future analysis.

5.5 Acknowledgments and Data

This project was funded by MITACS, Hydro-Québec and the Ouranos Consortium under grant IT04933. Simulation outputs used in this study were generated and provided by the Climate Simulation and Analysis group at Ouranos. Computations were made on the supercomputer Guillimin from McGill University, managed by Calcul Québec and Compute Canada. The operation of this supercomputer is funded by the Canada Foundation for Innovation (CFI), the Ministère de l'Économie, de la Science et de l'Innovation du Québec (MESI) and the Fonds de recherche du Québec- Nature et technologies (FRQ-NT). We would like to acknowledge the contribution of ESCER, UQÀM and Environment and Climate Change Canada for the development of the CRCM5. Field observations used in this paper were collected during campaigns supported by a NSERC-CRD grant awarded to Prof. Ian Strachan. We would like to recognize the logistical support from Hydro-Québec – Production and particularly from Dr. Alain Tremblay

during the field campaign. A special thanks goes to Anne Frigon for her valuable help during the study, as well as to Michel Giguère, Hélène Côté, Dominique Paquin and Sébastien Biner for their technical support.

- Land fraction used in the WithRes simulation are derived from a database provided by the Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles (URL: <http://mern.gouv.qc.ca/territoire/portrait/portrait-donnees.jsp>).
- Eastmain-1 data requests may be sent to Professor Ian Strachan (ian.strachan@mcgill.ca).
- Requests to access simulation outputs may be sent directly to Ouranos.
- Weather station datasets may be requested to Climat-Quebec and Hydro-Quebec.

CHAPITRE 6 DISCUSSION GÉNÉRALE

Cette section comprend une discussion sur les conclusions et méthodologies utilisées lors de la validation du modèle. Une seconde sous-section met en relation les résultats obtenus avec ceux de la littérature.

6.1 Validation

6.1.1 Validation de la température interannuelle

À la section 5.3.1.1, nous avons démontré la présence d'un biais froid sur les températures saisonnières du MRCC5. La plupart des observations utilisées à des fins de validation étaient disponibles et « complètes » pour des périodes de moins de 10 ans (leur durée moyenne est d'approximativement 7 ans). Lors de la validation, pour chaque variable, les climatologies observées et simulées ont toujours été dérivées à partir de séries temporelles couvrant les mêmes années. De cette manière, nous souhaitons éliminer les biais liés à la non-stationnarité et à la variabilité interannuelle du climat. Pour que cela soit vrai, il faut que la tendance et la variabilité interannuelle du modèle soient semblables à celle des observations, c'est ce que nous allons vérifier dans cette section. La Figure 6-1 présente les cycles interannuels de la température pour la station qui comprend la plus longue série de données ainsi que les valeurs de température du point de grille le plus proche pour les deux simulations.

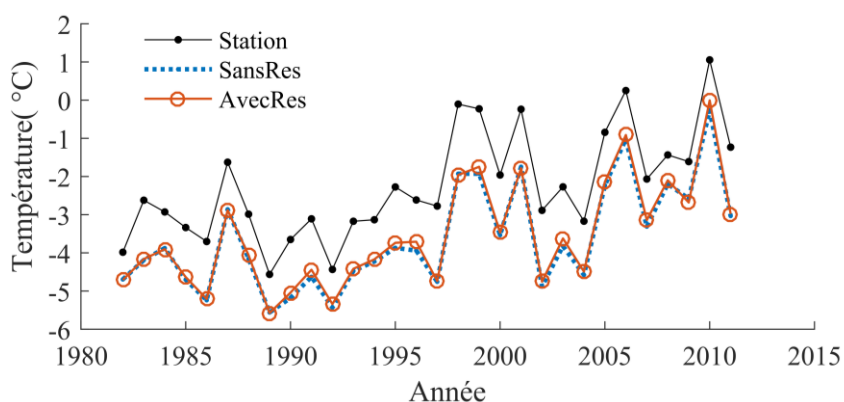


Figure 6-1 : Cycle interannuel de la température à la station comportant la plus grande série de données (53.6°N, 77.7°O) et de la température du point de grille le plus proche provenant des simulations SansRes et AvecRes.

On remarque tout d'abord la similarité entre les températures provenant des simulations SansRes et AvecRes. En effet, cette station météorologique se trouve à 15 km du réservoir Robert-Bourassa, sur une grille où la fraction d'eau n'a pas changé. Il est aussi important de noter que même si les réservoirs influencent les températures saisonnières de manière significative, seulement un petit réchauffement est observé à l'échelle annuelle puisque le refroidissement observé en été s'oppose au réchauffement observé en hiver. En effet, un réchauffement annuel de moins de 0.4°C a été observée en moyenne sur tous les réservoirs.

Malgré le biais excédant 1°C, la variabilité interannuelle présente dans les observations est bien reproduite d'une simulation à l'autre (Figure 6-1). En effet, les rapports des écarts-types entre les observations et les simulations SansRes et AvecRes sont respectivement de 1.03 et 1.02. Afin de vérifier que le biais est semblable d'année en année, nous avons calculé le biais entre les séries de températures interannuelles simulées et observées, puis nous avons calculé l'écart-type de cette distribution. L'écart-type sur le biais interannuel est de 0.3°C pour les deux simulations. Nous pouvons donc affirmer que la variabilité interannuelle observée est bien représentée dans les sorties du modèle.

Une tendance à la hausse significative à 95% est détectée à l'aide du test de MannKendall dans la série de température annuelle observée. Cela étant dit, puisque la variabilité interannuelle des simulations est semblable à celle des observations, nous pouvons directement affirmer que cette tendance est aussi bien représentée dans les observations que dans les simulations. Nous nous attendions à ce résultat puisque les concentrations de gaz à effet de serre observé sont intégrées aux simulations et que ces dernières sont pilotées avec une réanalyse.

6.1.2 Validation de la vitesse et de la direction du vent à 10 m au-dessus du sol

Toujours à cette même station (53.6°N, 77.7°O), la vitesse et la direction moyenne des vents ont été calculées à chaque heure pour la période 1982-2011. Les roses de vents de la station météorologique et du point de grille du modèle le plus près sont présentées à la Figure 6-2.

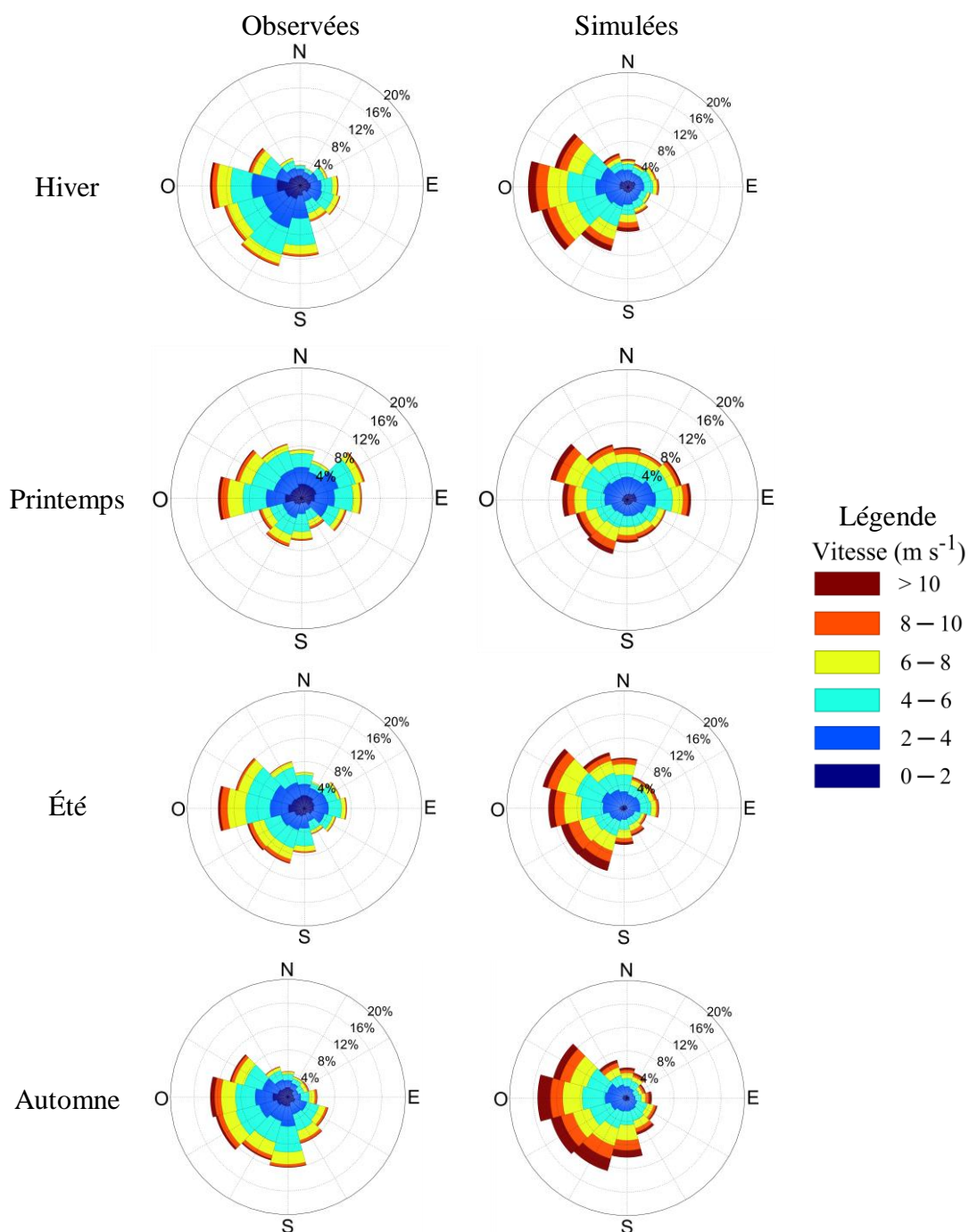


Figure 6-2 : Roses des vents indiquant la provenance et la vitesse des vents observées (53.6°N , 77.7°O) et simulées au point de grille correspondant, pour la période 1982-2011 (simulation AvecRes).

On remarque tout d'abord que la direction des vents est généralement bien reproduite par le modèle, ce qui était attendu puisque la réanalyse incorpore les observations au sol. Par exemple, en automne, 27% des vents enregistrés à la station proviennent des 3^e et 4^e quadrants, versus 30% dans le modèle. En été, le pourcentage de vents provenant des quadrants N-O et S-O est de 67% dans les observations et de 71% dans la simulation. Puis au printemps, 58% des vents observés proviennent des quadrants N-O et N-E, versus 56% dans la simulation. L'occurrence des vents à haute vitesse est cependant surestimée toute l'année : en moyenne les vents dépassant les 8 m s^{-1} sont observés 5% de l'année alors que dans le modèle, cette fraction est de 17%. Cela pourrait être causé par la sous-estimation de la rugosité de la surface, comme la limite de la flore arboreste est trop au sud dans le modèle. Il faut cependant noter que les vitesses maximales ne sont pas surestimées dans la simulation : 89 km/h dans le modèle versus 93 km/h dans les observations. Comme mentionné dans la section 5.3.1.2, les vents hivernaux dépassent la plupart du temps les 2 m s^{-1} (plus de 76% de l'année), influençant directement la capacité de l'instrument de mesure à capter la précipitation. On remarque aussi que les vents de plus de 8 m s^{-1} sont plus fréquents à l'automne et à l'hiver, comme mentionné à la section 5.3.2.2.

6.1.3 Évaluation de l'erreur de mesure sur la précipitation

Au bassin versant La Grande, le MRCC5 surestime la précipitation tout au long de l'année ($\approx 48\%$, section 5.3.1.2). Cette conclusion a été tirée en comparant les points de grille du modèle les plus près des stations météorologiques ayant mesurées la précipitation brute sur plusieurs années. Cependant, ces observations comportent des biais liés à des erreurs dans la mesure de la neige et de la pluie. Nous cherchons donc à vérifier si le MRCC5 surestime la précipitation, même lorsque les séries de précipitations observées ont été homogénéisées. Le processus d'homogénéisation appliqué aux données brutes est présenté dans Mekis et Hogg (1999). Pour la mesure de la pluie, les données journalières brutes sont corrigées afin de tenir compte des changements d'instrumentation, de l'effet du vent, des pertes par mouillage du pluviomètre (Devine & Mekis, 2008), de l'évaporation et des traces. Pour déterminer l'équivalent en eau de la neige (EEN), la densité de la neige est calculée en fonction de la hauteur de neige mesurée par une gauge Nipher, corrigée afin de tenir compte de la sous-captation causée par le vent (Mekis & Brown, 2010). Les traces de précipitation solide ont aussi été considérées suivant la méthode présentée par Mekis et Hogg (1999). Ces séries homogénéisées ont été produites par Mekis et Vincent (2011) et obtenues

d'Ouranos. La station la plus proche du bassin versant se retrouve à Kuujjuarapik (Figure 2-1). Les données de précipitations brutes et homogénéisées à cette station sont donc comparées à la précipitation simulée du point de grille du modèle correspondant. La Figure 6-3 présente les cycles annuels dérivés de ces différentes bases de données.

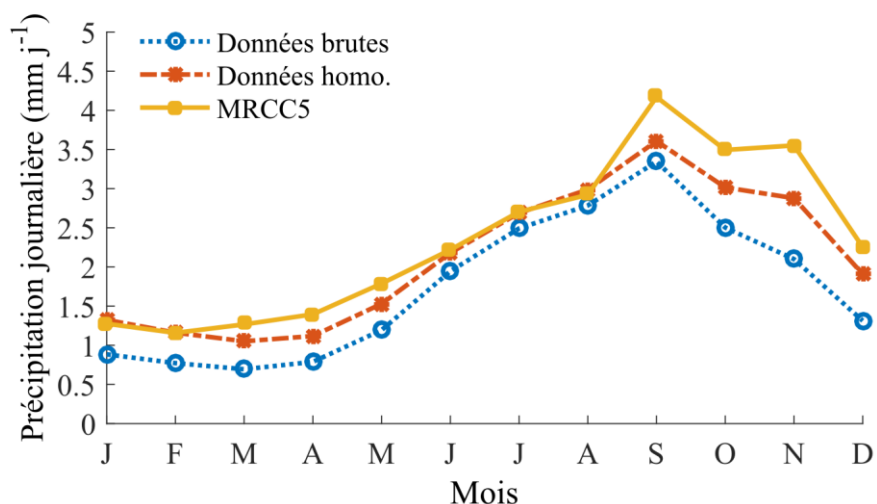


Figure 6-3 : Cycle annuel de la précipitation brute et homogénéisée à une station au nord du bassin versant La Grande (55.3°N, 77.8°O) et cycle annuel de la précipitation du MRCC5 au point de grille correspondant pour la période 1983-2008 (simulation AvecRes).

Comme attendu, la précipitation des données homogénéisées dépasse celle des données brutes. Un biais résiduel demeure entre les données homogénéisées et simulées. Ce dernier est notable de mars à mai et de septembre à décembre. À ce point de grille, le MRCC5 génère une précipitation de 857.7 mm/an; ce qui représente une surestimation de 224.5 mm/an (+35%) par rapport aux données brutes et de 83.5 mm/an (+11%) par rapport aux données homogénéisées. En somme, la précipitation reste surestimée par le modèle, mais le biais réel devrait être inférieur à ce qui a été calculé au Chapitre 4.

6.2 Résultats de l'étude

Le modèle a permis de simuler les interactions entre les plans d'eau et l'atmosphère. La présence des réservoirs amène une baisse de la température estivale et une hausse de la température hivernale, comme observée dans les autres études (Martynov et al. (2012b) et Huziy et Sushama (2016)). En effet, le réchauffement en hiver dépasse le refroidissement en été et les réservoirs

amènent un réchauffement toute l'année sauf en été (ce qui n'est pas observé dans les études sur le bassin du fleuve Mackenzie). En comparant les changements sur la précipitation à la variabilité interne, seule l'augmentation de la précipitation en automne est significative (en moyenne sur tous les réservoirs). Il est à noter que les études antérieures (présentées au Chapitre 4.1) ne tiennent pas compte de la variabilité interne des modèles utilisés. C'est un facteur limitant lors de l'interprétation des changements observés entre deux simulations, surtout pour les variables sensibles aux conditions initiales telles que la précipitation. Nous avons pu en tenir compte partiellement en comparant les résultats de deux simulations. Contrairement aux études basées sur des simulations climatiques couvrant le nord du Québec (Huziy & Sushama, 2016; Martynov et al., 2012b), nous avons porté une attention particulière à l'exactitude de la représentation du territoire avant la mise en eau des réservoirs afin d'avoir des simulations représentatives des changements d'occupation du sol réels.

Nous n'avons pas pu estimer l'évaporation brute des réservoirs, car les variables de tous les types de surface se retrouvant sur un même point de grille sont agrégées. Nous avons cependant évalué l'évaporation additionnelle amenée par la mise en eau des réservoirs à l'échelle du bassin versant. Il demeure que l'évapotranspiration additionnelle présentée à la section 5.3.2.3 est sous-estimée, car les réservoirs Eastmain-1 et Caniapiscau n'ont pas été considérés. Nous estimons que cette erreur n'influence pas les conclusions générales du projet, puisque le bassin versant est très grand. Nous avons aussi étudié la consommation en eau de l'hydroélectricité en nous intéressant aux changements sur le recyclage de la précipitation, ce qui n'avait jamais été fait auparavant.

CHAPITRE 7 CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS

L'objectif général de ce projet était d'évaluer l'impact des réservoirs du complexe hydroélectrique de la rivière La Grande sur le climat et sur les ressources en eau. Ces objectifs ont été atteints en utilisant deux simulations régionales climatiques où la présence et l'absence des réservoirs ont été représentées en modifiant les fractions d'eau à la surface. Cette section présente les contributions, les limitations, les présentations ainsi que les recommandations liées au projet.

7.1 Contributions à l'avancée des connaissances

Cette étude était la première analyse de sensibilité effectuée à Ouranos avec le nouveau MRCC. L'étape de validation a permis au partenaire, Ouranos, d'approfondir leur compréhension des forces et faiblesses du MRCC5. En effet, plusieurs variables ont été validées et analysées. Ce projet a permis de valider le bilan d'énergie du MRCC5 à partir de données *in situ*. C'est une très belle opportunité, sachant que les données observées des termes du bilan d'énergie sont rares (surtout dans cette région) et coûteuses. Aussi, des variables généralement moins exploitées des MRC ont été étudiées, telles que la vitesse et la direction des vents à 10-m. Notre étude a aussi permis aux partenaires chez Ouranos de prioriser les interventions à mener sur le modèle par rapport aux problèmes détectés.

Nous avons quantifié les changements hydroclimatiques provoqués par la submersion de territoire dans une zone où peu de données expérimentales sont disponibles. Comme l'un des partenaires du projet est Hydro-Québec, les résultats permettent de mieux baliser les impacts climatiques liés à la création d'aménagements hydroélectriques dans le Nord québécois. Les résultats permettent aussi d'évaluer la perte d'hydraulicité engendrée par l'évaporation des réservoirs.

La principale avancée scientifique découlant de ce projet est l'étude de la consommation en eau de l'hydroélectricité via une métrique plus complète que celles couramment utilisées, comme l'évaporation nette ou l'évaporation brute. Nous pensons avoir comblé cette lacune en utilisant le recyclage de la précipitation comme indicateur de la consommation en eau.

7.2 Limitations

Les analyses sont d'abord limitées par la capacité du MRCC5 à représenter le climat. En effet, des biais ont été observés non seulement sur les variables simulées (biais froid, trop de précipitation),

mais aussi sur la représentation des conifères dans le modèle. Les résultats sont aussi limités par la capacité du modèle de lac à reproduire les régimes thermiques des réservoirs. Par manque de données, nous n'avons pas été en mesure de valider les températures à la surface, ni l'épaisseur et la date de formation du couvert de glace sur les réservoirs. Ce sont des indicateurs importants qui permettent d'évaluer qualitativement le stockage d'énergie dans les plans d'eau, qui fait suite aux échanges turbulents entre les lacs et l'atmosphère. De plus, il reste qu'un modèle de lac a été utilisé pour simuler le régime thermique de réservoirs hydroélectriques. Non seulement l'utilisation d'un modèle 1D ne permet pas de reproduire les mélanges horizontaux. Mais en plus, les processus typiques des réservoirs n'ont pu être inclus : débit extrait au bas du réservoir vers la centrale qui crée un mélange additionnel, ainsi que les changements du niveau des réservoirs. Il ne faut pas oublier que les erreurs sur la profondeur des réservoirs étaient parfois importantes, comme au réservoir LG3. Nous sommes aussi limités par la résolution du modèle de recyclage choisi et par ses hypothèses de base qui ne sont pas toujours respectées (section 5.3.2.3). De plus, deux réservoirs n'ont pu être étudiés.

7.3 Présentations dans des congrès scientifiques

Cette section décrit les diverses présentations qui ont eu lieu au cours du projet.

D'abord, une affiche scientifique a été présentée au *Colloque sur la Recherche Hydrologique au Québec*, qui a eu lieu à Montréal les 9 et 10 juin 2015. Puisqu'elle s'est tenue au début du projet, l'affiche présentait surtout la problématique de recherche et la méthodologie utilisée. La seconde place (*ex aequo*) a été reçue pour cette affiche dans le cadre d'un concours de la meilleure affiche étudiante.

Le 14 décembre 2015, une affiche scientifique a été présentée au *Congrès International de l'American Geophysical Union (AGU)*. Présentée dans le cadre de la session sur l'empreinte eau intitulée « Assessing Water Footprint and the Impact of Water Quality on Water Availability II Posters ». L'affiche avait pour but de faire un survol des résultats préliminaires de validation du MRCC5 ainsi que des résultats concernant l'impact des réservoirs sur le bilan hydrique, le bilan d'énergie et le recyclage de la précipitation.

Au 69^e congrès national de l'*Association Canadienne des Ressources Hydriques*, tenu à Montréal du 23 au 26 mai 2016, les principaux résultats de l'article ont été mis de l'avant dans une

présentation orale au sein de la session intitulée « Modélisation et suivi environnemental en milieu boréal ».

Le 7 juin 2016, une dernière présentation par affiche scientifique a eu lieu à l'Université de Guelph dans le cadre de la conférence annuelle de l'*International Association for Great Lakes Research*. L'affiche portait sur un tout autre sujet : l'impact des CC sur les ressources hydriques du bassin des Grands Lacs simulé par le MRCC5. L'affiche scientifique portait sur la validation du bilan hydrique et d'énergie au lac Supérieur et sur l'impact des CC sur le recyclage de la précipitation du bassin. Le modèle de recyclage utilisé dans l'article scientifique a été appliqué sur le bassin des Grands Lacs.

7.4 Recommandations

- Réaliser une analyse des tendances sur les variables des bilans hydrique et d'énergie simulées afin de prévoir dans quelle mesure celles-ci sont affectées par les CC
- Mettre à jour la base de données géophysique dans le MRCC5 (en cours) afin que le couvert végétal soit plus proche de la réalité.
- Corriger la profondeur de tous les réservoirs et effectuer la même étude en considérant leur marnage. Ceci permettra d'évaluer l'impact de la profondeur des réservoirs sur les échanges turbulents.
- Utiliser d'autres modèles de recyclage de la précipitation afin d'analyser la distribution spatiale du recyclage et d'évaluer la portée de l'hypothèse d'humidité complètement mélangée dans l'atmosphère.
- Valider les températures de surface et le couvert de glace sur le réservoir Eastmain-1 afin d'évaluer dans quelle mesure le stockage d'énergie simulé par le modèle est représentatif de ce qui est observé.
- Effectuer quelques simulations régionales dans un contexte de changements climatiques afin d'évaluer la portée de la mise en eau des réservoirs dans un climat futur.

RÉFÉRENCES

- Aguado, E., & Burt, J. E. (2013). *Understanding Weather and Climate*: Pearson.
- Alexandru, A., de Elia, R., & Laprise, R. (2007). Internal variability in regional climate downscaling at the seasonal scale. *Monthly Weather Review*, *135*(9), 3221-3238.
- Anderson, J. R., Hardy, E. E., Roach, J. T., & Witmer, R. E. (1976). *A land use and land cover classification system for use with remote sensor data* (Rapport 964). Tiré de <http://pubs.er.usgs.gov/publication/pp964>.
- Arnell, N. W. (1999). Climate change and global water resources. *Global Environmental Change*, *9*, Supplement 1 S31-S49.
- Bailey, W. G., Oke, T. R., & Rouse, W. R. (1997). *The Surface Climates of Canada*: McGill-Queen's University Press.
- Bakken, T. H., Killingtonveit, Å., Engeland, K., Alfredsen, K., & Harby, A. (2013). Water consumption from hydropower plants—review of published estimates and an assessment of the concept. *Hydrology and Earth System Sciences*, *17*(10), 3983-4000.
- Baldocchi, D., Falge, E., Gu, L., Olson, R., Hollinger, D., Running, S., . . . Wofsy, S. (2001). FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *82*(11), 2415-2434.
- Bartlett, P. A., McCaughey, J. H., Lafleur, P. M., & Versegny, D. L. (2002). A comparison of the mosaic and aggregated canopy frameworks for representing surface heterogeneity in the Canadian boreal forest using CLASS: a soil perspective. *Journal of Hydrology*, *266*(1–2), 15-39.
- Bates, G. T., Giorgi, F., & Hostetler, S. W. (1993). Toward the simulation of the effects of the Great-Lakes on regional climate. *Monthly Weather Review*, *121*(5), 1373-1387.
- Bélair, S., Mailhot, J., Girard, C., & Vaillancourt, P. (2005). Boundary layer and shallow cumulus clouds in a medium-range forecast of a large-scale weather system. *Monthly Weather Review*, *133*(7), 1938-1960.
- Bellisario, L. M., Boudreau, L. D., Versegny, D. L., Rouse, W. R., & Blanken, P. D. (2000). Comparing the performance of the Canadian land surface scheme @class) for two subarctic terrain types. *Atmosphere-Ocean*, *38*(1), 181-204.
- Bengtsson, L. (2012). Circulation Processes in Lakes. Dans L. Bengtsson, R. Herschy & R. Fairbridge (Édit.), *Encyclopedia of Lakes and Reservoirs* (p. 160-163): Springer Netherlands.
- Beniston, M., Stephenson, D. B., Christensen, O. B., Ferro, C. A. T., Frei, C., Goyette, S., . . . Woth, K. (2007). Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Climatic Change*, *81*(1), 71-95.
- Boé, J., Terray, L., Habets, F., & Martin, E. (2007). Statistical and dynamical downscaling of the Seine basin climate for hydro-meteorological studies. *International Journal of Climatology*, *27*(12), 1643-1655.
- Bosilovich, M. G., & Chern, J.-D. (2006). Simulation of water sources and precipitation recycling for the Mackenzie, Mississippi, and Amazon River basins. *Journal of Hydrometeorology*, *7*(3), 312-329.
- Braun, M., Caya, D., Frigon, A., & Slivitzky, M. (2012). Internal variability of the Canadian RCM's hydrological variables at the basin scale in Quebec and Labrador. *Journal of Hydrometeorology*, *13*(2), 443-462.

- Brown, J. F., Loveland, T. R., Ohlen, D. O., & Zhu, Z.-L. (1999). The Global Land-Cover Characteristics database: the users' perspective. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 65(9), 1069-1074.
- Brown, R., Bartlett, P., MacKay, M., & Versegny, D. (2006). Evaluation of snow cover in CLASS for SnowMIP. *Atmosphere-Ocean*, 44(3), 223-238.
- Brubaker, K. L. (1991). *Atmospheric water vapor transport: estimation of continental precipitation recycling and parameterization of a simple climate model*. (M.Sc., Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts).
- Brubaker, K. L., Entekhabi, D., & Eagleson, P. S. (1993). Estimation of continental precipitation recycling. *Journal of Climate*, 6(6), 1077-1089.
- Brubaker, K. L., Entekhabi, D., & Eagleson, P. S. (1994). Atmospheric water vapor transport and continental hydrology over the Americas. *Journal of Hydrology*, 155(3), 407-428.
- Brutsaert, W. (1998). Land-surface water vapor and sensible heat flux: Spatial variability, homogeneity, and measurement scales. *Water Resources Research*, 34(10), 2433-2442.
- Brutsaert, W. (2005). *Hydrology: an introduction*: Cambridge University Press.
- Budyko, M. I. (1974). *Climate and life*: Elsevier Science.
- Burde, G., & Zangvil, A. (2001a). The estimation of regional precipitation recycling. Part I: Review of recycling models. *Journal of Climate*, 14(12), 2497-2508.
- Burde, G. I., & Zangvil, A. (2001b). The estimation of regional precipitation recycling. Part II: A new recycling model. *Journal of Climate*, 14(12), 2509-2527.
- Caya, D., & Biner, S. (2004). Internal variability of RCM simulations over an annual cycle. *Climate Dynamics*, 22(1), 33-46.
- Cecilia, H., Deliang, C., Christine, A., & Jouni, R. (2001). Comparison of climate change scenarios for Sweden based on statistical and dynamical downscaling of monthly precipitation. *Climate Research*, 19(1), 45-55.
- Christensen, B. O., Gaertner, A. M., Prego, A. J., & Polcher, J. (2001). Internal variability of regional climate models. *Climate Dynamics*, 17(11), 875-887.
- Comer, N. T., Lafleur, P. M., Roulet, N. T., Letts, M. G., Skarupa, M., & Versegny, D. (2000). A test of the Canadian Land Surface Scheme (CLASS) for a variety of wetland types. *Atmosphere-Ocean*, 38(1), 161-179.
- Côté, J., Gravel, S., Méthot, A., Patoine, A., Roch, M., & Staniforth, A. (1998). The operational CMC-MRB global environmental multiscale (GEM) model. Part I: design considerations and formulation. *Monthly Weather Review*, 126(6), 1373-1395.
- Dahir, A. H. (2006). Badoosh dam-break hypothetical using HEC-RAS. Dans *Dams and Reservoirs, Societies and Environment in the 21st Century, Two Volume Set* (p. 967-970): CRC Press.
- Davies, H. C. (1976). A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102(432), 405-418.
- de Elía, R., & Cote, H. (2010). Climate and climate change sensitivity to model configuration in the Canadian RCM over North America. *Meteorologische Zeitschrift*, 19(4), 325-339.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., . . . Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553-597.
- Denis, R. (2009). Suivi environnemental du complexe hydroélectrique La Grande (Baie James, Canada). Tiré de <http://www.polymtl.ca/pub/sites/eie/etudescas/baiejames.php>

- Devine, K. A., & Mekis, É. (2008). Field accuracy of Canadian rain measurements. *Atmosphere-Ocean*, 46(2), 213-227.
- Dirmeyer, P. A., & Brubaker, K. L. (1999). Contrasting evaporative moisture sources during the drought of 1988 and the flood of 1993. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 104(D16), 19383-19397.
- Dutra, E., Stepanenko, V. M., Balsamo, G., Viterbo, P., Miranda, P., Mironov, D., & Schär, C. (2010). An offline study of the impact of lakes in the performance of the ECMWF surface scheme. *Boreal Environment Research*, 15(2), 100-112.
- Eaton, A. K., Rouse, W. R., Lafleur, P. M., Marsh, P., & Blanken, P. D. (2001). Surface energy balance of the western and central Canadian subarctic: variations in the energy balance among five major terrain types. *Journal of Climate*, 14(17), 3692-3703.
- ECCC. (2013). Water Availability: Indicator Initiative. Tiré de <https://www.ec.gc.ca/eau-water/default.asp?lang=En&n=2DC058F1-1>
- Eltahir, E. A., & Bras, R. L. (1994). Precipitation recycling in the Amazon basin. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 120(518), 861-880.
- Eltahir, E. A. B., & Bras, R. L. (1996). Precipitation recycling. *Reviews of Geophysics*, 34(3), 367-378.
- Finch, J. W. (2001). A comparison between measured and modelled open water evaporation from a reservoir in south-east England. *Hydrological Processes*, 15(14), 2771-2778.
- Fortin, V., Therrien, C., & Anctil, F. (2008). Correcting wind-induced bias in solid precipitation measurements in case of limited and uncertain data. *Hydrological Processes*, 22(17), 3393-3402.
- Gent, P. R., Danabasoglu, G., Donner, L. J., Holland, M. M., Hunke, E. C., Jayne, S. R., . . . Zhang, M. (2011). The Community Climate System Model Version 4. *Journal of Climate*, 24(19), 4973-4991.
- Gerbens-Leenes, P. W., Hoekstra, A. Y., & Van der Meer, T. (2009). The water footprint of energy from biomass: A quantitative assessment and consequences of an increasing share of bio-energy in energy supply. *Ecological Economics*, 68(4), 1052-1060.
- Gleick, P. H. (1994). Water and Energy. *Annual Review of Energy and the Environment*, 19(1), 267-299.
- Grant, R. F., Barr, A. G., Black, T. A., Margolis, H. A., Dunn, A. L., Metsaranta, J., . . . Bourque, C. A. (2009). Interannual variation in net ecosystem productivity of Canadian forests as affected by regional weather patterns – A FLUXNET-Canada synthesis. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149(11), 2022-2039.
- Green, W. H., & Ampt, G. A. (1911). Studies on Soil Physics. *The Journal of Agricultural Science*, 4(01), 1-24.
- Groisman, P. Y., & Easterling, D. R. (1994). Variability and trends of total precipitation and snowfall over the United States and Canada. *Journal of Climate*, 7(1), 184-205.
- Hegerl, C. G., Hasselmann, K., Cubasch, U., Mitchell, B. J. F., Roeckner, E., Voss, R., & Waszkewitz, J. (1997). Multi-fingerprint detection and attribution analysis of greenhouse gas, greenhouse gas-plus-aerosol and solar forced climate change. *Climate Dynamics*, 13(9), 613-634.
- Herath, I., Deurer, M., Horne, D., Singh, R., & Clothier, B. (2011). The water footprint of hydroelectricity: a methodological comparison from a case study in New Zealand. *Journal of Cleaner Production*, 19(14), 1582-1589.

- Hernandez-Diaz, L., Laprise, R., Sushama, L., Martynov, A., Winger, K., & Dugas, B. (2013). Climate simulation over CORDEX Africa domain using the fifth-generation Canadian Regional Climate Model (CRCM5). *Climate Dynamics*, 40(5-6), 1415-1433.
- Hoekstra, A. Y. (2003). Virtual water trade. *Proceedings of the International Expert Meeting on Virtual Water Trade, Value of Water Research Report Series No. 12*, 248.
- Hoekstra, A. Y., Chapagnain, A. K., Alsaya, M. M., & Mekonnen, M. M. (2011). The water footprint assessment manual: Setting the global standard. (p. 224). London: Earthscan.
- Hostetler, S. W., & Bartlein, P. J. (1990). Simulation of lake evaporation with application to modeling lake level variations of Harney-Malheur Lake, Oregon. *Water Resources Research*, 26(10), 2603-2612.
- Hostetler, S. W., Bates, G. T., & Giorgi, F. (1993). Interactive coupling of a lake thermal model with a regional climate model. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 98(D3), 5045-5057.
- Hübener, H., Schmidt, M., Sogalla, M., & Kerschgens, M. (2005). Simulating evapotranspiration in a semi-arid environment. *Theoretical and Applied Climatology*, 80(2), 153-167.
- Huziy, O., & Sushama, L. (2016). Impact of lake–river connectivity and interflow on the Canadian RCM simulated regional climate and hydrology for Northeast Canada. *Climate Dynamics* 1-17.
- Inhaber, H. (2004). Water use in renewable and conventional electricity production. *Energy Sources*, 26(3), 309-322.
- IPCC. (2013). What is a GCM? Tiré de http://www.ipcc-data.org/guidelines/pages/gcm_guide.html
- Isard, S. A., & Belding, M. J. (1989). Evapotranspiration from the alpine tundra of Colorado, U.S.A. *Arctic and Alpine Research*, 21(1), 71-82.
- Kain, J. S., & Fritsch, J. M. (1990). A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *Journal of Atmospheric Sciences*, 47(23), 2784-2802.
- Kheyrollah Pour, H., Duguay, C., Martynov, A., & Brown, L. C. (2012). Simulation of surface temperature and ice cover of large northern lakes with 1-D models: a comparison with MODIS satellite data and in situ measurements. *Tellus Series A-Dynamic Meteorology and Oceanography*, 64.
- Kitaigorodskii, S. A., & Miropolski, Y. Z. (1970). On the theory of the open ocean active layer. *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics*, 6(2), 177-188.
- Kleissl, J., Hong, S.-H., & Hendrickx, J. M. H. (2009). New Mexico scintillometer network: supporting remote sensing and hydrologic and meteorological models. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(2), 207-218.
- Koster, R., Jouzel, J., Suozzo, R., Russell, G., Broecker, W., Rind, D., & Eagleson, P. (1986). Global sources of local precipitation as determined by the NASA/GISS GCM. *Geophysical Research Letters*, 13(2), 121-124.
- Kourzeneva, K., & Braslavsky, D. (2005). *Lake model FLake, coupling with atmospheric model: first steps*. Communication présentée à Fourth SRNWP/HIRLAM Workshop on Surface Processes and Assimilation of Surface Variables jointly with HIRLAM Workshop on Turbulence (p. 43-53).
- Kunstmann, H., & Jung, G. (2007). Influence of soil-moisture and land use change on precipitation in the Volta Basin of West Africa. *International Journal of River Basin Management*, 5(1), 9-16.

- Lafleur, P. M., Skarupa, M. R., & Verseghy, D. L. (2000). Validation of the Canadian Land Surface Scheme (CLASS) for a subarctic open woodland. *Atmosphere-Ocean*, 38(1), 205-225.
- Langlois, A., Bergeron, J., Brown, R., Royer, A., Harvey, R., Roy, A., . . . Thériault, N. (2014). Evaluation of CLASS 2.7 and 3.5 simulations of snow properties from the Canadian Regional Climate Model (CRCM4) over Québec, Canada. *Journal of Hydrometeorology*, 15(4), 1325-1343.
- Langlois, A., Royer, A., Fillol, E., Frigon, A., & Laprise, R. (2004). Evaluation of the snow cover variation in the Canadian Regional Climate Model over eastern Canada using passive microwave satellite data. *Hydrological Processes*, 18(6), 1127-1138.
- Lettau, H., Lettau, K., & Molion, L. C. B. (1979). Amazonia's hydrologic cycle and the role of atmospheric recycling in assessing deforestation effects. *Monthly Weather Review*, 107(3), 227-238.
- Li, J., & Barker, H. W. (2005). A radiation algorithm with correlated-k distribution. Part I: local thermal equilibrium. *Journal of Atmospheric Sciences*, 62(2), 286-309.
- Lofgren, B. M. (1997). Simulated effects of idealized Laurentian Great Lakes on regional and large-scale climate. *Journal of Climate*, 10(11), 2847-2858.
- Long, Z., Perrie, W., Gyakum, J., Caya, D., & Laprise, R. (2007). Northern lake impacts on local seasonal climate. *Journal of Hydrometeorology*, 8(4), 881-896.
- Mallard, M. S., Nolte, C. G., Bullock, O. R., Spero, T. L., & Gula, J. (2014). Using a coupled lake model with WRF for dynamical downscaling. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 119(12), 7193-7208.
- Martynov, A., Laprise, R., Sushama, L., Winger, K., Separovic, L., & Dugas, B. (2013). Reanalysis-driven climate simulation over CORDEX North America domain using the Canadian Regional Climate Model, version 5: model performance evaluation. *Climate Dynamics*, 41(11-12), 2973-3005.
- Martynov, A., Sushama, L., & Laprise, R. (2010). Simulation of temperate freezing lakes by one-dimensional lake models: performance assessment for interactive coupling with regional climate models. *Boreal Environment Research*, 15(2), 143-164.
- Martynov, A., Sushama, L., Laprise, R., & Winger, K. (2012a). *Interactive lakes in the Canadian Regional Climate Model, version 5: the role of lakes in the regional climate of North America*. Stockholm: Tellus A.
- Martynov, A., Sushama, L., Laprise, R., Winger, K., & Dugas, B. (2012b). Interactive lakes in the Canadian Regional Climate Model, version 5: the role of lakes in the regional climate of North America. *Tellus Series A-Dynamic Meteorology and Oceanography*, 64.
- Mekis, É., & Brown, R. (2010). Derivation of an adjustment factor map for the estimation of the water equivalent of snowfall from ruler measurements in Canada. *Atmosphere-Ocean*, 48(4), 284-293.
- Mekis, E., & Hogg, W. D. (1999). Rehabilitation and analysis of Canadian daily precipitation time series. *Atmosphere-Ocean*, 37(1), 53-85.
- Mekis, É., & Vincent, L. A. (2011). An Overview of the Second Generation Adjusted Daily Precipitation Dataset for Trend Analysis in Canada. *Atmosphere-Ocean*, 49(2), 163-177.
- Mekonnen, M. M., Gerbens-Leenes, P., & Hoekstra, A. Y. (2015). The consumptive water footprint of electricity and heat: a global assessment. *Environmental Science: Water Research & Technology*, 1(3), 285-297.
- Mekonnen, M. M., & Hoekstra, A. Y. (2011). *The water footprint of electricity from hydropower*. Delft, the Netherlands.

- Mekonnen, M. M., & Hoekstra, A. Y. (2012). The blue water footprint of electricity from hydropower. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(1), 179-187.
- Ministère des Forêts de la Faune et des Parcs. (2013). Zones de végétation et domaines bioclimatiques du Québec. Tiré de <https://www.mffp.gouv.qc.ca/forets/inventaire/inventaire-zones-carte.jsp#pessiereLich>
- Minnesota Department of Natural Resources. (2016). Shallow lake program. Tiré de <http://www.dnr.state.mn.us/wildlife/shallowlakes/index.html>
- Mironov, D., Heise, E., Kourzeneva, E., Ritter, B., Schneider, N., & Terzhevik, A. (2010). Implementation of the lake parameterisation scheme FLake into the numerical weather prediction model COSMO. *Boreal Environment Research*, 15(2), 218-230.
- Mironov, D. V. (2008). *Parametrization of lakes in numerical weather prediction. Description of a lake Model* Offenbach am Main, Germany: Deutscher Wetterdienst. 41.
- naturelles, M. d. l. é. e. d. r. *Base de données pour l'aménagement du territoire à l'échelle de 1/100 000*. Tiré de <http://geoboutique.mern.gouv.qc.ca/edel/pages/recherche/critereRechercheEdel.faces>
- Nordbo, A., Launiainen, S., Mammarella, I., Leppäranta, M., Huotari, J., Ojala, A., & Vesala, T. (2011). Long-term energy flux measurements and energy balance over a small boreal lake using eddy covariance technique. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 116(D2).
- Notaro, M., Holman, K., Zarrin, A., Fluck, E., Vavrus, S., & Bennington, V. (2013). Influence of the Laurentian Great Lakes on regional climate. *Journal of Climate*, 26(3), 789-804.
- Oke, T. R. (2002). *Boundary Layer Climates*: Taylor & Francis.
- Paeth, H., Born, K., Girmes, R., Podzun, R., & Jacob, D. (2009). Regional climate change in tropical and northern Africa due to greenhouse forcing and land use changes. *Journal of Climate*, 22(1), 114-132.
- Price, J. S. (1991). Evaporation from a blanket bog in a foggy coastal environment. *Boundary-Layer Meteorology*, 57(4), 391-406.
- Ressources Naturelles Canada. (2016). *Couverture du sol, circa 2000*. Tiré de <http://open.canada.ca/data/en/dataset/16d2f828-96bb-468d-9b7d-1307c81e17b8>
- Robert, S., & Floyd, H. (1997). *Lake effects on climatic conditions in the Great Lakes basin* (Rapport 97-01). Champaign: Illinois Department of Natural Resources. 75.
- Rouse, W., Blanken, P., Duguay, C., Oswald, C., & Schertzer, W. (2008a). Climate-Lake Interactions. Dans M. K. Woo (Édit.), *Cold Region Atmospheric and Hydrologic Studies. The Mackenzie GEWEX Experience* (p. 139-160): Springer Berlin Heidelberg.
- Rouse, W. R., Blanken, P. D., Bussières, N., Oswald, C. J., Schertzer, W. M., Spence, C., & Walker, A. E. (2008b). Investigation of the thermal and energy balance regimes of Great Slave and Great Bear Lakes. *Journal of Hydrometeorology*, 9(6), 1318-1333.
- Rouse, W. R., Oswald, C. J., Binyamin, J., Spence, C. R., Schertzer, W. M., Blanken, P. D., . . . Duguay, C. R. (2005). The role of northern lakes in a regional energy balance. *Journal of Hydrometeorology*, 6(3), 291-305.
- Samuelsson, P., Kourzeneva, E., & Mironov, D. (2010). The impact of lakes on the European climate as simulated by a regional climate model. *Boreal environment research*, 15(2), 113-129.
- Santer, B. D., Taylor, K. E., Wigley, T. M. L., Johns, T. C., Jones, P. D., Karoly, D. J., . . . Tett, S. (1996). A search for human influences on the thermal structure of the atmosphere. *Nature*, 382(6586), 39-46.

- Schetagne, R., & Therrien, J. (2013). *Suivi environnemental du complexe La Grande. Évolution des teneurs en mercure dans les poissons* (Rapport synthèse 1978-2012). GENIVAR inc. et Hydro-Québec Production. 174.
- Schmidli, J., Goodess, C. M., Frei, C., Haylock, M. R., Hurrell, J. W., Ribalaygua, J., & Schmith, T. (2007). Statistical and dynamical downscaling of precipitation: An evaluation and comparison of scenarios for the European Alps. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *112*(D4).
- Šeparović, L., Alexandru, A., Laprise, R., Martynov, A., Sushama, L., Winger, K., . . . Valin, M. (2013). Present climate and climate change over North America as simulated by the fifth-generation Canadian Regional Climate Model. *Climate Dynamics*, *41*(11), 3167-3201.
- Sharp, K. A. (2001). Water: Structure and Properties. Dans *eLS*: John Wiley & Sons, Ltd.
- Shaw, B. H., Mechenich, C., & Klessig, L. L. (1993). *Understanding lake data* (vol. 3582): University of Wisconsin--Extension, Cooperative Extension.
- Spence, C., Rouse, W. R., Worth, D., & Oswald, C. (2003). Energy budget processes of a small Northern lake. *Journal of Hydrometeorology*, *4*(4), 694-701.
- Stepanenko, V. M., Goyette, S., Martynov, A., Perroud, M., Fang, X., & Mironov, D. (2010). First steps of a lake model intercomparison project: LakeMIP. *Boreal environment research*, *15* 191-202.
- Strachan, I. B., Pelletier, L., & Bonneville, M.-C. (2016a). Inter-annual variability in water table depth controls net ecosystem carbon dioxide exchange in a boreal bog. *Biogeochemistry*, *127*(1), 99-111.
- Strachan, I. B., Tremblay, A., Pelletier, L., Tardif, S., Turpin, C., & Nugent, K. A. (2016b). Does the creation of a boreal hydroelectric reservoir result in a net change in evaporation? *Journal of Hydrology*, *540*, 886-899.
- Stull, R. B. (1988). *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*: Springer.
- Subin, Z. M., Murphy, L. N., Li, F., Bonfils, C., & Riley, W. J. (2012a). Boreal lakes moderate seasonal and diurnal temperature variation and perturb atmospheric circulation: analyses in the Community Earth System Model 1 (CESM1). *Tellus A*, *64*.
- Subin, Z. M., Riley, W. J., & Mironov, D. (2012b). An improved lake model for climate simulations: Model structure, evaluation, and sensitivity analyses in CESM1. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *4*(1).
- Sundqvist, H., Berge, E., & Kristjánsson, J. E. (1989). Condensation and cloud parameterization studies with a mesoscale numerical weather prediction model. *Monthly Weather Review*, *117*(8), 1641-1657.
- Szeto, K. K. (2002). Moisture recycling over the Mackenzie basin. *Atmosphere-Ocean*, *40*(2), 181-197.
- Szeto, K. K., Liu, J., & Wong, A. (2008). Precipitation recycling in the Mackenzie and three other major river basins. Dans *Cold region atmospheric and hydrologic studies. The Mackenzie GEWEX experience* (p. 137-154): Springer.
- Teodoru, C. R., Bastien, J., Bonneville, M. C., del Giorgio, P. A., Demarty, M., Garneau, M., . . . Tremblay, A. (2012). The net carbon footprint of a newly created boreal hydroelectric reservoir. *Global Biogeochemical Cycles*, *26*(2).
- Tett, S. F. B., Stott, P. A., Allen, M. R., Ingram, W. J., & Mitchell, J. F. B. (1999). Causes of twentieth-century temperature change near the Earth's surface. *Nature*, *399*(6736), 569-572.
- Tremblay, A., Tardif, S., Strachan, I. B., & Turpin, C. (2014). Studying net evaporation from the Eastmain-1 reservoir. *Hydro Review*, June 2014, 55-97.

- Trenberth, K. E. (1999). Atmospheric Moisture Recycling: Role of Advection and Local Evaporation. *Journal of Climate*, 12(5), 1368-1381.
- Van Der Ent, R. J., Savenije, H. H. G., Schaefli, B., & Steele-Dunne, S. C. (2010). Origin and fate of atmospheric moisture over continents. *Water Resources Research*, 46(9).
- Verseghy, D. L. (1991). CLASS—A Canadian land surface scheme for GCMs. I. Soil model. *International Journal of Climatology*, 11(2), 111-133.
- Verseghy, D. L., McFarlane, N. A., & Lazare, M. (1993). CLASS—A Canadian land surface scheme for GCMs, II. Vegetation model and coupled runs. *International Journal of Climatology*, 13(4), 347-370.
- Vörösmarty, C. J., Green, P., Salisbury, J., & Lammers, R. B. (2000). Global Water Resources: Vulnerability from Climate Change and Population Growth. *Science*, 289(5477), 284-288.
- Wang, W., Roulet, N. T., Strachan, I. B., & Tremblay, A. (2016). Modeling surface energy fluxes and thermal dynamics of a seasonally ice-covered hydroelectric reservoir. *Science of The Total Environment*, 550 793-805.
- Wilson, J. W. (1977). Effect of Lake Ontario on precipitation. *Monthly Weather Review*, 105(2), 207-214.
- Winter, J. M., & Eltahir, E. A. B. (2010). The sensitivity of latent heat flux to changes in the radiative forcing: a framework for comparing models and observations. *Journal of Climate*, 23(9), 2345-2356.
- Zarfl, C., Lumsdon, A., Berlekamp, J., Tydecks, L., & Tockner, K. (2015). A global boom in hydropower dam construction. *Aquatic Sciences*, 77(1), 161-170.
- Zhao, D., & Liu, J. (2015). A new approach to assessing the water footprint of hydroelectric power based on allocation of water footprints among reservoir ecosystem services. *Physics and Chemistry of the Earth*, 79(89), 40-46.

ANNEXES

ANNEXE A – DÉVELOPPEMENT DE L'ÉQUATION DU FLUX D'HUMIDITÉ HORIZONTAL VERTICALEMENT INTÉGRÉ

Le flux d'humidité instantané à un point donné et à un niveau de pression quelconque dans l'atmosphère est calculé comme la somme vectorielle du produit entre l'humidité spécifique q avec les composantes zonales u et méridionales du vent v :

$$q\vec{V} = qu\vec{i} + qv\vec{j} \quad 7-1$$

Exprimés en $\text{kg (d'eau) kg}^{-1}$ (d'air humide) m s^{-1} , ces flux varient en fonction du temps, du niveau de pression (altitude) et de l'emplacement. Afin de réduire la dimensionnalité du flux d'humidité, on calcule un flux d'humidité zonal Q_u et méridional Q_v moyenné sur une certaine période et intégré verticalement de la surface p_o au sommet de l'atmosphère p_{top} :

$$Q_u = \frac{1}{g} \int_{p_o}^{p_{top}} \overline{qu} dp \quad 7-2$$

$$Q_v = \frac{1}{g} \int_{p_o}^{p_{top}} \overline{qv} dp$$

Où $\bar{\quad}$ dénote la moyenne temporelle, g représente l'accélération gravitationnelle et p la pression atmosphérique.

Lors du calcul du rapport de recyclage, les flux d'humidité sont moyennés à l'échelle mensuelle, saisonnière ou annuelle. De cette manière, le changement de stockage d'humidité dans l'atmosphère est faible par rapport aux autres flux (une hypothèse sous-jacente des modèles de recyclage nommés à la section 4.3).

Le vent et l'humidité spécifique doivent être décomposés en leurs composantes moyennes ($\bar{\quad}$) et l'écart à la moyenne (\prime) :

$$\begin{aligned} q &= \bar{q} + q' \\ u &= \bar{u} + u' \\ v &= \bar{v} + v' \end{aligned} \quad 7-3$$

Une illustration de ces composantes sont illustrées à la Figure A - 1.

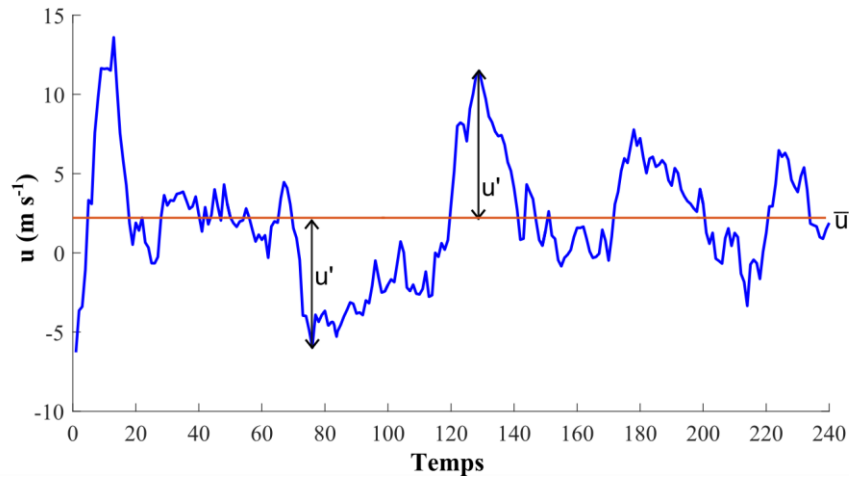


Figure A - 1 : Illustration graphique de la moyenne et de l'écart à la moyenne pour la composante zonale du vent en novembre 1984 (simulation AvecRes)

Puisque la moyenne des écarts est égale à zéro ($\overline{q'} = 0$, $\overline{u'} = 0$ et $\overline{v'} = 0$), \overline{qu} devient

$$\begin{aligned}\overline{qu} &= \overline{(\overline{q} + q')(\overline{u} + u')} \\ &= \overline{\overline{q}\overline{u}} + \overline{q'u'} + \overline{q'\overline{u}} + \overline{q'u'} \\ &= \overline{qu} + \overline{q'u'}\end{aligned}\tag{7-4}$$

De cette manière, l'équation 7-2 devient

$$\begin{aligned}\overline{Q_u} &= \frac{1}{g} \left[\int_{p_0}^{p_{top}} \overline{qu} dp + \int_{p_0}^{p_{top}} \overline{q'u'} dp \right] \\ \overline{Q_v} &= \frac{1}{g} \left[\int_{p_0}^{p_{top}} \overline{qv} dp + \int_{p_0}^{p_{top}} \overline{q'v'} dp \right]\end{aligned}\tag{7-5}$$

Introduite par Brubaker et al. (1994), cette équation est utilisée dans la littérature pour évaluer le flux d'humidité horizontal verticalement intégré. À l'échelle globale, $\overline{Q_u} > \overline{Q_v}$ et $\overline{q'u'}$ ainsi que $\overline{q'v'}$ sont importants aux latitudes moyennes; particulièrement $\overline{q'v'}$ durant l'hiver, lorsque les tourbillons jouent un rôle critique dans le transport de chaleur sensible et latente vers le nord (Brubaker, 1991).