

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ÉVALUATION DES PROCESSUS HYDROMÉTÉOROLOGIQUES DANS LE BASSIN VERSANT DE LA
RIVIÈRE DES OUTAOUAIS DURANT LA SAISON DE NEIGE EN UTILISANT LE MODÈLE RÉGIONAL
CANADIEN DU CLIMAT

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

PAR

ISABELLE DEMERS

JANVIER 2024

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.04-2020). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens avant tout à exprimer ma reconnaissance envers mon directeur de recherche, Alejandro Di Luca, pour son aide précieuse, son soutien et sa capacité d'écoute tout au long de ma maîtrise. Son expertise inestimable et son engagement ont été essentiels pour la réussite de ce mémoire. C'est avec un immense honneur que j'ai collaboré avec lui et je suis extrêmement reconnaissante de la confiance qu'il m'a accordée du début à la fin de ce projet.

Je tiens également à remercier les deux professeurs René Laprise et Philippe Gachon qui m'ont initiée à la recherche et ont grandement contribué à l'enrichissement de mes connaissances. Ils ont été la source de ma motivation à poursuivre mes études aux cycles supérieurs.

Par la suite, je souhaite témoigner toute ma gratitude envers mes amies et collègues Charlie, Margaux et Kim qui ont partagé ce périple universitaire avec moi. Je suis éternellement reconnaissante de leur soutien. Les heures passées ensemble dans le local du SACHR ont indéniablement embelli mon parcours.

Un grand merci aux membres de ma famille pour leur amour inconditionnel, leur soutien et leurs encouragements. Un remerciement tout spécial va à Max dont les encouragements m'ont toujours incitée à donner le meilleur de moi-même.

Enfin, je tiens à exprimer ma reconnaissance envers François Roberge, Katja Winger, Frédérik Toupin et Dominique Paquin. Leur assistance précieuse avec les simulations climatiques et les outils informatiques a été cruciale pour la réalisation de ce mémoire. Je remercie également le conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG) et le Fonds de recherche du Québec – Nature et technologies (FRQNT) pour le soutien financier, et Hydro-Québec pour le partage des données provenant des instruments GMON.

Une fois de plus, je tiens à remercier chaleureusement toutes les personnes qui ont contribué, de près ou de loin, à cette réalisation.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	ii
LISTE DES FIGURES.....	v
LISTE DES TABLEAUX	viii
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES.....	ix
LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS	xi
RÉSUMÉ	xii
ABSTRACT	xiii
CHAPITRE 1 INTRODUCTION	1
1.1 Le cycle hydrologique dans un contexte de changements climatiques.....	1
1.2 Les inondations au Québec	3
1.3 Le modèle régional canadien du climat	7
1.4 Objectifs de recherche	11
CHAPITRE 2 DONNÉES	13
2.1 Le Modèle régional canadien du climat	13
2.1.1 Schéma canadien de surface terrestre	17
2.2 Données de réanalyse et d’observations utilisées pour l’évaluation	18
2.2.1 ERA5	18
2.2.2 ERA5-Land	19
2.2.3 Daymet.....	19
2.2.4 IMERG	19
2.2.5 GLEAM.....	20
2.2.6 SNODAS.....	20
2.2.7 GMON	20
CHAPITRE 3 MÉTHODOLOGIE.....	23
3.1 Région d’étude	23
3.2 Prétraitement des données	28
3.3 Métriques d’erreur.....	29
3.4 Indices de SWE	29
3.5 Séparation pluie/neige.....	30
3.6 Équations du bilan de SWE du couvert de neige	32

3.7 Estimation empirique de la fonte de la neige	33
CHAPITRE 4 RÉSULTATS.....	35
4.1 Analyse préliminaire des observations de SWE.....	35
4.2 Cycle annuel de SWE simulé et observé	38
4.3 Analyse quantitative du bilan de SWE	44
4.4 Sources d’erreurs de SWE.....	47
4.4.1 Fonte de la neige.....	47
4.4.2 Phase de la précipitation	59
DISCUSSION ET CONCLUSION.....	64
ANNEXE A ANALYSE DES DONNÉES GMON.....	69
ANNEXE B DISTRIBUTION SPATIALE DU BIAIS DE LA VARIATION QUOTIDIENNE MOYENNE DE SWE	70
ANNEXE C SOURCES D’ERREURS DE SWE : FONTE DE LA NEIGE.....	71
ANNEXE D SOURCES D’ERREURS DE SWE : PHASE DE LA PRÉCIPITATION	74
APPENDICE A ÉQUATION DIAGNOSTIQUE DU RUISSELLEMENT DE SURFACE	76
BIBLIOGRAPHIE.....	82

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Schéma simplifié du cycle hydrologique. Crédit : Dennis Cain/NWS	2
Figure 2.1 : Domaines de simulation des différentes configurations du MRCC utilisées dans cette étude. Le domaine en vert correspond aux simulations à 0.11° (RCM5-12 et RCM6-12) et le domaine en bleu, aux simulations à 0,0225° (CPM6-2.5_ERA5 et CPM6-2.5_RCM6-12).	15
Figure 2.2 : Topographie vue par le MRCC6/GEM5 sur le domaine de simulation à 0,025° (panneau de gauche) et à 0,11° (panneau de droite).....	16
Figure 2.3 : Stations GMON (ronds oranges) et points de grille le plus proche (carrés noirs) dans le bassin versant de la rivière des Outaouais (Ottawa River Basin, ORB) dans le sud du Québec. Voir le Tableau 2.2 pour la légende des noms de stations GMON.....	21
Figure 3.1 : Localisation et caractéristiques topographiques du BVRO et de ses sous-bassins versants. Figure tirée de Benoit et al. (2022).....	24
Figure 3.2 : Principaux réservoirs du BVRO (Source : Hydro-Québec).....	25
Figure 3.3 : Sous-bassins contrôlés et non contrôlés par les réservoirs (Source : Hydro-Québec)	25
Figure 3.4 : Cycle annuel de la température et des précipitations pour les normales climatiques de 1981 à 2010 pour la station de l'aéroport international Macdonald-Cartier d'Ottawa (à gauche) et de la station du Mont Brun (à droite). Les courbes rouge, noire et bleue représentent, respectivement, la température quotidienne maximale, moyenne et minimale. Les barres grises correspondent à la précipitation moyenne mensuelle. Les données proviennent d'ECCC.	27
Figure 3.5 : Schéma des indices de neige utilisés. La courbe noire représente le cycle annuel typique du SWE de septembre à août.	30
Figure 3.6 : Relation entre la température horaire moyenne et la fraction horaire de précipitation solide sur le BVRO. La courbe tiretée noire représente la fonction arc tangente qui relie la température et la fraction de précipitation solide. Les hexagones colorés montrent la densité de points.....	32
Figure 4.1 : Séries temporelles de SWE (en mm) des différents ensembles d'observations de septembre 2017 à août 2020 pour les sept stations GMON.	36
Figure 4.2 : Cycle annuel moyen de SWE pour les 7 stations GMON. La moyenne est réalisée sur les trois années disponibles. La courbe rose correspond à la moyenne des produits ERA5, ERA5-Land et SNODAS.	37
Figure 4.3 : Cycle annuel moyen du biais de SWE des produits ERA5, ERA5-Land et SNODAS par rapport aux données GMON pour les 7 stations GMON. La moyenne est réalisée sur les trois années disponibles. La courbe rose correspond à la moyenne des produits ERA5, ERA5-Land et SNODAS.....	37
Figure 4.4 : Cycles annuels moyens de SWE simulé et observé sur le BVRO. La courbe rose correspond à la moyenne des produits ERA5, ERA5-Land et SNODAS.	38

Figure 4.5 : Cycle annuel moyen du biais de SWE sur le BVRO par rapport aux observations moyennes (ERA5, ERA5-Land et SNODAS).	39
Figure 4.6 : Maximum annuel moyen de SWE (max SWE) sur le BVRO (moyenne sur la période de 5 ans). Le panneau du haut montre le maximum annuel moyen de SWE des observations moyennes (ERA5, ERA5-Land et SNODAS) et les panneaux de bas, le biais moyen des quatre simulations par rapport aux observations moyennes. La moyenne spatiale est affichée dans le rectangle en bas à gauche de chaque panneau.	40
Figure 4.7 : Indices de neige moyens sur le BVRO (moyennés sur la période de 5 ans). Le panneau du haut montre les indices moyens de la moyenne des observations et les panneaux de bas, le biais moyen des quatre simulations (lignes) par rapport à la moyenne des observations. Chaque colonne représente un indice de SWE. La moyenne spatiale est affichée dans le rectangle en bas à gauche de chaque panneau.	42
Figure 4.8 : Indices de SWE moyens sur le BVRO (moyenne spatiale) de 2015 à 2020. Les carrés et les cercles représentent respectivement les simulations à 12 km et à 2.5 km. Les triangles noirs représentent les observations moyennes. L'axe des abscisses indique l'année pour lequel les indices de SWE sont calculés. Par exemple, l'hiver 2016 consiste plus précisément à l'hiver 2015-2016, l'hiver 2017 correspond à l'hiver 2016-2017, etc.....	43
Figure 4.9 : Termes du bilan de SWE pour la période d'accumulation (panneau du haut) et pour la période de fonte (panneau du bas) moyennés sur le BVRO. Chaque barre représente un terme du bilan de SWE calculé entièrement à partir des termes provenant de la même source. Par exemple, la barre noire représente le bilan de SWE effectué à partir des valeurs de SWE, de précipitation solide et d'évaporation d'ERA5. La barre grise correspond cependant aux observations moyennes pour chaque terme : SWE correspond à la moyenne d'ERA5, ERA5-Land et SNODAS, Ps à la moyenne d'ERA5 et IMERG (diagnostic) et E à la moyenne d'ERA5, ERA5-Land et GLEAM.....	45
Figure 4.10 : Distribution spatiale du biais de la variation quotidienne moyenne de SWE des simulations durant la période d'accumulation par rapport aux observations moyennes (ERA5, ERA5-Land et SNODAS). Chaque colonne représente une année et la colonne « MEAN » représente le biais moyen sur la période de 5 ans. La moyenne spatiale du biais est affichée dans le rectangle en bas à gauche de chaque panneau.	46
Figure 4.11 : Cycle annuel moyen de septembre à août des biais a) de la température maximale quotidienne, b) de la température moyenne quotidienne, c) de la température minimale quotidienne, par rapport à la moyenne des observations, c'est-à-dire la moyenne d'ERA5, ERA5-Land et Daymet. Les lignes verticales pointillées montrent, de gauche à droite, les indices de neige SWOD, SWMxD et SWMD des observations moyennes de SWE. Ainsi, la période d'accumulation et la période de fonte sont identifiables.	48
Figure 4.12 : Cycle annuel moyen de septembre à août des biais a) de température maximale quotidienne, b) de température moyenne quotidienne, c) de température minimale quotidienne, par rapport à DAYMET (colonne de gauche) et ERA5 (colonne de droite). Les lignes verticales pointillées montrent, de gauche à droite, les indices de neige SWOD, SWMxD et SWMD des observations moyennes de SWE. Ainsi, la période d'accumulation et la période de fonte sont identifiables.	50

Figure 4.13 : Distribution spatiale du biais des degrés-heures des simulations durant la période d'accumulation par rapport aux observations moyennes (ERA5 et ERA5-Land). Chaque colonne représente une année et la colonne « MEAN » représente le biais moyen sur la période de 5 ans. La moyenne spatiale du biais est affichée dans le rectangle en bas à gauche de chaque panneau. 51

Figure 4.14 : Distribution spatiale du biais moyen de fonte nette (terme M) des simulations durant la période d'accumulation par rapport aux observations moyennes. Chaque colonne représente une année et la colonne « MEAN » représente le biais moyen sur la période de 5 ans. La moyenne spatiale du biais est affichée dans le rectangle en bas à gauche de chaque panneau. 53

Figure 4.15 : Distribution spatiale du biais des degrés-heures des simulations durant la période de fonte par rapport aux observations moyennes (ERA5 et ERA5-Land). Chaque colonne représente une année et la colonne « MEAN » représente le biais moyen sur la période de 5 ans. La moyenne spatiale du biais est affichée dans le rectangle en bas à gauche de chaque panneau. 54

Figure 4.16 : Distribution spatiale du biais moyen de fonte nette (terme M) des simulations durant la période de fonte par rapport aux observations moyennes. Chaque colonne représente une année et la colonne « MEAN » représente le biais moyen sur la période de 5 ans. La moyenne spatiale du biais est affichée dans le rectangle en bas à gauche de chaque panneau. 55

Figure 4.17 : Corrélations spatiales de Pearson moyennes des biais des termes RES, M et F et des biais de température minimale (Tmin), moyenne (Tmean) et maximale (Tmax), et des biais des DH pour la période d'accumulation. 56

Figure 4.18 : Corrélations spatiales de Pearson moyennes des biais des termes RES, M et F et des biais de température minimale (Tmin), moyenne (Tmean) et maximale (Tmax), et des biais de DH pour la période de fonte. 57

Figure 4.19 : Cycle annuel de septembre à août des biais a) de précipitation totale, b) de fraction de précipitation solide, c) de précipitation solide, par rapport à ERA5 (colonne de gauche) et IMERG diagnostiqué (colonne de droite). 60

Figure 4.20 : Distribution spatiale du biais moyen de précipitation solide des simulations durant la période d'accumulation par rapport aux observations moyennes (ERA5 et IMERG diagnostiqué). Chaque colonne représente une année et la colonne « MEAN » représente le biais moyen sur la période de 5 ans. La moyenne spatiale du biais est affichée dans le rectangle en bas à gauche de chaque panneau. 61

Figure 4.21 : Biais du cumul de la précipitation solide (Cumul Ps) sur le BVRO durant la période d'accumulation (moyenne sur la période de 5 ans). Le panneau du haut montre le cumul de la précipitation solide d'ERA5 et le panneau de bas, le biais moyen des quatre simulations (lignes) par rapport à ERA5. La moyenne spatiale est affichée dans le rectangle en bas à gauche de chaque panneau. 62

Figure 4.22 : Biais du cumul de la précipitation totale (Cumul P) sur le BVRO durant la période d'accumulation (moyenne sur la période de 5 ans). Le panneau du haut montre le cumul de la précipitation solide d'ERA5 et le panneau de bas, le biais moyen des quatre simulations (lignes) par rapport à ERA5. La moyenne spatiale est affichée dans le rectangle en bas à gauche de chaque panneau. 63

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 : Description des simulations du modèle régional canadien du climat (MRCC) analysées.....	15
Tableau 2.2 : Métadonnées des stations GMON	21
Tableau 2.3 : Bases de données de réanalyse et d'observations.....	22
Tableau 3.1 : Description des indices de neige utilisés.....	30
Tableau 4.1 : Degrés-heures moyens simulés et observés sur le BVRO durant la période d'accumulation.	51
Tableau 4.2 : Degrés-heures moyens simulés et observés sur le BVRO durant la période de fonte.....	54

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

ACC	Période d'accumulation
AD	Durée de la période d'accumulation (<i>Accumulation Duration</i>)
BV	Bassin versant
BVRO	Bassin versant de la rivière des Outaouais
CRSNG	Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada
CEHQ	Centre d'expertise hydrique du Québec
CLASS	Canadian Land Surface Scheme
CMC	Centre météorologique canadien
CPM	<i>Convection permitting model</i>
CPRRO	Commission de planification de la régularisation de la rivière des Outaouais
Cumul P	Cumul de la précipitation totale (liquide et solide)
Cumul Ps	Cumul de la précipitation solide
DH	Degrés-heures
DJ	Degrés-jours
E	Évaporation totale
E _L	Évaporation liquide
E _s	Sublimation
ECCC	Environnement et Changement climatique Canada
ECMWF	Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>)
ERA	Réanalyse de ECMWF
ERA5	5 ^e génération de réanalyse de ECMWF
ERA-Interim	<i>ECMWF Reanalysis Interim</i>
ERA5-Land	<i>ECMWF Reanalysis 5th Generation Land</i>
ESCCER	Centre pour l'Étude et la Simulation du Climat à l'Échelle Régionale
F	Congélation (<i>freezing</i>)
fs	Fraction de précipitation solide
FRQNT	Fonds de recherche du Québec – Nature et technologies
GCM	Modèle global du climat (<i>Global climate model</i>)
GEM	<i>Global Environmental Multiscale</i>

GMON	<i>Gamma monitoring</i>
GIEC	Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
GPM	<i>Global Precipitation Measurement Mission</i>
HRDPS	<i>High Resolution Deterministic Prediction System</i>
HQ	Hydro-Québec
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
ISBA	Interactions sol-biosphère-atmosphère
maxSWE	Maximum annuel de SWE
M	Fonte (<i>melting</i>)
MD	Durée de la période de fonte (<i>Melt Duration</i>)
MELT	Période de fonte
MRCC	Modèle régional canadien du climat
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
ORNL DAAC	<i>Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center</i>
P	Précipitation totale
P _L	Précipitation liquide
P _S	Précipitation solide
RCM	Regional climate model
RES	Terme résiduel de l'équation du bilan d'équivalent en eau de la neige
SWE	Équivalent en eau de la neige (<i>Snow Water Equivalent</i>)
SWD	Durée totale du manteau de neige (<i>SWE Duration</i>)
SWMD	Jour de disparition du manteau de neige (<i>SWE Melt Day</i>)
SWMxD	Jour du maximal annuel de SWE (<i>SWE Maximum Day</i>)
SWOD	Jour d'apparition du manteau de neige (<i>SWE Onset Day</i>)
T	Température
Tmax	Température maximale quotidienne
Tmean	Température moyenne quotidienne
Tmin	Température minimale quotidienne
UQAM	Université du Québec à Montréal
USDA	United States Department of Agriculture
$\Delta_t SWE$	Variation temporelle de SWE

LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS

°	degré
°C	degré Celsius
m	mètre
mm	millimètre
j	jour
h	heure
s	seconde
J	joule
kg	kilogramme
km ²	kilomètre carré
m ³	mètre cube
W	Watt

RÉSUMÉ

Cette étude vise à évaluer la capacité du Modèle régional canadien du climat (MRCC) à reproduire les principaux processus hydrométéorologiques durant la saison de neige dans le bassin versant de la rivière des Outaouais (BVRO). L'accent est mis sur les principales caractéristiques du couvert de neige comme le début et la fin de la période de neige, et le maximum de la couverture. Quatre simulations de cinq ans couvrant septembre 2015 à août 2020 sont comparées à des données à haute résolution provenant de stations météorologiques, de données satellitaires et de produits de réanalyse. Une des simulations est basée sur la cinquième version du MRCC (le MRCC5) à une résolution horizontale de 12 km, tandis que les trois autres proviennent du MRCC6/GEM5, la version actuellement en développement au Centre ESCER (UQAM, Québec). Parmi les simulations du MRCC6/GEM5, l'une d'entre elles possède une résolution horizontale de 12 km, tandis que les deux autres ont une résolution de 2,5 km et utilisent des paramètres différents pour le pilotage du modèle aux frontières.

Il s'avère que, sur le BVRO, la moyenne des données de SWE des produits ERA5, ERA5-Land et SNODAS se compare bien aux données de SWE provenant des instruments automatiques GMON. De plus, les résultats montrent que, quelles que soient la configuration ou la version du modèle, les simulations analysées sous-estiment à la fois la durée du manteau de neige et le maximum annuel de SWE. Dans le cas de la version MRCC5, la durée totale du couvert de neige est sous-estimée de 9 jours (5 %) et le maximum annuel de SWE, de 39 mm (22 %). Dans le cas du MRCC6/GEM5, les simulations sous-estiment en moyenne la durée de 17 jours (22 %) et le maximum annuel de SWE, de 54 mm (30 %). Cependant, les causes de cette sous-estimation varient d'une simulation à l'autre, en particulier en fonction de la version du modèle. La sous-estimation du SWE par le MRCC5 est principalement due à des taux d'évaporation/sublimation trop élevés par rapport aux observations, tandis que les simulations MRCC6/GEM5 sous-estiment principalement le SWE en raison de biais de température, notamment une température minimale trop élevée pendant la période d'accumulation. L'augmentation de la résolution horizontale n'a pas eu d'impact significatif sur la simulation du SWE, les cycles annuels de SWE étant similaires entre MRCC6/GEM5 à 12 km et à 2.5 km pilotés par ERA5. Cependant, des différences ont été observées dans les biais de température. Les simulations pilotées par ERA5 ont montré de meilleures performances globales. Cette étude souligne la nécessité de corriger les biais de température et de précipitation dans les modèles climatiques, en particulier dans les régions froides comme celles de la province du Québec, où la neige joue un rôle majeur dans le bilan hydrologique.

Mots clés : modèle régional canadien du climat, équivalent en eau de la neige, évaluation de modèle

ABSTRACT

This study aims to assess the ability of the Canadian Regional Climate Model (CRCM) to reproduce key hydrometeorological processes during the snow season in the Ottawa River Basin (ORB). The focus is on key features of the snow cover such as the onset and melt of the snow period and the maximum snow cover. Four five-year simulations spanning from September 2015 to August 2020 are compared to high-resolution data from meteorological stations, satellite data, and reanalysis products. One of the simulations is based on the fifth version of the CRCM (CRCM5) with a horizontal resolution of 12 km, while the other three are based on the CRCM6/GEM5, the version currently under development at the ESCER Center (UQAM, Quebec). Among the CRCM6/GEM5 simulations, one has a horizontal resolution of 12 km, while the other two have a resolution of 2.5 km and use different driving data at the lateral boundaries.

Results show that, for the ORB, the snow water equivalent (SWE) data from GMON automatic instruments compare well with the average of ERA5, ERA5-Land, and SNODAS products. Furthermore, the results show that regardless of the model configuration or version, the analyzed simulations consistently underestimate both the duration of the snow cover and the SWE annual maximum. In the case of the CRCM5 version, the total snow cover duration is underestimated by 9 days (5%), and the SWE annual maximum is underestimated by 39 mm (22%). For the CRCM6/GEM5, the simulations underestimate on average the duration by 17 days (22%) and the SWE annual maximum by 54 mm (30%). However, the causes of this underestimation vary from one simulation to another, particularly depending on the model version. Underestimation of SWE by CRCM5 is mainly attributed to excessively high evaporation/sublimation rates compared to observations, while CRCM6/GEM5 simulations mainly underestimate SWE due to too high melting rates related with temperature biases during the accumulation period. Increasing horizontal resolution did not have a significant impact on SWE simulation, with SWE annual cycles being similar between CRCM6/GEM5 at 12 km and 2.5 km resolutions. However, differences were observed in temperature biases, with simulations driven by ERA5 showing better overall performance. This study highlights the need to correct temperature and precipitation errors in climate models, especially in cold regions like Quebec, where snow plays a major role in the hydrological balance.

Keywords: Canadian Regional Climate Model, snow water equivalent, model evaluation

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1 Le cycle hydrologique dans un contexte de changements climatiques

Selon les projections du GIEC, le Canada subira un des plus forts réchauffements du globe d'ici la fin du siècle (Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2021). Une augmentation de la quantité de vapeur d'eau atmosphérique est attendue (Held & Soden, 2006), puisque le réchauffement de l'air dans la basse troposphère augmente la capacité de l'atmosphère à contenir de la vapeur d'eau (lien exponentiel selon la relation de Clausius-Clapeyron) (Wallace & Hobbs, 2006). Cet effet thermodynamique est d'autant plus important dans les régions typiquement froides, comme le nord-est du Canada (Allen & Ingram, 2002). Sous l'effet de l'augmentation de la vapeur d'eau atmosphérique, une intensification du cycle hydrologique, en particulier une augmentation des précipitations moyennes et extrêmes, est anticipée pour les régions de moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère nord (Poitras et al., 2011). Ceci est de nature non seulement à modifier l'intensité de certains aléas hydrométéorologiques, mais également à modifier la durée, l'intensité, et l'occurrence des précipitations (Dankers et al., 2014; O'Gorman & Schneider, 2009; Trenberth, 2011). De plus, l'intensité des précipitations extrêmes augmentera vraisemblablement (O'Gorman, 2015), en particulier celles de courtes durées (Innocenti et al., 2019). Une étude récente menée par Ali et al. (2021) propose que les précipitations extrêmes horaires sont plus affectées par le réchauffement de l'atmosphère que les précipitations extrêmes quotidiennes, ce qui suggère que l'amplification du cycle hydrologique est plus importante à des échelles temporelles très fines.

Outre l'accroissement de la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère ainsi que l'augmentation de l'intensité des précipitations, d'autres composantes du cycle hydrologique (voir Figure 1.1) sont affectées par la hausse des températures, notamment la fonte de la neige et des glaciers, l'augmentation de l'évapotranspiration, l'humidité du sol, le ruissellement de surface et le débit des cours d'eau (Gachon, 2019). Toutefois, lors de périodes de sécheresse, la végétation pourrait connaître un stress hydrique important, ce qui pourrait diminuer l'évapotranspiration. Par ailleurs, le stockage d'eau terrestre pourrait être affecté de différentes manières, puisqu'il dépend de plusieurs facteurs, comme le moment d'occurrence et l'intensité des précipitations liquides au printemps, la teneur en eau du sol (et donc la conductivité hydraulique et la capacité d'infiltration d'eau du sol), et les pertes d'eau via l'évapotranspiration (Godsey et al., 2014).

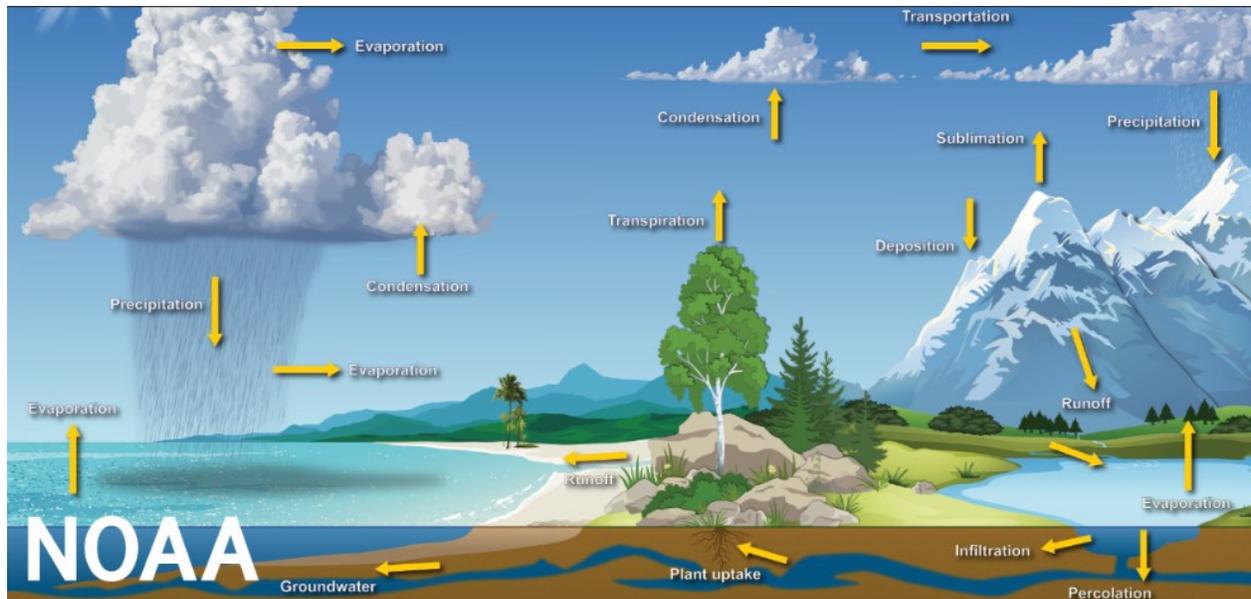


Figure 1.1 : Schéma simplifié du cycle hydrologique. Crédit : Dennis Cain/NWS

Par ailleurs, la fonte hâtive de la neige au printemps ainsi que la diminution de l'épaisseur du couvert de neige seront très probablement exacerbées dans un climat futur plus chaud (niveau de confiance très élevé) (Wehner et al., 2017). Le couvert de neige est très sensible à la température de surface durant la saison froide et les saisons de transition. Il est anticipé que les précipitations hivernales et le couvert de neige soient principalement affectés à la fin de l'hiver selon la région considérée. Par exemple, Kapnick and Hall (2012) ont montré que, dans l'ouest de l'Amérique du Nord, lors de la première phase de la saison froide (février), le manteau de neige n'est pas affecté par la température, celle-ci étant généralement bien inférieure au point de congélation. Les différents aspects qui affectent le couvert de neige, comme la phase des précipitations (solides ou liquides) ainsi que la fonte de la neige selon la température, apparaissent plutôt vers la fin de la saison froide (mars à mai) (Kapnick & Hall, 2012). Des changements relatifs aux caractéristiques du couvert de neige peuvent directement affecter le ruissellement de surface. Un couvert de neige plus mince réduit l'effet tampon de la neige et les précipitations liquides peuvent ruisseler directement vers les cours d'eau (Kron & Berz, 2007). Le ruissellement est également intensifié par le caractère imperméable du sol durant l'hiver, période durant laquelle l'évaporation est faible et le sol est gelé et saturé en eau (Kron & Berz, 2007).

Tous les impacts des changements climatiques sur le cycle hydrologique énumérés précédemment affecteront vraisemblablement l'hydraulicité des cours d'eau. Premièrement, l'intensité des débits saisonniers des cours d'eau est directement affectée par la quantité de précipitation saisonnière, la phase

de cette précipitation et par l'intensité et la fréquence des précipitations extrêmes. Deuxièmement, l'hydraulicité des cours d'eau sera affectée par des changements dans la fonte hâtive du couvert de neige et par la réduction de la fraction de précipitation solide (Barnett et al., 2008; Buttle et al., 2016; Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ), 2015; Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2021). Par exemple, on anticipe une augmentation du débit des cours d'eau durant l'hiver ainsi qu'une saison hivernale raccourcie dans les bassins nordiques pour la période 2041-2070 (Poitras et al., 2011). Certaines études réalisées au début du 21^e siècle suggèrent qu'un changement de régime de précipitation, passant de la neige à la pluie, affecte la variation intra-annuelle du débit des cours d'eau (Godsey et al., 2014; Regonda et al., 2005; Stewart et al., 2005), sans toutefois changer significativement le débit moyen (Barnett et al., 2005; Stewart et al., 2005). Or, Berghuijs et al. (2014) argumentent que le débit moyen pourrait possiblement diminuer si la proportion de précipitation tombant sous forme de neige est fortement réduite. Une augmentation de température pour la période de novembre à avril est associée à une diminution du débit annuel dans les bassins versants où la fraction de précipitation sous forme de neige est élevée (> 15%) (Berghuijs et al., 2014).

1.2 Les inondations au Québec

Au Québec, la majorité des cours d'eau possède un régime hydrologique de type nivo-pluvial, c'est-à-dire caractérisé par deux pointes de débit bien marquées : la première est reliée à la fonte de la neige au printemps, la deuxième aux précipitations automnales (Anctil et al., 2012; Bourgault et al., 2022). La fonte de la neige alimente les cours d'eau du printemps jusqu'au début de l'été, puis s'infiltre dans le sol, rechargeant ainsi les eaux souterraines (Godsey et al., 2014). Les cours d'eau sont affectés par des précipitations autant liquides (pluie) que solides (neige), ainsi ils sont fortement influencés par le régime de température. Le régime hydrologique nivo-pluvial est également caractérisé par une période de débit minimal à l'été (étiage), alors que l'évapotranspiration atteint son maximum annuel. De façon générale, un second étiage d'importance moindre survient aussi en hiver (Anctil et al., 2012).

Il peut arriver qu'un cours d'eau déborde de son lit et que l'eau submerge les terres avoisinantes : on parle alors d'inondation. Plusieurs processus peuvent engendrer des inondations, notamment la fonte de la neige, les pluies torrentielles causant une crue soudaine (inondation « éclair »), les embâcles, ou encore des processus reliés aux activités humaines, comme les bris de barrages (Buttle et al., 2016; Wehner et al., 2017). Bien que les inondations puissent survenir à tout moment de l'année, les processus énoncés ci-haut sont généralement associés à une période de l'année en particulier. Par exemple, les inondations causées

par la fonte de la neige et par les débâcles surviennent majoritairement au printemps, à l'arrivée des températures au-dessus du point de congélation, tandis que les inondations « éclair » associées à des événements de pluie intense et de courte durée se produisent le plus souvent durant l'été, la saison durant laquelle la convection atmosphérique est la plus fréquente (Buttle et al., 2016). De plus, les inondations provoquées par les événements de pluie de courte durée se produisent généralement au sein de bassins relativement petits, étant donné la probabilité élevée que la précipitation couvre tout le bassin (Watt, 1989). À l'opposé, les inondations causées par la pluie dans les bassins de taille importante sont plutôt reliées à des événements de pluie de longue durée associés aux systèmes météorologiques d'échelle synoptique qui couvrent une superficie plus élevée (Dingman, 2002). Dans l'est du Canada, ces systèmes météorologiques peuvent même être associés à la transition des cyclones tropicaux (Milrad et al., 2009; Wehner et al., 2017).

Dans le sud du Québec, la majorité des inondations importantes surviennent au printemps (Bourgault et al., 2022; Javelle et al., 2003). Les inondations printanières sont le résultat d'une combinaison de plusieurs facteurs hydrométéorologiques, tels que la température, la précipitation (accumulation et type), la fonte de la neige, la saturation en eau du sol, le ruissellement et les événements de gel-dégel (Buttle et al., 2016; Wehner et al., 2017). C'est la combinaison de ces facteurs hydrométéorologiques qui joue un rôle déterminant quant à l'occurrence, l'intensité et la durée des inondations (Gachon et al., 2018). Par exemple, un épais couvert de neige n'engendre pas nécessairement de fortes inondations au printemps (Benoit et al., 2022). Cela dépend de l'échelle temporelle ou de la vitesse à laquelle se réalise la phase de dégel printanier (fonte rapide ou non) et d'autres facteurs, comme la précipitation liquide, qui doivent être analysés en quantité et en intensité.

L'intensité d'une inondation peut également être exacerbée par les événements de pluie sur neige qui accélèrent le taux de fonte de la neige et contribuent à augmenter rapidement la quantité d'eau libérée vers l'exutoire du bassin versant (Benoit et al., 2022; Buttle et al., 2016; Cohen et al., 2015; Wehner et al., 2017). Lors des événements de pluie sur neige, la surface du sol se réchauffe près de 0°C, alors qu'elle serait normalement bien au-dessous du point de congélation. La pluie réchauffe le manteau de neige et fournit l'énergie nécessaire pour entamer ou accélérer la fonte de la neige. Groisman et al. (2005) ont montré que, au cours de la première heure, la pluie peut pénétrer les premiers 5 à 10 cm du couvert de neige si la fonte n'est pas déjà commencée. Dans le cas d'un manteau de neige mouillée, la pluie peut pénétrer l'entièreté du couvert de neige et atteindre directement le sol.

Les impacts des épisodes de pluie sur neige sur le cycle hydrologique varient selon la température de la pluie, la profondeur du couvert de neige et le moment d'occurrence de tels événements (Cohen et al., 2015). À l'automne et à l'hiver, les épisodes de pluie sur neige affectent le sol et les propriétés de la neige, tandis qu'au printemps, ils viennent amplifier et accélérer la fonte de la neige, ce qui contribue à l'augmentation du ruissellement de surface et du risque d'inondation (Cohen et al., 2015).

Récemment, les inondations historiques des printemps 2017 et 2019 ont gravement touché le sud du Québec, en particulier les communautés du bassin versant de la rivière des Outaouais (BVRO) et la région métropolitaine de Montréal (Benoit et al., 2022; Teufel et al., 2019). Les principaux facteurs météorologiques ayant mené aux inondations de 2017 sur le BVRO sont les suivants : (1) le dégel brusque et rapide du début avril 2017 (ce qui a déclenché une fonte rapide de la neige et libéré un important volume d'eau au sol), (2) des quantités de pluie supérieures à la normale en avril et deux épisodes de pluie intenses durant la première semaine du mois de mai, (3) les événements de pluie sur neige (Benoit et al., 2022; Teufel et al., 2019). En 2019, plusieurs facteurs ont contribué aux inondations printanières dont certains se sont combinés pour engendrer des apports d'eau exceptionnels durant les mois d'avril et mai. Des températures plus froides que la normale de novembre à mai ont allongé la saison hivernale et permis de conserver un important couvert de neige au printemps alors que les accumulations de neige ont été en général largement supérieures à la normale. La hausse des températures à la fin de la saison froide a déclenché une fonte massive de la neige, ce qui a favorisé un ruissellement important en surface. Plusieurs semaines de pluie abondante en avril et en mai ont également contribué à l'intensité et à la durée de l'inondation (Benoit et al., 2022).

Bref, les inondations printanières dans le sud du Québec dépendent en grande partie de la quantité de neige disponible au moment de la fonte (et de la rapidité avec laquelle celle-ci se produit) et de l'occurrence, la durée et l'intensité des précipitations liquides (Gachon et al., 2018). Plusieurs facteurs affectent la fonte de la neige et la quantité d'eau libérée vers les rivières : les conditions de surface et proches de la surface, comme le contenu en eau de la neige, le degré de saturation en eau des sols, la profondeur de gel du sol, et les températures de la surface et de l'air sus-jacent ou encore les événements de pluie sur neige (Buttle et al., 2016; Teufel et al., 2019; Wehner et al., 2017). Par conséquent, la représentation adéquate de tous ces processus dans les modèles climatiques est essentielle pour prévoir l'occurrence et l'intensité des crues printanières, en particulier dans un contexte d'intensification du cycle hydrologique où le risque d'inondations est plus élevé (Poitras et al., 2011). D'ailleurs, les études portant

sur l'évaluation des modèles climatiques, comme ce mémoire, sont cruciales pour renforcer la confiance dans la compréhension des changements climatiques, en particulier dans le cadre du développement et de l'amélioration possible de l'Atlas hydroclimatique du Québec (CEHQ, 2024). Il s'agit d'une cartographie détaillée du régime hydrique des rivières du Québec méridional, en climat actuel et futur. En anticipant les conséquences des changements climatiques sur les débits des rivières, l'Atlas hydroclimatique favorise la mise en place de pratiques de gestion de l'eau adaptées et résilientes aux changements climatiques. Représentation des processus hydrométéorologiques dans les modèles climatiques

Les modèles climatiques regroupent les modèles globaux (global climate model, GCM) et les modèles régionaux du climat (regional climate model, RCM). La résolution horizontale typique des GCM est supérieure à 100 km (Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2021), et celle des RCM entre 50 et 10 km (Jacob et al., 2014; Prein et al., 2015). Plusieurs études ont démontré la valeur ajoutée des modèles régionaux de climat par rapport aux modèles globaux (Di Luca et al., 2012, 2013; Diaconescu & Laprise, 2013; Feser et al., 2011; Lee & Hong, 2014).

Cependant, la modélisation du cycle hydrologique à l'échelle du bassin versant nécessite une résolution spatiale très fine, sans quoi les processus à l'échelle locale ne peuvent être bien captés (Prein et al., 2013). En effet, les composantes du bilan d'eau à la surface sont fortement influencées par leur distribution spatiale, en particulier le couvert de neige (Music & Caya, 2009). Par exemple, Teufel et al. (2019) ont montré que la masse et la distribution du couvert de neige influencent fortement le débit printanier dans le bassin versant de la rivière des Outaouais (Québec/Ontario). Pour la même masse de neige, une distribution hétérogène de la neige au début d'avril entraîne un débit plus faible à l'exutoire durant le mois d'avril, puisqu'une plus petite fraction du bassin contribue au ruissellement provenant de la fonte de la neige. À l'inverse, une distribution homogène de la neige engendre une fonte hâtive de la neige et ainsi un débit de pointe plus élevé (Teufel et al., 2019). Bref, les modèles climatiques nécessitent une résolution horizontale suffisamment fine pour simuler les processus hydrométéorologiques à l'échelle du bassin versant, en particulier l'accumulation et la fonte du couvert de neige.

Également, étant donné la résolution horizontale relativement grossière des RCM et GCM, certains processus météorologiques, comme la convection profonde, ne peuvent être résolus explicitement par les RCM et doivent être paramétrés. Cependant, la paramétrisation de ces processus a été identifiée comme étant une source d'incertitude majeure dans les modèles climatiques (Déqué et al., 2007; Pedersen &

Winther, 2005). Une solution prometteuse et assez récente est l'utilisation des modèles résolvant explicitement la convection profonde (*convection permitting model*, CPM), qui ont une résolution horizontale inférieure à 4 km (Prein et al., 2015). Les CPM améliorent grandement la représentation du climat régional, puisqu'ils résolvent explicitement la convection profonde et les précipitations qui y sont associées. De plus, ils permettent de mieux reproduire les forçages à l'échelle locale et les terrains complexes, comme l'orographie et les surfaces hétérogènes, en plus d'améliorer la simulation de précipitations diurnes et les extrêmes de pluie (Feser et al., 2011; Giorgi et al., 2016; Pal et al., 2019; Prein et al., 2016; Prein et al., 2015).

Par exemple, Pal et al. (2019) ont montré que l'utilisation de CPM est essentielle aux prévisions intrasaisonnières à saisonnières dans la région du Colorado, en particulier lors de la saison estivale puisque la précipitation est principalement d'origine convective. Les régimes de température et de précipitation ont été simulés par le modèle Weather Research and Forecasting (WRF) sur le bassin de la rivière Colorado, de 2000 à 2010, à une résolution horizontale de 12 km et de 3 km. Les résultats de Pal et al. (2019) montrent que la simulation à 3 km (résolvant explicitement la convection) réduit significativement le biais de la précipitation moyenne et extrême durant l'été. Également, la simulation qui résout explicitement la convection représente mieux la propagation vers l'Est des systèmes convectifs organisés de mésoéchelle à une échelle temporelle sous-journalière (Pal et al., 2019).

1.3 Le modèle régional canadien du climat

Une version CPM du Modèle régional canadien du climat (MRCC) version 6, avec une résolution horizontale de 2,5 km (MRCC6/GEM5), est présentement en développement au centre ESCER (UQAM, Québec). Puisque le MRCC6/GEM5 est en développement, il n'a pas encore fait l'objet de publications, mais plusieurs études dans la littérature ont utilisé la version précédente, le MRCC5. Poan et al. (2018) ont montré que le MRCC5, piloté par les réanalyses ERA-Interim produites par ECMWF, performe très bien sur le domaine nord-américain et reproduit bien les cyclones des latitudes moyennes en hiver. De plus, certains paramètres du modèle GEM ont été améliorés de façon régulière, ce qui fait du MRCC5 un très bon modèle pour les représentations à l'échelle synoptique (Poan et al., 2018). Il représente bien les régimes de précipitations, en particulier durant l'hiver, ce qui est une amélioration par rapport à la version précédente (MRCC4) (Diaconescu et al., 2016). De plus, le MRCC5, piloté par ERA-Interim, a été testé en dehors de son domaine « natif », notamment sur les domaines de l'Afrique (Diaconescu et al., 2015;

Hernández-Díaz et al., 2013; Poan et al., 2016), de l'Arctique (Takhsha et al., 2018) et de l'Asie (Alexandru & Sushama, 2015).

Par ailleurs, plusieurs études dans la littérature ont utilisé le MRCC5 ou des versions antérieures du modèle dans le cadre d'applications hydrologiques (Brochu & Laprise, 2007; Frigon et al., 2002; Huziy et al., 2012; Langlois et al., 2004; Music & Caya, 2007). La simulation des processus hydrométéorologiques dépend en partie du schéma de surface utilisé et de la capacité du modèle à reproduire adéquatement les régimes de précipitation et de température, notamment dans la couche limite planétaire ou dans les couches atmosphériques proches de la surface. En effet, la simulation du ruissellement printanier et du couvert de neige est fortement influencée par les biais de température et de précipitations hivernales du modèle climatique. Par exemple, Huziy et al. (2012) ont validé les débits de plusieurs bassins versants du nord-est du Canada simulés par la version 5 du MRCC (MRCC5) couplé avec le modèle de surface Canadian Land Surface Scheme (Verseghy, 1991), un schéma de surface complexe qui comprend plusieurs couches de sol et un traitement explicite de la neige et des couches de la canopée. Il a été démontré que CLASS reproduit de façon réaliste les processus reliés à la neige sous différents climats (Brown et al., 2006; Verseghy et al., 2017). L'étude de Huziy et al. (2012) suggère que le MRCC5 couplé avec CLASS simule adéquatement l'intensité des débits annuels moyens et maximums pour les bassins du Québec, mais reproduit parfois de façon inadéquate le moment d'occurrence du débit maximum au printemps, alors que les maxima simulés surviennent généralement plus tôt que ceux observés. Ceci pourrait être dû au biais chaud de température du modèle lors du printemps (mars, avril et mai), ce qui provoque une fonte hâtive de la neige, ou encore au biais sec de précipitations hivernales qui entraîne une sous-estimation de l'équivalent en eau de la neige simulé par le modèle (Huziy et al., 2012).

Le choix du schéma de surface influence aussi la simulation des processus hydrologiques à la surface. Music and Caya (2007) présente une évaluation du cycle hydrologique sur le bassin de la rivière Mississippi en utilisant deux versions du MRCC : la version 3.6 et la version 4.0. La première version inclut des paramétrisations physiques du Canadian Coupled General Circulation Model (CGCM2, McFarlane et al. (1992)) et le schéma de surface « Manabe-based », un schéma de surface d'une seule couche dans lequel les gains et les pertes d'eau (infiltration et évapotranspiration) se font seulement à la surface, le drainage étant négligé. La seconde version du modèle inclut une paramétrisation plus complexe de la radiation, de la couverture nuageuse et du mélange dans la couche limite, en plus de l'implémentation de la version 2.7 du modèle de surface CLASS qui comporte trois couches de sol. Music and Caya (2007) ont noté un biais

important de précipitation et d'évapotranspiration dans la version 3.6 du MRCC. L'évapotranspiration excessive du modèle est causée par la capacité de rétention d'eau du sol trop élevée et par l'absence de résistance dans les stomates des végétaux. Music and Caya (2007) ont montré que les changements de paramétrisation physique ont diminué les biais de précipitation et d'évapotranspiration du MRCC. L'ajout de la résistance des stomates dans la version du MRCC incluant CLASS diminue l'évapotranspiration de façon considérable. Des améliorations notables du cycle annuel des différentes composantes du bilan d'eau (précipitation, évapotranspiration, convergence du flux d'humidité, stockage d'eau terrestre) sont également notées. Cependant, malgré les changements importants de précipitation et d'évaporation, aucune amélioration majeure n'a été trouvée quant au ruissellement, celui-ci étant toujours sous-estimé (Music & Caya, 2007). Les auteurs soulignent la nécessité d'améliorer le schéma de surface du modèle afin de mieux représenter les processus hydrologiques à la surface.

Brochu and Laprise (2007) ont également évalué les bilans d'énergie et d'eau à la surface simulés par une version opérationnelle du MRCC (avec un schéma de surface simple à une seule couche de sol) et par une version en développement avec CLASS à l'échelle du bassin versant. Brochu and Laprise (2007) ont montré que la version du MRCC incluant CLASS représente mieux les processus hydrométéorologiques par rapport à la version opérationnelle, en particulier l'évapotranspiration durant l'été, la précipitation et l'écart diurne de température. Toutefois, la simulation incluant CLASS montre un biais froid de température et une surestimation de la profondeur de neige, ce qui allonge la durée de la saison froide et entraîne une surestimation du maximum de ruissellement au printemps. Notre compréhension des processus reliés à la neige mérite d'être approfondie puisque la représentation de ces processus au sein des modèles climatiques constitue une source majeure d'incertitude (Brochu & Laprise, 2007).

D'ailleurs, au sein des climats froids, la simulation des bilans d'eau et d'énergie à l'échelle régionale dépend fortement de la représentation adéquate des caractéristiques du couvert de neige (moments d'apparition et de fonte, durée, étendue, équivalent en eau de la neige, densité) (Langlois et al., 2004). Cependant, la simulation du couvert de neige n'est pas évidente puisque ce dernier interagit avec plusieurs facteurs environnementaux de manière complexe. Plusieurs sources d'erreurs peuvent expliquer les différences observées entre le couvert de neige simulé et observé : 1) des erreurs dans l'estimation des pertes de neige par sublimation, 2) des erreurs dans la simulation de la profondeur de neige à un certain pas de temps, qui se propagent ensuite dans le temps, 3) des erreurs dans la précision des mesures de précipitation solide et de profondeur de neige, 4) des erreurs dues au seuil de température utilisé pour

fractionner les phases de la précipitation (liquide ou solide) (Alves et al., 2020). À titre d'exemple, Langlois et al. (2004) ont évalué le couvert de neige simulé par le MRCC (version opérationnelle 3.5.3) sur le domaine de l'est du Canada en utilisant les données satellitaires du Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I). Les résultats de Langlois et al. (2004) montrent que le MRCC simule une apparition tardive du couvert de neige en automne (environ 50 jours de retard) et une fonte hâtive de la neige au printemps (environ 30 jours plus tôt). Une sous-estimation de l'étendue du couvert de neige de l'ordre de 9% par rapport à la superficie totale est également notée. Langlois et al. (2004) concluent que ces erreurs systématiques sont en partie associées à la couche unique de sol-neige de type « force-restore » dans le schéma de surface. De plus, bien que le MRCC simule adéquatement la quantité totale de précipitation durant l'hiver, une portion significative est modélisée en pluie alors que de la neige est observée. Ceci est causé par le biais chaud de température à l'automne (durant la période de gel) ce qui retarde l'apparition du couvert de neige.

D'autres facteurs influencent la simulation du bilan d'eau à la surface. Effectivement, la simplification des processus hydrologiques dans le schéma de surface utilisé peut mener à des erreurs d'estimation de ruissellement (Frigon et al., 2002). Premièrement, dans les régions froides, les taux d'infiltration d'eau dans le sol sont fortement influencés par les processus de gel du sol (Ganji et al., 2017). Ces derniers doivent être adéquatement paramétrés dans les modèles climatiques afin d'obtenir des estimations réalistes des débits printaniers (Teufel et al., 2019). Ganji et al. (2017) ont effectué des modifications au traitement de l'eau gelée dans CLASS, notamment en modifiant la formule de conductivité hydraulique et en incluant l'eau liquide surfondue et la zone perméable fractionnaire. Les changements apportés à la paramétrisation des processus de gel du sol ont permis d'obtenir des débits printaniers simulés plus près de ceux observés en termes d'intensité et d'occurrence, et ce, pour plusieurs bassins versants au Québec (Ganji et al., 2017). Deuxièmement, une représentation simplifiée ou inadéquate du drainage de l'eau dans le sol au sein du modèle peut également affecter la simulation du débit à la surface. Huziy et al. (2012) ont montré que le MRCC5 couplé avec CLASS sous-estime les faibles débits annuels pour les bassins versants nordiques du Québec en partie en raison du critère de drainage utilisé par le modèle. Dans CLASS, le drainage se produit seulement lorsque la profondeur du substrat rocheux est supérieure à 35 cm. Or, dans les régions nordiques du Québec, cette profondeur est inférieure à 35 cm durant l'hiver, donc le drainage dans le modèle est considéré comme nul. La contribution de l'eau souterraine au débit de surface est fortement réduite, ce qui engendre une sous-estimation du débit (Huziy et al., 2012). Finalement, la simulation des débits des cours d'eau peut être significativement influencée par le stockage d'eau dans

les lacs au sein du modèle climatique. Les interactions entre les lacs et les rivières sont particulièrement importantes dans le nord-est du Canada, alors qu'environ 10% de la région est recouverte de lacs, de rivières et de zones humides (Huziy & Sushama, 2017). Les lacs jouent un rôle important sur le climat régional en modulant l'albédo de surface et les bilans d'énergie et d'humidité. En comparant des simulations du MRCC5 avec et sans écoulement latéral d'eau dans les couches de sol, Huziy and Sushama (2017) ont montré que le modèle performe mieux lorsque le stockage d'eau au sein des lacs et l'écoulement horizontal sont considérés (Huziy & Sushama, 2017). Somme toute, la représentation adéquate et réaliste des interactions entre les lacs et les rivières dans les RCM est essentielle à la simulation adéquate de l'hydrologie régionale.

1.4 Objectifs de recherche

Le but principal de ce mémoire est d'évaluer la capacité du Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC) à reproduire les principaux processus hydrométéorologiques durant la saison de neige dans le sud du Québec, en particulier dans le bassin versant de la rivière des Outaouais. L'accent est mis sur l'équivalent en eau de la neige au sol et sur la phase de la précipitation hivernale. L'approche utilisée consiste à quantifier les termes du bilan du manteau neigeux en les séparant en fonction de deux périodes distinctes : une période d'accumulation et une période de fonte.

L'évaluation de la performance d'un modèle nécessite des données de référence basées sur des observations et certains des termes impliqués peuvent contenir des incertitudes importantes. Un objectif secondaire est de comparer plusieurs ensembles de données et d'évaluer la qualité des différents produits disponibles, en plus de fournir des estimations supplémentaires de la répartition pluie/neige. Un autre objectif secondaire est d'effectuer différents tests de sensibilité par rapport aux paramètres du modèle en comparant différentes configurations du modèle aux observations disponibles sur le bassin versant. Par exemple, il sera question de comparer la 5^e et la 6^e version du MRCC, comparer deux jeux de données utilisées pour le pilotage aux frontières latérales et évaluer la valeur ajoutée de l'augmentation de résolution horizontale du MRCC6/GEM5.

Ce mémoire est organisé en 5 chapitres. Le chapitre 2 décrit les données utilisées qui incluent à la fois des données simulées et des données basées sur des observations, y compris des réanalyses. Le chapitre 3 décrit le cadre méthodologique utilisé dans l'évaluation des simulations climatiques. Les principaux

résultats du projet de recherche sont présentés dans le chapitre 4, suivis d'une discussion et conclusion au chapitre 5.

CHAPITRE 2

DONNÉES

Ce chapitre présente d'abord une description du modèle régional de climat utilisé pour effectuer les simulations climatiques et le schéma de surface utilisé. Ensuite, les données utilisées pour l'évaluation des simulations climatiques sont décrites, notamment les réanalyses et les observations provenant de stations météorologiques ou de satellites.

2.1 Le Modèle régional canadien du climat

Dans cette étude, quatre simulations du modèle régional canadien du climat (MRCC) sont analysées (Tableau 2.1). Trois d'entre elles représentent des configurations différentes de la version 6 du MRCC (MRCC6/GEM5) qui est présentement en développement au centre ESCER à l'UQAM. Le MRCC6/GEM5 est basé sur la version 5 du modèle global environnemental multiéchelle (*Global Environmental Multiscale*, GEM5), qui est le modèle exploité pour la prévision numérique du temps au Centre météorologique canadien (CMC) (McTaggart-Cowan et al., 2019). Puisque le MRCC6/GEM5 est relativement nouveau et en développement, il n'a pas encore fait l'objet de publications. Cependant, sa version précédente, le MRCC5, est bien documentée (Martynov et al., 2013). Le MRCC5 est basé sur la version 3 du modèle GEM d'Environnement et Changement climatique Canada (ECCC), et diffère à plusieurs égards de la version actuelle de GEM (par exemple, certaines paramétrisations physiques diffèrent) (McTaggart-Cowan et al., 2019). Le MRCC5 comportait aussi un module interactif pour les lacs, FLake (Martynov et al., 2010), et celui-ci est également inclus dans la version du MRCC6 utilisée dans la présente étude. Le pilotage aux frontières latérales du MRCC6/GEM5 est effectué avec les réanalyses ERA5 (Hersbach et al., 2020) sur une maille de 0,25°. Celles-ci sont décrites à la section 2.2.

La période étudiée s'étend du mois de septembre 2015 à août 2020. Les domaines de simulation des différentes configurations du MRCC sont représentés à la Figure 2.1. La première simulation, RCM5-12, provient du MRCC version 5 (MRCC5) à une résolution horizontale de 0,11° (~12 km). Le pilotage aux frontières latérales du MRCC5 est effectué avec la réanalyse ERA5 du Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF) sur une maille de 0,25°. La paramétrisation de la convection profonde est activée et réalisée avec le schéma Kain-Fritsch (Kain & Fritsch, 1990). De plus, le schéma de surface utilisé est la version 3.5 de CLASS (Verseghy, 2011) et celui de la condensation est Sundqvist (Sundqvist, 1978).

Afin de comparer la version 5 et la version 6 du MRCC, la simulation RCM5-12 sera comparée avec une deuxième simulation, RCM6-12. La deuxième simulation, RCM6-12, provient du MRCC version 6 (MRCC6/GEM5) qui est présentement en développement au centre ESCER à l'UQAM. Tout comme dans la première simulation, la résolution horizontale est de $0,11^\circ$ (~ 12 km) et les conditions aux frontières servant au pilotage du MRCC6/GEM5 sont fournies par ERA5. La paramétrisation de la convection profonde est également réalisée avec le schéma Kain-Fritsch. Toutefois, le schéma de surface utilisé est CLASS version 3.6 (Verseghy, 2012) et le schéma microphysique utilisé est Predicted Particle Properties (P3) (Morrison & Milbrandt, 2015). Bref, les différences entre les deux premières simulations (RCM5-12 et RCM6-12) seront attribuées aux modifications inhérentes au modèle.

Dans le MRCC5 et le MRCC6/GEM5, le pilotage spectral des grandes échelles est utilisé à l'intérieur du domaine pour le vent zonal, le vent méridional et la température. Dans le cas du modèle MRCC6/GEM5, le pilotage spectral est appliqué pour les vents horizontaux et la température et pour des niveaux verticaux plus hauts que le niveau hybride 0,85, ce qui correspond approximativement à 850 hPa. Le pilotage spectral est appliqué pour des ondes avec une longueur d'onde supérieure à 200 km. L'échelle de temps de la relaxation utilisée est de 8 heures. Dans le cas du modèle MRCC5, le pilotage spectral est appliqué pour les vents horizontaux et pour des niveaux verticaux plus hauts que le niveau hybride 0,5, ce qui correspond approximativement à 450 hPa. Un poids égal est accordé aux données de pilote et à la solution du MRCC5 pour la longueur d'onde de 1177 km, qui correspond à environ 40 fois la taille de l'espacement de grille des données de pilote. L'échelle de temps de la relaxation utilisée est de 13.3 heures.

Tableau 2.1 : Description des simulations du modèle régional canadien du climat (MRCC) analysées.

Simulation (acronyme)	Version du MRCC	Version de GEM	Pilote	Résolution	Microphysique	Paramétrisation de la convection profonde
RCM5-12	5	GEM 3.3.3.1	ERA5	12 km	Sundqvist	Kain-Fritsch
RCM6-12	6	GEM 5.1.1	ERA5	12 km	P3	Kain-Fritsch actualisé (voir McTaggart et al. 2019)
CPM6-2.5_ERA5	6	GEM 5.0	ERA5	2.5 km	P3	Désactivée
CPM6-2.5_RCM6-12	6	GEM 5.0	RCM6-12	2.5 km	P3	Désactivée



Figure 2.1 : Domaines de simulation des différentes configurations du MRCC utilisées dans cette étude. Le domaine en vert correspond aux simulations à 0.11° (RCM5-12 et RCM6-12) et le domaine en bleu, aux simulations à 0,0225° (CPM6-2.5_ERA5 et CPM6-2.5_RCM6-12).

Dans le but d'évaluer la valeur ajoutée associée à l'augmentation de la résolution horizontale du MRCC6/GEM5, la simulation RCM6-12 sera également comparée avec une troisième simulation, CPM6-2.5_ERA5, qui est la version CPM du MRCC6/GEM5 pilotée par ERA5 avec une résolution horizontale de 0,025° (~2,5 km) et 62 niveaux hybrides. La Figure 2.2 montre la topographie sur le domaine de simulation du MRCC6/GEM5 à 0,025° et à 0,11°. Le modèle GEM5 est non-hydrostatique par défaut, peu importe la résolution utilisée. De plus, la paramétrisation de la convection profonde a été désactivée dans la simulation CPM6-2.5_ERA5. Finalement, un test de sensibilité au choix du pilote sera effectué en comparant la simulation CPM6-2.5_ERA5 à CPM6-2.5_RCM6-12. Cette quatrième simulation est également une version CPM du MRCC6/GEM5 à 0,025° (~2,5 km), mais les conditions aux frontières latérales servant au pilotage du modèle sont fournies par le MRCC6/GEM5 à 0,11° (en d'autres mots la simulation RCM6-12).

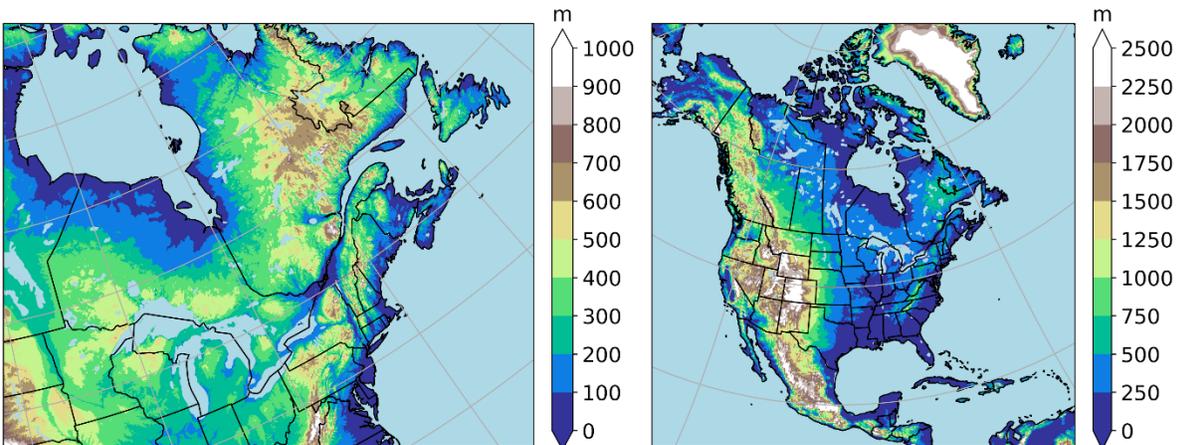


Figure 2.2 : Topographie vue par le MRCC6/GEM5 sur le domaine de simulation à 0,025° (panneau de gauche) et à 0,11° (panneau de droite).

Comme mentionné précédemment, les simulations du MRCC6/GEM5 analysées dans ce mémoire utilisent le schéma microphysique P3. Cependant, il est à noter que l'algorithme de Bourgoïn (2000), une méthode relativement simple de diagnostic de la phase de la précipitation, est utilisé pour diagnostiquer la phase de la précipitation, ce qui vient modifier le partage des précipitations liquides et solides établi par P3. L'algorithme de Bourgoïn (2000) compare les superficies positives (PA) et négatives (NA) autour de l'isotherme de 0°C du profil vertical de température du thermomètre sec, communément appelée la température. Les superficies sont calculées en fonction de l'épaisseur et de la température moyenne des couches. Le type de précipitation est diagnostiqué en fonction de seuils de superficie qui ont été déterminés à partir d'observations de surface et d'altitude en Amérique du Nord. Il existe d'autres

méthodes plus sophistiquées de diagnostic de la phase de la précipitation à la surface. Récemment, Morrison and Milbrandt (2015) ont développé un schéma microphysique de type « bulk » plus complexe, appelé « Predicted Particle Properties » (P3), qui utilise une seule catégorie de particules solides. Cette méthode évite de catégoriser « artificiellement » les particules de glace. Les quatre variables pronostiques de P3 sont la masse totale de glace, la masse de givre, le volume de givre et le nombre total de particules.

Enfin, les variables analysées pour les quatre simulations sont l'équivalent en eau de la neige, la phase de la précipitation, la précipitation totale, la précipitation solide, la température et l'évaporation.

2.1.1 Schéma canadien de surface terrestre

La représentation des processus de surface se fait à l'aide du schéma canadien de surface terrestre (CLASS) (Verseghy, 1991). Le MRCC5 utilise la version 3.5 de CLASS (Verseghy, 2011). Dans cette version, le sol est représenté à l'aide de 26 couches avec une profondeur maximale de 60 m et la profondeur du sol rocheux est limitée à 3,6 m. Le MRCC6/GEM5 utilise CLASS 3.6 (Verseghy, 2012) qui inclut 16 couches de sol avec une profondeur maximale de 10 m. Dans le MRCC6/GEM5.0.2, la profondeur du sol rocheux est limitée à 3 m et donnée par la profondeur des racines, tandis qu'elle est donnée par la profondeur des données d'entrées des champs géophysiques dans le MRCC6/GEM5.1.1. De plus, la version 3.6 de CLASS utilisée inclut une correction du flux de vapeur d'eau pour le calcul de l'évaporation de GEM5.1.1. Dans CLASS, la couche de surface peu profonde réagit aux variations diurnes de température alors que les couches plus profondes permettent de prendre en compte les variations annuelles de température. Les changements de phase de l'eau comme le gel de l'eau, la fonte de la neige et l'évaporation de l'eau se produisent beaucoup plus rapidement dans un modèle de surface simple comme ISBA (Noilhan & Mahfouf, 1996) que dans un schéma complexe comme CLASS, qui tient compte par exemple du dégagement de chaleur latente lors du gel de l'eau, ce qui ralentit le processus de solidification en raison d'un léger réchauffement du sol. De plus, dans CLASS, si une surface d'eau a une température inférieure à 0°C, une partie ou toute la surface devient gelée et est considérée comme de la neige.

Par ailleurs, dans CLASS, on distingue le régime thermique de la neige de celui du sol. En effet, les flux de chaleur et d'humidité entre les couches de sol sont calculés de façon différente en fonction de la présence ou non de neige (Verseghy, 1991). Par ailleurs, la fonte de la neige dans CLASS se produit de deux façons. Dans le premier cas, la température à la surface est supérieure à 0°C ce qui signifie que de l'énergie est disponible pour la fonte de la neige. Le surplus d'énergie qui résulte du bilan énergétique est utilisé pour

la fonte de la neige et la température de surface est maintenue à 0°C. La neige fondue qui atteint la surface du sol peut par la suite s'infiltrer dans le sol ou rester en surface. D'ailleurs, l'infiltration dans le sol se produit également lorsque le taux de précipitation est supérieur au taux d'évaporation et que le sol est perméable. La deuxième façon de faire fondre la neige dans CLASS est par conduction de chaleur entre la surface du sol et le manteau de neige. La chaleur permet d'augmenter la température de la base du manteau de neige et l'excédent d'énergie contribue ainsi à la fonte. Dans ce cas-ci, l'eau de fonte, qui est directement sur la surface du sol, contribue au ruissellement. Dans CLASS, le terme de ruissellement constitue en réalité toute l'eau qui est drainée vers le niveau hydrostatique (water table), la profondeur où se trouve la limite entre le sous-sol et la nappe phréatique. Il ne s'agit pas de la quantité d'eau en surplus transférée en écoulement de surface (Verseghy, 1991). De plus, dans CLASS, la sublimation de la glace dans les couches de sous-surface n'est pas considérée dans le flux de chaleur latente (Verseghy, 1991).

2.2 Données de réanalyse et d'observations utilisées pour l'évaluation

Différents ensembles de données ont été sélectionnés pour évaluer les simulations climatiques. Ces données proviennent de diverses sources, par exemple de données de stations météorologiques interpolées sur une grille, de données satellitaires, ou encore de réanalyses. Les jeux de données suivants ont été choisis : ERA5, ERA5-Land, Daymet, IMERG, GLEAM, SNODAS, et des mesures de neige in situ provenant des instruments GMON. Les données de réanalyse et d'observations utilisées dans cette étude sont regroupées dans le Tableau 2.3.

2.2.1 ERA5

La réanalyse ERA5 (Hersbach et al., 2020) représente la cinquième génération de la réanalyse du Centre ECMWF. Les réanalyses combinent des données d'observations avec des modèles numériques en utilisant des méthodes sophistiquées d'assimilation de données. Les réanalyses génèrent des ensembles de données climatiques homogènes dans le temps et dans l'espace, et sont cruciaux pour la recherche et l'évaluation des modèles climatiques. Diverses sources d'observations sont utilisées, telles que des observations satellitaires, des ballons-sondes et des mesures provenant de stations météorologiques. La base ERA5 fournit plusieurs champs atmosphériques représentés sur 137 niveaux de pression (variant de 1000 à 1 hPa). Les variables météorologiques disponibles sont sur une maille de 0,25° et généralement archivées aux heures (ECMWF, 2022). Les champs de précipitation et de température d'ERA5 ont été nettement améliorés par rapport à sa version précédente, ERA-Interim (Tarek et al., 2020). Dans cette

étude, les variables suivantes d'ERA5 ont été sélectionnées : température à 2 m, la précipitation totale, la précipitation solide, l'équivalent en eau de la neige et l'évaporation. Il est à noter que le champ d'évaporation inclut une représentation simplifiée de la transpiration.

2.2.2 ERA5-Land

ERA5-Land (Muñoz-Sabater et al., 2021) est un jeu de données produit par ECMWF qui fournit de nombreuses variables de surface. Contrairement à ERA5, ERA5-Land se concentre spécifiquement sur les conditions à la surface de la Terre, tels que la température du sol, l'humidité du sol, la neige, et d'autres variables liées à la surface continentale. Il s'agit d'un forçage hors ligne d'un modèle de surface par la réanalyse ERA5, donc il n'y a pas de couplage entre l'atmosphère et la surface dans ERA5-Land. La réanalyse ERA5-Land possède une résolution temporelle horaire et utilise une grille globale à $0,1^\circ$ (~ 9 km). Les variables d'ERA5-Land sélectionnées dans cette étude sont la température à 2 m, l'évaporation et l'équivalent en eau de la neige.

2.2.3 Daymet

Daymet (Thornton et al., 2022) est un jeu de données issu de l'interpolation de données de stations météorologiques fourni par le centre de données Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center (ORNL DAAC) de l'Administration nationale de l'aéronautique et de l'espace (NASA). Daymet fournit une estimation de variables météorologiques de surface ou près de la surface à une résolution temporelle quotidienne sur une grille à 1 km avec une projection conique Lambert conforme (ORNL DAAC, 2023). Dans cette étude, la version 4 R1 est utilisée et les champs météorologiques sélectionnés sont la température et la précipitation totale. Nous avons décidé d'exclure les données de SWE de Daymet, car elles constituent des valeurs estimées à partir d'un algorithme basé sur des relations empiriques entre la température, la précipitation et l'altitude (Thornton et al., 2021).

2.2.4 IMERG

Les données IMERG (Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM) (Asong et al., 2017) sont utilisées pour valider la précipitation simulée. Les données IMERG sont des données satellitaires de haute résolution spatiale et temporelle provenant d'un algorithme qui estime la précipitation sur presque toute la Terre en combinant les informations des différents satellites de la mission GPM (Hou et al., 2014). Les données IMERG sont sur une grille régulière de $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ (environ 10×10 km) et la résolution temporelle est de 30 minutes.

2.2.5 GLEAM

Les données GLEAM (Martens et al., 2017) sont utilisées pour valider l'évaporation simulée. Il s'agit d'un jeu de données d'évaporation estimée à partir de différents produits, tels que ERA5 (Hersbach et al., 2020), MSWEP (Beck et al., 2019) et Globsnow (Luoju et al., 2021) et à partir de l'assimilation de données satellitaires de l'humidité du sol. Les données d'évaporation de GLEAM sont à 0,25° sur une projection globale et sont disponibles à une résolution temporelle quotidienne seulement sur les surfaces terrestres. Dans cette étude, la version 3a est utilisée (Martens et al., 2017).

2.2.6 SNODAS

La validation de la simulation de différentes caractéristiques du couvert de neige est réalisée à l'aide des données SNODAS (Barrett, 2003), une base de données de neige issue de l'assimilation de données satellitaires et de surface. La résolution spatiale de SNODAS est de 0,0083° sur une grille couvrant les États-Unis contigus et le sud du Canada. Le champ utilisé dans cette étude est l'équivalent en eau de la neige.

2.2.7 GMON

Des mesures de neige provenant du réseau GMON (*gamma monitoring*) (Choquette et al., 2008) appartenant à Hydro-Québec sont utilisées comme référence pour valider les différents produits de neige utilisés. Les GMON sont des dispositifs de mesure en continu de l'équivalent en eau de la neige au sol. Ils mesurent l'atténuation du rayonnement gamma émis par le sol par les molécules d'eau comprises dans le couvert de neige. Neuf stations GMON couvrant le bassin versant de la rivière des Outaouais sont disponibles. Parmi celles-ci, sept sont sélectionnées puisqu'elles couvrent une période commune d'au moins trois ans. Pour les besoins de l'étude, la période sélectionnée débute en septembre 2017 et se termine en août 2020. La Figure 2.3 montre les stations GMON retenues ainsi que le point de la grille d'ERA5 le plus proche. Les métadonnées de stations GMON sont consignées dans le Tableau 2.2.

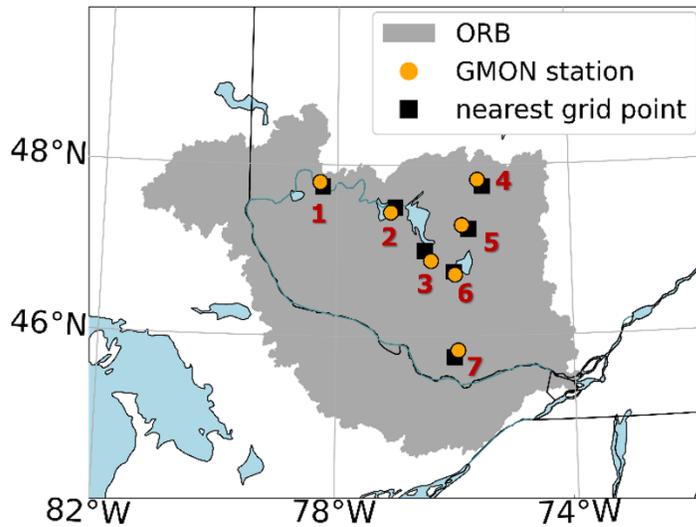


Figure 2.3 : Stations GMON (ronds oranges) et points de grille le plus proche (carrés noirs) dans le bassin versant de la rivière des Outaouais (Ottawa River Basin, ORB) dans le sud du Québec. Voir le Tableau 2.2 pour la légende des noms de stations GMON.

Tableau 2.2 : Métadonnées des stations GMON

Numéro de la station	Nom	Longitude (°)	Latitude (°)	Longitude du point de grille le plus proche (°)	Latitude du point de grille le plus proche (°)
1	Rapide Sept (CMRS)	-78,296	47,798	-78,250	47,750
2	Réservoir Dozois (CMDW)	-77,076	47,448	-77,000	47,500
3	Dépôt Venne (P8) (CM2Y)	-76,391	46,879	-76,500	47,000
4	Chouart (CM3W)	-75,586	47,825	-75,500	47,750
5	Wapus (CM3Q)	-75,859	47,296	-75,750	47,250
6	Barrage Mercier (CM3L)	-75,987	46,718	-76,000	46,750
7	Paugan (CM3X)	-75,943	45,829	-76,000	45,750

Tableau 2.3 : Bases de données de réanalyse et d'observations

Abréviation	Nom/version	Résolution horizontale	Fréquence d'archivage	Variables disponibles	Source des données
ERA5	European Centre for Medium-range Weather Forecasts Reanalysis 5	0.28125° (~30 km)	1 h	Température, précipitation totale, précipitation solide, évaporation, équivalent en eau de la neige	Réanalyse (modèle avec assimilation de données)
ERA5-Land	Land component of European Centre for Medium-range Weather Forecasts Reanalysis 5	0.1°	1 h	Température, évaporation, équivalent en eau de la neige	Réanalyse (modèle avec assimilation de données)
Daymet	Daymet V4R1	1 km	24 h	Température, précipitation totale	Interpolation de données de stations météorologiques
IMERG	Integrated Multi-satellitE Retrievals for Global precipitation measurement (precipitationCal), V6	0.1°	30 min	Précipitation totale	Données satellitaires
GLEAM	GLEAM v3a	0.25°	24 h	Évaporation	Réanalyses et assimilation de données satellitaires d'humidité du sol
SNODAS	Snow Data Assimilation System	0.0083°	24 h	Équivalent en eau de la neige	Assimilation de données satellitaires et de surface
GMON	Abréviation de gamma monitoring	-	24 h	Équivalent en eau de la neige	Observations in situ sur le bassin versant de la rivière des Outaouais

CHAPITRE 3

MÉTHODOLOGIE

Ce chapitre présente le cadre théorique de cette étude et la méthodologie suivie.

3.1 Région d'étude

La région d'étude consiste au bassin versant de la rivière des Outaouais (BVRO, Figure 3.1). Il s'étend de l'Abitibi jusqu'à Montréal, couvrant une superficie de plus de 146 000 km², soit plus de trois fois la superficie de la Suisse (41 285 km²). La majorité de la superficie du bassin versant (BV) se trouve au Québec (65 %) et l'autre partie en Ontario (35 %) (CPRRO, 2023). Le cours d'eau principal du BVRO est la rivière des Outaouais, qui constitue le principal affluent du fleuve Saint-Laurent. Elle prend sa source à l'est du réservoir Dozois, qui se trouve dans la partie nord du bassin, et s'écoule vers l'ouest jusqu'au lac Témiscamingue. À partir du lac Témiscamingue, la rivière des Outaouais coule vers le sud-est et constitue la frontière naturelle entre l'Ontario et le Québec, jusqu'à l'exutoire du BV qui correspond au barrage de Carillon opéré par Hydro-Québec, près de la municipalité de Pointe-Fortune. Au total, la rivière s'étend sur 1 160 km avant d'arriver à son point de confluence avec le fleuve Saint-Laurent, au lac des Deux-Montagnes, près de Vaudreuil-Soulanges. De l'amont à l'aval, la différence d'altitude est d'environ 300 m (CPRRO, 2023). Le débit annuel moyen de la rivière des Outaouais est d'environ 2 000 m³/s au barrage Carillon (Ministère de l'Environnement, 2023).

Le BVRO compte 13 principaux réservoirs qui régulent partiellement les apports en eau afin de contrôler le débit de la rivière des Outaouais (Figure 3.2). De plus, on y retrouve quatre exploitants de grands barrages : Ontario Power Generation, Hydro-Québec, le ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques du Québec et Services publics et Approvisionnement Canada (CPRRO, 2024a). Les différents types d'aménagement dans le BVRO permettent de diviser le territoire selon la capacité d'emménagement d'eau des ouvrages. Les principaux réservoirs se situent dans la partie nord du BVRO et permettent de régulariser 40 % de la superficie du BV (CPRRO, 2024b). La partie centrale et la partie sud du bassin représentent quant à elles le territoire non régularisé, soit 60 % du BVRO (Figure 3.3). En effet, au sein du territoire non contrôlé, on retrouve des ouvrages hydroélectriques au fil de l'eau, comme la centrale hydroélectrique de Carillon. Contrairement aux centrales situées sur un réservoir, les centrales au fil de l'eau n'ont pas la capacité de retenir de l'eau au printemps durant les crues. Ainsi, les ouvrages hydroélectriques au sud du BV ne permettent pas de contrôler ou d'atténuer les inondations.

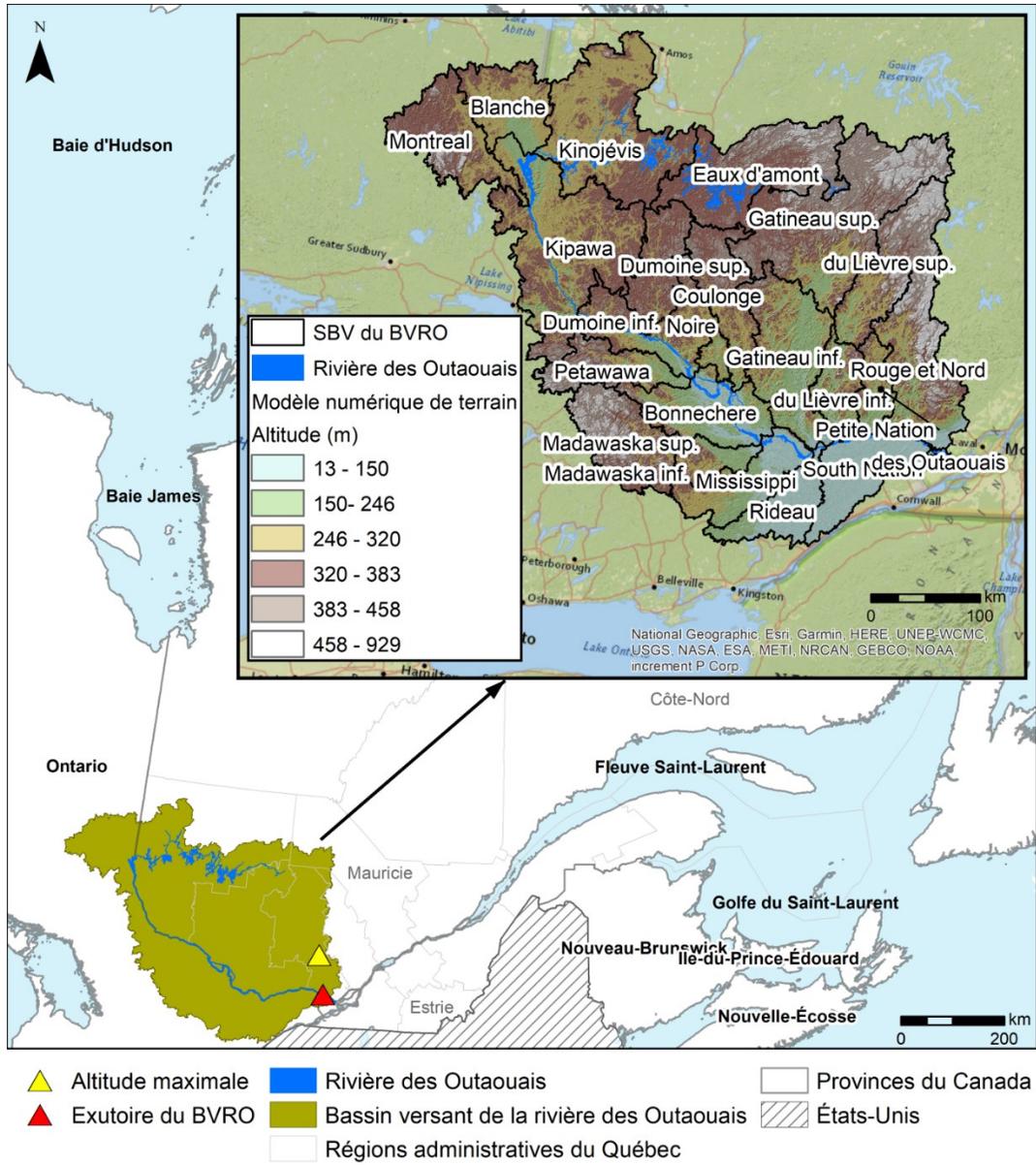


Figure 3.1 : Localisation et caractéristiques topographiques du BVRO et de ses sous-bassins versants. Figure tirée de Benoit et al. (2022).

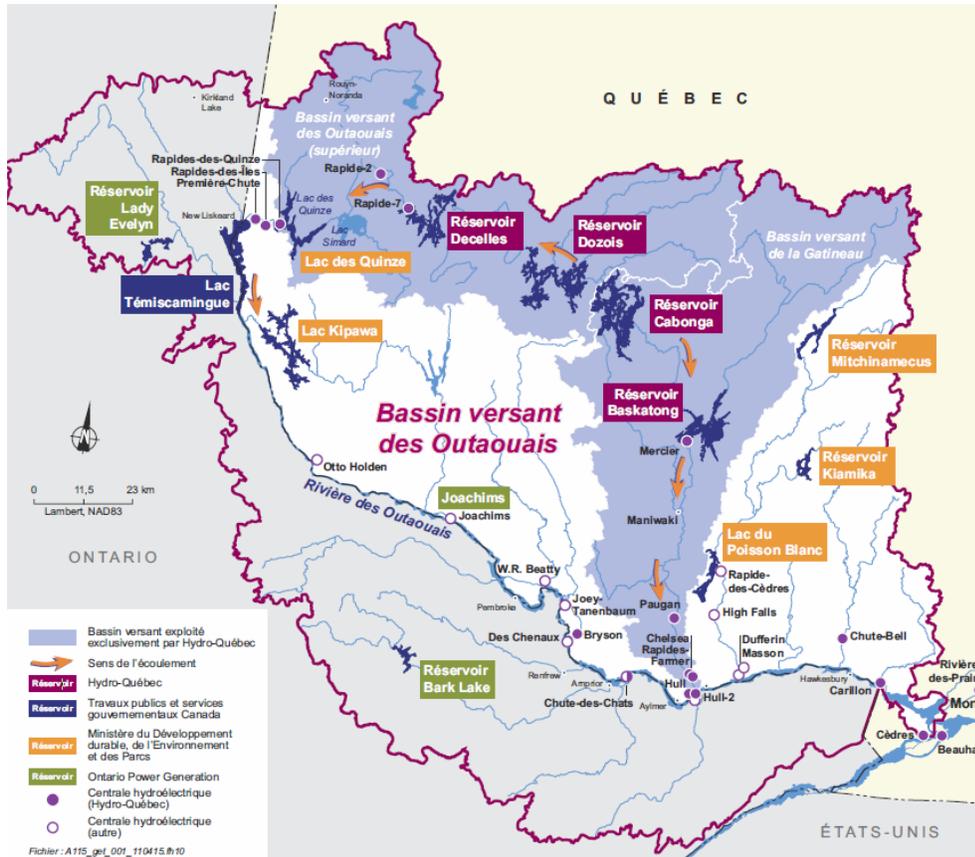


Figure 3.2 : Principaux réservoirs du BVRO (Source : Hydro-Québec)

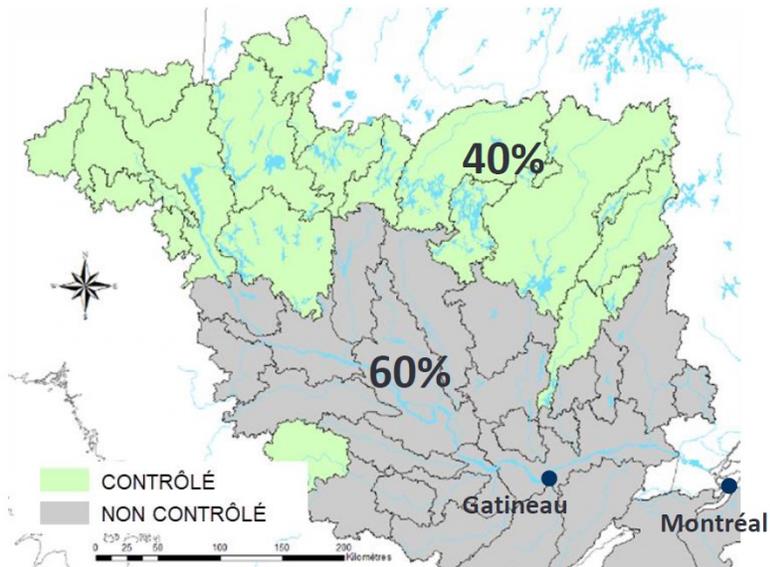


Figure 3.3 : Sous-bassins contrôlés et non contrôlés par les réservoirs (Source : Hydro-Québec)

Selon la classification de Köppen (1884), le climat du BVRO est de type continental humide sans saison sèche avec un été tempéré. La Figure 3.4 présente le cycle annuel moyen de la température à 2 m et de la précipitation de la station météorologique de l'aéroport international Macdonald-Cartier d'Ottawa (YOW) et de la station du Mont Brun, qui sont respectivement au sud et au nord du BVRO. Dans le sud du bassin, par exemple à Ottawa, la température moyenne annuelle est d'environ 6°C (selon la moyenne 1981-2010). Durant l'hiver, la température moyenne quotidienne est sous 0°C et elle redevient positive en avril, ce qui entame une période de dégel prolongée et le début de la fonte des neiges. La précipitation moyenne annuelle est d'environ 943 mm, dont 758 mm de pluie (Government of Canada, 2023). La partie nord du bassin connaît des températures en moyenne plus froides qu'au sud du bassin. Par exemple, à la station du Mont Brun, la température moyenne annuelle est d'environ 1°C. L'hiver connaît également des températures moyennes négatives, puis le dégel printanier se produit à partir du mois d'avril, alors que la température moyenne quotidienne redevient positive. La fonte des neiges est donc légèrement décalée de quelques semaines par rapport aux régions du sud. La précipitation moyenne annuelle est d'environ 985 mm, dont 705 mm de pluie (Government of Canada, 2023). Par ailleurs, les cours d'eau du BVRO ont un régime hydrologique de type nivo-pluvial (Anctil et al., 2012), un régime principalement influencé par la fonte des neiges au printemps et par une alternance annuelle des hautes et des basses eaux. Les crues maximales se produisent normalement au printemps et en raison de la fonte plus tardive de la neige dans la partie nord du bassin, on observe généralement deux pics de crue au barrage Carillon, situé à l'exutoire du BV (Benoit et al., 2022; Gachon et al., 2018).

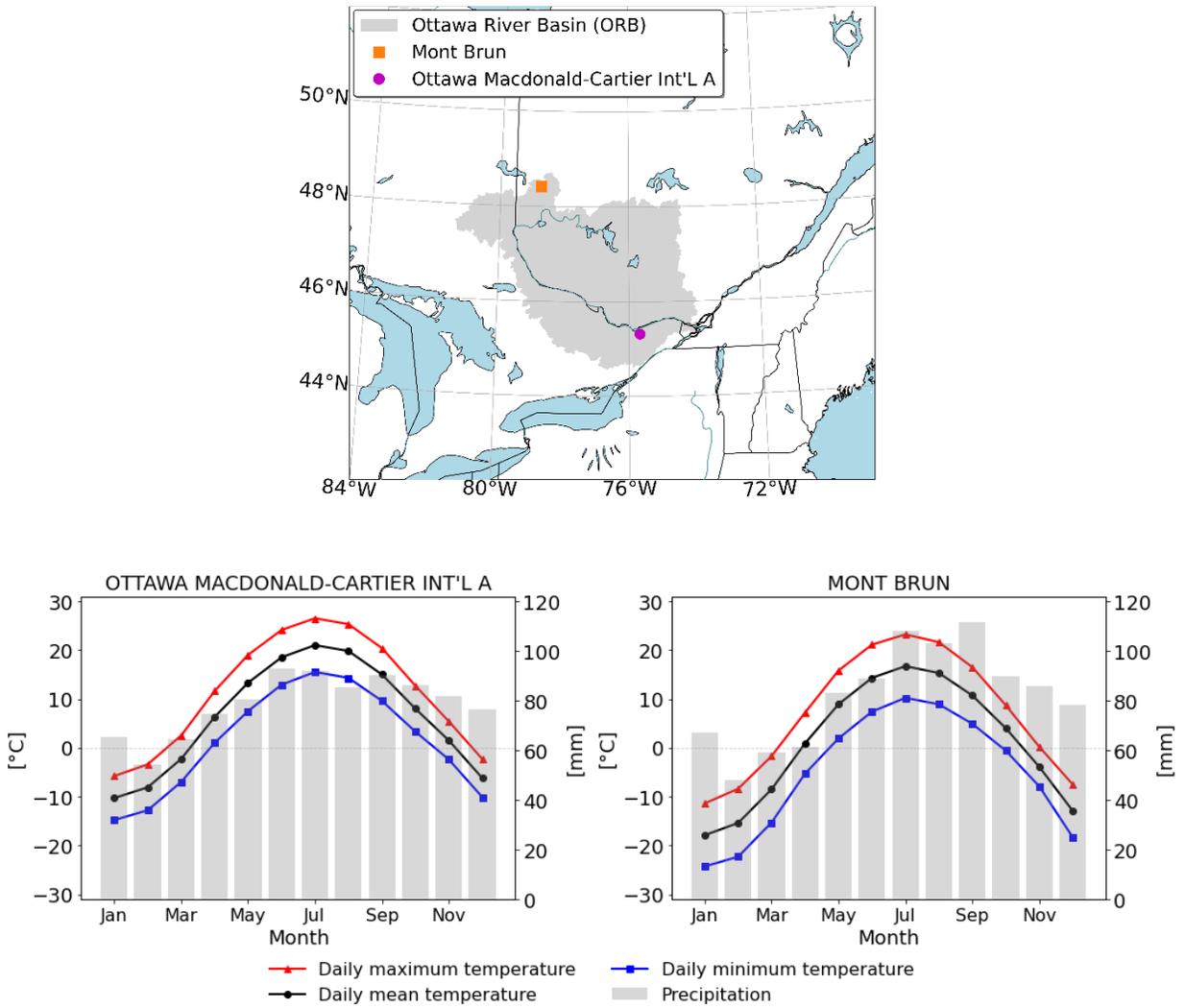


Figure 3.4 : Cycle annuel de la température et des précipitations pour les normales climatiques de 1981 à 2010 pour la station de l'aéroport international Macdonald-Cartier d'Ottawa (à gauche) et de la station du Mont Brun (à droite). Les courbes rouge, noire et bleue représentent, respectivement, la température quotidienne maximale, moyenne et minimale. Les barres grises correspondent à la précipitation moyenne mensuelle. Les données proviennent d'ECCE.

3.2 Prétraitement des données

Afin de comparer adéquatement les différents jeux de données, il est nécessaire de déterminer une grille commune aux données simulées et observées. Par conséquent, les données simulées et tous les jeux de données utilisés pour l'évaluation sont interpolés sur la grille possédant la résolution horizontale la plus grossière, c'est-à-dire la grille d'ERA5 à 0,25°. Le domaine choisi est centré sur le sud du Québec et inclut les Grands Lacs. Plus précisément, le domaine s'étend de 95°O à 58°O et de 39°N à 55°N. La méthode d'interpolation choisie est l'interpolation conservatrice (Jones, 1999). Cette dernière permet de conserver les quantités sans perdre de l'information et est particulièrement adaptée pour l'interpolation de la précipitation. De plus, une moyenne mobile centrée de 31 jours est appliquée sur les séries quotidiennes des différentes variables hydrométéorologiques afin de lisser les données et réduire le bruit dans les séries temporelles. Nous reconnaissons que cette approche a pour effet de lisser les maxima et minima annuels de SWE. Cependant, puisque la valeur ponctuelle du SWE n'est pas une variable d'intérêt dans ce mémoire, le lissage de la série ne pose pas d'enjeu majeur.

Les variables d'intérêt sont l'équivalent en eau de la neige, la température de l'air à 2 m, la précipitation totale, la précipitation solide et l'évaporation. Dans ce mémoire, l'évaporation E (en mm/j) des simulations du MRCC6/GEM5 est estimée à partir de la chaleur latente LE (en W/m^2) et de la chaleur latente de vaporisation L_v (en J/kg) selon l'équation suivante :

$$E = \frac{LE}{L_v} \quad (3.1)$$

Pour les mois d'avril à octobre (inclusivement), la chaleur latente de vaporisation de l'eau à 20°C est utilisée, soit $L_v = 2\,454$ kJ/kg. Pour les mois de novembre à mars (inclusivement), la chaleur latente de vaporisation de l'eau à 0°C est utilisée, c'est-à-dire $L_v = 2\,501$ kJ/kg. La conversion d'unités de l'évaporation est décrite de la manière suivante :

$$\frac{W m^{-2}}{J kg^{-1}} = \frac{kg m^2 s^{-3} m^{-2}}{kg m^2 s^{-2} kg^{-1}} = kg m^{-2} s^{-1} = mm s^{-1} \quad (3.2)$$

3.3 Métriques d'erreur

Une fois les différents jeux de données interpolées sur la même grille, les champs simulés à chaque point de grille à l'intérieur du BVRO sont comparés aux valeurs observées à l'aide de différentes métriques. Par exemple, les biais moyens (B) des simulations climatiques sont calculés à partir de l'équation suivante :

$$B = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (X_{m,t} - X_{o,t}) \quad (3.3)$$

avec $X_{m,t}$ et $X_{o,t}$ les séries temporelles des valeurs simulées et observées, respectivement (N est le nombre total de pas de temps). Plus la valeur du biais est proche de zéro, plus la performance d'une simulation est adéquate. Cela signifie que le modèle est capable de fournir des résultats proches des valeurs observées, sans déviation systématique significative.

L'erreur relative (RE) des données simulées est calculée à l'aide de l'équation suivante :

$$RE = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N \left(\frac{X_{m,t} - X_{o,t}}{X_{o,t}} \right) \times 100 \quad (3.4)$$

Une erreur relative faible signifie que l'écart entre la valeur simulée et la valeur réelle est faible en proportion de la valeur réelle, ce qui est un indicateur positif de la qualité des résultats de la simulation.

3.4 Indices de SWE

Différents indices de neige sont calculés afin de décrire les principales caractéristiques de l'évolution de l'équivalent en eau de la neige. Ces indices sont calculés sur la série lissée de SWE (moyenne mobile centrée de 31 jours) pour chaque année de la période de simulation et pour chaque jeu de données simulées et observées. Les indices de neige utilisés sont représentés à la Figure 3.5 et détaillés dans le Tableau 3.1. Les jours d'apparition (*SWE onset day*, SWOD) et de disparition (*SWE melt day*, SWMD) de SWE représentent, respectivement, le premier et le dernier jour où le SWE est supérieur ou égal à un certain seuil. Selon les travaux de Mudryk et al. (2017), le seuil de 4 mm a été choisi pour la présente étude. Le jour du maximum annuel (*SWE maximum day*, SWMxD) correspond au jour où le SWE atteint la valeur maximale (maxSWE). Ces trois journées déterminantes de l'évolution temporelle du SWE permettent de définir trois indices relatifs à la durée du couvert de neige. La durée d'accumulation (*accumulation duration*, AD) correspond au nombre de jours entre les indices SWOD et SWMxD, la durée de la fonte (*melt*

duration, MD) au nombre de jours entre les indices SWMxD et SWMD, et la durée totale du couvert de neige (SWE duration, SWD) au nombre de jours entre les indices SWOD et SWMD.

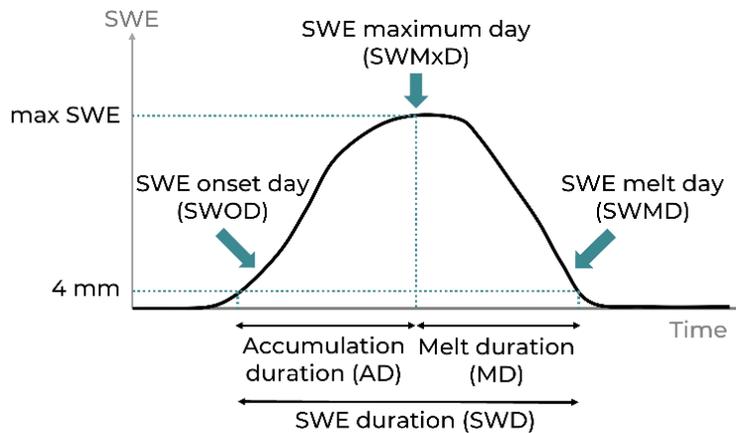


Figure 3.5 : Schéma des indices de neige utilisés. La courbe noire représente le cycle annuel typique du SWE de septembre à août.

Tableau 3.1 : Description des indices de neige utilisés.

Indice	Description	Unité
SWOD	Premier jour où le SWE est supérieur ou égal à 4 mm	Jour julien [1,365]
SWMxD	Jour où le SWE est égal au maximum annuel	Jour julien [1,365]
SWMD	Dernier jour où le SWE est supérieur ou égal à 4 mm	Jour julien [1,365]
AD	Durée de la période d'accumulation, soit le nombre de jours entre SWOD et SWMxD	Jours
MD	Durée de la période de fonte, soit le nombre de jours entre SWMxD et SWMD	Jours
SWD	Durée totale du couvert de neige, soit le nombre de jours entre SWOD et SWMD	Jours
maxSWE	Maximum annuel de SWE	mm

3.5 Séparation pluie/neige

Afin de comparer la phase de la précipitation simulée et observée, il est nécessaire de posséder des observations de précipitation liquide (pluie) et solide (neige). Cependant, les jeux de données de validation disponibles ne possèdent que la précipitation totale, à l'exception de la réanalyse ERA5 qui contient la précipitation solide, liquide et totale. En utilisant des données d'observation de 3 heures et de 6 heures provenant du National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Automated Data Processing, Xiong et

al. (2022) ont évalué la performance de l'IMERG et de l'ERA5 dans la détection de la phase des précipitations et ont conclu qu'il est possible d'utiliser ERA5 pour estimer la phase de la précipitation avec un niveau de confiance adéquat. Une méthode très simple pour diagnostiquer la phase de la précipitation est donc appliquée aux données horaires d'IMERG afin d'estimer la quantité de précipitation solide et liquide observée.

D'abord, la fraction de précipitation solide horaire d'ERA5 (f_S) est calculée à partir de la précipitation solide horaire (P_S) et de la précipitation totale (P) horaire d'ERA5 selon l'équation suivante :

$$f_S = \frac{P_S}{P} \times 100 \quad (3.5)$$

Le calcul est réalisé seulement pour les pas de temps où la précipitation totale horaire est supérieure ou égale à 1 mm. La Figure 3.6 montre le nuage de points des données horaires de fraction de précipitation solide en fonction des données de température à 2 m d'ERA5 ainsi qu'une courbe tangente inverse décrite par l'équation suivante, tel que réalisé par Di Luca et al. (2018) :

$$f_S = a * \arctan (b * (T - c)) + d \quad (3.6)$$

Le meilleur ajustement est obtenu selon les paramètres suivants : $a = -43$, $b = 0.943$, $c = 9.79$ et $d = 50$. Deux limites sont imposées pour que la fraction de précipitation solide varie entre 0 et 100 %. Une fonction continue comme la fonction tangente inverse a été choisie plutôt qu'une fonction discontinue utilisant un seuil unique (par exemple un seuil de 0 °C). L'impact d'utiliser une approximation ou l'autre n'a pas été étudié. Cependant, la fonction tangente inverse permet d'estimer la fraction de précipitation solide selon la température, alors qu'un seuil unique de température permet seulement de diagnostiquer la phase (par exemple, $f_S = 100\%$ si $T < 0\text{ °C}$ et $f_S = 0\%$ si $T > 0\text{ °C}$).

Par la suite, la fraction horaire de précipitation solide d'IMERG est diagnostiquée à partir de l'équation (3.6) en utilisant les données horaires de température à 2 m des données d'ERA5-Land. Cette fraction horaire de précipitation solide diagnostiquée est multipliée par la précipitation totale horaire observée par IMERG, afin d'obtenir la quantité de précipitation solide horaire. Il est possible de déduire aussi la précipitation liquide diagnostiquée en soustrayant la précipitation solide diagnostiquée de la précipitation totale observée. Même si cette méthode est simple, elle nous permet d'obtenir une estimation de la précipitation solide et liquide observée à la surface à partir d'une deuxième source de données.

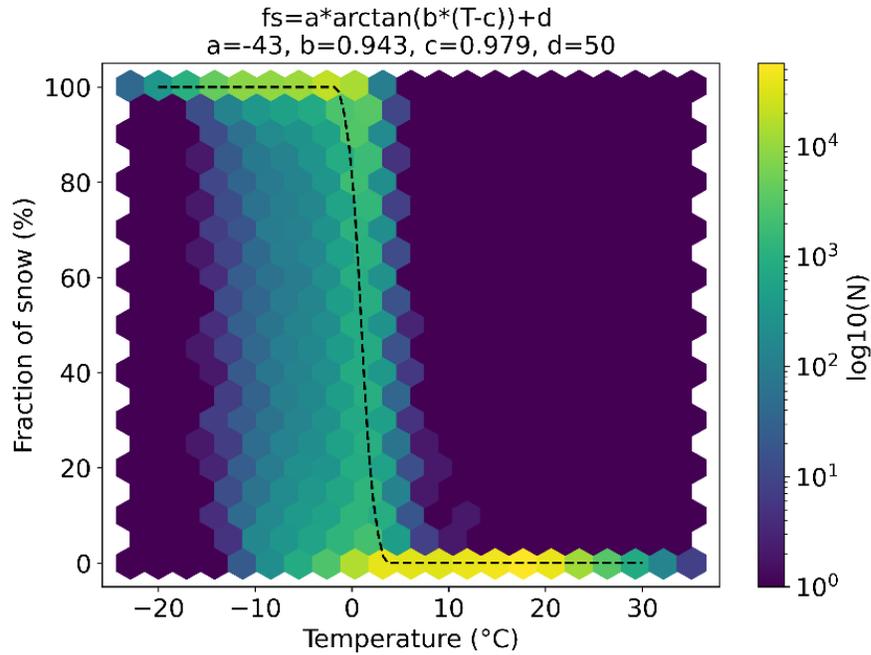


Figure 3.6 : Relation entre la température horaire moyenne et la fraction horaire de précipitation solide sur le BVRO. La courbe tiretée noire représente la fonction arc tangente qui relie la température et la fraction de précipitation solide. Les hexagones colorés montrent la densité de points.

3.6 Équations du bilan de SWE du couvert de neige

Cette section présente les équations qui décrivent le bilan de SWE du couvert de neige. Une autre approche possible est de réaliser un bilan d'eau à la surface afin d'estimer le ruissellement de surface. Les équations de diagnostic du ruissellement de surface sont regroupées dans l'Appendice A.

D'abord, on définit le *SWE* comme étant l'équivalent en eau liquide de la neige au sol dans une colonne de surface terrestre (en mm). Son évolution temporelle (en mm/jour) est décrite ainsi :

$$\frac{\Delta SWE}{\Delta t} = \Delta_t SWE = P_S - E + RES \quad (3.7)$$

où P_S est la précipitation solide et E l'évaporation (estimée à partir de l'équation 3.1). RES est un terme résiduel (en mm/jour). On peut donc utiliser l'équation (3.7) pour calculer de façon diagnostique le terme résiduel :

$$RES = P_s - E - \frac{\Delta SWE}{\Delta t} \quad (3.8)$$

Dans ce mémoire, le terme résiduel est décomposé selon deux processus : la fonte de la neige sur le sol et la congélation de la pluie sur le manteau de neige. Lorsque RES est positif, il y a une congélation nette F , et dans ce cas, F prend la valeur de RES . Lorsque RES est négatif, il y a une fonte nette M . Pour que la magnitude de la fonte soit positive, la valeur de M est alors la valeur de RES de signe opposé. On obtient donc :

$$\begin{aligned} RES > 0 : F &= RES \\ RES < 0 : M &= RES * -1 \end{aligned} \quad (3.9)$$

Pour chaque hiver de la période d'étude (2015-2020), les termes du bilan de SWE sont quantifiés à l'aide de l'équation (3.8) en les séparant en fonction de deux périodes distinctes : une période d'accumulation (ACC) et une période de fonte (MELT). Les indices de neige SWOD et SWMxD des observations moyennes de SWE permettent de définir, respectivement, le début et la fin de la période d'accumulation. De façon similaire, les indices SWMxD et SWMD des observations moyennes de SWE définissent le début et la fin de la période de fonte. Pour chacune de ces périodes, les termes du bilan de SWE de l'équation (3.8) sont quantifiés pour les données simulées. Un bilan de SWE observationnel est également effectué à partir de différents ensembles d'observation. Par exemple, le premier terme du côté droit de l'équation (3.8) correspond à la moyenne de la précipitation solide d'ERA5 (observée) et d'IMERG (diagnostiquée) et le deuxième terme, à la moyenne d'évaporation des produits ERA5, ERA5-Land et GLEAM. Le dernier terme correspond à la moyenne des produits d'observation de SWE, lesquels sont déterminés selon l'analyse comparative avec les capteurs GMON.

L'analyse quantitative du bilan de SWE permet de déterminer les termes prédominants (précipitation, évaporation ou autres processus) durant la période d'accumulation et de fonte. Il est également possible d'estimer d'où proviennent les potentielles erreurs de modélisation de SWE en comparant le bilan de SWE simulé et observé.

3.7 Estimation empirique de la fonte de la neige

Une approche alternative pour estimer la fonte de la neige qui est souvent utilisée en hydrométéorologie (USDA, 2004) est la méthode des degrés-jours (DJ), basée sur la température de l'air près de la surface. Le

principe de la méthode des DJ est de calculer les écarts de température de l'air à 2 m (T) au-dessus d'une certaine température de base T_b (généralement 0°C) sur une période spécifique. La valeur accumulée (en °C j) est ensuite utilisée comme indicateur de l'énergie disponible pour faire fondre la neige. Lorsque la température de l'air est supérieure à la température de base, le taux de fonte M_{DJ} (en mm/j) peut être estimé selon l'équation suivante :

$$M_{DJ} = C(T - T_b) \quad (3.10)$$

Où C est le coefficient de DJ (en mm/°C j) qui varie selon divers facteurs, notamment la position géographique, le moment de l'année, la densité de la neige et l'élévation. Le coefficient C varie typiquement entre 1.6 et 6 mm/°C j (USDA, 2004).

Dans ce mémoire, le taux de fonte de la neige n'est pas explicitement calculé, mais nous nous basons sur la méthode des DJ pour estimer l'énergie disponible pour la fonte de la neige durant la période d'accumulation et la période de fonte. Cette approche nous aide à établir des liens entre les erreurs de fonte et les erreurs de DJ, qui sont ultimement associées aux erreurs de température.

Les données horaires de température T sont employées afin de calculer les degrés-heures DH de fonte de la neige selon l'équation suivante :

$$DH = \begin{cases} T - T_b & T > T_b \\ 0 & T \leq T_b \end{cases} \quad (3.11)$$

La température de base T_b utilisée est 0 °C. Ainsi, le nombre de degrés-heures durant la période d'accumulation correspond au cumul de la température horaire lorsque celle-ci est positive. Il est à noter que le calcul des DH est réalisé à partir de la température horaire brute, et non à partir de la moyenne mobile de la température. De plus, selon la disponibilité des données, les observations moyennes de température horaire comprennent ERA5 et ERA5-Land.

CHAPITRE 4

RÉSULTATS

4.1 Analyse préliminaire des observations de SWE

Avant de procéder à une analyse plus approfondie des données, il est essentiel de déterminer quels produits de SWE seront inclus dans l'analyse. Par conséquent, une analyse préliminaire est effectuée afin de comparer les différents ensembles d'observations de SWE et les mesures de SWE provenant des stations GMON en utilisant le point de grille le plus proche. Étant donné leur précision et leur fiabilité, ces mesures GMON servent de référence dans le cadre de cette étude (Hydro-Québec, 2009).

La Figure 4.1 présente les séries temporelles lissées de SWE (moyenne mobile centrée de 31 jours) des différents ensembles d'observations de SWE pour chaque station GMON de septembre 2017 à août 2020. De manière générale, ERA5-Land est le produit qui présente la plus grande similarité avec les mesures des GMON. En revanche, ERA5 sous-estime systématiquement le SWE par rapport aux données GMON, ERA5-Land et SNODAS. De façon générale, ERA5 sous-estime le SWE par rapport aux données des stations GMON (voir Figure A.1 dans l'Annexe A).

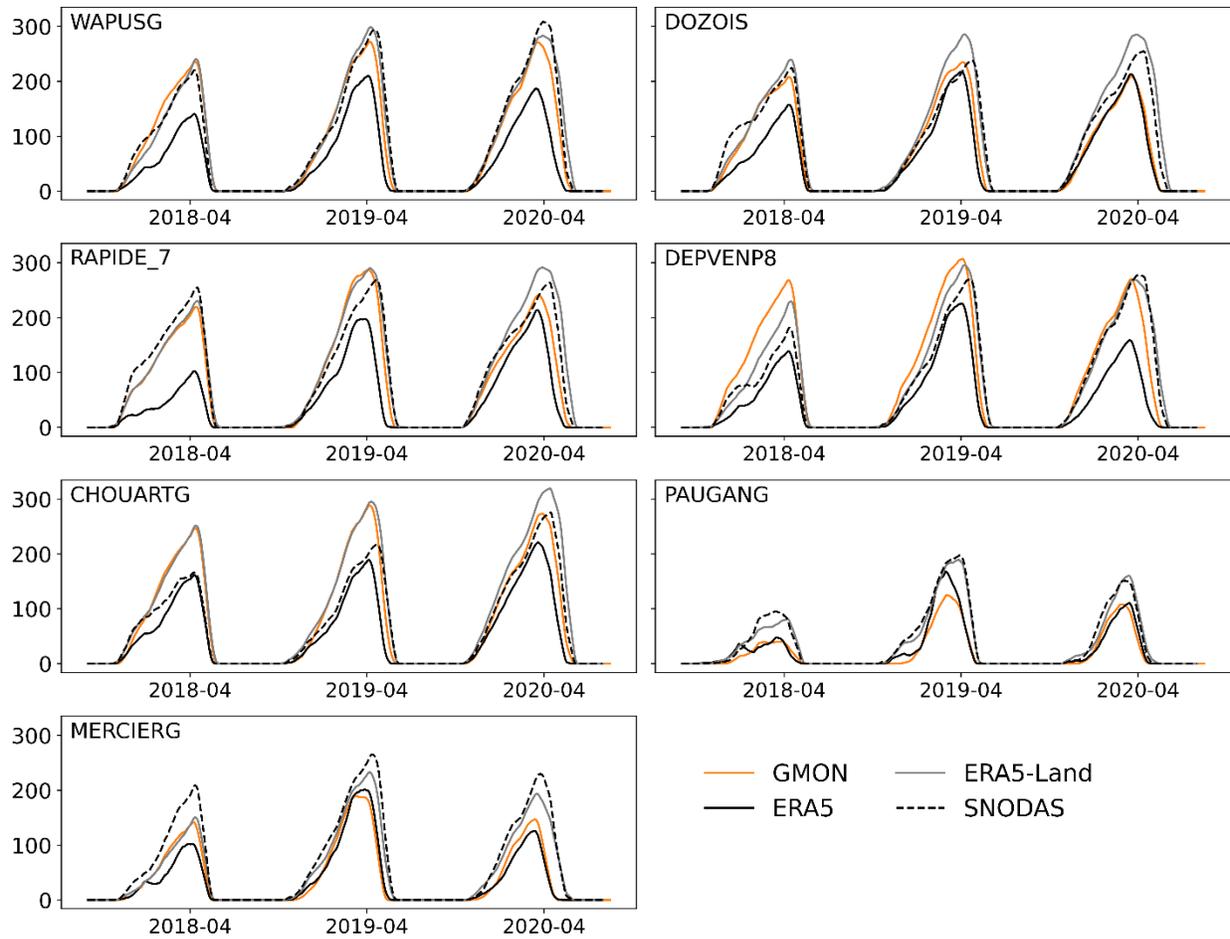


Figure 4.1 : Séries temporelles de SWE (en mm) des différents ensembles d’observations de septembre 2017 à août 2020 pour les sept stations GMON.

La Figure 4.2 présente le cycle annuel moyen de SWE pour les 7 stations GMON. Les produits ERA5-Land et SNODAS sont très similaires aux GMON de novembre à mars, mais puisqu’ils prolongent légèrement la durée de l’accumulation par rapport aux données GMON, ils surestiment légèrement le maximum annuel moyen de SWE. En revanche, ERA5 sous-estime l’entièreté du cycle annuel moyen. De plus, le cycle annuel moyen de la moyenne des produits ERA5, ERA5-Land et SNODAS est très similaire au cycle annuel moyen des GMON. D’ailleurs, la moyenne de ces produits donne le biais de SWE le plus faible par rapport aux données GMON, comme le démontre la Figure 4.3. Ainsi, la moyenne des observations de SWE sera composée de ces trois produits pour le reste de ce mémoire. Il faut toutefois noter que même si la moyenne des trois produits représente bien la durée d’accumulation et le maximum de SWE, elle semble produire une fonte un peu tardive par rapport aux données GMON. De plus, il est à noter que la moyenne des trois produits ne possède pas une cohérence physique comme chacun des produits individuels. Dans

cette étude, les trois produits sont considérés équiprobables, ce qui n'est potentiellement pas le cas dans la réalité. Le choix arbitraire d'utiliser la moyenne de ces trois produits découle du fait qu'elle représente mieux l'évolution temporelle du SWE que les produits individuels, lorsqu'ils sont comparés aux données GMON.

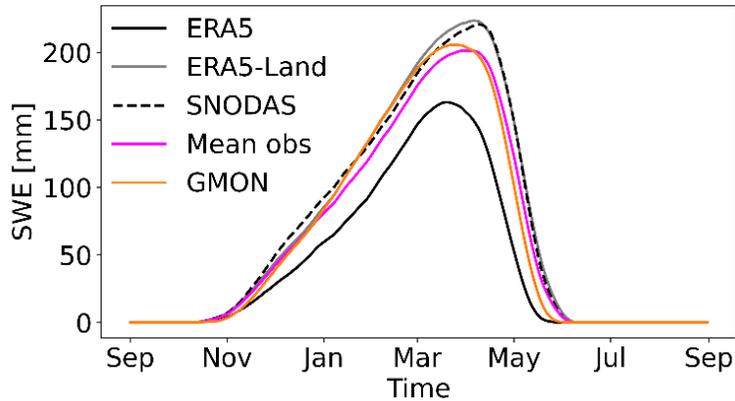


Figure 4.2 : Cycle annuel moyen de SWE pour les 7 stations GMON. La moyenne est réalisée sur les trois années disponibles. La courbe rose correspond à la moyenne des produits ERA5, ERA5-Land et SNODAS.

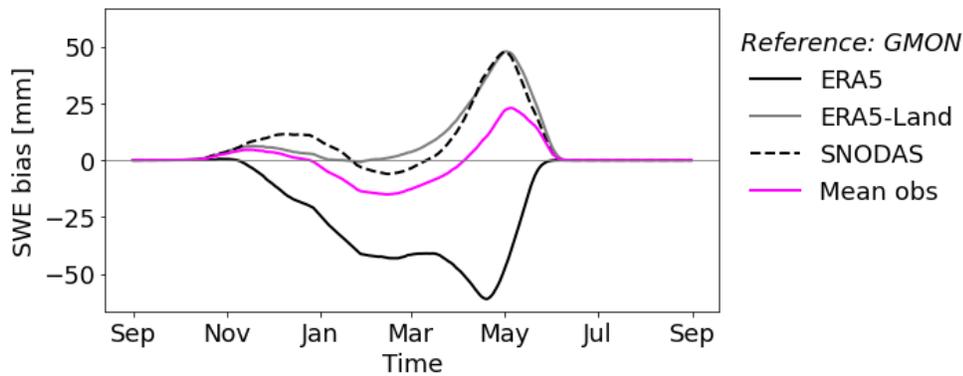


Figure 4.3 : Cycle annuel moyen du biais de SWE des produits ERA5, ERA5-Land et SNODAS par rapport aux données GMON pour les 7 stations GMON. La moyenne est réalisée sur les trois années disponibles. La courbe rose correspond à la moyenne des produits ERA5, ERA5-Land et SNODAS.

4.2 Cycle annuel de SWE simulé et observé

Avant d'analyser les résultats des indices de SWE, il est intéressant de regarder le cycle annuel moyen de SWE simulé et observé. La Figure 4.4 montre le cycle annuel moyen de SWE simulé et observé sur tout le BVRO. La période d'accumulation simulée et observée débute sensiblement au même moment, mais les simulations montrent une accumulation de neige plus faible par rapport aux observations moyennes (courbe rose), ce qui entraîne une sous-estimation du maximum annuel de SWE. De plus, les simulations montrent une fonte hâtive du couvert de neige par rapport aux observations moyennes, ce qui engendre une sous-estimation de la durée totale du couvert de neige.

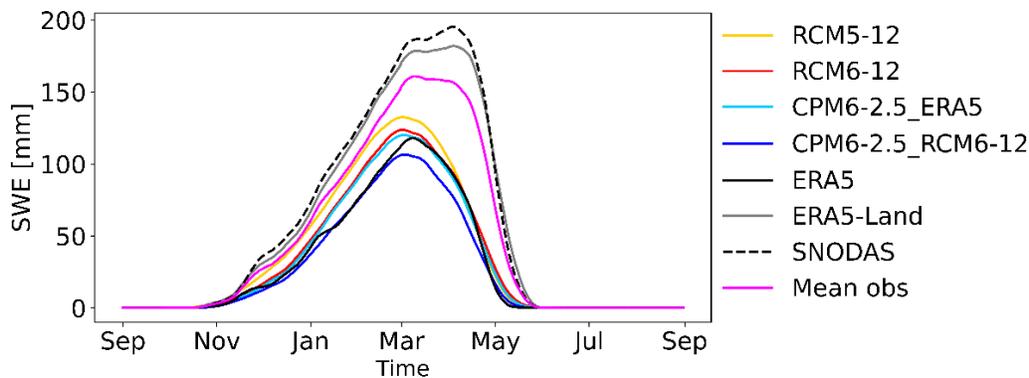


Figure 4.4 : Cycles annuels moyens de SWE simulé et observé sur le BVRO. La courbe rose correspond à la moyenne des produits ERA5, ERA5-Land et SNODAS.

La Figure 4.5 montre le biais de SWE des simulations sur le BVRO par rapport aux observations moyennes (ERA5, ERA5-Land et SNODAS). Les quatre simulations sous-estiment le SWE sur toute la durée du cycle annuel moyen, en particulier au mois d'avril durant la période de fonte de la neige. La simulation du MRCC5 (RCM5-12, courbe jaune) se rapproche le plus des observations moyennes, alors que celle qui s'en éloigne le plus est celle du MRCC6/GEM5 à 2.5 km piloté par le MRCC6/GEM5 à 12 km (CPM6-2.5_RCM6-12, courbe bleu foncé). Le MRCC6/GEM5 à 12 km piloté par ERA5 (courbe rouge) et le MRCC6/GEM5 à 2.5 km piloté par ERA5 (courbe bleu pâle) ont un cycle annuel de SWE très similaire et donc des biais presque identiques.

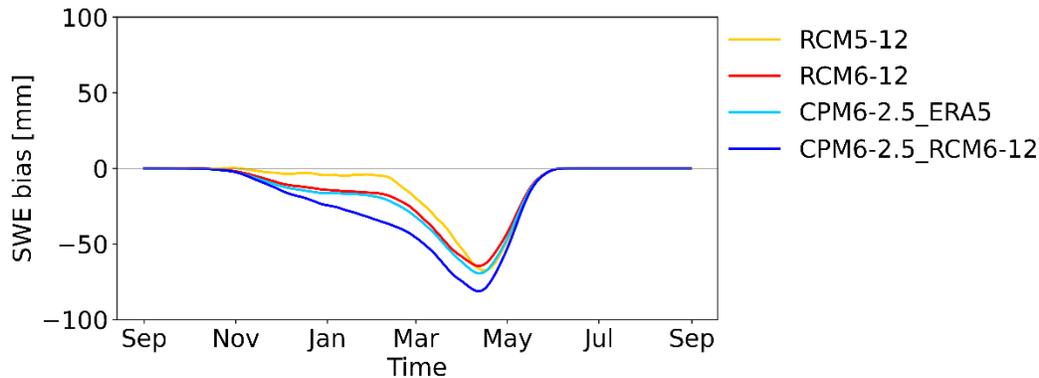


Figure 4.5 : Cycle annuel moyen du biais de SWE sur le BVRO par rapport aux observations moyennes (ERA5, ERA5-Land et SNODAS).

Par ailleurs, le maximum annuel de SWE moyen (« maxSWE ») est sous-estimé sur l'ensemble du BVRO. La Figure 4.6 présente la distribution spatiale du maximum du cycle annuel moyen du SWE observé sur le BVRO et les biais de maxSWE des simulations. D'abord, la distribution spatiale du maximum du cycle annuel moyen de SWE observé est caractérisée par un gradient nord-sud au sein du bassin, alors que le maxSWE varie entre 50 et 100 mm dans la partie sud, et qu'il peut dépasser 200 mm dans la partie nord. La valeur moyenne sur le BVRO s'élève à 178 mm. Ensuite, les quatre simulations sous-estiment le maximum du cycle annuel moyen sur l'ensemble du bassin, à l'exception du MRCC5 (RCM5-12) qui le surestime dans le sud du bassin. Néanmoins, c'est le MRCC5 qui performe le mieux par rapport à l'indice maxSWE, avec un biais moyen de -39 mm. La simulation du MRCC6/GEM5 à 2.5 km pilotée par le MRCC6/GEM5 à 12 km (CPM6-2.5_RCM6-12) performe moins bien que les autres, alors que le biais moyen est de -66 mm. Généralement, le maxSWE simulé est systématiquement inférieur à celui observé avec un biais négatif qui peut aller jusqu'à 100 mm dans certaines régions du bassin.

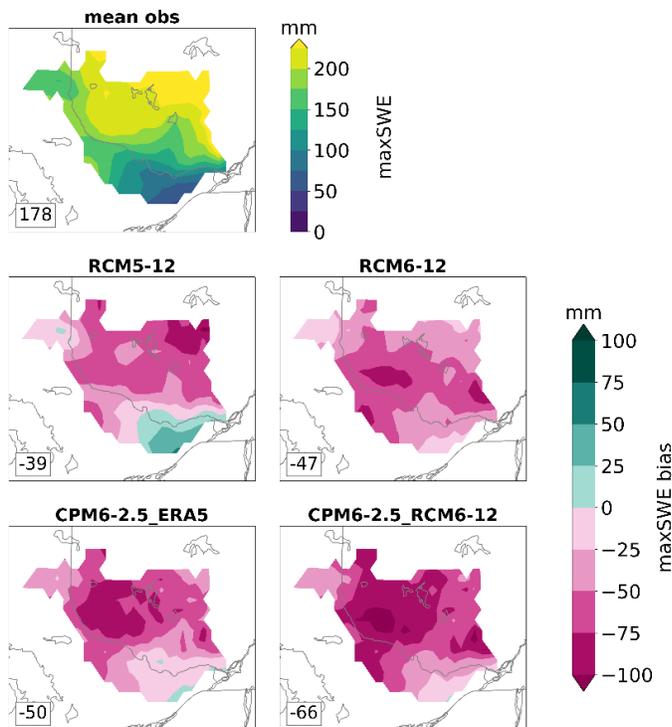


Figure 4.6 : Maximum annuel moyen de SWE (max SWE) sur le BVRO (moyenne sur la période de 5 ans). Le panneau du haut montre le maximum annuel moyen de SWE des observations moyennes (ERA5, ERA5-Land et SNODAS) et les panneaux de bas, le biais moyen des quatre simulations par rapport aux observations moyennes. La moyenne spatiale est affichée dans le rectangle en bas à gauche de chaque panneau.

La Figure 4.7 présente les autres indices de neige moyens sur le BVRO. Premièrement, un gradient nord-sud est observable au sein du bassin, alors que le jour d'apparition du couvert de neige (SWOD) se produit vers la fin octobre dans la partie nord, vers la fin novembre dans la partie centre, et vers la fin décembre dans la partie sud. De plus, le jour du maximum annuel du couvert de neige (SWMxD) survient au début du mois de mars dans la partie sud et au début du mois d'avril dans la partie nord. Finalement, la disparition du couvert de neige (SWMD) se produit vers la fin avril dans la partie sud et vers la fin mai dans la partie nord. Le même gradient nord-sud est observé pour les indices relatifs à la durée du couvert de neige (AD, MD, SWD). Selon les observations, la durée de la période d'accumulation varie approximativement entre 50 et 150 jours au sein du BVRO, avec une durée moyenne de 104 jours. La durée de la période de fonte demeure relativement constante avec une durée moyenne de 57 jours. La période totale du manteau de neige varie donc entre 100 et 200 jours, avec une moyenne de 161 jours.

Deuxièmement, les quatre simulations montrent des résultats similaires sur le BVRO. De manière générale, l'indice SWOD des quatre simulations possède un biais moyen positif sur la quasi-totalité du bassin, ce qui

indique une apparition tardive du couvert de neige au début de la saison froide (de 2 à 11 jours de retard), par rapport aux observations moyennes. Ensuite, à l'exception d'une petite portion au sud du bassin où le biais est positif, les indices SWMxD et SWMD possèdent tous les deux un biais moyen majoritairement négatif, ce qui se traduit par un maximum annuel de SWE et une fonte hâtive par rapport aux observations. Par ailleurs, les quatre simulations montrent un biais moyen fortement négatif pour l'indice AD, ce qui signifie que la période d'accumulation simulée est plus courte que celle observée (de trois à quatre semaines). En revanche, la période de fonte des quatre simulations est légèrement plus longue par rapport aux observations (d'une à deux semaines), alors que le biais moyen de l'indice MD est positif. L'inaptitude des modèles à simuler correctement la durée de la fonte suggère que le risque d'inondation pourrait être sous-estimé. Néanmoins, le biais moyen de l'indice SWD est négatif, alors la durée totale du couvert de neige est sous-estimée par les quatre simulations (d'environ deux à trois semaines).

Parmi les quatre simulations analysées, le MRCC5 semble mieux simuler la durée du couvert de neige comparativement au MRCC6/GEM5, alors que son biais moyen est le plus faible (-9 jours). Le MRCC6/GEM5 à 2.5 km piloté par le MRCC6/GEM5 à 12 km (CPM6-2.5_RCM6-12) performe moins bien que les autres, alors que le biais moyen est de -22 jours. De plus, les simulations à 12 km montrent une performance plus adéquate en ce qui a trait à la durée du couvert de neige.

Néanmoins, les quatre simulations montrent une apparition tardive du couvert de neige au début de l'hiver, ce qui entraîne une sous-estimation de la durée de la période d'accumulation. Le même constat est observé à chaque année de la période d'intérêt, comme le démontre la Figure 4.8 présentant les indices de neige moyens sur le BVRO de 2015 à 2020. De plus, le maximum annuel de SWE (maxSWE) simulé est systématiquement inférieur à celui observé avec un biais négatif d'environ 50 mm.

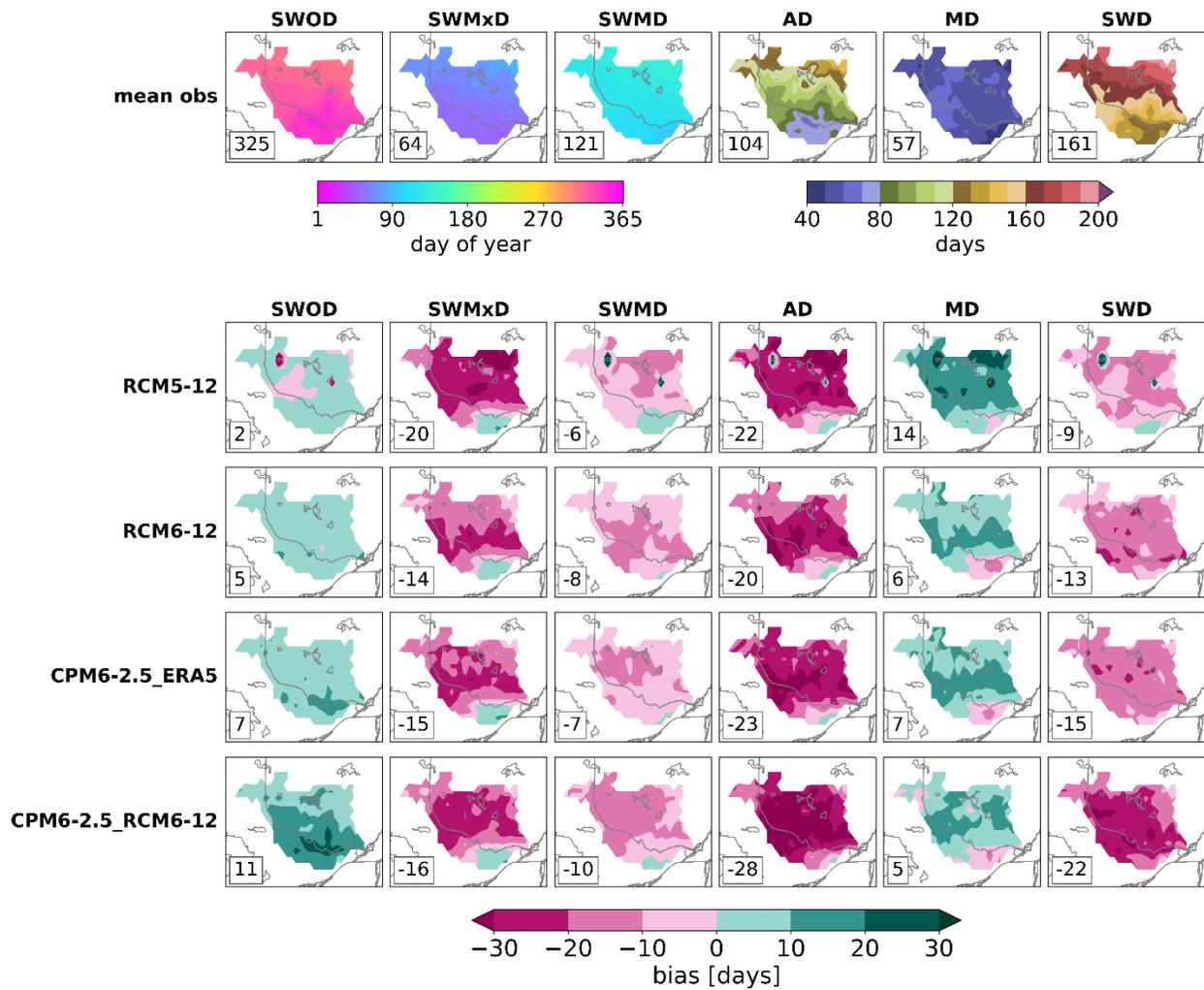


Figure 4.7 : Indices de neige moyens sur le BVRO (moyennés sur la période de 5 ans). Le panneau du haut montre les indices moyens de la moyenne des observations et les panneaux de bas, le biais moyen des quatre simulations (lignes) par rapport à la moyenne des observations. Chaque colonne représente un indice de SWE. La moyenne spatiale est affichée dans le rectangle en bas à gauche de chaque panneau.

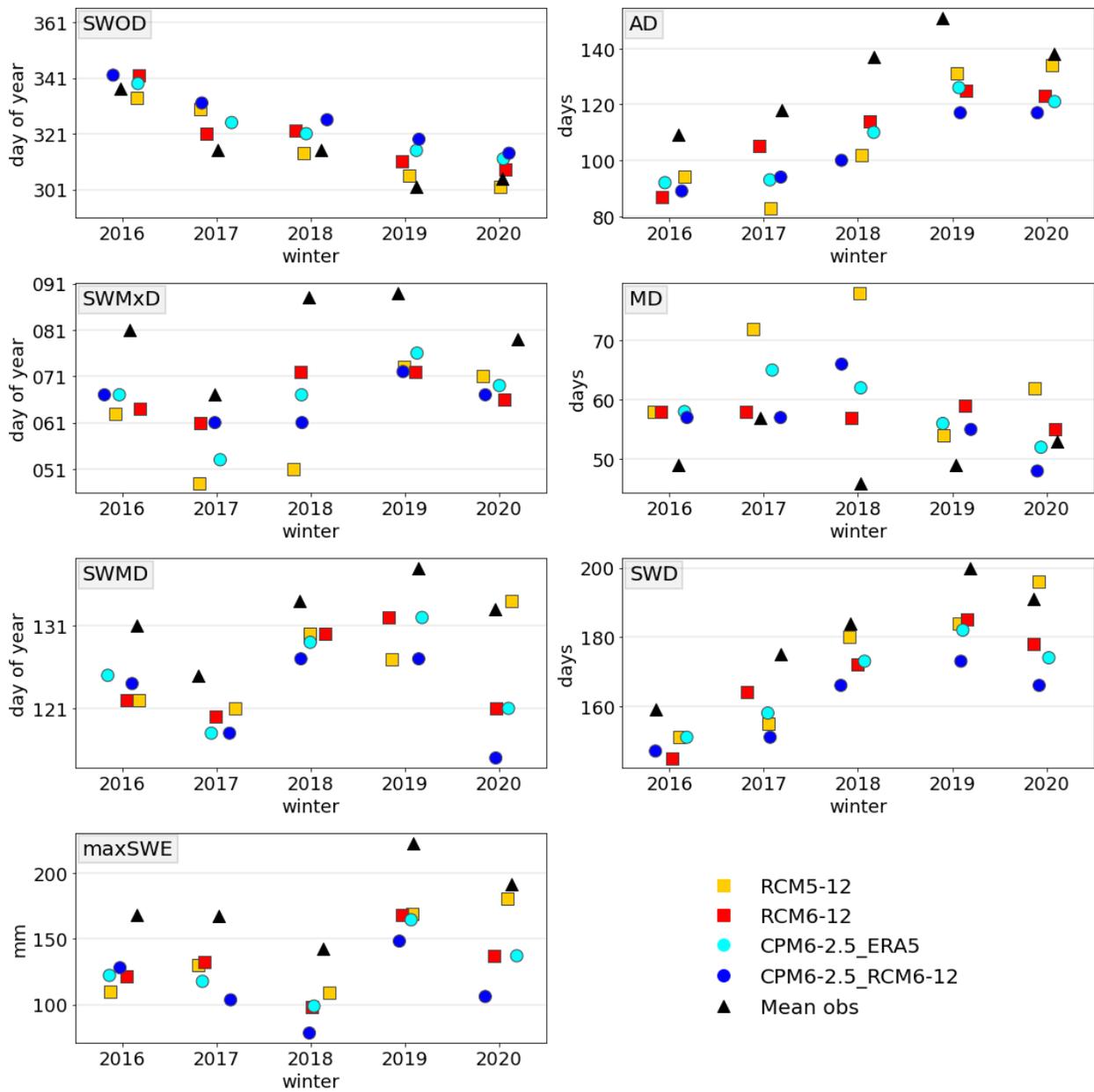


Figure 4.8 : Indices de SWE moyens sur le BVRO (moyenne spatiale) de 2015 à 2020. Les carrés et les cercles représentent respectivement les simulations à 12 km et à 2.5 km. Les triangles noirs représentent les observations moyennes. L'axe des abscisses indique l'année pour lequel les indices de SWE sont calculés. Par exemple, l'hiver 2016 consiste plus précisément à l'hiver 2015-2016, l'hiver 2017 correspond à l'hiver 2016-2017, etc.

4.3 Analyse quantitative du bilan de SWE

La Figure 4.9 présente l'analyse quantitative du bilan de SWE (voir section 3.6) pour la période d'accumulation et la période de fonte moyenné sur le BVRO. Il est important de noter que les périodes d'accumulation et de fonte sont déterminées en utilisant les valeurs SWE obtenues à partir de la moyenne des observations.

D'abord, pour la période d'accumulation, le terme $\Delta_t SWE$ est plus élevé pour la moyenne des observations, ce qui est cohérent avec les résultats de la section précédente. La précipitation solide quotidienne d'ERA5 est légèrement supérieure à celle simulée par les différentes configurations du MRCC. L'évaporation du MRCC5 (barre jaune) est plus élevée que les autres simulations et que les observations. Cependant, l'évaporation des trois simulations du MRCC6/GEM5 ressemble à celle observée par ERA5 et par la moyenne des observations. Le terme de congélation de la pluie (terme F) est très faible pour tous les produits et presque nul pour les simulations du MRCC6/GEM5. Par conséquent, les résidus du bilan de SWE sont dominés par la fonte de la neige (terme M). C'est d'ailleurs ce terme qui présente les plus grandes différences entre les produits, ce qui signifie que les différences de SWE simulé et observé sont principalement attribuées à la fonte. Ensuite, en ce qui concerne la période de fonte, les simulations et les observations montrent des résultats similaires quant à la précipitation solide. L'évaporation observée est similaire à celle simulée par le MRCC5, mais légèrement supérieure à celle simulée par le MRCC6/GEM5. De plus, le terme de congélation est très faible. Encore une fois, le terme de fonte varie beaucoup et explique en grande partie les différences de SWE simulé et observé.

Par ailleurs, il est intéressant de noter que les simulations sous-estiment le terme $\Delta_t SWE$ durant la période d'accumulation, à chaque année et sur la majorité du bassin, comme le montre la Figure 4.10 qui présente la distribution spatiale du biais de $\Delta_t SWE$ durant la période d'accumulation. Durant la période de fonte, la même tendance est observée (voir la Figure B.1 de l'Annexe B). En effet, la variation quotidienne de $\Delta_t SWE$ simulée est plus faible que celle observée.

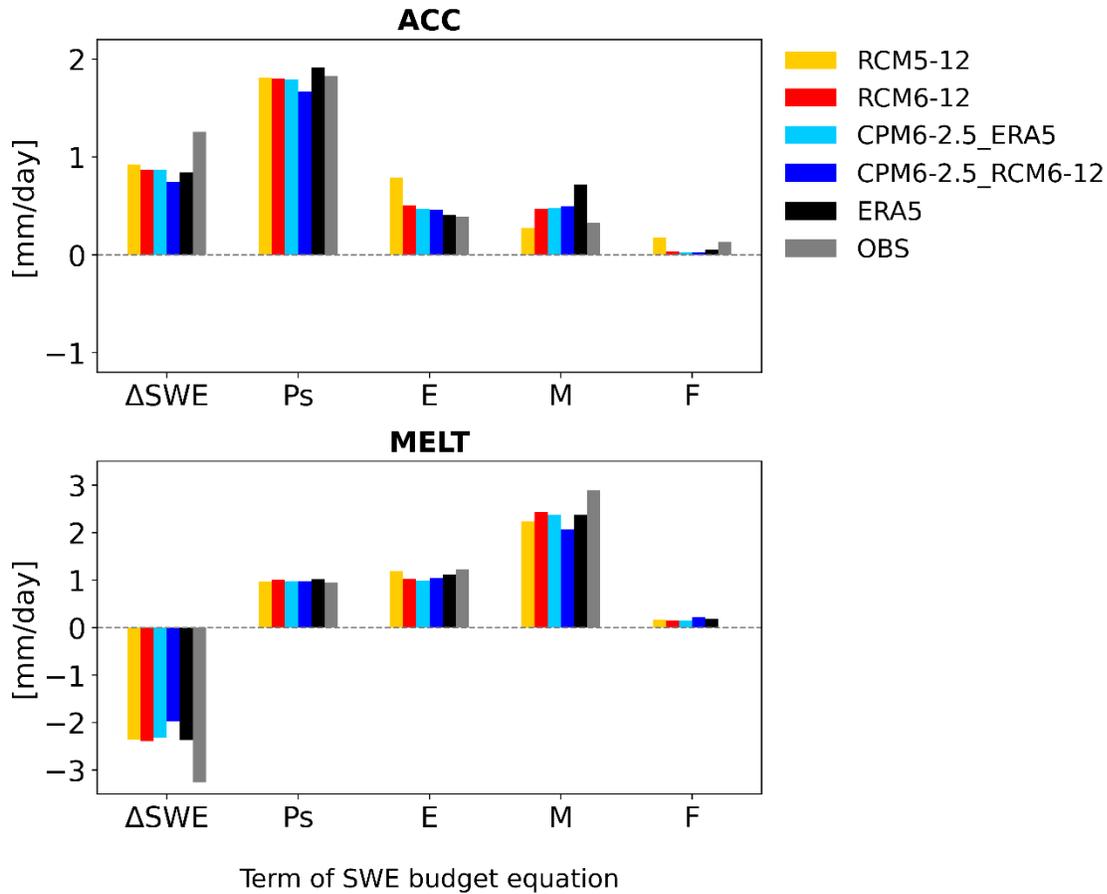


Figure 4.9 : Termes du bilan de SWE pour la période d'accumulation (panneau du haut) et pour la période de fonte (panneau du bas) moyennés sur le BVRO. Chaque barre représente un terme du bilan de SWE calculé entièrement à partir des termes provenant de la même source. Par exemple, la barre noire représente le bilan de SWE effectué à partir des valeurs de SWE, de précipitation solide et d'évaporation d'ERA5. La barre grise correspond cependant aux observations moyennes pour chaque terme : SWE correspond à la moyenne d'ERA5, ERA5-Land et SNODAS, Ps à la moyenne d'ERA5 et IMERG (diagnostic) et E à la moyenne d'ERA5, ERA5-Land et GLEAM.

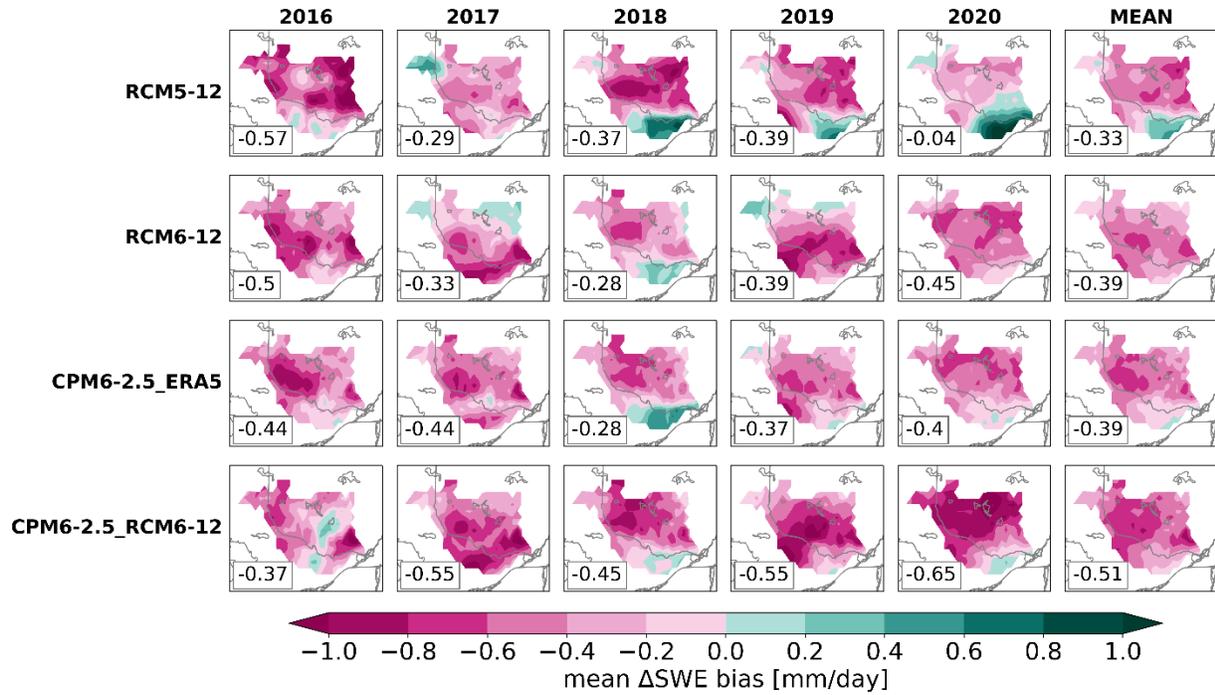


Figure 4.10 : Distribution spatiale du biais de la variation quotidienne moyenne de SWE des simulations durant la période d'accumulation par rapport aux observations moyennes (ERA5, ERA5-Land et SNODAS). Chaque colonne représente une année et la colonne « MEAN » représente le biais moyen sur la période de 5 ans. La moyenne spatiale du biais est affichée dans le rectangle en bas à gauche de chaque panneau.

4.4 Sources d'erreurs de SWE

Les résultats de la section précédente montrent que la source dominante d'erreurs dans le SWE est associée aux erreurs de la fonte de la neige, cette dernière étant dominée par la température du manteau neigeux qui est potentiellement influencée par la température de l'air près de la surface. Une deuxième source d'erreur de SWE est la phase de la précipitation, elle aussi reliée à la température. La section 4.4.1 étudie le lien entre la température et la fonte de la neige, tandis que la section 4.4.2 analyse le lien entre la température et la phase de la précipitation.

4.4.1 Fonte de la neige

La Figure 4.11 présente le cycle annuel moyen des biais de la température quotidienne minimale, moyenne et maximale, des quatre simulations par rapport à la moyenne des observations de température (ERA5, ERA5-Land et Daymet). Premièrement, durant la majorité de la période d'accumulation, les simulations montrent un biais chaud de température maximale. Ce dernier explique potentiellement l'accumulation tardive de la neige au sol. En revanche, lors de la période de fonte, le biais de température maximale des quatre simulations est plutôt froid, ce qui pourrait expliquer pourquoi la période de fonte simulée est plus longue que celle observée. Deuxièmement, le biais de température moyenne varie selon la simulation. Par exemple, la simulation du MRCC6/GEM5 à 12 km (courbe rouge) montre un biais chaud durant la première moitié de la période d'accumulation et un biais froid durant la seconde moitié. Les deux simulations à 2.5 km (courbes bleu pâle et bleu foncé) montrent un biais chaud durant toute la période d'accumulation, tandis que le MRCC5 (courbe jaune) montre plutôt un biais froid. Durant la période de fonte, le biais de température moyenne des quatre simulations est négatif. Troisièmement, en ce qui concerne la température minimale lors de la période d'accumulation, les simulations à 2.5 km montrent un biais chaud, tandis que le MRCC6/GEM5 à 12 km et le MRCC5 montrent un biais froid. Ce dernier est plutôt faible dans le MRCC6/GEM5 à 12 km. Durant la période de fonte, le biais de température minimale est froid pour le MRCC5, et chaud (mais faible) pour les autres simulations.

Somme toute, lors de la période d'accumulation, les biais de température (minimale, moyenne et maximale) sont plus élevés dans les deux simulations du MRCC6/GEM5 à 2,5 km, ce qui peut expliquer pourquoi elles sous-estiment davantage le SWE par rapport aux simulations à 12 km. De plus, le biais de température minimale est plus froid dans le MRCC5 (courbe jaune), ce qui explique pourquoi il reproduit mieux le cycle annuel de SWE.

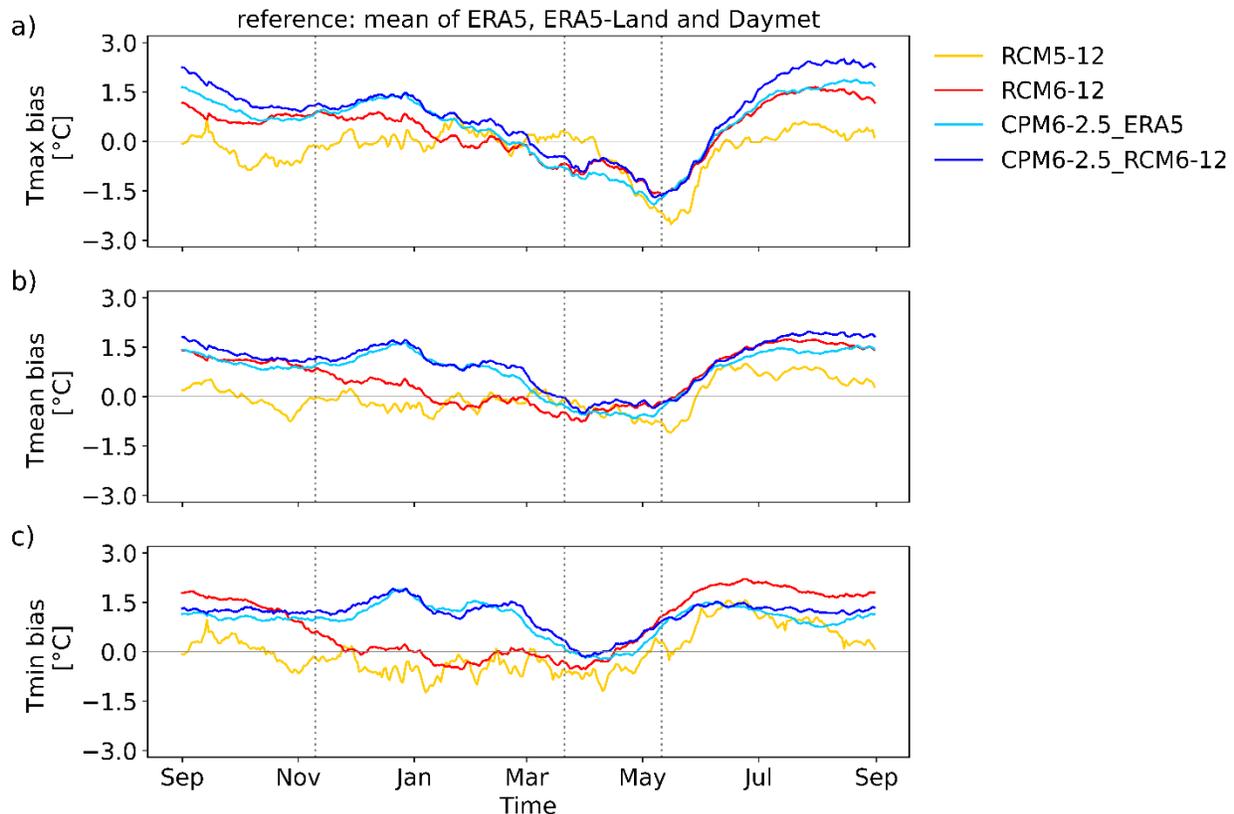


Figure 4.11 : Cycle annuel moyen de septembre à août des biais a) de la température maximale quotidienne, b) de la température moyenne quotidienne, c) de la température minimale quotidienne, par rapport à la moyenne des observations, c'est-à-dire la moyenne d'ERA5, ERA5-Land et Daymet. Les lignes verticales pointillées montrent, de gauche à droite, les indices de neige SWOD, SWMxD et SWMD des observations moyennes de SWE. Ainsi, la période d'accumulation et la période de fonte sont identifiables.

Il est également intéressant d'analyser les biais de température des simulations par rapport aux données individuelles pour avoir une idée de l'incertitude observationnelle. La Figure 4.12 montre le cycle annuel moyen des biais de température quotidienne minimale, moyenne et maximale, des quatre simulations par rapport à Daymet (à gauche) et ERA5 (à droite). D'abord, les biais de température maximale par rapport à Daymet et par rapport à ERA5 sont très similaires. Durant la majorité de la période d'accumulation, les simulations montrent un biais chaud de température maximale. Ce dernier explique probablement l'accumulation tardive de la neige au sol. En revanche, lors de la période de fonte, le biais de température maximale des quatre simulations est plutôt froid, ce qui pourrait expliquer pourquoi la période de fonte simulée est plus longue que celle observée.

Ensuite, les biais de température moyenne par rapport à Daymet et par rapport à ERA5 sont très similaires. Les simulations présentent également un biais chaud de température moyenne durant la période

d'accumulation et un biais froid durant la période de fonte. À noter que le biais froid est plus faible par rapport à Daymet que par rapport à ERA5. Enfin, les biais de température minimale par rapport à Daymet et par rapport à ERA5 sont relativement différents. Par rapport à Daymet, les quatre simulations comportent un biais chaud sur tout le cycle annuel de température minimale. Durant la période d'accumulation, celui-ci peut atteindre des valeurs relativement élevées alors que le biais s'élève jusqu'à +3°C pour les deux simulations du MRCC6/GEM5 à 2,5 km (courbes bleues). Ces deux simulations présentent aussi un biais chaud de température minimale par rapport à ERA5 durant la période d'accumulation. En revanche, les deux simulations à 12 km montrent un biais froid par rapport à ERA5 pour cette période. De plus, lors de la période de fonte, le biais de température minimale est froid pour les quatre simulations. Par ailleurs, les biais de température des simulations par rapport à ERA5-Land sont relativement similaires à ceux par rapport à ERA5 (voir Figure B.1 dans l'Annexe C).

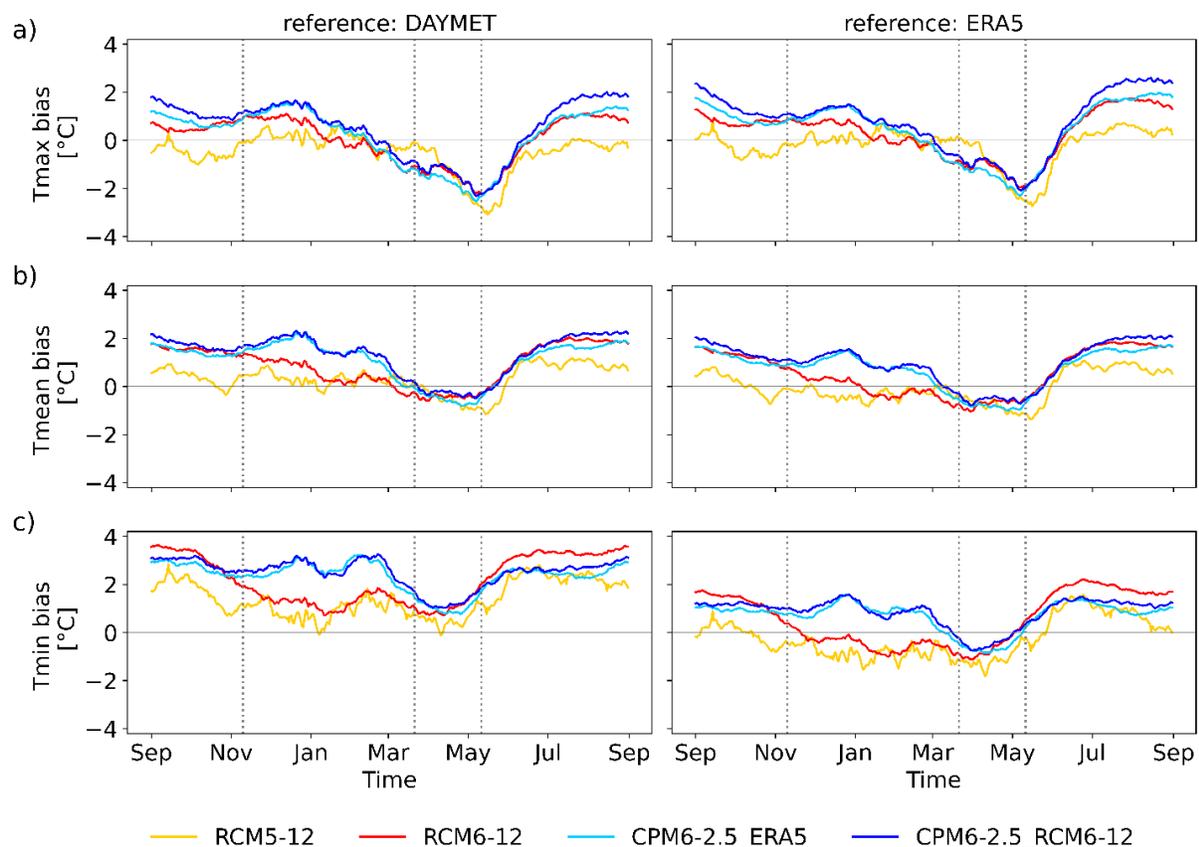


Figure 4.12 : Cycle annuel moyen de septembre à août des biais a) de température maximale quotidienne, b) de température moyenne quotidienne, c) de température minimale quotidienne, par rapport à DAYMET (colonne de gauche) et ERA5 (colonne de droite). Les lignes verticales pointillées montrent, de gauche à droite, les indices de neige SWOD, SWMxD et SWMD des observations moyennes de SWE. Ainsi, la période d'accumulation et la période de fonte sont identifiables.

Par la suite, l'analyse des degrés-heures (DH) est présentée. Durant la période d'accumulation, les valeurs de DH simulés et observés sur le BVRO varient entre 1 000 et 3 000 °C h (voir Tableau 4.1). La Figure 4.13 présente le biais de DH des simulations sur le BVRO durant la période d'accumulation. De façon générale, les simulations montrent un biais positif sur l'ensemble du bassin chaque année, le biais moyen sur le BVRO variant entre 600 et 1200 °C h. Les simulations surestiment l'énergie disponible à la fonte de la neige durant la période d'accumulation, ce qui limite l'accumulation de neige au sol. Le MRCC5 présente le biais le plus faible (613 °C h), et le MRCC6/GEM5 à 12 km, le biais le plus élevé (1 154 °C h).

Tableau 4.1 : Degrés-heures moyens simulés et observés sur le BVRO durant la période d'accumulation.

Simulation/Observation	2016	2017	2018	2019	2020	Moyenne
RCM5-12	2440	1833	1850	1758	1622	1901
RCM6-12	2973	2846	2040	2234	2117	2442
CPM6-2.5_ERA5	2384	2649	1800	1933	1973	2148
CPM6-2.5_NAM	2682	2421	1861	2184	2088	2247
OBS	1362	1705	1059	1128	1184	1288

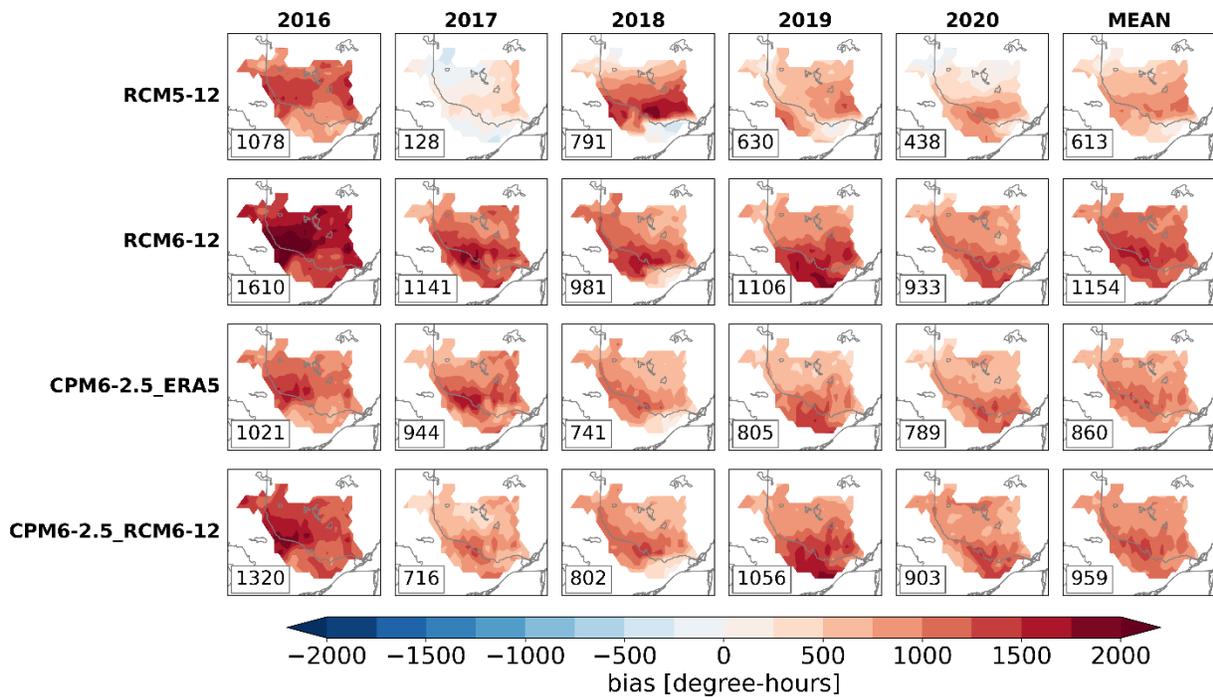


Figure 4.13 : Distribution spatiale du biais des degrés-heures des simulations durant la période d'accumulation par rapport aux observations moyennes (ERA5 et ERA5-Land). Chaque colonne représente une année et la colonne « MEAN » représente le biais moyen sur la période de 5 ans. La moyenne spatiale du biais est affichée dans le rectangle en bas à gauche de chaque panneau.

Durant la période d'accumulation, l'erreur relative (en valeur absolue) des DH des simulations est généralement élevée chaque année, et se situe en moyenne entre 50 et 95 %, indiquant que les biais de DH sont significatifs (voir Figure C.2 dans l'Annexe C). La simulation qui performe le mieux est le MRCC5, avec une erreur relative de 53 %. Les simulations à 2.5 km montrent des performances similaires, avec une erreur relative entre 70 et 79 %. Ceci nous amène à la conclusion que les simulations présentent en effet des biais positifs de température au-dessus du point de congélation, provoquant ainsi une fonte excessive de la neige comparativement aux observations moyennes. En conséquence, les simulations sous-estiment le SWE durant la période d'accumulation.

La Figure 4.15 présente la distribution spatiale des biais moyens de fonte (terme M) durant la période d'accumulation. Chaque année, les simulations sous-estiment la fonte dans le sud du bassin, alors que le biais est systématiquement négatif dans cette région. En conséquence, le biais moyen sur les cinq années est négatif dans le sud du bassin. Il est cependant positif dans le centre et le nord, ce qui témoigne une surestimation de la fonte de la neige. De façon générale, le biais moyen du MRCC5 est plus faible comparativement aux simulations du MRCC6/GEM5 et les simulations à 2.5 km ont un biais plus élevé. Il est intéressant de noter que les endroits où le biais de M est plus élevé ne correspondent pas forcément aux endroits où le biais de DH est plus élevé.

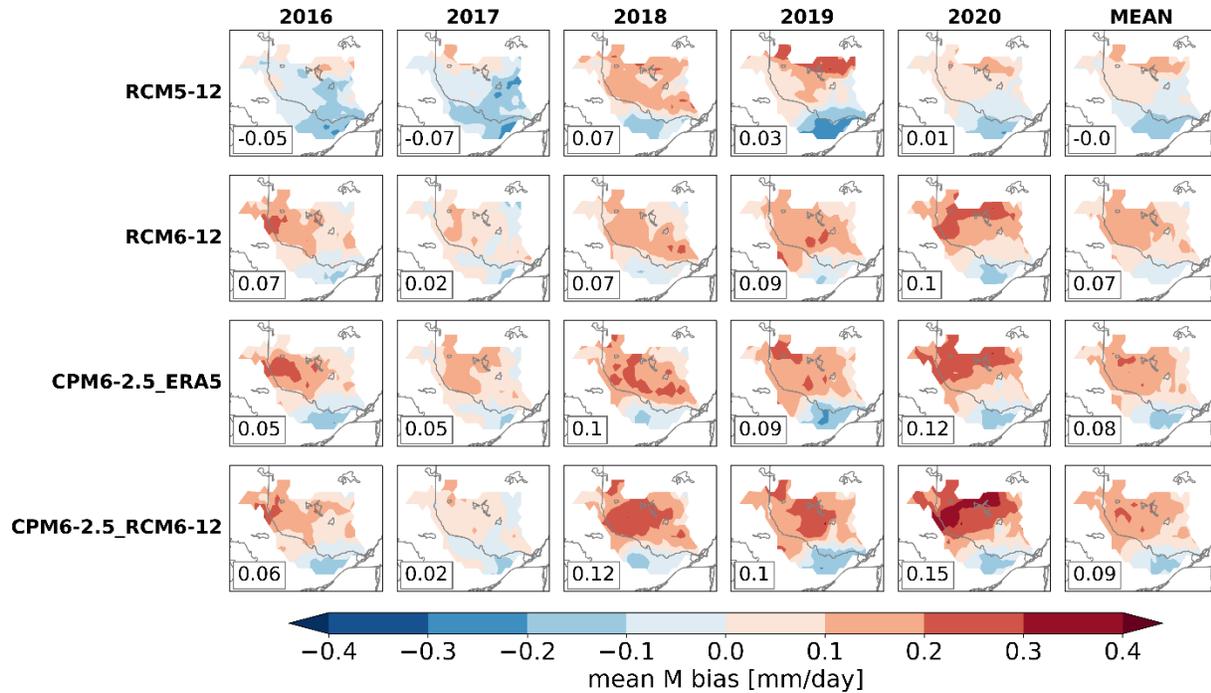


Figure 4.14 : Distribution spatiale du biais moyen de fonte nette (terme M) des simulations durant la période d’accumulation par rapport aux observations moyennes. Chaque colonne représente une année et la colonne « MEAN » représente le biais moyen sur la période de 5 ans. La moyenne spatiale du biais est affichée dans le rectangle en bas à gauche de chaque panneau.

Par la suite, durant la période de fonte, la valeur des DH est plus élevée en raison des températures quotidiennes positives, variant entre 3 400 et 5 300 °C h (voir Tableau 4.2). En moyenne, comme le montre la Figure 4.15, le biais des DH des simulations varie entre +140 et +540 °C h. Cela signifie que les simulations surestiment légèrement l’énergie disponible pour faire fondre la neige durant la période de fonte. Cependant, puisqu’elles sous-estiment le maximum annuel de SWE, il y a moins de neige disponible à la fonte, donc le taux de fonte simulé demeure moins élevé. Le biais des DH des simulations lors de la période de fonte est parfois négatif, contrairement à la période d’accumulation où le biais est systématiquement positif. Notamment, les simulations montrent un biais négatif de DH en 2016, à l’exception du MRCC6/GEM5 à 12 km. Cependant, l’erreur relative est faible (environ 15 %, voir Figure C.3 dans l’Annexe C). D’ailleurs, l’erreur relative moyenne des DH simulés est considérablement plus faible durant la période de fonte, alors qu’elle varie entre 10 et 20 %. Les simulations à 2.5 km possèdent l’erreur relative la plus faible (moyenne de 12 %), tandis que les simulations à 12 km ont une erreur relative de 18 %. Les biais de DH sont donc relativement moins élevés durant la période de fonte comparativement à la période d’accumulation.

Tableau 4.2 : Degrés-heures moyens simulés et observés sur le BVRO durant la période de fonte.

Simulation/Observation	2016	2017	2018	2019	2020	Moyenne
RCM5-12	3969	4429	4294	5283	3435	4282
RCM6-12	4445	4646	4491	5142	4373	4619
CPM6-2.5_ERA5	3773	4297	4326	4802	3941	4228
CPM6-2.5_NAM	3932	4303	4580	5183	4287	4457
OBS	3982	3658	4120	4614	4038	4082

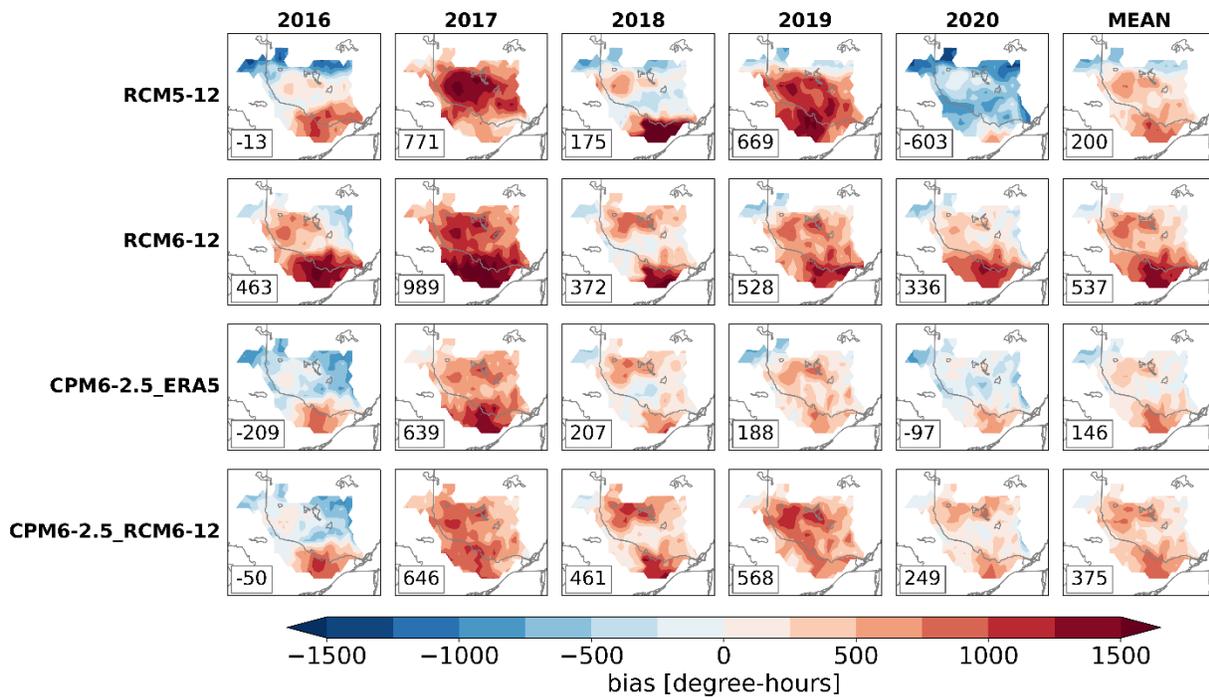


Figure 4.15 : Distribution spatiale du biais des degrés-heures des simulations durant la période de fonte par rapport aux observations moyennes (ERA5 et ERA5-Land). Chaque colonne représente une année et la colonne « MEAN » représente le biais moyen sur la période de 5 ans. La moyenne spatiale du biais est affichée dans le rectangle en bas à gauche de chaque panneau.

La Figure 4.16 présente la distribution spatiale des biais moyens de fonte (terme M) durant la période de fonte. Chaque année, les simulations sous-estiment la fonte sur la majorité du bassin, alors que le biais annuel est négatif. En conséquence, le biais moyen sur les cinq années est négatif. Les deux simulations du MRCC6/GEM5 piloté par ERA5 possèdent le biais moyen le plus faible (en valeur absolue). De plus, il est intéressant de constater que malgré un biais positif de DH, le biais de M reste négatif.

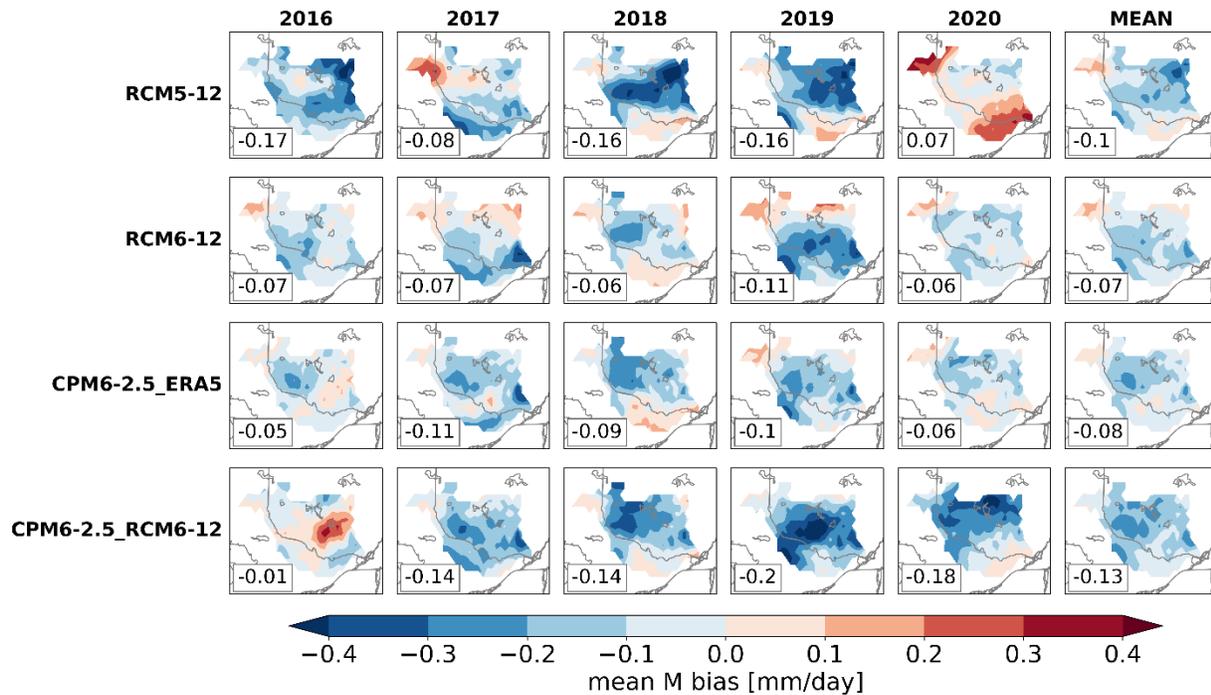


Figure 4.16 : Distribution spatiale du biais moyen de fonte nette (terme M) des simulations durant la période de fonte par rapport aux observations moyennes. Chaque colonne représente une année et la colonne « MEAN » représente le biais moyen sur la période de 5 ans. La moyenne spatiale du biais est affichée dans le rectangle en bas à gauche de chaque panneau.

Par la suite, le lien entre les biais de températures, les biais de degrés-heures et les biais des termes résiduels (RES, M, F) est investigué. Les Figure 4.17 et Figure 4.18 présentent une carte thermique (*heat map*) de la corrélation spatiale moyenne entre les biais de chaque terme et les biais de température quotidienne pour la période d'accumulation et de fonte, respectivement. Les biais de température quotidienne sont calculés à partir de la moyenne des produits d'observations de température, à savoir ERA5, ERA5-Land et Daymet. Les biais des termes résiduels (RES, M, F) sont calculés par rapport aux termes résiduels du bilan de SWE des observations (barres grises de la Figure 4.9). Les biais de DH sont calculés par rapport à la moyenne de températures horaires d'ERA5 et d'ERA5-Land. Enfin, les corrélations spatiales sont calculées pour chaque hiver de la période d'étude, puis moyennées sur l'ensemble des années.

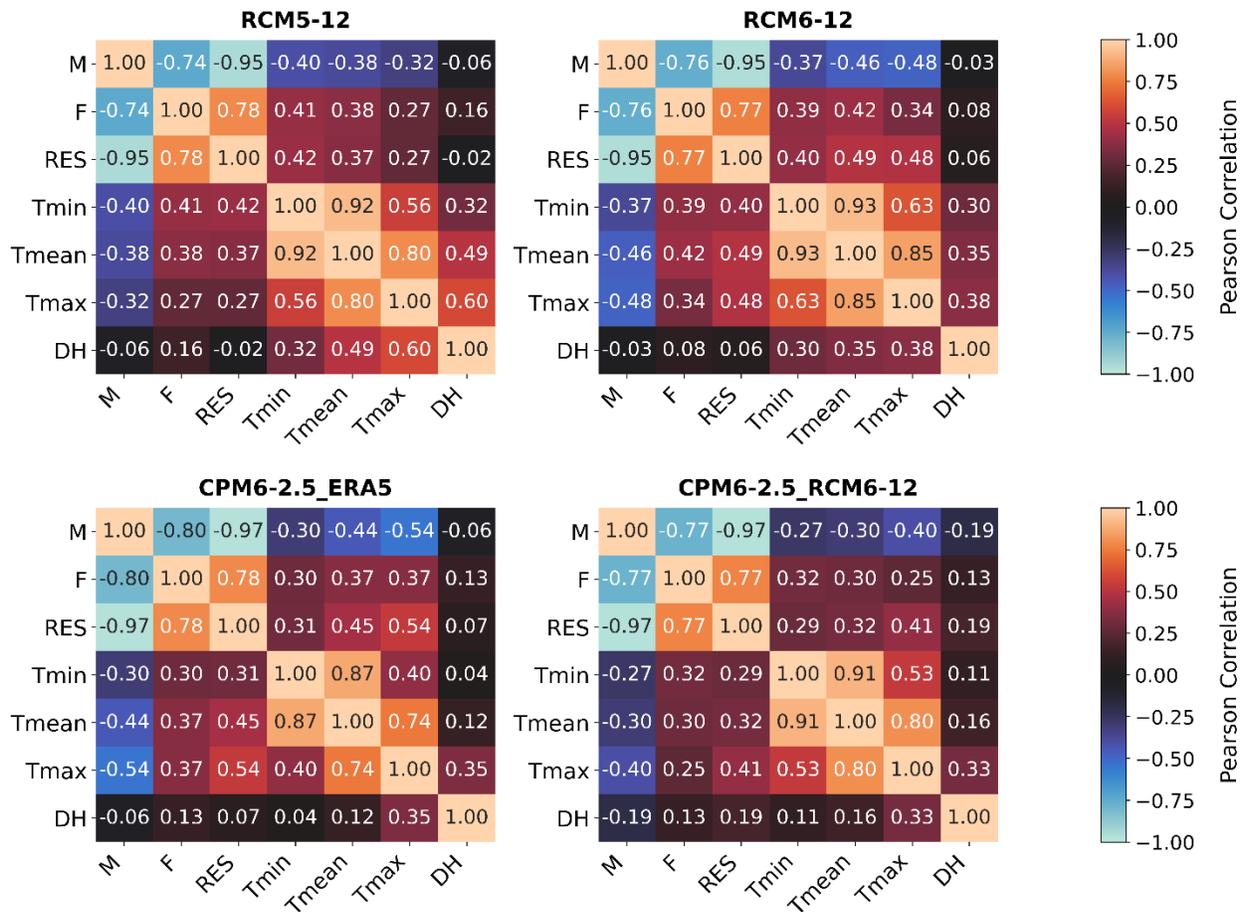


Figure 4.17 : Corrélations spatiales de Pearson moyennes des biais des termes RES, M et F et des biais de température minimale (Tmin), moyenne (Tmean) et maximale (Tmax), et des biais des DH pour la période d'accumulation.

Premièrement, pour toutes les simulations, la corrélation spatiale entre les différentes paires de biais des termes résiduels (RES, M, F) est assez élevée, autant durant la période d'accumulation que la période de fonte. Comme les termes M et F sont directement proportionnels au terme RES, les biais de M et de F sont également reliés aux biais de RES. De plus, la corrélation entre les biais de RES et de M est plus élevée qu'entre les biais de RES et de F, peu importe la simulation et la période (accumulation ou fonte). Effectivement, la corrélation entre les biais de RES et les biais de M se situent entre 0.95 et 0.98 (en valeur absolue), celle pour les biais de RES et les biais de F, entre 0.62 et 0.78. Enfin, la corrélation entre les biais de M et les biais de F varie entre 0.66 et 0.80 (en valeur absolue).

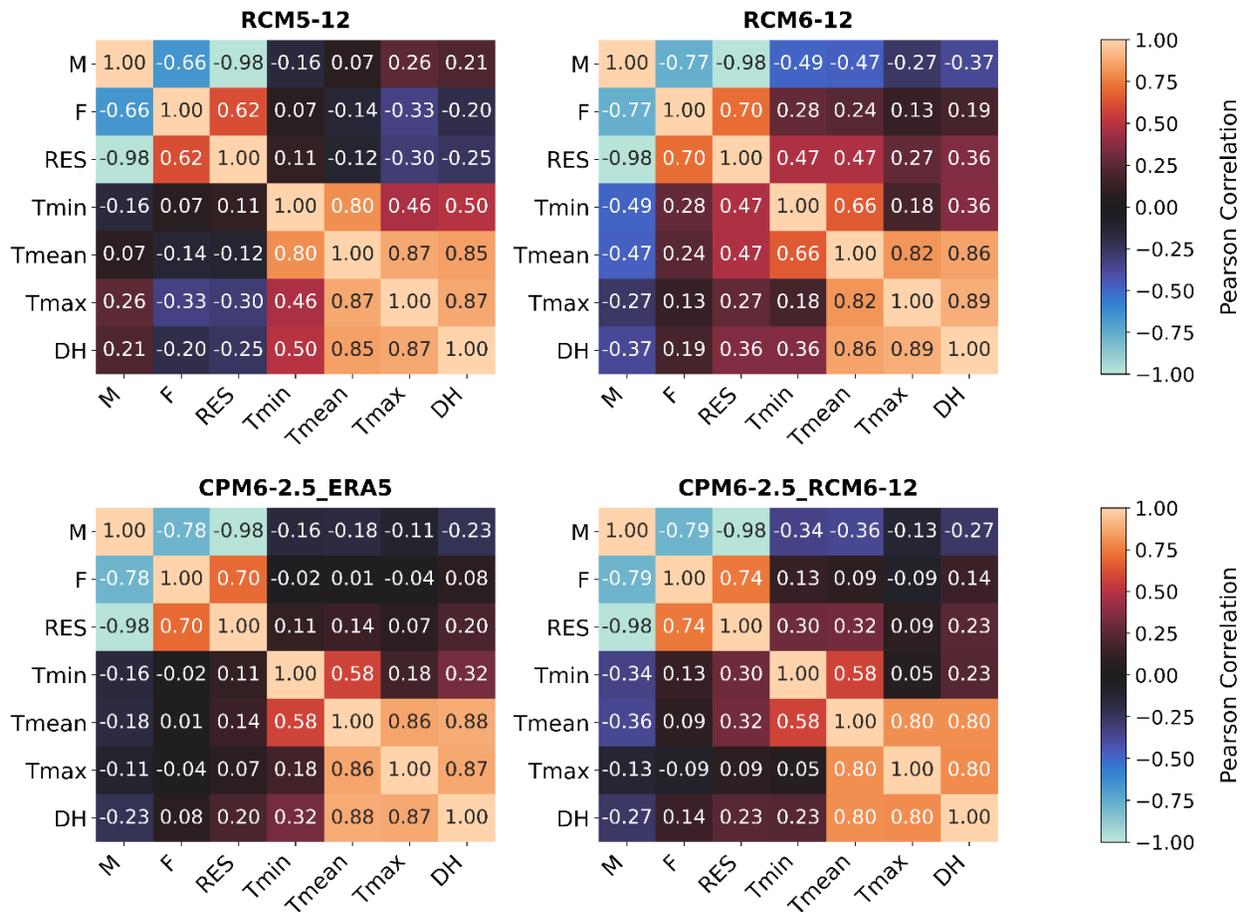


Figure 4.18 : Corrélations spatiales de Pearson moyennes des biais des termes RES, M et F et des biais de température minimale (Tmin), moyenne (Tmean) et maximale (Tmax), et des biais de DH pour la période de fonte.

Deuxièmement, analysons la corrélation entre les biais de température. Durant la période d'accumulation (Figure 4.17), la corrélation entre les biais de température moyenne (Tmean) et minimale (Tmin) est élevée, variant entre 0.87 et 0.93 selon la simulation. La corrélation entre les biais de température moyenne (Tmean) et maximale (Tmax) est également forte, mais moins élevée, cette dernière variant entre 0.74 et 0.85. Ceci témoigne que, durant la période d'accumulation, les biais de température moyenne sont fortement reliés aux biais de température minimale, ceux-ci étant plus élevés que les biais de température maximale. Durant la période de fonte (Figure 4.18), la relation inverse est observée et ce sont les biais de température maximale qui sont les plus élevés. Enfin, la corrélation entre les biais de Tmin et Tmax est plus faible. Durant la période d'accumulation, la corrélation est moyenne (entre 0.40 et 0.63) et durant la période de fonte, la corrélation est moyenne pour le MRCC5 (0.46), et très faible pour les trois simulations du MRCC6/GEM5 (0.05, 0.18, 0.18).

Ensuite, les corrélations entre les biais des termes RES, M et F et de différentes températures sont relativement faibles (<0.5), autant durant la période d'accumulation que la période de fonte, et ce, pour les quatre simulations. Analysons parmi les biais des trois températures (Tmin, Tmean et Tmax), laquelle est la plus corrélée avec les biais du terme de fonte M lors de la période d'accumulation. Dans le cas du MRCC5, ce sont les biais de Tmin qui sont le plus corrélés avec les biais de M (magnitude de 0.40). Pour les trois simulations du MRCC6/GEM5, ce sont les biais de Tmax qui sont le plus corrélés avec les biais de M, alors que les magnitudes sont de 0.48 (MRCC6/GEM5 à 12 km), 0.54 (MRCC6/GEM5 à 2.5 km piloté par ERA5) et 0.40 (MRCC6/GEM5 à 2.5 km piloté par MRCC6/GEM5 à 12 km). Lors de la période de fonte, les résultats sont très variables d'une simulation à l'autre. Les biais de M sont le plus corrélés avec les biais de Tmax pour le MRCC5 (magnitude de 0.26), avec les biais de Tmin pour le MRCC6/GEM5 à 12 km (-0.49), et avec les biais de Tmean pour les deux simulations à 2.5 km (magnitude de -0.18 et -0.36, pour la simulation pilotée par ERA5 et pilotée par le MRCC6/GEM5 à 12 km, respectivement). Cependant, toutes les corrélations spatiales demeurent très faibles (inférieures à 0.5), donc les liens entre les biais de températures et les autres variables sont très faibles.

Enfin, la corrélation entre les biais de DH et les biais de Tmax est faible durant la période d'accumulation (0.30 – 0.60) et très élevée (>0.80) durant la période de fonte. De plus, la corrélation entre les biais de DH et le biais de fonte (M) est très faible, voire nulle, durant la période d'accumulation, et faible durant la période de fonte. Bien que des biais chauds de température soient probablement reliés à la sous-estimation du SWE, d'autres processus ou indicateurs non évalués dans ce mémoire expliquent vraisemblablement mieux la fonte précoce du manteau de neige durant la période d'accumulation.

4.4.2 Phase de la précipitation

En plus de provoquer une fonte précoce et trop élevée de la neige, les biais chauds de température peuvent influencer la phase de la précipitation. La Figure 4.19 présente le cycle annuel du biais de précipitation totale, de fraction de précipitation solide (f_s) et de précipitation solide, des quatre simulations par rapport à ERA5 et IMERG (diagnostiqué). D'abord, la précipitation totale simulée par les trois configurations du MRCC6/GEM5 se compare bien à la réanalyse ERA5, alors que le biais est faible sur tout le cycle annuel, tandis que la simulation du MRCC5 surestime la précipitation de juillet à novembre. De plus, les quatre simulations démontrent un biais humide de précipitation totale par rapport aux données satellitaires IMERG.

Ensuite, durant la période d'accumulation, la fraction de précipitation solide de toutes les simulations est inférieure à celle d'ERA5 (biais moyen de -5 %) et à celle diagnostiquée d'IMERG (biais moyen de -10 %). Durant la période de fonte, le biais de fraction de précipitation solide est négatif par rapport à ERA5. Toutefois, ce dernier compense le biais positif de précipitation totale par rapport à ERA5, ce qui mène à un biais de précipitation solide presque nul. Par rapport à IMERG, le biais de fraction de précipitation solide est majoritairement positif durant la période de fonte. Comme le biais de précipitation totale par rapport à IMERG est également positif lors de cette période, on retrouve un biais positif de précipitation solide. Somme toute, les quatre simulations démontrent une légère sous-estimation de la précipitation solide durant la période d'accumulation, ce qui pourrait expliquer en partie la sous-estimation du maximum annuel de SWE.

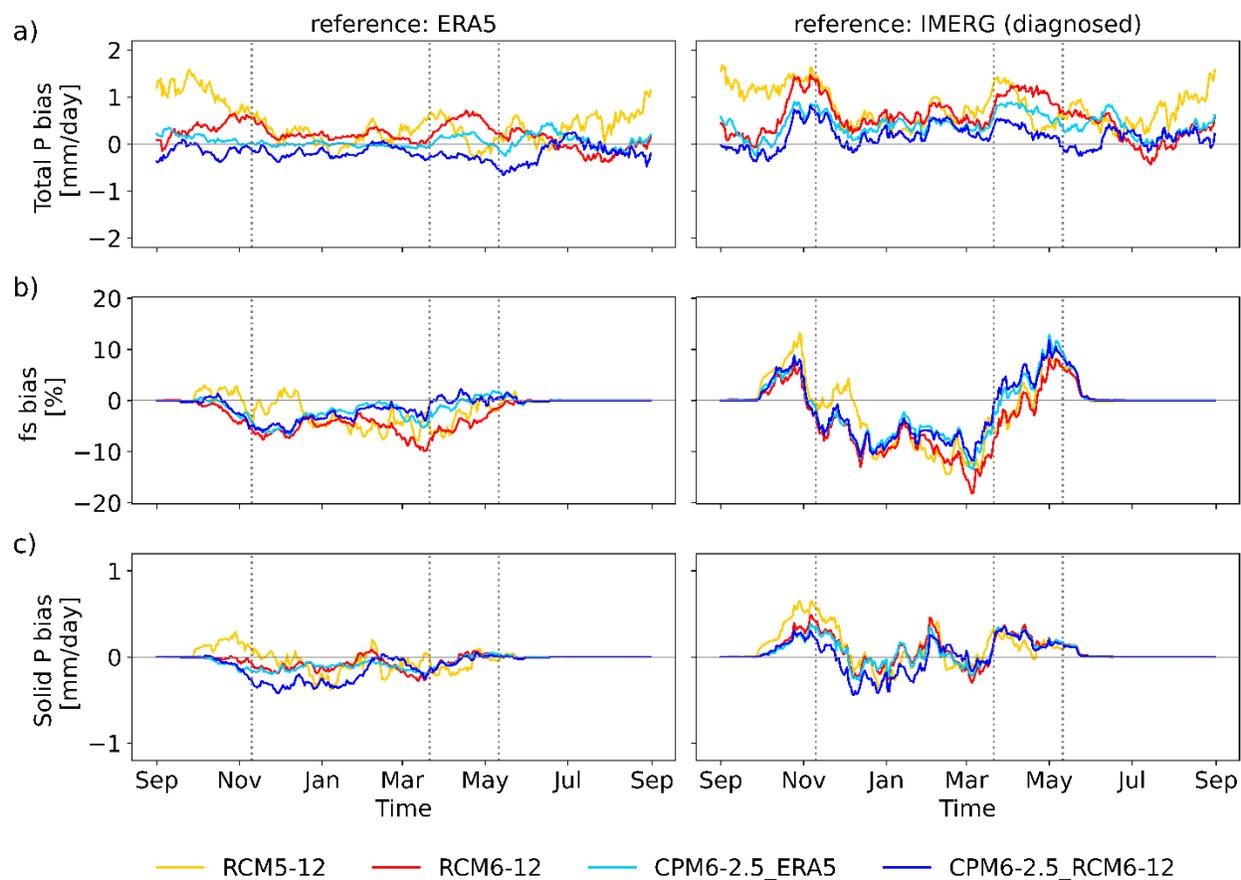


Figure 4.19 : Cycle annuel de septembre à août des biais a) de précipitation totale, b) de fraction de précipitation solide, c) de précipitation solide, par rapport à ERA5 (colonne de gauche) et IMERG diagnostiqué (colonne de droite).

La Figure 4.20 montre la distribution spatiale du biais moyen de précipitation solide des simulations durant la période d'accumulation. De façon générale, les biais négatifs sont généralement plus importants dans le sud du bassin. De plus, un gradient nord-sud du biais moyen sur les cinq années est observable, alors que la précipitation solide a tendance à être sous-estimée dans le sud et surestimée dans le nord du bassin. Le MRCC5 possède le biais moyen le plus faible (en valeur absolue) avec une valeur de -0.02 mm/jour, et le MRCC6/GEM5 à 2.5 km piloté par le MRCC6/GEM5 à 12 km, le biais moyen le plus élevé (en valeur absolue), soit -0.16 mm/jour. Ce biais équivaut à une sous-estimation de la précipitation solide de l'ordre d'une dizaine de mm pour la période d'accumulation totale (par rapport à ERA5 et IMERG diagnostiqué), puisque la durée moyenne de la période d'accumulation est d'environ 100 jours (Figure 4.7). Durant la période de fonte, le gradient latitudinal du biais moyen de précipitation solide est absent et le biais moyen sur le bassin est positif (voir Figure D.1 de l'Annexe D).

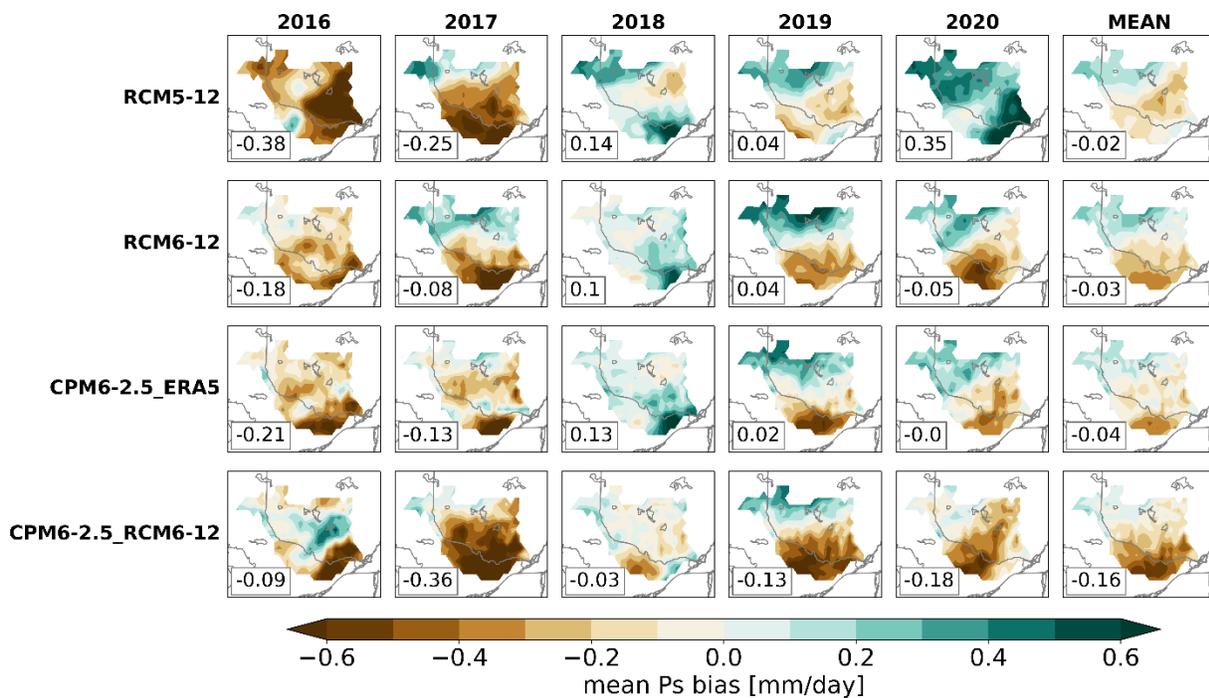


Figure 4.20 : Distribution spatiale du biais moyen de précipitation solide des simulations durant la période d'accumulation par rapport aux observations moyennes (ERA5 et IMERG diagnostiqué). Chaque colonne représente une année et la colonne « MEAN » représente le biais moyen sur la période de 5 ans. La moyenne spatiale du biais est affichée dans le rectangle en bas à gauche de chaque panneau.

La Figure 4.21 présente le cumul de la précipitation solide (Cumul Ps) durant la période d'accumulation pour le produit ERA5 et les erreurs absolues des simulations par rapport à ERA5. La simulation du MRCC5 montre d'importantes variations spatiales du biais, avec des biais généralement négatifs dans la partie centrale du bassin et des biais positifs dans le nord et le sud du bassin. Les simulations du MRCC6/GEM5 montrent des biais négatifs sur l'ensemble du bassin, généralement plus importants dans la partie centrale. Le biais moyen des simulations par rapport à ERA5 est négatif, ce qui signifie qu'elles sous-estiment le cumul de la précipitation solide durant la période d'accumulation. La simulation qui sous-estime le moins le cumul de la précipitation solide est le MRCC5, avec un biais moyen de - 11 mm, tandis que le MRCC6/GEM5 à 2.5 km piloté par le MRCC6/GEM5 à 12 km est la simulation qui le sous-estime le plus, avec un biais moyen de -30 mm.

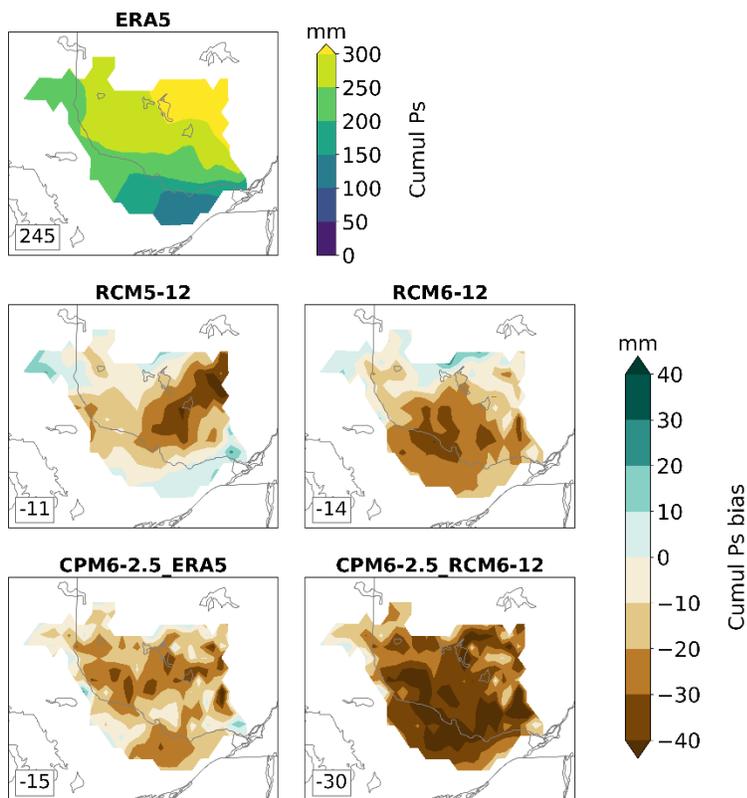


Figure 4.21 : Biais du cumul de la précipitation solide (Cumul Ps) sur le BVRO durant la période d'accumulation (moyenne sur la période de 5 ans). Le panneau du haut montre le cumul de la précipitation solide d'ERA5 et le panneau de bas, le biais moyen des quatre simulations (lignes) par rapport à ERA5. La moyenne spatiale est affichée dans le rectangle en bas à gauche de chaque panneau.

Les trois simulations pilotées par ERA5 performent bien quant à la simulation du cumul de la précipitation solide, leur erreur relative moyenne étant faible (-4 à -7 %, voir Figure D.2 de l'Annexe D). La simulation du MRCC6/GEM5 à 2,5 km pilotée par le MRCC6/GEM5 à 12 km possède l'erreur relative la plus élevée (- 13 %) en valeur absolue. De plus, il est intéressant de noter que le MRCC6/GEM5 sous-estime davantage le cumul de la précipitation solide dans le sud du BVRO, la région dans laquelle les biais des degrés-heures sont les plus élevés. En résumé, les quatre simulations sous-estiment légèrement le cumul de précipitation solide durant la période d'accumulation, mais elles ne sous-estiment pas toutes le cumul de la précipitation totale (voir Figure 4.22). Pour les deux simulations à 12 km, le biais moyen de Cumul P est positif, ce qui indique qu'elles surestiment la précipitation totale. De ce fait, il est possible de conclure que les deux simulations à 12 km surestiment la précipitation liquide.

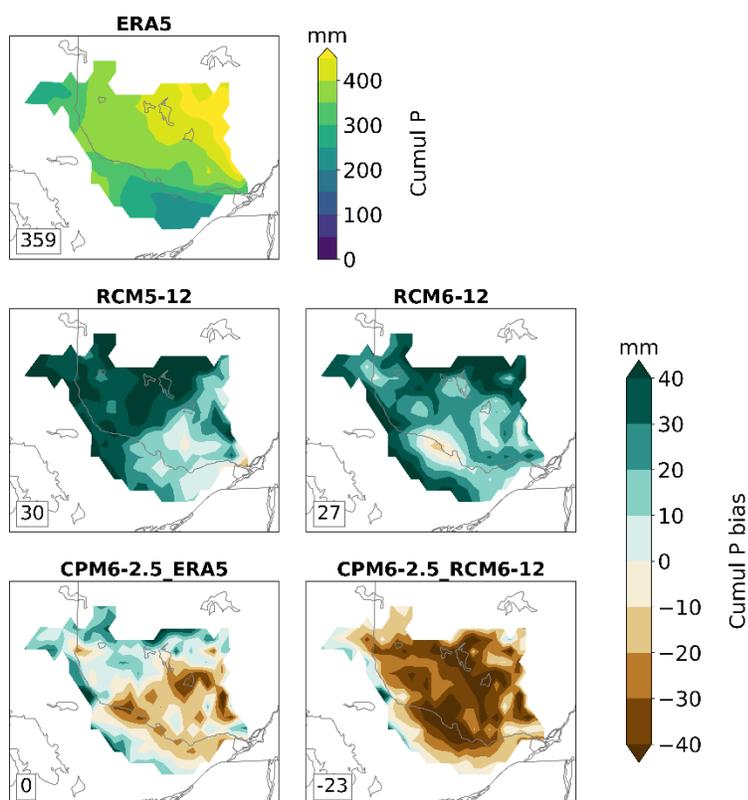


Figure 4.22 : Biais du cumul de la précipitation totale (Cumul P) sur le BVRO durant la période d'accumulation (moyenne sur la période de 5 ans). Le panneau du haut montre le cumul de la précipitation solide d'ERA5 et le panneau de bas, le biais moyen des quatre simulations (lignes) par rapport à ERA5. La moyenne spatiale est affichée dans le rectangle en bas à gauche de chaque panneau.

DISCUSSION ET CONCLUSION

L'objectif principal de ce mémoire est d'évaluer la capacité du modèle régional canadien du climat (MRCC) à reproduire les principaux processus hydrométéorologiques durant la saison de neige dans le bassin versant de la rivière des Outaouais (BVRO). Cette étude s'intéresse en particulier à l'évolution temporelle de l'équivalent en eau de la neige (SWE en anglais) tout en essayant de comprendre et de quantifier les principales sources et les puits de SWE. L'objectif secondaire est d'effectuer divers tests de sensibilité concernant la configuration spécifique du modèle en comparant différentes versions et configurations du modèle. Notamment, il est question de comparer la version du modèle présentement en développement (le MRCC6/GEM5) à la version précédente (MRCC5), comparer l'utilisation de deux approches différentes pour le pilotage aux frontières latérales et évaluer la valeur ajoutée de l'augmentation de résolution horizontale du MRCC6/GEM5. Trois différentes configurations du MRCC6/GEM5 et une simulation du MRCC5, du mois de septembre 2015 à août 2020, sont analysées et comparées à des données à haute résolution provenant de stations météorologiques et de mesures de neige (GMON), de données satellitaires et de produits de réanalyse. Différents indices relatifs au SWE sont calculés afin de décrire les principales caractéristiques de l'évolution du manteau de neige, notamment la période d'accumulation de neige et la période de fonte de la neige. Pour évaluer la phase de la précipitation simulée, une méthode simple de diagnostic de la phase de la précipitation basée sur la température de l'air près de la surface est appliquée aux données observées. Enfin, une analyse quantitative du bilan de SWE est effectuée en utilisant des sources de SWE reliées aux taux de précipitation solide et le gel des précipitations liquides à la surface, et des puits de SWE reliés aux taux d'évaporation/sublimation et de fonte de neige. Le bilan de SWE est réalisé selon deux périodes distinctes, une période d'accumulation de neige au sol et une période de fonte, afin d'étudier la source des erreurs de SWE.

Cette étude souligne l'importance de disposer d'ensembles de données d'observations variées et fiables lors de l'évaluation des modèles climatiques. Par exemple, des observations précises de SWE sont cruciales pour de nombreuses applications, telles que la gestion des ressources en eau et la prévision des crues printanières, en particulier dans les régions où la neige joue un rôle important dans le bilan hydrologique. Cependant, la mesure de la quantité d'eau contenue dans la neige est un défi complexe en raison de la variabilité spatiale et temporelle de la neige, et les instruments de mesure, tels que les capteurs au sol ou les satellites, peuvent produire des données qui ne sont pas toujours précises. En effet, les modèles

numériques utilisés dans les réanalyses peuvent être influencés par des approximations dans les équations physiques, tandis que les produits satellitaires peuvent être sensibles aux propriétés optiques de la neige. Également, l'un des défis majeurs réside dans la sous-captation de la neige par les instruments de mesure. La capacité des capteurs à quantifier précisément l'eau contenue dans la neige peut être affectée par différents facteurs comme la densité de la neige, la variabilité spatiale de la couverture neigeuse et les conditions météorologiques changeantes. De plus, les stations de mesures au sol, comme les stations GMON, peuvent être affectées par des problèmes liés à la localisation, à la maintenance et aux conditions environnementales locales. La distribution spatiale des stations de mesure au sol entraîne aussi certaines sources d'erreur. Dans de nombreuses régions, elles sont dispersées de manière inégale, ce qui peut entraîner des lacunes dans la couverture des données. Enfin, les différences d'échelles entre les différents jeux de données de neige sont à prendre en considération. Les données GMON fournissent des données quasi-ponctuelles alors que les réanalyses et les données satellitaires sur grille fournissent des valeurs représentant des surfaces de quelques km². Étant donné la variabilité spatiale de la neige au sol, la comparaison entre les données GMON et les données de réanalyses ou de modèles pose un certain défi. Il aurait été intéressant d'utiliser une interpolation spatiale des données GMON à titre de données sur grille, mais ceci dépasse le cadre de ce mémoire. Somme toute, la combinaison de tous ces facteurs souligne la complexité inhérente à la mesure précise du SWE et nécessite une approche intégrée, prenant en compte les forces et les faiblesses de différentes méthodes de mesure pour améliorer la fiabilité des données.

Dans cette étude, différents ensembles d'observations de SWE sont utilisés. Sur le BVRO, les données de SWE d'ERA5 sont très différentes d'ERA5-Land et SNODAS et sous-estiment systématiquement le SWE par rapport à ces produits. Il s'avère que, sur le BVRO, les données de SWE provenant des instruments automatiques GMON sont relativement différentes des produits individuels de SWE d'ERA5, ERA5-Land et SNODAS, mais ils se comparent bien à la moyenne des produits ERA5, ERA5-Land et SNODAS. Ainsi, dans ce mémoire, la moyenne des observations de SWE comprend ces trois ensembles de données.

Les résultats de cette étude montrent que, quelles que soient la configuration ou la version du modèle, les simulations analysées sous-estiment à la fois la durée du manteau de neige et le maximum annuel de SWE par rapport aux observations moyennes de SWE. En moyenne, la durée totale du couvert de neige est sous-estimée de 14 jours (9 %) et le maximum annuel de SWE, de 50 mm (28 %). Cependant, si toutes les simulations montrent une sous-estimation systématique, les causes de cette sous-estimation semblent

différer d'une simulation à l'autre, notamment en ce qui concerne la version du modèle utilisé. Le MRCC5 reproduit mieux le cycle annuel de SWE par rapport aux simulations du MRCC6/GEM5, ainsi que les moments d'occurrence de l'apparition et de la disparition du couvert de neige, et par le fait même la durée totale du manteau de neige, avec une sous-estimation moyenne de la durée du manteau de neige de 6 %. L'analyse quantitative du bilan de SWE durant la période d'accumulation montre que le MRCC5 surestime l'évaporation de façon significative par rapport aux observations moyennes, et surestime davantage l'évaporation comparativement aux simulations du MRCC6/GEM5. Durant la période d'accumulation, le taux de fonte de la neige (terme M) est similaire à celui des observations, quoique légèrement plus faible, probablement en raison de biais froids de température minimale. Également, le biais de précipitation solide du MRCC5 est faible par rapport à ERA5. Le MRCC5 présente aussi des biais froids de température moyenne quotidienne (quoique très faibles) et le plus faible biais de degrés-heures. Bref, la sous-estimation du SWE par le MRCC5 s'explique en grande partie par des taux d'évaporation/sublimation trop élevés par rapport aux valeurs observées.

Les simulations réalisées avec la version MRCC6/GEM5 du modèle montrent que les sous-estimations de SWE sont surtout expliquées par des erreurs dans le terme de fonte M, qui est fortement lié à la température de l'air. Des biais de température considérables ont été identifiés, notamment un biais chaud durant la période d'accumulation de neige, ce qui a des implications directes sur la dynamique du manteau neigeux, entraînant un décalage temporel important par rapport aux données observées. Par ailleurs, bien qu'il soit faible, le biais sec de précipitation solide a vraisemblablement entraîné une légère sous-estimation du cycle annuel de SWE. Les résultats indiquent que les biais de M sont principalement liés aux biais de la température maximale. Lorsque cette température est trop élevée et dépasse le point de congélation, cela peut entraîner une fonte précoce de la neige existante ou empêcher l'accumulation de précipitations solides au sol. Cependant, il est intéressant de noter que dans le cas du MRCC5, les biais de M sont plutôt reliés aux biais de température minimale.

La faible corrélation observée entre les biais de fonte et les biais des DH lors de la période d'accumulation suggère que les DH pourraient ne pas constituer une approximation adéquate de la fonte durant la période d'accumulation. Il est possible que la température de l'air à 2 mètres ne représente pas de manière satisfaisante la température de la surface ou la température du manteau de neige. Une autre hypothèse est que les DH ne prennent pas en compte les événements de pluie sur neige. Lorsqu'il pleut sur de la neige, la pluie a un effet plus efficace pour faire fondre la neige que la seule augmentation de la

température de l'air. Cela est dû au fait que l'eau de pluie a une température supérieure à 0°C, tandis que l'air doit être chauffé pour atteindre ce point de congélation. Par conséquent, les degrés-heures (DH) ne peuvent pas fournir une explication complète de la fonte de la neige pendant la phase d'accumulation.

Dans cette étude, l'augmentation de résolution horizontale ne semble ni dégrader ni améliorer la simulation du SWE. En effet, les cycles annuels de SWE du MRCC6/GEM5 à 12 km et à 2.5 km pilotée par ERA5 sont très similaires. Le moment d'apparition et de disparition du manteau de neige ainsi que le maximum annuel de SWE surviennent presque aux mêmes moments pour ces deux simulations. Par conséquent, la durée d'accumulation, de fonte et la durée totale du couvert de neige sont très similaires également. De plus, les termes de bilan de SWE sont presque identiques. Toutefois, les biais de température du MRCC6/GEM5 à 12 km et à 2.5 km sont légèrement différents. Les simulations à 2.5 km montrent en moyenne des biais plus chauds de température maximale, moyenne et minimale durant la période d'accumulation, et sous-estiment davantage le SWE comparativement aux simulations à 12 km.

D'ailleurs, les deux simulations du MRCC6/GEM5 à 2.5 km ont des biais de température très similaires sur tout le cycle annuel et leur évaporation est aussi comparable. Cependant, celle pilotée par le MRCC6/GEM5 à 12 km performe moins bien en ce qui concerne la simulation de la précipitation solide, et il s'agit de la simulation qui sous-estime le plus le cycle annuel de SWE. De façon générale, les simulations pilotées par ERA5 montrent de meilleures performances.

Il est finalement essentiel de souligner la robustesse des biais des modèles par rapport à leur variabilité interannuelle. Cette observation est solidement appuyée par la Figure 4.8, qui révèle clairement qu'une seule année d'analyse suffit pour détecter des biais systématiques lorsque l'on examine les moyennes sur l'ensemble du bassin versant. Ce résultat suggère que nous pouvons évaluer la sensibilité des modèles en utilisant des simulations relativement courtes. De plus, il met en évidence que la période de simulation actuelle de cinq ans, bien que potentiellement courte a priori, est en réalité suffisamment longue pour obtenir des résultats robustes.

Somme toute, les résultats obtenus soulignent la nécessité de corriger les biais de température et de précipitation au sein des modèles, ces derniers étant étroitement liés à la représentation des processus hydrométéorologiques locaux, dont l'évolution temporelle du manteau de neige. Cette étude met en évidence l'importance de représenter adéquatement les composantes du bilan d'eau de surface au sein

des modèles climatiques, en particulier lorsque de tels modèles sont utilisés dans le cadre d'études hydrologiques dans les régions froides comme le Québec.

Pour des travaux futurs, il serait enrichissant d'étendre la méthodologie employée dans cette étude à des bassins versants différents de celui de la rivière des Outaouais, caractérisés par des climats distincts. Ceci permettrait d'évaluer la capacité du modèle à représenter des contextes géographiques variés, en matière de conditions climatiques, topographiques et hydrologiques. De plus, il serait pertinent d'approfondir l'analyse en considérant des facteurs tels que la nébulosité dans les simulations du MRCC6/GEM5, ainsi que les propriétés d'albédo de surface et de neige. Ces éléments sont incontestablement liés à la température de la surface par l'entremise du bilan radiatif de surface, pouvant constituer des sources potentielles d'erreur dans la modélisation des températures. Il serait également intéressant d'examiner le choix d'utiliser une période d'accumulation et de fonte fixes, basées sur les observations moyennes de SWE. Une période variable selon la simulation pourrait être envisagée. Par ailleurs, il serait intéressant d'analyser d'autres simulations climatiques, notamment une simulation adoptant un schéma de surface différent, par exemple le schéma ISBA. Une telle approche permettrait d'évaluer la performance du schéma de surface CLASS employé dans cette recherche, tout en ouvrant des perspectives sur les spécificités et les avantages propres à chaque schéma. D'ailleurs, il serait intéressant d'évaluer les champs géophysiques comme l'occupation du sol dans CLASS, puisque celle-ci explique une partie de la variation spatiale de SWE. Ceci n'a pas été réalisé dans le cadre de ce mémoire, mais il serait pertinent d'analyser comment les différences d'occupation du sol sont considérées dans CLASS et comment elles influencent l'incertitude reliée à la simulation du SWE.

Enfin, une perspective intéressante consisterait à analyser une simulation faisant appel à une méthode plus sophistiquée que l'algorithme de Bourgoïn pour diagnostiquer la phase des précipitations au sol, tel que le schéma microphysique P3. Une telle démarche pourrait potentiellement réduire les biais liés à la phase de la précipitation hivernale. En somme, la mise en place de ces suggestions permettrait également de renforcer la compréhension des facteurs qui impactent la performance du modèle MRCC6/GEM5 dans la représentation des processus hydrométéorologiques spécifiques à la transition hiver-printemps dans le sud du Québec.

ANNEXE A

ANALYSE DES DONNÉES GMON

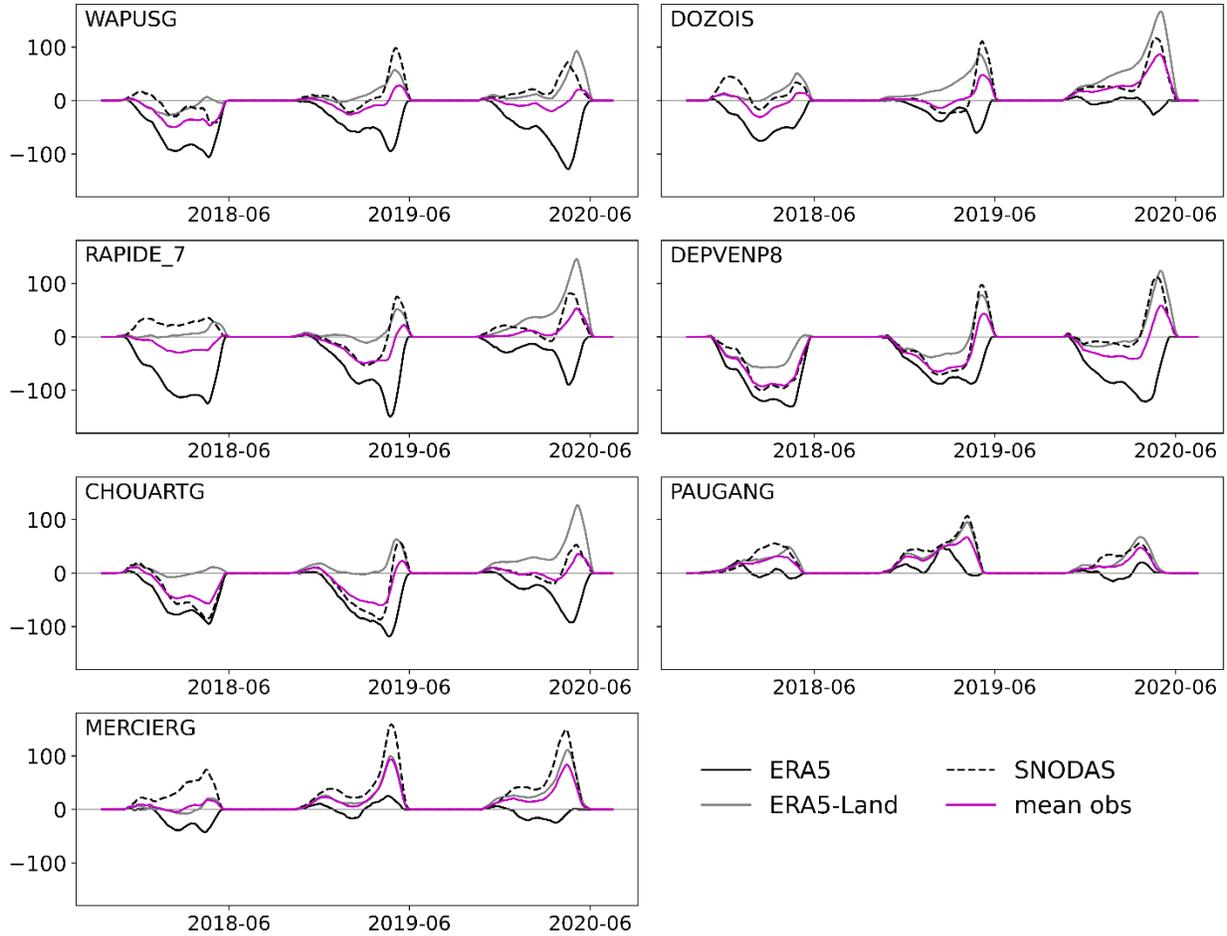


Figure A.1 : Séries temporelles du biais de SWE (en mm) des différents ensembles d'observations par rapport aux GMON de septembre 2017 à août 2020 pour les sept stations GMON (voir la carte dans la Figure 2.3). La courbe magenta représente le biais de la moyenne des observations (ERA5, ERA5-Land et SNODAS).

ANNEXE B

DISTRIBUTION SPATIALE DU BIAIS DE LA VARIATION QUOTIDIENNE MOYENNE DE SWE

Durant la période de fonte, les variations moyennes quotidiennes de SWE simulée et observée sont toutes les deux négatives. Ainsi, un biais positif indique en réalité une sous-estimation du taux de variation de SWE et un biais négatif, une surestimation du taux de variation de SWE. Dans ce cas-ci, le biais moyen de $\Delta_t SWE$ sur le BVRO est négatif à chaque année durant la période de fonte. Cela indique que le taux de $\Delta_t SWE$ observé est plus élevé et que le manteau de neige perd davantage d'eau quotidiennement.

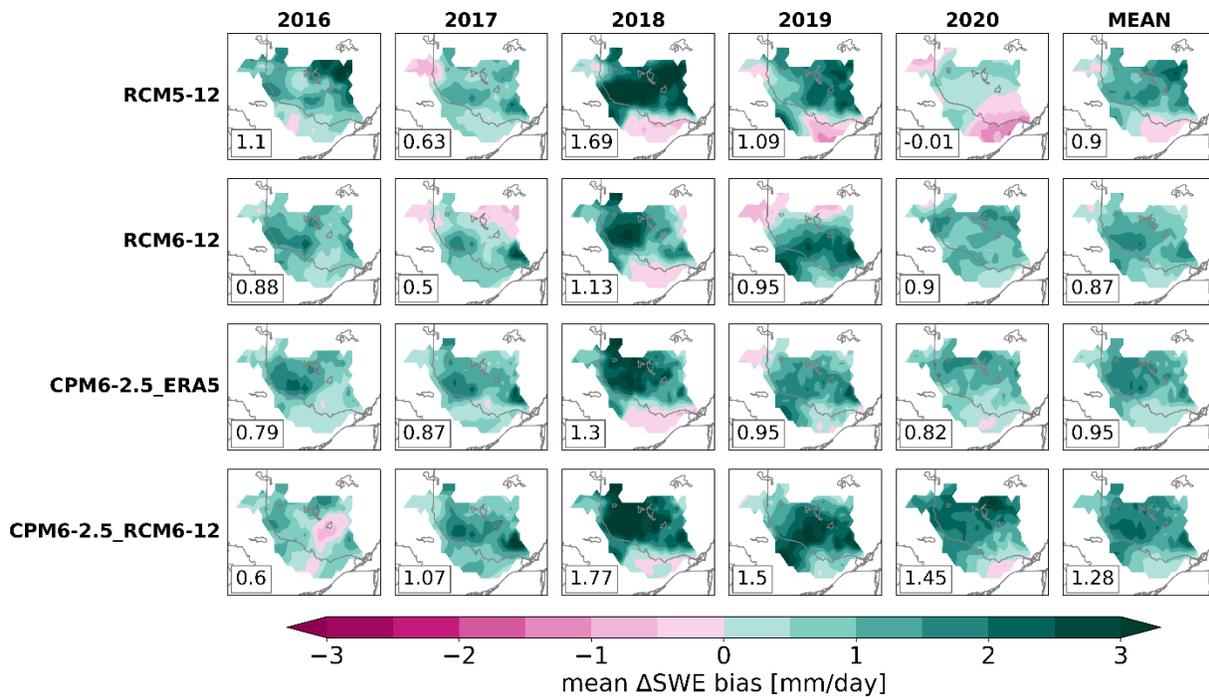


Figure B.1 : Distribution spatiale du biais de la variation quotidienne moyenne de SWE des simulations durant la période de fonte par rapport aux observations moyennes (ERA5, ERA5-Land et SNODAS). Chaque colonne représente une année et la colonne « MEAN » représente le biais moyen sur la période de 5 ans. La moyenne spatiale du biais est affichée dans le rectangle en bas à gauche de chaque panneau.

ANNEXE C

SOURCES D'ERREURS DE SWE : FONTE DE LA NEIGE

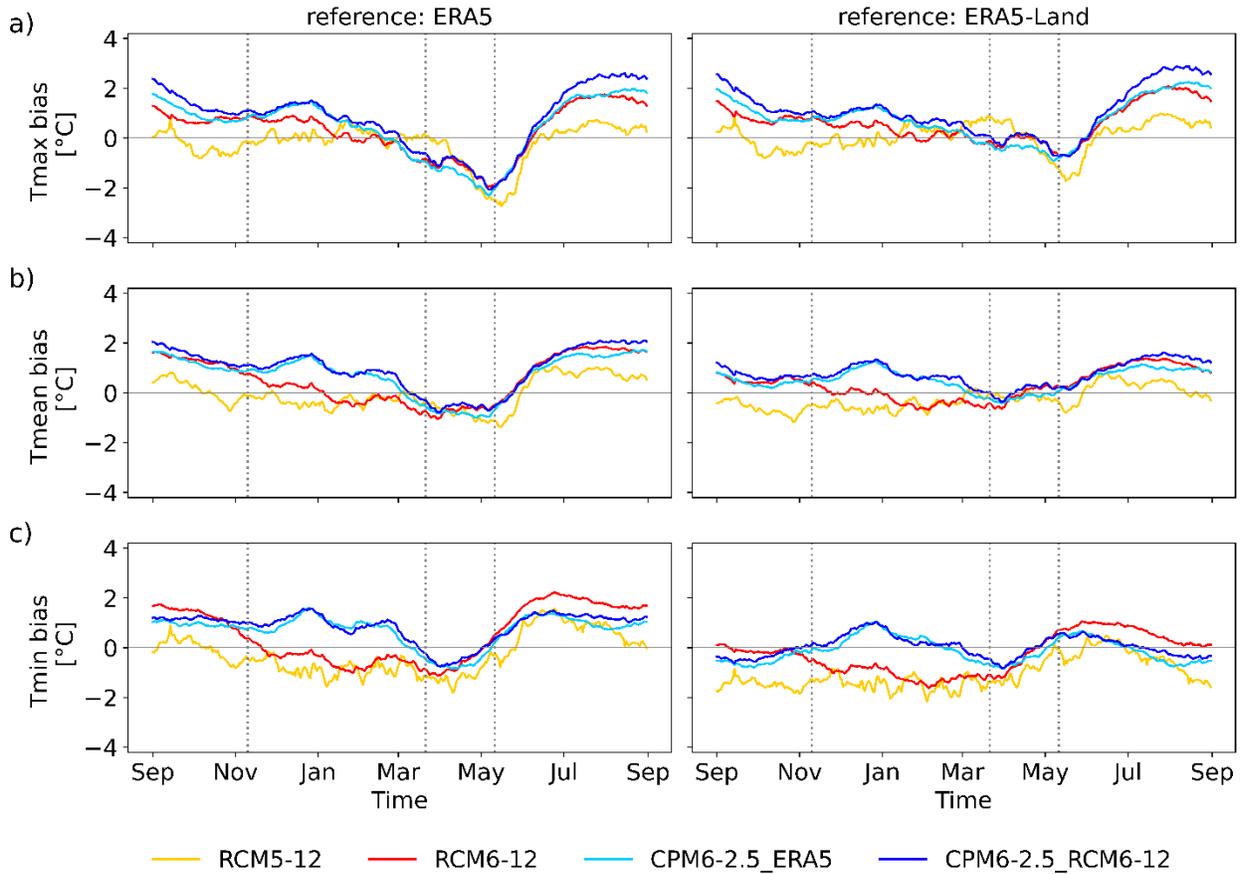


Figure C.1 : Cycle annuel de septembre à août des biais a) de température maximale quotidienne, b) de température moyenne quotidienne, c) de température minimale quotidienne, par rapport à ERA5 (colonne de gauche) et ERA5-Land (colonne de droite). Les lignes verticales pointillées montrent, de gauche à droite, les indices de neige SWOD, SWMxD et SWMD des observations moyennes de SWE. Ainsi, la période d'accumulation et la période de fonte sont identifiables.

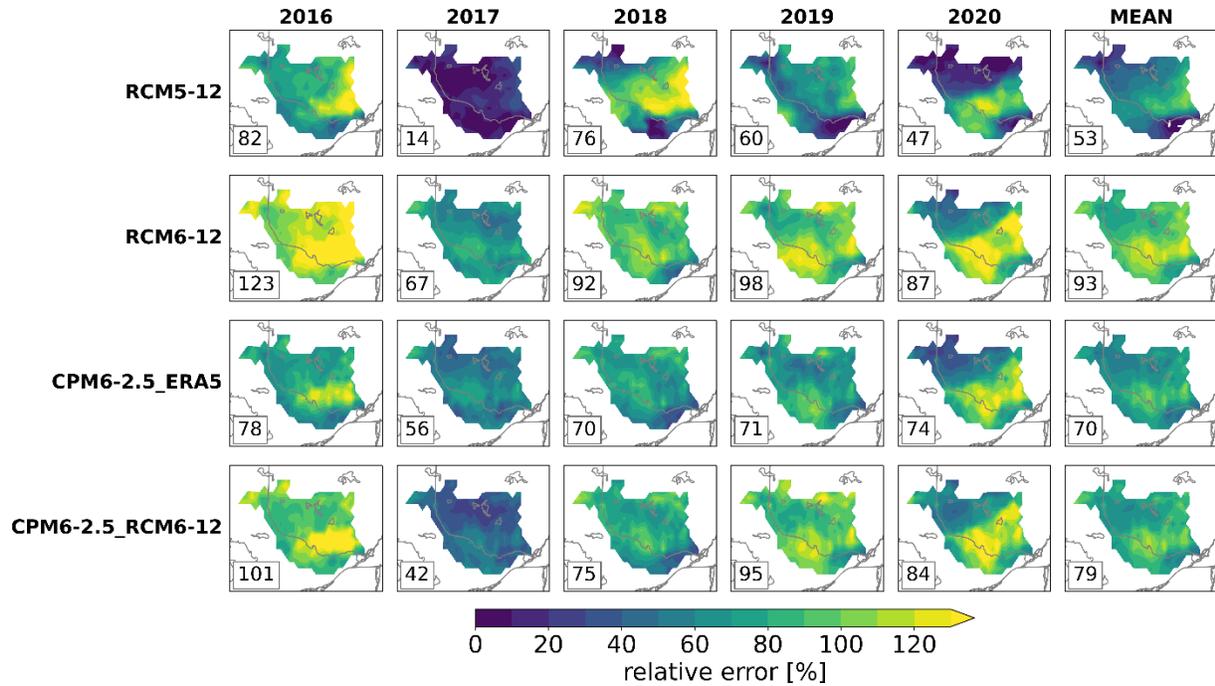


Figure C.2 : Distribution spatiale de l'erreur relative des degrés-heures des simulations durant la période d'accumulation par rapport aux observations moyennes (ERA5 et ERA5-Land). Chaque colonne représente une année et la colonne « MEAN » représente le biais moyen sur la période de 5 ans. La moyenne spatiale de l'erreur relative est affichée dans le rectangle en bas à gauche de chaque panneau.

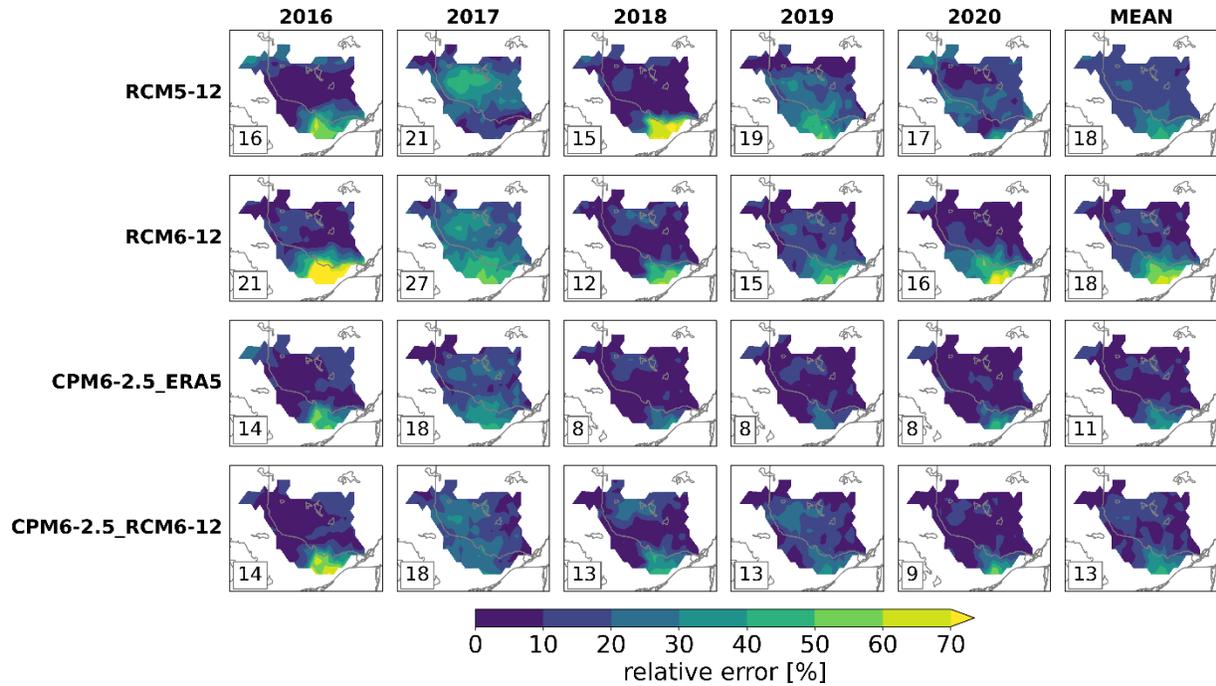


Figure C.3 : Distribution spatiale de l'erreur relative des degrés-heures (en valeur absolue) des simulations durant la période de fonte par rapport aux observations moyennes (ERA5 et ERA5-Land). Chaque colonne représente une année et la colonne « MEAN » représente le biais moyen sur la période de 5 ans. La moyenne spatiale de l'erreur relative est affichée dans le rectangle en bas à gauche de chaque panneau.

ANNEXE D

SOURCES D'ERREURS DE SWE : PHASE DE LA PRÉCIPITATION

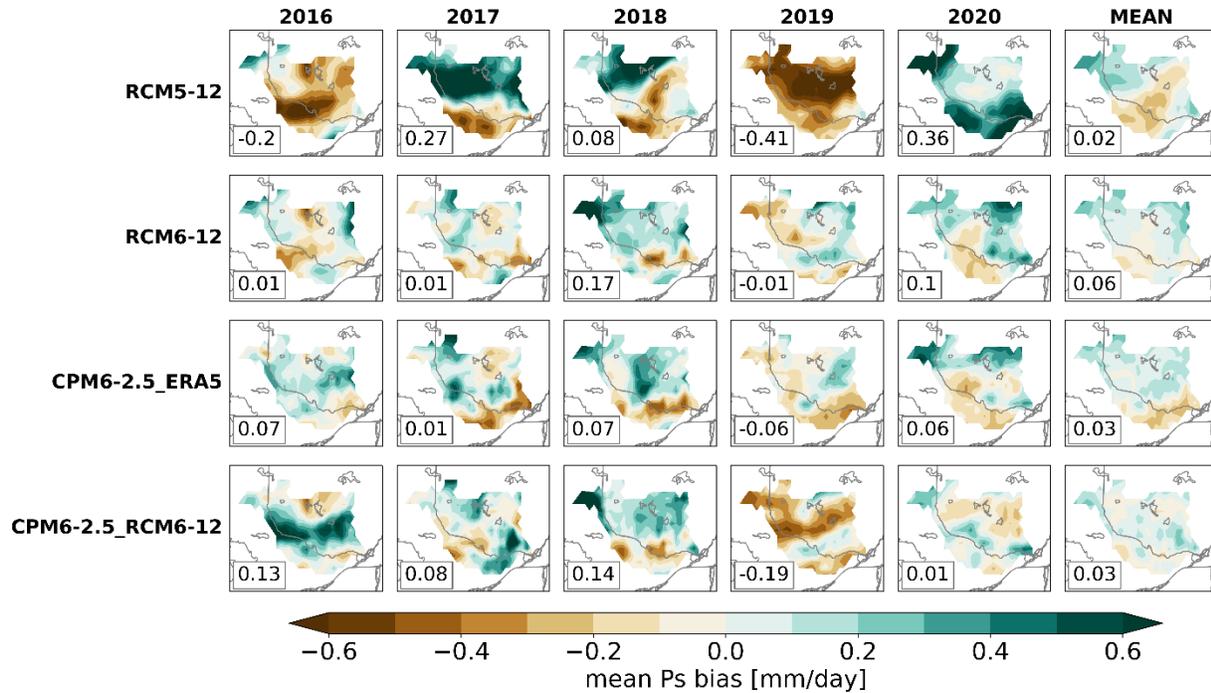


Figure D.1 : Distribution spatiale du biais moyen de précipitation solide des simulations durant la période de fonte par rapport aux observations moyennes (ERA5 et IMERG diagnostiqué). Chaque colonne représente une année et la colonne « MEAN » représente le biais moyen sur la période de 5 ans. La moyenne spatiale du biais est affichée dans le rectangle en bas à gauche de chaque panneau.

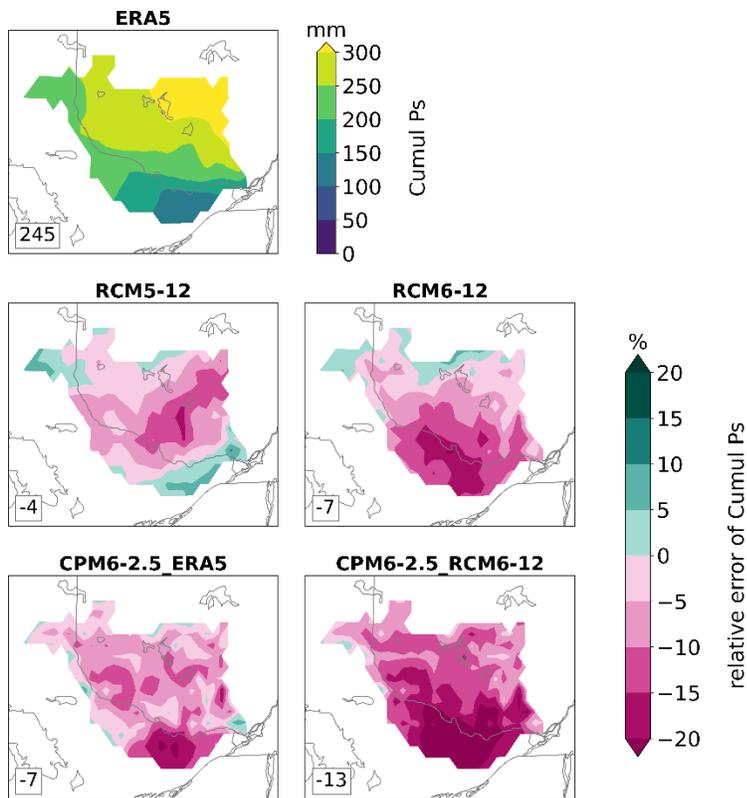


Figure D.2 : Erreur relative du cumul de la précipitation solide (Cumul Ps) sur le BVR0 durant la période d'accumulation (moyenne sur la période de 5 ans). Le panneau du haut montre le cumul de la précipitation solide d'ERA5 et le panneau de bas, l'erreur relative moyenne des quatre simulations (lignes) par rapport à ERA5. La moyenne spatiale est affichée dans le rectangle en bas à gauche de chaque panneau.

APPENDICE A

ÉQUATION DIAGNOSTIQUE DU RUISSELLEMENT DE SURFACE

Dans ce mémoire, un bilan de SWE est effectué afin de quantifier les termes résiduels de l'équation de l'évolution temporelle du SWE. Une autre approche possible est de réaliser un bilan d'eau à la surface afin d'estimer le ruissellement de surface. Cette section présente le raisonnement mathématique appliqué afin d'obtenir une équation diagnostique du ruissellement.

Tableau A.1 : Variables présentes dans les équations utilisées pour diagnostiquer le ruissellement

<i>Variable</i>	<i>Définition</i>
w	Quantité d'eau totale dans une colonne de surface terrestre
w_L	Quantité d'eau liquide dans une colonne de surface terrestre
w_F	Quantité d'eau gelée dans une colonne de surface terrestre
t	Temps
P	Précipitation totale
P_L	Précipitation liquide
P_S	Précipitation solide
E	Évaporation totale
E_L	Évaporation de l'eau liquide
E_S	Sublimation de la neige
I	Infiltration d'eau dans le sol
R	Ruissellement
SWE	Équivalent en eau de la neige
M_F	Fonte de l'eau gelée dans le sol
M_S	Fonte de la neige sur le sol

Soit w la quantité d'eau dans une colonne de surface terrestre. Son évolution temporelle est décrite par l'équation ci-dessous :

$$\frac{\Delta w}{\Delta t} = \frac{\Delta w_L}{\Delta t} + \frac{\Delta w_F}{\Delta t} \quad (\text{A.1})$$

Avec	$\frac{\Delta w_L}{\Delta t}$	La tendance temporelle de la quantité d'eau liquide dans une colonne de surface terrestre [mm/jour]
	$\frac{\Delta w_F}{\Delta t}$	La tendance temporelle de la quantité d'eau gelée dans une colonne de surface terrestre [mm/jour]

Soit w_L la quantité d'eau liquide dans une colonne de surface terrestre. Son évolution temporelle est décrite par l'équation ci-dessous :

$$\frac{\Delta w_L}{\Delta t} = P_L + M_F + M_S - E_L - I - R \quad (\text{A.2})$$

Avec	$\frac{\Delta w_L}{\Delta t}$	La tendance temporelle de la quantité d'eau liquide dans une colonne de surface terrestre [mm/jour]
	P_L	La précipitation liquide ($P_L \geq 0$) [mm/jour]
	E_L	L'évaporation de l'eau liquide contenue dans le sol ($E_L \geq 0$) [mm/jour]
	I	L'infiltration de l'eau liquide ($I \geq 0$) [mm/jour]
	M_F	La fonte de la glace dans le sol [mm/jour] (si $M_S > 0$) ou la congélation de l'eau liquide dans le sol (si $M_S < 0$)
	M_S	La fonte de la neige sur le sol ($M_S \geq 0$) [mm/jour]
	R	Le ruissellement ($R \geq 0$) [mm/jour]

Soit w_F la quantité d'eau gelée dans une colonne de surface terrestre. Son évolution temporelle est décrite par l'équation ci-dessous :

$$\frac{\Delta w_F}{\Delta t} = -M_F \quad (\text{A.3})$$

Avec	$\frac{\Delta w_F}{\Delta t}$	La tendance temporelle de la quantité d'eau gelée dans une colonne de surface terrestre [mm/jour]
	M_F	La fonte de la glace dans le sol [mm/jour] (si $M_F > 0$) ou la congélation de l'eau liquide dans le sol (si $M_F < 0$)

Soit SWE l'équivalent en eau liquide de la neige au sol dans une colonne de surface terrestre. Son évolution temporelle est décrite ainsi :

$$\frac{\Delta SWE}{\Delta t} = P_S - E_S - M_S \quad (\text{A.4})$$

Avec	$\frac{\Delta SWE}{\Delta t}$	La tendance temporelle du SWE [mm/jour]
	P_S	La précipitation solide [mm/jour]

E_S La sublimation de la neige [mm/jour]
 M_S La fonte de la neige sur le sol [mm/jour]

On peut donc utiliser l'équation (A.4) pour calculer de façon diagnostique le taux de fonte de la neige :

$$M_S = P_S - E_S - \frac{\Delta SWE}{\Delta t} \quad (\text{A.5})$$

Avec M_S La fonte de la neige sur le sol [mm/jour]
 P_S La précipitation solide [mm/jour]
 E_S La sublimation de la neige [mm/jour]
 $\frac{\Delta SWE}{\Delta t}$ La tendance temporelle du SWE [mm/jour]

La précipitation totale P et l'évaporation totale E sont obtenues en sommant leurs contributions liquides et solides :

$$P = P_L + P_S \quad (\text{A.6})$$

$$E = E_L + E_S \quad (\text{A.7})$$

Avec P La précipitation totale [mm/jour]
 E L'évaporation totale [mm/jour]
 P_L La précipitation liquide [mm/jour]
 P_S La précipitation solide [mm/jour]
 E_L L'évaporation de l'eau liquide [mm/jour]
 E_S La sublimation de la neige [mm/jour]

On cherche maintenant à trouver une équation qui permet de calculer l'évolution de l'eau sur la surface continentale, en particulier le ruissellement R à chaque point de grille. Si l'on combine les équations (A.2) et (A.3) on obtient l'évolution, dans une colonne de surface terrestre, de la quantité d'eau liquide et d'eau gelée, après simplifications :

$$\frac{\Delta(w_L + w_F)}{\Delta t} = P_L + M_S - E_L - I - R \quad (\text{A.8})$$

On peut substituer l'équation (A.5) dans l'équation (A.8) et on obtient :

$$\frac{\Delta(w_L + w_F)}{\Delta t} = P_L + P_S - E_L - E_S - I - R - \frac{\Delta SWE}{\Delta t} \quad (\text{A.9})$$

Les équations (A.1), (A.6) et (A.7) nous permettent de réécrire l'équation (A.9) de la façon suivante :

$$\frac{\Delta w}{\Delta t} = P - E - I - R - \frac{\Delta SWE}{\Delta t} \quad (\text{A.10})$$

L'équation (A.10) permet d'obtenir une relation diagnostique pour le ruissellement :

$$R = P - E - I - \frac{\Delta SWE}{\Delta t} - \frac{\Delta w}{\Delta t} \quad (\text{A.11})$$

À noter ici que les variables de l'équation (A.11) correspondent à la valeur d'un point de grille. Par exemple, le ruissellement R correspond au ruissellement calculé à un point de grille, et non à l'écoulement à l'exutoire du BV. Il s'agit donc d'une approche météorologique plutôt qu'hydrologique. Un modèle hydrologique permettrait de transférer le ruissellement d'un point de grille à l'autre jusqu'à l'exutoire. Afin d'estimer de façon simple le ruissellement total à l'exutoire en un instant donné, il serait possible de faire une moyenne mobile du ruissellement par point de grille d'un certain nombre de jours qui dépend du temps de concentration, qui est le temps maximal nécessaire à une goutte d'eau pour ruisseler entre un point du bassin versant et son exutoire.

Cas spécifique d'une inondation printanière

Il est possible de simplifier davantage certaines équations selon le domaine d'étude et la période d'intérêt. On peut faire l'hypothèse qu'au début du printemps, aux latitudes moyennes, le sol est encore gelé, donc la quantité d'eau liquide dans une colonne de surface terrestre peut être considérée comme nulle ($w_L = 0$). La quantité totale d'eau contenue dans le sol est donc entièrement sous forme de glace (eau gelée) ($w = w_F$). De plus, la hausse des températures au printemps déclenche la fonte de la neige ($M_S > 0$). On peut aussi considérer que la sublimation de la neige est négligeable ($E_S \approx 0$). Toutes ces suppositions sont résumées ci-dessous :

On peut réécrire les équations (A.1) à (A.5) en intégrant les suppositions énoncées ci-dessus. Puisque l'on néglige la sublimation de la neige ($E_S \approx 0$), l'équation (A.4) devient :

$$\frac{\Delta SWE}{\Delta t} = P_S - M_S \quad (\text{A.12})$$

Alors l'équation (A.5) qui décrit la fonte de la neige devient :

$$M_S = P_S - \frac{\Delta SWE}{\Delta t} \quad (\text{A.13})$$

Au début du printemps, la quantité totale d'eau contenue dans le sol est supposée entièrement sous forme de glace (eau gelée), donc l'équation (A.1) devient :

$$\left. \frac{\Delta w}{\Delta t} \right|_{début} = \left. \frac{\Delta w_F}{\Delta t} \right|_{début} \quad (\text{A.14})$$

Cependant, puisque w_F est maximum au début du printemps, l'équation (A.3) devient :

$$\left. \frac{\Delta w_F}{\Delta t} \right|_{début} = 0 \quad (\text{A.15})$$

À l'inverse, à la fin du printemps, la quantité totale d'eau contenue dans le sol est supposée entièrement liquide, donc l'équation (A.1) s'écrit plutôt de la manière suivante :

$$\left. \frac{\Delta w}{\Delta t} \right|_{fin} = \left. \frac{\Delta w_L}{\Delta t} \right|_{fin} \quad (\text{A.16})$$

On suppose qu'à la fin de la crue printanière, le sol est saturé en eau liquide. Ainsi w_L est maximum à la fin de la crue. L'équation (A.2) devient :

$$\left. \frac{\Delta w_L}{\Delta t} \right|_{fin} = 0 \quad (\text{A.17})$$

Si l'on considère la durée totale de la crue printanière (début à la fin), on peut écrire :

$$\frac{\Delta w}{\Delta t} = \left. \frac{\Delta w}{\Delta t} \right|_{fin} - \left. \frac{\Delta w}{\Delta t} \right|_{début} = 0 \quad (\text{A.18})$$

En négligeant la sublimation de la neige et en substituant l'équation (A.18) dans l'équation (A.11), on obtient une approximation du ruissellement printanier :

$$R = P - E_L - I - \frac{\Delta(SWE)}{\Delta t} \quad (\text{A.19})$$

De plus, si l'on fait l'hypothèse que la couche de sol a une profondeur infinie, on peut supposer que l'infiltration est nulle ($I \approx 0$). Par conséquent, on obtient une équation diagnostique du ruissellement printanier qui dépend de trois variables que nous connaissons : la précipitation totale, l'évaporation de l'eau liquide et l'évolution quotidienne de SWE. Pour une couche de sol ayant une profondeur infinie, l'équation diagnostique du ruissellement printanier s'écrit ainsi :

$$R = P - E_L - \frac{\Delta(SWE)}{\Delta t} \quad (\text{A.20})$$

Avec	R	Le ruissellement [mm/jour]
	P	La précipitation totale [mm/jour]
	E_L	L'évaporation de l'eau liquide [mm/jour]
	I	L'infiltration d'eau dans le sol [mm/jour]
	$\frac{\Delta SWE}{\Delta t}$	La tendance temporelle du SWE [mm/jour]

Enfin, le ruissellement diagnostiqué à partir de l'équation (A.20) peut être comparé au ruissellement observé ou simulé sur le domaine d'intérêt afin d'évaluer la performance d'un modèle.

BIBLIOGRAPHIE

- Alexandru, A., & Sushama, L. (2015). Current climate and climate change over India as simulated by the Canadian Regional Climate Model. *Climate Dynamics*, 45(3), 1059-1084. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2350-y>
- Ali, H., Fowler, H. J., Lenderink, G., Lewis, E., & Pritchard, D. (2021). Consistent Large-Scale Response of Hourly Extreme Precipitation to Temperature Variation Over Land. *Geophysical Research Letters*, 48(4), e2020GL090317. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2020GL090317>
- Allen, M. R., & Ingram, W. J. (2002). Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*, 419(6903), 228-232. <https://doi.org/10.1038/nature01092>
- Alves, M., Nadeau, D. F., Music, B., Anctil, F., & Parajuli, A. (2020). On the Performance of the Canadian Land Surface Scheme Driven by the ERA5 Reanalysis over the Canadian Boreal Forest. *Journal of Hydrometeorology*, 21(6), 1383-1404. <https://doi.org/10.1175/jhm-d-19-0172.1>
- Anctil, F., Rousselle, J., & Lauzon, N. (2012). *Hydrologie – Cheminements de l'eau* (2e ed.). Presses Internationales Polytechnique, collection Cursus.
- Asong, Z. E., Razavi, S., Wheeler, H. S., & Wong, J. S. (2017). Evaluation of Integrated Multisatellite Retrievals for GPM (IMERG) over Southern Canada against Ground Precipitation Observations: A Preliminary Assessment. *Journal of Hydrometeorology*, 18(4), 1033-1050. <https://doi.org/10.1175/jhm-d-16-0187.1>
- Barnett, T., Adam, J., & Lettenmaier, D. (2005). Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 438(7066), 303-309. <https://doi.org/10.1038/nature04141>
- Barnett, T. P., Pierce, D. W., Hidalgo, H. G., Bonfils, C., Santer, B. D., Das, T., Bala, G., Wood, A. W., Nozawa, T., Mirin, A. A., Cayan, D. R., & Dettinger, M. D. (2008). Human-Induced Changes in the Hydrology of the Western United States. *Science*, 319(5866), 1080-1083. <https://doi.org/doi:10.1126/science.1152538>
- Barrett, A. (2003). *National Operational Hydrologic Remote Sensing Center SNOw Data Assimilation System (SNODAS) Products at NSIDC* (11). National Snow and Ice Data Center. https://nsidc.org/sites/default/files/nsidc_special_report_11.pdf
- Beck, H. E., Wood, E. F., Pan, M., Fisher, C. K., Miralles, D. G., van Dijk, A. I. J. M., McVicar, T. R., & Adler, R. F. (2019). MSWEP V2 Global 3-Hourly 0.1° Precipitation: Methodology and Quantitative Assessment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(3), 473-500. <https://doi.org/10.1175/bams-d-17-0138.1>

- Benoit, C., Demers, I., Roberge, F., Gachon, P., & Laprise, R. (2022). Inondations des printemps 2017 et 2019 dans le bassin versant de la rivière des Outaouais (Québec, Canada) : Analyse des facteurs physiographiques et météorologiques en cause. In *Les inondations au Québec : Risques, aménagement du territoire, impacts socioéconomiques et transformation des vulnérabilités* (pp. 29-58). Presses de l'Université du Québec.
- Berghuijs, W. R., Woods, R. A., & Hrachowitz, M. (2014). A precipitation shift from snow towards rain leads to a decrease in streamflow. *Nature Climate Change*, 4(7), 583-586. <https://doi.org/10.1038/nclimate2246>
- Bourgault, M.-A., Boivin, M., Roy, R., Desrochers, G., & Anctil, F. (2022). Regards sur les mécanismes et les facteurs contrôlant les inondations des bassins versants du Québec méridional. In *Les inondations au Québec : Risques, aménagement du territoire, impacts socioéconomiques et transformation des vulnérabilités* (pp. 7-28). Presses de l'Université du Québec.
- Bourgouin, P. (2000). A Method to Determine Precipitation Types. *Weather and Forecasting*, 15(5), 583-592. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2000\)015<0583:AMTDPT>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0434(2000)015<0583:AMTDPT>2.0.CO;2)
- Brochu, R., & Laprise, R. (2007). Surface water and energy budgets over the Mississippi and Columbia River basins as simulated by two generations of the Canadian regional climate model. *Atmosphere-Ocean*, 45(1), 19-35. <https://doi.org/10.3137/ao.v450102>
- Brown, R., Bartlett, P., MacKay, M., & Versegny, D. (2006). Evaluation of snow cover in CLASS for SnowMIP. *Atmosphere-Ocean*, 44(3), 223-238. <https://doi.org/10.3137/ao.440302>
- Buttle, J. M., Allen, D. M., Caissie, D., Davison, B., Hayashi, M., Peters, D. L., Pomeroy, J. W., Simonovic, S., St-Hilaire, A., & Whitfield, P. H. (2016). Flood processes in Canada: Regional and special aspects. *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques*, 41(1-2), 7-30. <https://doi.org/10.1080/07011784.2015.1131629>
- CEHQ. (2024). *Atlas hydroclimatique du Québec méridional*. <https://www.cehq.gouv.qc.ca/atlas-hydroclimatique/>
- Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ). (2015). *Atlas hydroclimatique du Québec méridional – Impact des changements climatiques sur les régimes de crue, d'étiage et d'hydraulicité à l'horizon 2050*. https://www.cehq.gouv.qc.ca/hydrometrie/atlas/atlas_hydroclimatique.pdf
- Choquette, Y., Lavigne, P., Nadeau, M., Ducharme, P., Martin, J., Houdayer, A., & Rogoza, J. (2008). GMON, a new sensor for snow water equivalent via gamma monitoring. Proceedings Whistler 2008 International Snow Science Workshop September 21-27, 2008,
- Cohen, J., Ye, H., & Jones, J. (2015). Trends and variability in rain-on-snow events. *Geophysical Research Letters*, 42(17), 7115-7122. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2015GL065320>

- CPRRO. (2023). *Le bassin versant de la rivière des Outaouais et ses réservoirs*. Retrieved 13 juillet 2023 from <https://rivieredesoutaouais.ca/a-propos/que-faisons-nous/le-bassin-versant-de-la-riviere-des-outaouais-et-ses-reservoirs/>
- CPRRO. (2024a). *Information générale sur les barrages*. <https://rivieredesoutaouais.ca/renseignements/information-generale-sur-les-barrages/>
- CPRRO. (2024b). *Le bassin versant de la rivière des Outaouais et ses réservoirs*. <https://rivieredesoutaouais.ca/a-propos/que-faisons-nous/le-bassin-versant-de-la-riviere-des-outaouais-et-ses-reservoirs/>
- Dankers, R., Arnell, N. W., Clark, D. B., Falloon, P. D., Fekete, B. M., Gosling, S. N., Heinke, J., Kim, H., Masaki, Y., Satoh, Y., Stacke, T., Wada, Y., & Wisser, D. (2014). First look at changes in flood hazard in the Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project ensemble. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(9), 3257-3261. <https://doi.org/doi:10.1073/pnas.1302078110>
- Déqué, M., Rowell, D. P., Lüthi, D., Giorgi, F., Christensen, J. H., Rockel, B., Jacob, D., Kjellström, E., de Castro, M., & van den Hurk, B. (2007). An intercomparison of regional climate simulations for Europe: assessing uncertainties in model projections. *Climatic Change*, 81(1), 53-70. <https://doi.org/10.1007/s10584-006-9228-x>
- Di Luca, A., de Elía, R., & Laprise, R. (2012). Potential for added value in precipitation simulated by high-resolution nested Regional Climate Models and observations. *Climate Dynamics*, 38(5), 1229-1247. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1068-3>
- Di Luca, A., de Elía, R., & Laprise, R. (2013). Potential for small scale added value of RCM's downscaled climate change signal. *Climate Dynamics*, 40(3), 601-618. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1415-z>
- Di Luca, A., Evans, J. P., & Ji, F. (2018). Australian snowpack in the NARCLIM ensemble: evaluation, bias correction and future projections. *Climate Dynamics*, 51(1), 639-666. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3946-9>
- Diaconescu, E. P., Gachon, P., Laprise, R., & Scinocca, J. F. (2016). Evaluation of Precipitation Indices over North America from Various Configurations of Regional Climate Models. *Atmosphere-Ocean*, 54(4), 418-439. <https://doi.org/10.1080/07055900.2016.1185005>
- Diaconescu, E. P., Gachon, P., Scinocca, J., & Laprise, R. (2015). Evaluation of daily precipitation statistics and monsoon onset/retreat over western Sahel in multiple data sets. *Climate Dynamics*, 45(5), 1325-1354. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2383-2>
- Diaconescu, E. P., & Laprise, R. (2013). Can added value be expected in RCM-simulated large scales? *Climate Dynamics*, 41(7), 1769-1800. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1649-9>

- Dingman, S. L. (2002). *Physical hydrology* (2nd ed.). Prentice-Hall.
- ECMWF. (2022). ERA5: data documentation. <https://confluence.ecmwf.int/display/CKB/ERA5%3A+data+documentation>
- Feser, F., Rockel, B., von Storch, H., Winterfeldt, J., & Zahn, M. (2011). Regional Climate Models Add Value to Global Model Data: A Review and Selected Examples. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(9), 1181-1192. <https://doi.org/10.1175/2011bams3061.1>
- Frigon, A., Caya, D., Slivitzky, M., & Tremblay, D. (2002). Investigation of the hydrologic cycle simulated by the Canadian Regional Climate Model over the Québec/Labrador territory. In M. Beniston (Ed.), *Climatic Change: Implications for the Hydrological Cycle and for Water Management* (pp. 31-55). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/0-306-47983-4_2
- Gachon, P. (2019). *Leçons à tirer des inondations récentes : l'importance de l'intersectorialité*. Dans F. Huot (dir.). *L'état du Québec 2020* (p. 148–155). Montréal : Del Busso.
- Gachon, P., Dueymes, G., Benoit, C., Raphoz, M., & Boyer-Villemare, U. (2018). *Appréciation et traitement du risque – Aléas géologiques et hydrométéorologiques dans le secteur du Bas-de-la-Rivière à Rigaud : Analyse multirisque et cas de l'inondation du printemps 2017*.
- Ganji, A., Sushama, L., Versegny, D., & Harvey, R. (2017). On improving cold region hydrological processes in the Canadian Land Surface Scheme. *Theoretical and Applied Climatology*, 127(1), 45-59. <https://doi.org/10.1007/s00704-015-1618-4>
- Giorgi, F., Torma, C., Coppola, E., Ban, N., Schär, C., & Somot, S. (2016). Enhanced summer convective rainfall at Alpine high elevations in response to climate warming. *Nature Geoscience*, 9(8), 584-589. <https://doi.org/10.1038/ngeo2761>
- Godsey, S. E., Kirchner, J. W., & Tague, C. L. (2014). Effects of changes in winter snowpacks on summer low flows: case studies in the Sierra Nevada, California, USA. *Hydrological Processes*, 28(19), 5048-5064. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/hyp.9943>
- Government of Canada. (2023). *Canadian Climate Normals 1981-2010 Station Data*. https://climate.weather.gc.ca/climate_normals/index_e.html
- Groisman, P. Y., Knight, R. W., Easterling, D. R., Karl, T. R., Hegerl, G. C., & Razuvaev, V. N. (2005). Trends in Intense Precipitation in the Climate Record. *Journal of Climate*, 18(9), 1326-1350. <https://doi.org/10.1175/jcli3339.1>
- Held, I. M., & Soden, B. J. (2006). Robust Responses of the Hydrological Cycle to Global Warming. *Journal of Climate*, 19(21), 5686-5699. <https://doi.org/10.1175/jcli3990.1>

- Hernández-Díaz, 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), 1415-1433. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1387-z>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., . . . Thépaut, J.-N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999-2049. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Hou, A. Y., Kakar, R. K., Neeck, S., Azarbarzin, A. A., Kummerow, C. D., Kojima, M., Oki, R., Nakamura, K., & Iguchi, T. (2014). The Global Precipitation Measurement Mission. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(5), 701-722. <https://doi.org/10.1175/bams-d-13-00164.1>
- Huziy, O., & Sushama, L. (2017). Impact of lake–river connectivity and interflow on the Canadian RCM simulated regional climate and hydrology for Northeast Canada. *Climate Dynamics*, 48(3), 709-725. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3104-9>
- Huziy, O., Sushama, L., Khaliq, M. N., Laprise, R., Lehner, B., & Roy, R. (2012). Analysis of streamflow characteristics over Northeastern Canada in a changing climate. *Climate Dynamics*, 40(7), 1879-1901. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1406-0>
- Hydro-Québec. (2009). GMON : Appareil de mesure automatique de la couverture nivale. In.
- Innocenti, S., Mailhot, A., Leduc, M., Cannon, A. J., & Frigon, A. (2019). Projected Changes in the Probability Distributions, Seasonality, and Spatiotemporal Scaling of Daily and Subdaily Extreme Precipitation Simulated by a 50-Member Ensemble Over Northeastern North America. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(19), 10427-10449. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2019JD031210>
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (2021). *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Technical Summary]. Cambridge University Press.
- Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O. B., Bouwer, L. M., Braun, A., Colette, A., Déqué, M., Georgievski, G., Georgopoulou, E., Gobiet, A., Menut, L., Nikulin, G., Haensler, A., Hempelmann, N., Jones, C., Keuler, K., Kovats, S., . . . Yiou, P. (2014). EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change*, 14(2), 563-578. <https://doi.org/10.1007/s10113-013-0499-2>
- Javelle, P., Ouarda, T. B. M. J., & Bobée, B. (2003). Spring flood analysis using the flood-duration–frequency approach: application to the provinces of Quebec and Ontario, Canada. *Hydrological Processes*, 17(18), 3717-3736. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/hyp.1349>

- Jones, P. W. (1999). First- and Second-Order Conservative Remapping Schemes for Grids in Spherical Coordinates. *Monthly Weather Review*, 127(9), 2204-2210. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1999\)127<2204:Fasocr>2.0.Co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1999)127<2204:Fasocr>2.0.Co;2)
- 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. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1990\)047<2784:AODEPM>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469(1990)047<2784:AODEPM>2.0.CO;2)
- Kapnick, S., & Hall, A. (2012). Causes of recent changes in western North American snowpack. *Climate Dynamics*, 38(9), 1885-1899. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1089-y>
- Köppen, W. (1884). Die Wärmezonen der Erde, nach der Dauer der heissen, gemässigten und kalten Zeit und nach der Wirkung der Wärme auf die organische Welt betrachtet. *Meteorologische Zeitschrift*, 1(21), 5-226.
- Kron, W., & Berz, G. (2007). Flood disasters and climate change: Trends and options – A (re-)insurer's view. In J. L. Lozán, H. Grassl, P. Hupfer, L. Menzel & C.-D. Schönwiese (Ed.), *Global Change: Enough water for all?* (pp. 384). Wissenschaftliche Auswertungen.
- 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. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/hyp.5514>
- Lee, J.-W., & Hong, S.-Y. (2014). Potential for added value to downscaled climate extremes over Korea by increased resolution of a regional climate model. *Theoretical and Applied Climatology*, 117(3), 667-677. <https://doi.org/10.1007/s00704-013-1034-6>
- Luoju, K., Pulliainen, J., Takala, M., Lemmetyinen, J., Mortimer, C., Derksen, C., Mudryk, L., Moisander, M., Hiltunen, M., Smolander, T., Ikonen, J., Cohen, J., Salminen, M., Norberg, J., Veijola, K., & Venäläinen, P. (2021). GlobSnow v3.0 Northern Hemisphere snow water equivalent dataset. *Scientific Data*, 8(1), 163. <https://doi.org/10.1038/s41597-021-00939-2>
- Martens, B., Miralles, D. G., Lievens, H., van der Schalie, R., de Jeu, R. A. M., Fernández-Prieto, D., Beck, H. E., Dorigo, W. A., & Verhoest, N. E. C. (2017). GLEAM v3: satellite-based land evaporation and root-zone soil moisture. *Geosci. Model Dev.*, 10(5), 1903-1925. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-1903-2017>
- Martynov, A., Laprise, R., Sushama, L., Winger, K., Šeparović, 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), 2973-3005. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1778-9>
- 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 Env. Res*, 15, 143-164.

- McFarlane, N. A., Boer, G. J., Blanchet, J.-P., & Lazare, M. (1992). The Canadian Climate Centre Second-Generation General Circulation Model and Its Equilibrium Climate. *Journal of Climate*, 5(10), 1013-1044. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1992\)005<1013:Tcccs>2.0.Co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1992)005<1013:Tcccs>2.0.Co;2)
- McTaggart-Cowan, R., Vaillancourt, P. A., Zadra, A., Separovic, L., Corvec, S., & Kirshbaum, D. (2019). A Lagrangian Perspective on Parameterizing Deep Convection. *Monthly Weather Review*, 147(11), 4127-4149. <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/MWR-D-19-0164.1>
- Milrad, S. M., Atallah, E. H., & Gyakum, J. R. (2009). Dynamical and Precipitation Structures of Poleward-Moving Tropical Cyclones in Eastern Canada, 1979–2005. *Monthly Weather Review*, 137(3), 836-851. <https://doi.org/10.1175/2008mwr2578.1>
- Ministère de l'Environnement, de la Lutte contre les changements climatiques, de la Faune et des Parcs. (2023). *Qualité des eaux de la rivière des Outaouais - 1979-1994*. https://www.environnement.gouv.qc.ca/eau/eco_aqua/outaouais/description.htm#:~:text=Le%20d%C3%A9bit%20annuel%20moyen%20de,tributaires%20comptent%20de%20nombreux%20rapides.
- Morrison, H., & Milbrandt, J. A. (2015). Parameterization of Cloud Microphysics Based on the Prediction of Bulk Ice Particle Properties. Part I: Scheme Description and Idealized Tests. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72(1), 287-311. <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0065.1>
- Mudryk, L. R., Kushner, P. J., Derksen, C., & Thackeray, C. (2017). Snow cover response to temperature in observational and climate model ensembles. *Geophysical Research Letters*, 44(2), 919-926. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2016GL071789>
- Muñoz-Sabater, J., Dutra, E., Agustí-Panareda, A., Albergel, C., Arduini, G., Balsamo, G., Boussetta, S., Choulga, M., Harrigan, S., Hersbach, H., Martens, B., Miralles, D. G., Piles, M., Rodríguez-Fernández, N. J., Zsoter, E., Buontempo, C., & Thépaut, J. N. (2021). ERA5-Land: a state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications. *Earth Syst. Sci. Data*, 13(9), 4349-4383. <https://doi.org/10.5194/essd-13-4349-2021>
- Music, B., & Caya, D. (2007). Evaluation of the Hydrological Cycle over the Mississippi River Basin as Simulated by the Canadian Regional Climate Model (CRCM). *Journal of Hydrometeorology*, 8(5), 969-988. <https://doi.org/10.1175/jhm627.1>
- Music, B., & Caya, D. (2009). Investigation of the Sensitivity of Water Cycle Components Simulated by the Canadian Regional Climate Model to the Land Surface Parameterization, the Lateral Boundary Data, and the Internal Variability. *Journal of Hydrometeorology*, 10(1), 3-21. <https://doi.org/10.1175/2008jhm979.1>
- Noilhan, J., & Mahfouf, J. F. (1996). The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change*, 13(1), 145-159. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0921-8181\(95\)00043-7](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0921-8181(95)00043-7)

- O’Gorman, P. A., & Schneider, T. (2009). The physical basis for increases in precipitation extremes in simulations of 21st-century climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(35), 14773-14777. <https://doi.org/doi:10.1073/pnas.0907610106>
- O’Gorman, P. A. (2015). Precipitation Extremes Under Climate Change. *Current Climate Change Reports*, 1(2), 49-59. <https://doi.org/10.1007/s40641-015-0009-3>
- ORNL DAAC. (2023). *Description: Daymet Science and Introduction*. NASA. <https://daymet.ornl.gov/overview>
- Pal, S., Chang, H.-I., Castro, C. L., & Dominguez, F. (2019). Credibility of Convection-Permitting Modeling to Improve Seasonal Precipitation Forecasting in the Southwestern United States [Original Research]. *Frontiers in Earth Science*, 7. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00011>
- Pedersen, C. A., & Winther, J.-G. (2005). Intercomparison and validation of snow albedo parameterization schemes in climate models. *Climate Dynamics*, 25(4), 351-362. <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0037-0>
- Poan, E. D., Gachon, P., Dueymes, G., Diaconescu, E., Laprise, R., & Seidou Sanda, I. (2016). West African monsoon intraseasonal activity and its daily precipitation indices in regional climate models: diagnostics and challenges. *Climate Dynamics*, 47(9), 3113-3140. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3016-8>
- Poan, E. D., Gachon, P., Laprise, R., Aider, R., & Dueymes, G. (2018). Investigating added value of regional climate modeling in North American winter storm track simulations. *Climate Dynamics*, 50(5), 1799-1818. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3723-9>
- Poitras, V., Sushama, L., Seglenieks, F., Khaliq, M. N., & Soulis, E. (2011). Projected Changes to Streamflow Characteristics over Western Canada as Simulated by the Canadian RCM. *Journal of Hydrometeorology*, 12(6), 1395-1413. <https://doi.org/10.1175/jhm-d-10-05002.1>
- Prein, A. F., Gobiet, A., Suklitsch, M., Truhetz, H., Awan, N. K., Keuler, K., & Georgievski, G. (2013). Added value of convection permitting seasonal simulations. *Climate Dynamics*, 41(9), 2655-2677. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1744-6>
- Prein, A. F., Gobiet, A., Truhetz, H., Keuler, K., Goergen, K., Teichmann, C., Fox Maule, C., van Meijgaard, E., Déqué, M., Nikulin, G., Vautard, R., Colette, A., Kjellström, E., & Jacob, D. (2016). Precipitation in the EURO-CORDEX 0.11° and 0.44° simulations: high resolution, high benefits? *Climate Dynamics*, 46(1), 383-412. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2589-y>
- Prein, A. F., Langhans, W., Fosser, G., Ferrone, A., Ban, N., Goergen, K., Keller, M., Tölle, M., Gutzjahr, O., Feser, F., Brisson, E., Kollet, S., Schmidli, J., van Lipzig, N. P. M., & Leung, R. (2015). A review on regional convection-permitting climate modeling: Demonstrations, prospects, and challenges. *Reviews of Geophysics*, 53(2), 323-361. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2014RG000475>

- Regonda, S. K., Rajagopalan, B., Clark, M., & Pitlick, J. (2005). Seasonal Cycle Shifts in Hydroclimatology over the Western United States. *Journal of Climate*, 18(2), 372-384. <https://doi.org/10.1175/jcli-3272.1>
- Stewart, I. T., Cayan, D. R., & Dettinger, M. D. (2005). Changes toward Earlier Streamflow Timing across Western North America. *Journal of Climate*, 18(8), 1136-1155. <https://doi.org/10.1175/jcli3321.1>
- Sundqvist, H. (1978). A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 104(441), 677-690. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.49710444110>
- Takhsha, M., Nikiéma, O., Lucas-Picher, P., Laprise, R., Hernández-Díaz, L., & Winger, K. (2018). Dynamical downscaling with the fifth-generation Canadian regional climate model (CRCM5) over the CORDEX Arctic domain: effect of large-scale spectral nudging and of empirical correction of sea-surface temperature. *Climate Dynamics*, 51(1), 161-186. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3912-6>
- Tarek, M., Brisette, F. P., & Arsenault, R. (2020). Evaluation of the ERA5 reanalysis as a potential reference dataset for hydrological modelling over North America. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 24(5), 2527-2544. <https://doi.org/10.5194/hess-24-2527-2020>
- Teufel, B., Sushama, L., Huziy, O., Diro, G. T., Jeong, D. I., Winger, K., Garnaud, C., de Elia, R., Zwiers, F. W., Matthews, H. D., & Nguyen, V. T. V. (2019). Investigation of the mechanisms leading to the 2017 Montreal flood. *Climate Dynamics*, 52(7), 4193-4206. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4375-0>
- Thornton, M. M., Shrestha, R., Wei, Y., Thornton, P. E., Kao, S. C., & Wilson, B. E. (2022). Daymet: Station-Level Inputs and Cross-Validation for North America, Version 4 R1. In: ORNL Distributed Active Archive Center.
- Thornton, P. E., Shrestha, R., Thornton, M., Kao, S.-C., Wei, Y., & Wilson, B. E. (2021). Gridded daily weather data for North America with comprehensive uncertainty quantification. *Scientific Data*, 8(1), 190. <https://doi.org/10.1038/s41597-021-00973-0>
- Trenberth, K. E. (2011). Changes in precipitation with climate change. *Climate Research*, 47(1-2), 123-138. <https://www.int-res.com/abstracts/cr/v47/n1-2/p123-138/>
- USDA. (2004). Snowmelt. In *National Engineering Handbook : Part 630 Hydrology*. <https://directives.sc.egov.usda.gov/OpenNonWebContent.aspx?content=17753.wba>
- Verseghy, D. (1991). CLASS - A Canadian land surface scheme for GCMs. I. Soil model. *International Journal of Climatology*, 11(2), 111.
- Verseghy, D. (2011). CLASS – The Canadian Land Surface Scheme (version 3.5) [Technical document]. file:///C:/Users/demers_i/Downloads/CLASS%20v3.5%20Documentation.pdf

- Verseghy, D. (2012). *CLASS – The Canadian Land Surface Scheme (version 3.6)* [Technical document]. https://wiki.usask.ca/download/attachments/223019286/CLASS_v3.6_Documentation.pdf?version=51&modificationDate=51478106693000&api=5v2
- Verseghy, D., Brown, R., & Wang, L. (2017). Evaluation of CLASS Snow Simulation over Eastern Canada. *Journal of Hydrometeorology*, 18(5), 1205-1225. <https://doi.org/10.1175/jhm-d-16-0153.1>
- Wallace, J. M., & Hobbs, P. V. (2006). Atmospheric Thermodynamics. In *Atmospheric Science* (Second edition ed., pp. 63-111). Academic Press.
- Watt, W. E., K. W. Latham, C. R. Neill, T. L. Richards, and J. Rousselle. (1989). *Hydrology of floods in Canada: A guide to planning and design*. National Research Council of Canada.
- Wehner, M. F., Arnold, J. R., Knutson, T., Kunkel, K. E., & LeGrande, A. N. (2017). Droughts, floods, and wildfires. In D. J. Wuebbles, D. W. Fahey, K. A. Hibbard, D. J. Dokken, B. C. Stewart, & T. K. Maycock (Eds.), *Climate Science Special Report: Fourth National Climate Assessment, Volume I* (pp. 231-256). U.S. Global Change Research Program. <https://doi.org/10.7930/JOCJ8BNN>
- Xiong, W., Tang, G., Wang, T., Ma, Z., & Wan, W. (2022). Evaluation of IMERG and ERA5 Precipitation-Phase Partitioning on the Global Scale. *Water*, 14(7), 1122. <https://www.mdpi.com/2073-4441/14/7/1122>