TABLE DES MATIÈRES

Page

INTRODUCTION 1

CHAPITRE 1 REVUE DE LITTÉRATURE.....4
1.1 Changement climatique et impacts sur l'hydrologie 4
1.2 Le rôle de l'humidité du sol dans le processus climatique et hydrologique 8
1.3 Moyens d'évaluation et outils de mesures.....9
1.4 L'humidité du sol dans les modèles climatiques et hydrologiques.....12
1.5 L'humidité du sol et le changement climatique.....14

CHAPITRE 2 MÉTHODOLOGIE ET OUTILS 16
2.1 Méthodologie générale.....16
2.2 Outils de modélisation 19
2.2.1 Modèle climatique - MRCC..... 19
2.2.2 Modèle hydrologique 20
2.2.3 Réanalyses et sorties directes du MRCC 24

CHAPITRE 3 DESCRIPTION DU DOMAINE D'ÉTUDE.....27
3.1 Localisation du bassin versant à l'étude 27
3.2 Occupation du territoire 28
3.2.1 Topographie 28
3.2.2 Démographie, végétation, activités économiques et types de sol 30
3.3 Caractéristiques climatiques du territoire 33
3.4 Caractéristiques hydrologiques du bassin versant 34

CHAPITRE 4 PRÉSENTATION DES RÉSULTATS.....37
4.1 Représentation du bassin versant dans le modèle hydrologique Hydrotel 37
4.2 Calibrage et validation 38
4.2.1 Calibrage manuel 38
4.2.2 Calibrage automatique 43
4.3 Résultats préliminaires.....45
4.4 Choix d'événements particuliers.....47
4.5 Période de contrôle 49
4.5.1 Influence du choix des données climatiques comme input du modèle hydrologique 49
4.5.2 Influence directe du climat lors d'événements particuliers 50
4.5.3 Variations spatiale et temporelle..... 54
4.6 Horizon 2056 55
4.6.1 Changements attendus au niveau de l'humidité du sol – bassin complet..... 55
4.6.2 Changements attendus au niveau de l'humidité du sol – étude locale..... 60

CHAPITRE 5 ANALYSE DES RÉSULTATS.....64
5.1 Variabilités spatiale et temporelle.....64

5.1.1 Paramètres physiographiques 64
5.1.2 Paramètres climatiques 69
5.2 Sources d'incertitude 72
5.3 Limitations de l'étude 75
5.4 Débit et humidité du sol 77
5.5 Utilisation de l'humidité du sol comme indicateur de changement climatique 77

CONCLUSION 79

ANNEXE I PARAMÈTRES DE CALIBRAGE FINAUX 82

ANNEXE II EVOLUTIONS ANNUELLES ET INTERANNUELLES DE LA TENEUR EN EAU SUR LES SOUS-BASSINS DE LA GATINEAU (OBSHYDR, 1975-2003) 84

LISTE DE RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES 86

LISTE DES TABLEAUX

Page

Tableau 1.1 Scénarios d'augmentation des températures et des précipitations pour le sud du Québec pour la période 2080-2100 par rapport à 1960-1990 (Ouranos, S'adapter aux changements climatiques, 2004) 7

Tableau 4.1 Résultats du calibrage et de la validation pour les différents sous-bassins de la rivière Gatineau (nord-sud) 41

Tableau 4.2 Calibrage manuel versus automatique sur le sous-bassin Ceizur 44

Tableau 4.3 Moyennes mensuelles, saisonnières et annuelles de l'humidité du sol (m^3/m^3) pour la période de contrôle et l'horizon 2056 et indice de confiance d'après le test de Student 59

Tableau 5.1 Propriétés hydrauliques des types de sol du bassin versant de la Gatineau (Adapté du Manuel d'Hydrotel – Bases théoriques) 67

Tableau 5.2 Différences relatives entre l'horizon 2056 et la période de contrôle pour les moyennes mensuelles des précipitations liquides 70

Tableau 5.3 Différences absolues entre l'horizon 2056 et la période de contrôle pour les moyennes mensuelles des températures 71

LISTE DES FIGURES

Page

Figure 1.1 Évolution de la température terrestre depuis 600 millions d'années 4

Figure 1.2 Variations de la température à la surface de la Terre : 1000-2100 5

Figure 1.3 Concentrations atmosphériques de CO_2 entre 1000 et 2100.....6

Figure 1.4 Cycle de l'eau. 8

Figure 1.5 Évolution des modèles de circulation générale depuis leur création. 13

Figure 2.1 Organigramme de la méthodologie suivie au cours de l'étude.....17

Figure 2.2 Représentation sous Physitel des 715 UHRH du bassin versant de la rivière Gatineau.....21

Figure 2.3 Schéma explicatif du BV3C.....23

Figure 2.4 Humidité du sol moyenne au mois de juillet 1985 pour la couche Z2 sous Hydrotel versus SOILL 0,4-1,0 m provenant des réanalyses 25

Figure 3.1 Localisation du bassin versant de la rivière Gatineau.....28

Figure 3.2 Relief du bassin versant de la rivière Gatineau.....29

Figure 3.3 Occupation du territoire sur le bassin versant de la rivière Gatineau 31

Figure 3.4 Types de sol du bassin versant de la rivière Gatineau sous Hydrotel.....32

Figure 3.5 Zones climatiques sur le bassin versant de la rivière Gatineau. 33

Figure 3.6 Hydrogramme moyen à la centrale Paugan (1964-1994). 35

Figure 3.7 Localisation des principaux barrages et centrales hydroélectriques du bassin versant de la rivière Gatineau. 36

Figure 4.1 Délimitation des six sous-bassins du bassin versant de la rivière Gatineau dans le modèle Hydrotel.....37

Figure 4.2 Hydrogrammes observé et simulé après calibrage (Ceizur, 1979-1983)...42

Figure 4.3 Hydrogrammes observé et simulé - période de validation (Baskatong, 1991-1995).....43

Figure 4.4 Évolution annuelle de la moyenne de la teneur en eau du sol et variation interannuelle à l'issue des premières simulations (Maniwaki, 1975-2003, ObsHydr).....46

Figure 4.5 Évolution des moyennes mensuelles et écart-types de l'humidité du sol dans les trois couches de sol (Gatineau, 1975-2003, ObsHydr).....47

Figure 4.6 Précipitations et températures sur le bassin versant de la Gatineau – moyennes annuelles des mois de juillet et août (1976-2003). 48

Figure 4.7 Humidité annuelle moyenne (m^3/m^3) en fonction de l'intrant météorologique. 50

Figure 4.8 Influence des températures pour des mois particuliers (MRCCHydr).....51

Figure 4.9 Influence des précipitations pour des mois particuliers (MRCCHydr). 53

Figure 4.10 Moyenne mensuelle (% de saturation) et écart-type pour certains mois particuliers (MRCCHydr, 1975-2001). 54

Figure 4.11 Comparaison saisonnière des humidités du sol (m^3/m^3) entre la période de contrôle (1975-2001, MRCCHydr) et l'horizon 2056 (2042-2068, futurMRCCHydr).....56

Figure 4.12 Différence des moyennes et des écarts-types saisonniers (%) entre la période de contrôle (1975-2001, MRCCHydr) et l'horizon 2056 (2042-2068, futurMRCCHydr). 57

Figure 4.13 Différences relatives mensuelles entre les débits simulés actuels et futurs sur quatre sous-bassins. 61

Figure 4.14 Analyse combinée de l'humidité du sol et des débits actuels et futurs pour le sous-bassin Paugan. 61

Figure 4.15 Analyse combinée de l'humidité du sol et des débits actuels et futurs pour le sous-bassin Ceizur. 63

Figure 5.1 Répartition des feuillus sur le bassin versant de la Gatineau.....65

Figure 5.2 Types de sol sur le bassin versant de la Gatineau. 66

Figure 5.3 Différences entre les humidités du sol futures et de la période de contrôle en fonction du type de sol. 68

Figure 5.4 Différences des moyennes de précipitations liquides mensuelles futur - PC sur les six sous-bassins.....70

Figure 5.5 Différences (précipitations et températures) entre les moyennes mensuelles des météos de la période de contrôle : données MRCC vs données krigées 73

LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

ATSR	Along Track Scanning Radiometer
AMJ	Avril-Mai-Juin
BV	Bassin versant
BV3C	Bilan vertical en trois couches
CA	Calibrage automatique
CCmaC	Centre canadien de modélisation et d'analyse climatique
CGCM	Modèle de circulation générale canadien
CLASS	Canadian Land Surface Scheme
CM	Calibrage manuel
COMGA	Comité du bassin versant de la rivière Gatineau
DAI	Données Accès Intégration
DRAME	Développement et recherche appliquée en modélisation de l'eau et de l'environnement
ETP	Évapotranspiration potentielle
ETR	Évapotranspiration réelle
FDR	Frequency Domain Reflectometer
GIEC	Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
H2056	Horizon 2056
INRS-ETE	Institut national de la recherche scientifique – Eau, Terre et Environnement
JA	Juillet-Août
KrigHydr	Sorties d'Hydrotel piloté par des données météorologiques krigées
LATINO	L'Agence de traitement de l'information numérique de l'Outaouais

Rapport-Gratuit.com

MDDEP	Ministère du développement durable, de l'environnement et des parcs
MGC	Modèle de circulation générale
MNA	Modèle numérique d'altitude
MRC	Modèle régional de climat
MRCC	Modèle régional canadien du climat
MRCCHydr	Sorties d'Hydrotel piloté par des données météorologiques du MRCC sur la période de contrôle
NARR	North American Regional Reanalysis
ObsHydr	Sorties d'Hydrotel piloté par des données météorologiques observées
P	Précipitations
PC	Période de contrôle
SBV	Sous-bassin versant
SON	Septembre-Octobre-Novembre
T	Température
TDR	Time Domain Reflectometer
UHRH	Unité hydrologique relativement homogène
VIC	Variable Infiltration Capacity (modèle hydrologique)
Z1	Première couche de sol (surface)
Z2	Deuxième couche de sol (intermédiaire)
Z3	Troisième couche de sol (profondeur)

LISTE DES SYMBOLES ET UNITÉS DE MESURE

Longueur

mm	millimètre
cm	centimètre
m	mètre
km	kilomètre

Aire

km^2	kilomètre carré (= 1 000 000 m^2)

Volume

m^3	mètre cube

Masse

kg	kilogramme

Temps

s	seconde
h	heure
jr	jour

Humidité du sol

m^3/m^3	mètre cube d'eau par mètre cube de sol
kg/m^3	kilogramme d'eau par mètre cube de sol

Vitesse

m/h	mètre par heure
cm/h	centimètre par heure

Débit

m^3/s	mètre cube par seconde

Précipitation

mm	millimètre d'eau

Température

°C	degré Celsius

Angle plan

°	degré
‘	minute
‘’	seconde

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

INTRODUCTION

Il est aujourd'hui clair pour les scientifiques que la Terre fait face à un changement climatique qui constitue l'un des plus gros enjeux de notre siècle. Que ce soit d'un point de vue économique, environnemental ou social, beaucoup de secteurs sont et seront touchés par les changements du climat. Certes, le climat a toujours évolué et continuera à le faire, mais contrairement aux précédentes variations climatiques, le changement actuel du climat est extrêmement rapide et l'homme y joue un rôle prépondérant à travers la libération de gaz à effet de serre par toutes les activités anthropiques (transport, industrie, combustion d'énergie fossile, etc.) (GIEC, 2007).

D'un point de vue global, la température moyenne de l'hémisphère Nord a déjà augmenté de 0,7°C lors des cent dernières années et les modèles prévoient des augmentations encore plus conséquentes pour les années à venir. Le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) travaille depuis plusieurs années sur ce problème et a créé une grille de scénarios en fonction de l'évolution de la société, de ses comportements (démographiques, en matière d'énergie, etc.) et de l'étendue géographique de ses actions (locale ou globale). À partir de là, grâce à l'utilisation de modèles permettant de représenter les interactions entre les différentes composantes du système climatique, de nombreuses projections sont annoncées, accompagnées de leurs incertitudes associées, mais toutes s'accordent sur certains points et notamment une augmentation de la température moyenne du globe, surtout durant l'hiver et aux hautes latitudes, des conditions climatiques extrêmes plus fréquentes (sécheresses, inondations, tornades, etc.) ou encore des précipitations plus abondantes sur une grande partie du globe. Au Québec, tous les scénarios montrent qu'à l'horizon 2080, on devrait observer des augmentations des températures (de 1,5 à 5°C pendant l'été et de 2 à 7°C pendant l'hiver) et des précipitations (de 0 à 10 % pendant l'été et de 10 à 35 % durant l'hiver) (Hulme *et al.*, 1999).

Ces changements du climat ont bien sûr des répercussions sur l'hydrologie, car il existe un lien étroit entre les températures, les précipitations et les variables hydrologiques comme les

débits. En effet, une augmentation des températures par exemple entraînerait des taux d'évapotranspiration plus élevés durant l'été et pourrait donc contribuer à amplifier les périodes d'étiage alors que des augmentations de précipitations auraient tendance à accroître les débits en rivière. Évidemment, tout n'est pas si simple et c'est essentiellement une conjugaison de tous les éléments climatiques qui permet un équilibre énergétique et hydrique qui semble être remis en question avec le changement climatique actuel. L'humidité du sol, à travers son statut prépondérant dans les échanges d'eau et d'énergie, est une variable incontournable du système climatique. Dans ce contexte, l'humidité du sol joue un rôle essentiel en raison de sa capacité à moduler les variations du climat grâce à sa mémoire relativement longue et à sa forte implication dans les interactions sol-atmosphère (Li *et al.*, 2007). À court terme, l'humidité du sol contrôle la répartition entre les flux de chaleur sensible et latent à la surface terrestre. À plus long terme, l'humidité du sol module les sécheresses et les inondations (Pan *et al.*, 2001). Malgré cela, peu nombreuses sont les études sur ce sujet, notamment en raison du manque de données *in situ*, mais aussi de la complexité de la représentation de cette variable.

L'objectif principal de cette étude est d'évaluer s'il est possible d'utiliser l'humidité du sol comme un indicateur de changement climatique, au même titre que d'autres variables comme la couverture nivale par exemple. L'étude porte sur le bassin versant de la rivière Gatineau au sud du Québec. Après avoir récupéré les différentes données (climatiques, physiographiques, hydrologiques, etc.) nécessaires à la préparation des modèles, le modèle hydrologique Hydrotel a été calé et validé, et des données modélisées d'humidité du sol sont alors disponibles pour analyse. Il s'agit ensuite d'étudier l'évolution spatiale (au sein du bassin versant de la Gatineau) et temporelle (évolution climat passé récent – climat futur) de l'humidité du sol, sa variabilité et de mettre en avant des métriques qui pourraient influencer les décideurs à anticiper les changements hydrologiques à venir et ainsi mieux s'y préparer. Cette étude s'inscrit au sein d'un projet plus vaste (projet ClimHydro) visant à évaluer les impacts des changements climatiques sur la ressource en eau au Québec.

Ce mémoire est composé de six chapitres. D'abord, une revue de littérature traite l'humidité du sol sous différents aspects, de son rôle dans le processus climatique et le cycle de l'eau à son évolution avec les changements climatiques en passant par ses moyens de mesure et sa place dans les modèles climatiques et hydrologiques, ceci en s'appuyant sur les études préalablement réalisées sur le sujet. Le second chapitre s'attache à décrire la méthodologie adoptée ainsi que les outils nécessaires à sa réalisation, et notamment les modèles climatique et hydrologique utilisés. Le chapitre suivant comporte une description du domaine d'étude, en précisant ses caractéristiques géographiques et physiographiques mais aussi climatiques et hydrologiques. Ensuite, la partie résultats s'articule autour de deux chapitres. Le premier présente les résultats obtenus, du calage du modèle jusqu'aux simulations en climat passé récent et climat futur. Le deuxième est davantage axé sur l'analyse et l'interprétation de ces résultats, et notamment sur leurs variabilités spatiale et temporelle et sur leur évolution en fonction du climat. Le rapport se termine par une conclusion qui rappelle les principaux résultats suivie des recommandations pour les études qui suivront.

CHAPITRE 1

REVUE DE LITTÉRATURE

1.1 Changement climatique et impacts sur l'hydrologie

Depuis sa formation il y a 4,6 milliards d'années, le climat sur la Terre n'a cessé d'évoluer. En particulier au cours du quaternaire, le climat a alterné. Depuis le cambrien, la température terrestre moyenne a varié de près de quinze degrés (Figure 1.1).

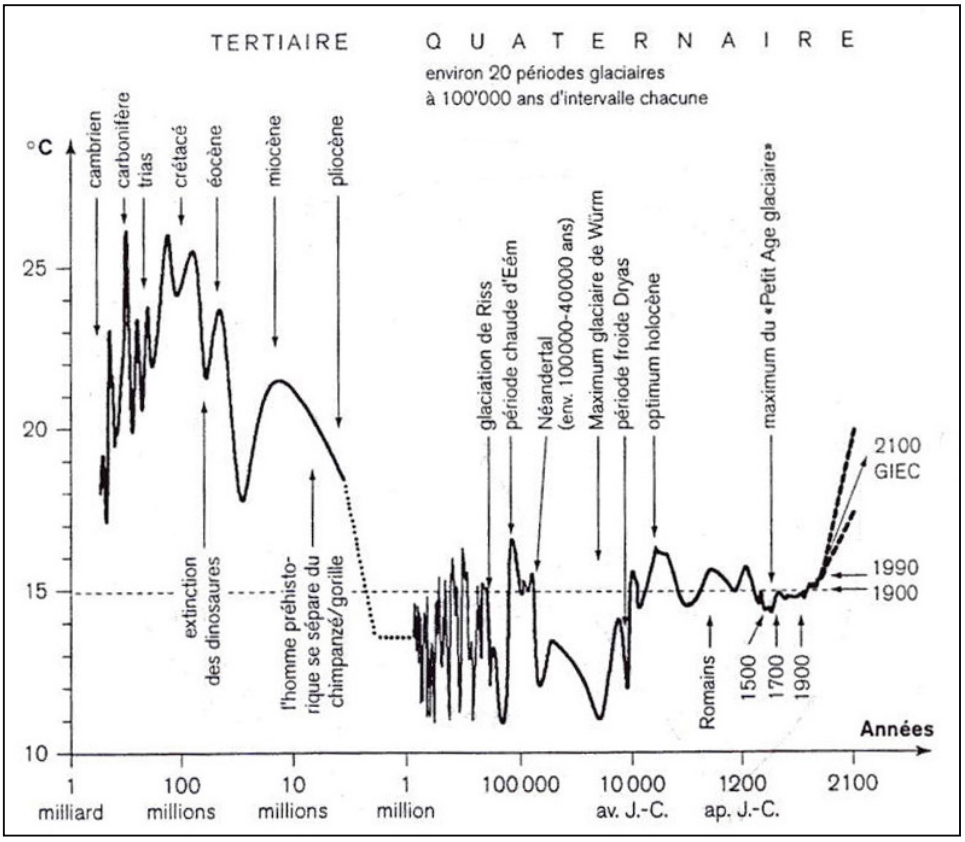


Figure 1.1 Évolution de la température terrestre depuis 600 millions d'années.
Tirée de http://www.astrosurf.com/macombes/fig13-4me.htm
(Consulté le 23 septembre 2009)

Depuis la révolution industrielle du début du XIXe siècle et l'avènement des activités anthropiques libératrices de gaz à effet de serre dans l'atmosphère, le climat semble avoir été bouleversé et son équilibre est remis en question. La température globale de la Terre augmente rapidement depuis le début du XXe siècle (Figure 1.2), ce qui coïncide avec la hausse des concentrations de dioxyde de carbone, méthane et autres gaz à effet de serre (Figure 1.3) libérés par les activités humaines et notamment la production d'énergie et les transports.

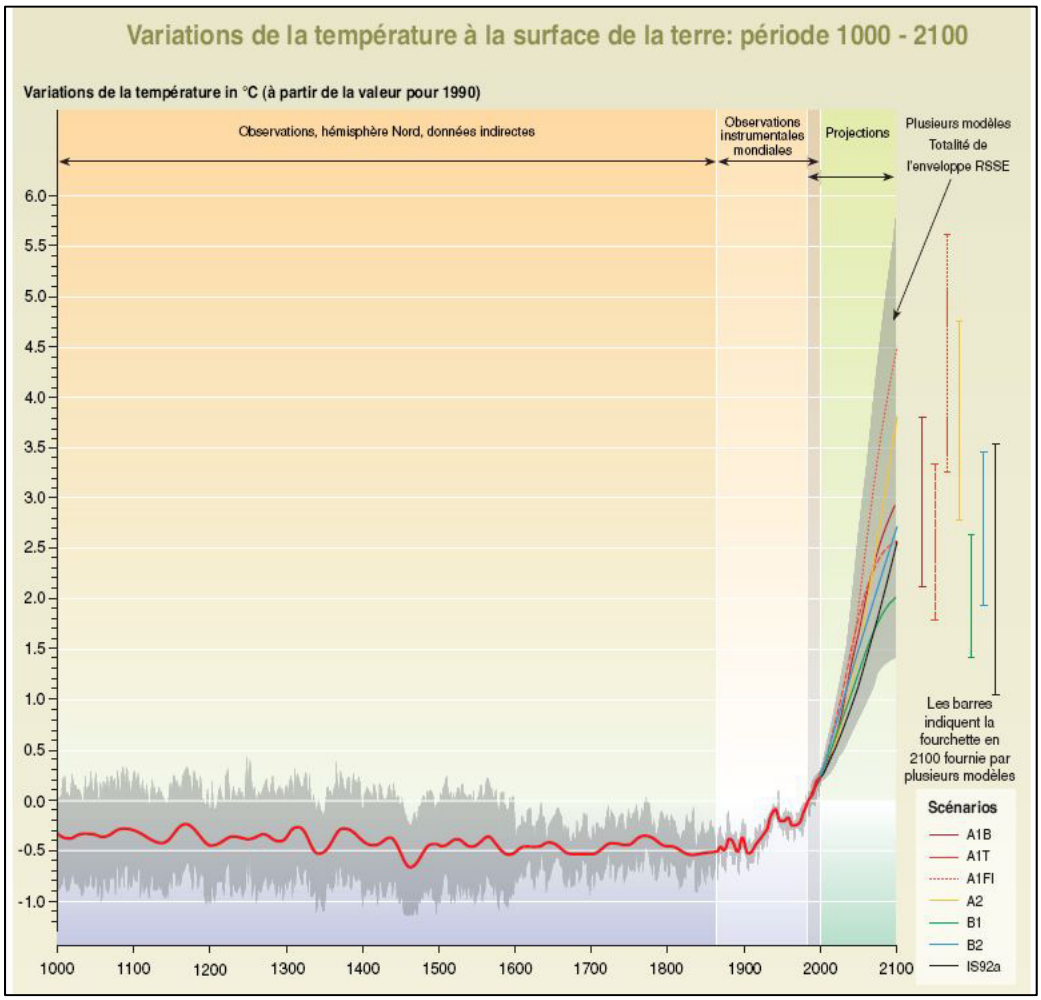


Figure 1.2 Variations de la température à la surface de la Terre : 1000-2100.
Tirée de GIEC (2007)

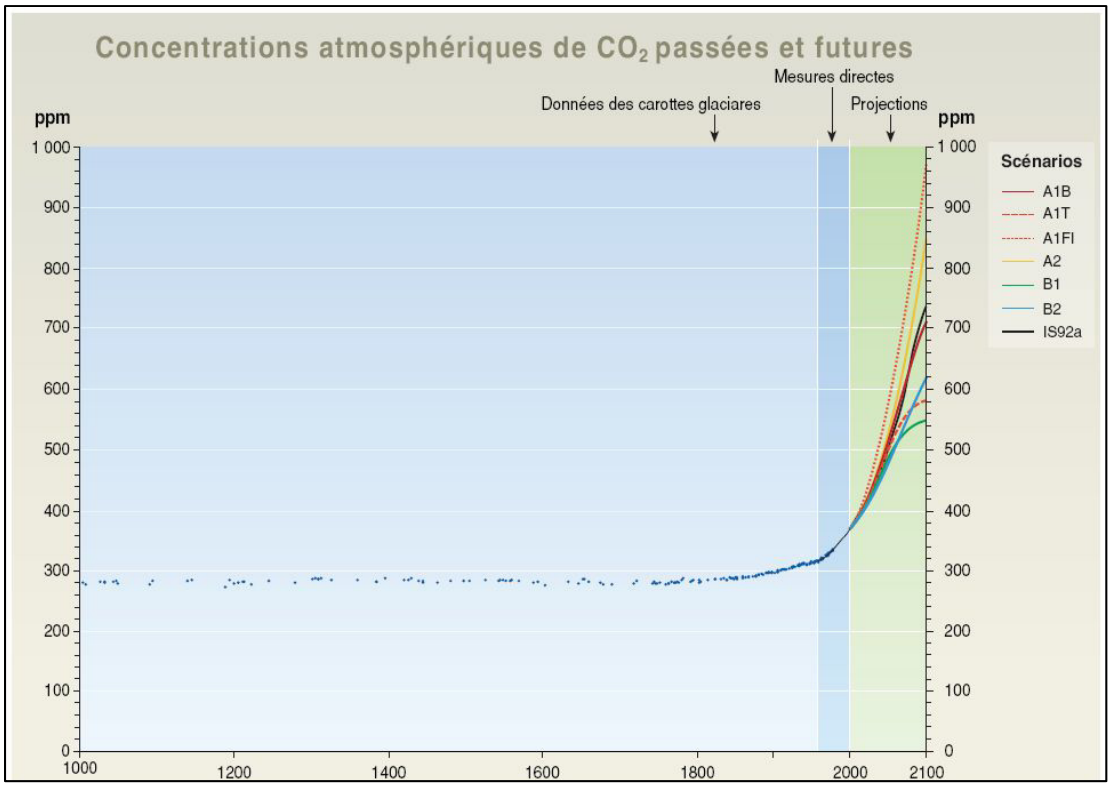


Figure 1.3 Concentrations atmosphériques de CO_2 entre 1000 et 2100.
Tirée de GIEC (2007)

Nombreux sont aujourd'hui les scientifiques qui étudient ce phénomène de changement climatique, car il touche tous les domaines et se révèle être d'une importance capitale. Les modèles mis en place pour représenter la machine climatique et ainsi prévoir son comportement à long terme grâce à des projections à divers horizons s'accordent sur une augmentation de la température globale de la surface terrestre (d'où le terme de réchauffement climatique), notamment durant l'hiver, des précipitations plus importantes en général ainsi qu'une hausse de la fréquence des événements extrêmes. Au cours des 25 dernières années, les températures ont augmenté à un taux de 0,19°C par décennie, entraînant des changements au niveau des composantes du cycle hydrologique : comme le montrent les mesures effectuées par satellite, les nappes de glace, les glaciers et les calottes glaciaires perdent de leur masse de plus en plus rapidement. Combinée à cela, la dilatation thermique due à l'élévation de température dans les océans fait qu'aujourd'hui, l'élévation moyenne mondiale du niveau de la mer (3,4 mm/an sur les 15 dernières années) est de 80 % supérieure

aux dernières prévisions du GIEC (The Copenhagen Diagnosis, 2009). Par ailleurs, l'augmentation des précipitations moyennes sur l'ensemble du globe semble indiquer que le cycle hydrologique devienne plus actif, c'est-à-dire plus d'évaporation, plus de précipitations, plus de ruissellement, etc.

Le Tableau 1.1 montre les prévisions des modèles pour le sud du Québec (où se situe le bassin versant de la rivière Gatineau, objet de l'étude) à l'horizon 2080 en fonction de différents scénarios plus ou moins optimistes (correspondant aux scénarios de gaz à effet de serre définis par le GIEC).

Tableau 1.1 Scénarios d'augmentation des températures et des précipitations pour le sud du Québec pour la période 2080-2100 par rapport à 1960-1990
Tiré de Ouranos (2004)

	SUD DU QUÉBEC		
	Scénario optimiste	Scénario moyen	Scénario pessimiste
Été (juin à août) Températures	+1,5°C	+2 à +3°C	+4,5 à +5°C
Précipitations	0 %	0 à +5 %	0 à +10 %
Hiver (déc. à fév.) Températures	+2°C	+3 à +4°C	+6 à +7°C
Précipitations	+10 %	+10 à +20 %	+25 à +35 %

Ces changements de températures et précipitations annoncés par les modèles ont déjà débuté et leurs impacts sur l'hydrologie également : au cours des dernières décennies, des cours d'eau du Yukon et de Colombie-Britannique présentaient déjà des baisses de débits en été et des hausses en hiver, en plus de crues printanières prématurées (Whitfield et Cannon, 2000). Une étude menée par Doré *et al.* (2006) sur les effets des changements climatiques sur la rivière Moisie (côte Nord du Québec) rapporte elle aussi un devancement de la crue printanière tout en précisant cependant ne pas pouvoir conclure sur l'amplitude des pointes, les résultats obtenus étant relativement variables suivant les scénarios climatiques utilisés.

1.2 Le rôle de l'humidité du sol dans le processus climatique et hydrologique

L'humidité du sol, en raison de sa mémoire relativement longue et à travers son rôle actif dans les interactions entre surface et atmosphère, participe de façon effective à la modulation des variations du climat (Li *et al.*, 2007). Par exemple, en cas de forte précipitation, le sol pourra être saturé pendant plusieurs jours voire quelques semaines si l'évapotranspiration est faible. À plus long terme, ce paramètre module les sécheresses et les inondations (Pan *et al.*, 2001). L'humidité du sol pourrait donc être une mesure intéressante afin d'évaluer les impacts des changements dans le cycle hydrologique par le fait qu'elle est un témoin des effets combinés des changements au niveau de la précipitation, de l'évaporation et du ruissellement au cours de l'année (GIEC, 2001). La Figure 1.4 représente le cycle de l'eau où l'humidité du sol est liée aux processus de ruissellement, d'infiltration, d'évaporation et d'évapotranspiration. Yonghui *et al.* (2003) écrivent à ce sujet que l'évaluation de l'humidité du sol est importante, d'autant plus que plusieurs processus du cycle hydrologique, et spécialement les flux horizontaux comme le ruissellement, sont fortement influencés par l'humidité du sol, car on parle de ruissellement une fois que le sol est saturé, du moins sa zone de surface.

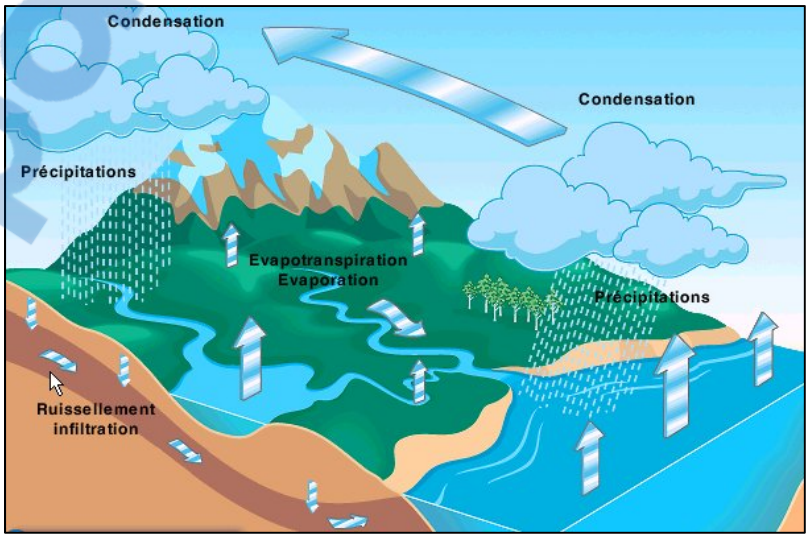


Figure 1.4 Cycle de l'eau.
Tirée de http://www3.ac-clermont.fr/etabliss/fenelon/Idd/idd%202002-2003/cyckle.htm
(Consulté le 23 septembre 2009)

Rapport-Gratuit.com

Wei (1995) précise ce qui fait que l'humidité du sol joue un rôle prépondérant dans le cycle hydrologique : au niveau de la surface terrestre, l'humidité du sol pilote la répartition des flux de chaleur sensible et de chaleur latente avec l'atmosphère, liant ainsi les bilans hydrique et d'énergie à travers les états d'humidité et de température du sol peu profond et de l'atmosphère.

Par ailleurs, l'humidité du sol a une place importante dans la compréhension des changements possibles au niveau des cultures et de leur productivité (Henderson-Sellers, 1997). En effet, Lindroth *et al.* (1998) ont observé que sous des températures plus élevées, une humidité du sol plus faible inhibait la photosynthèse chez les plantes. Robock (1995) ajoute que les changements au niveau de l'humidité du sol joueront un rôle majeur dans les impacts des changements climatiques sur la production agricole ainsi que sur les écosystèmes naturels. Cornwell *et al.* (2007) insistent sur le fait que des baisses de l'humidité du sol restreindraient la respiration des plantes et réduiraient ainsi la productivité des cultures.

Tout ceci amène de nombreux scientifiques à penser que l'humidité du sol, au même titre que la couverture nivale, est la composante la plus importante de la mémoire météorologique pour le système climatique terrestre (Robock *et al.*, 2000). Malgré son importance, rares sont les bases de données d'humidité du sol, et les modèles peinent encore à représenter fidèlement les processus et à sortir des données fiables.

1.3 Moyens d'évaluation et outils de mesures

Un des problèmes rencontrés, lorsque vient le temps de discuter de l'humidité du sol et de sa modélisation, est que la variable en elle-même est souvent mal définie et donc que la définition et le traitement de « l'eau du sol » varie d'un modèle à l'autre (Cornwell *et al.*, 2007). Il convient donc en premier lieu de bien définir l'objet.

L'humidité du sol, aussi appelée teneur en eau d'un sol, constitue la phase liquide présente dans un sol. Elle varie en fonction de nombreux paramètres comme le type de sol, sa structure, sa porosité, la topographie du territoire, la végétation ou encore la température de l'air. Elle peut s'exprimer de différentes manières, suivant qu'on la rapporte à la masse ou au volume. On parle d'humidité volumique (ou teneur en eau volumique), généralement notée θ, lorsqu'on évalue le rapport du volume d'eau présent dans le sol sur le volume apparent de ce sol. Cette valeur varie entre une valeur minimale, la teneur en eau résiduelle θ_r, et une valeur maximale, la teneur en eau à saturation θ_s, qui est en principe égale à la porosité totale (rapport du volume des vides sur le volume total du milieu). On définit aussi l'indice de saturation, généralement noté S_w, comme le rapport du volume d'eau sur le volume des pores. Cette valeur varie entre un minimum résiduel et la valeur de 100 % à saturation (Musy, 2005). Ces valeurs s'expriment en $m^3.m^{-3}$ tandis qu'elles sont en $kg.m^{-3}$ dans l'approche massique.

Il existe plusieurs méthodes pour mesurer l'humidité du sol et le choix de l'une ou l'autre dépend de l'application et des ressources disponibles (Robock *et al.*, 2000) :

- *la méthode gravimétrique*, utilisée depuis longtemps, consiste à extraire un échantillon de sol, à le peser, le sécher ensuite au four à 105°C jusqu'à poids constant, puis le repeser afin d'obtenir l'humidité totale du sol dans l'échantillon, qui peut ensuite être convertie en unité volumique en utilisant la masse volumique du sol. Cette méthode est simple, mais assez laborieuse et a tendance à quelque peu détruire les sites étudiés. De nouvelles méthodes électroniques ont été introduites, mais elles sont indirectes et nécessitent un étalonnage et des hypothèses théoriques;
- *la sonde à neutrons* est relativement facile à utiliser, précise, et capable de mesures en temps réel. La sonde émet des neutrons rapides qui, au contact des atomes d'hydrogène présents dans le sol étudié, perdent une grande partie de leur énergie. La détection des neutrons lents renvoyés vers la sonde permet une estimation de la quantité d'hydrogène dans le sol et ainsi de l'humidité du sol. Les inconvénients de cette méthode sont la complexité de l'étalonnage des sondes, les précautions associées à la manipulation de matériel radioactif ainsi que les coûts relativement élevés;

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

- *les capteurs de dissipation de chaleur* sont relativement bon marché et permettent des mesures aux trente minutes. Les capteurs évaluent l'humidité du sol en mesurant les changements de température du sol en réponse à une augmentation spontanée de chaleur. Ils sont souvent utilisés pour contrôler l'humidité du sol disponible pour les plantes. Ils nécessitent toutefois des observations gravimétriques pour le calibrage;
- d'autres techniques comme le *tensiomètre*, le *bloc de gypse*, le *réflectomètre* (TDR ou FDR) et le *densitomètre gamma*, ont chacune leurs avantages et leurs limitations et toutes doivent être calibrées avec des observations gravimétriques.

Des séries de données historiques de mesures *in situ* d'humidité du sol sont disponibles pour seulement un petit nombre de régions du globe et sont souvent très courtes (Robock *et al.*, 2000). La *Global Soil Moisture Data Bank* réunit toutes ces données (majoritairement mesurées à l'aide de la méthode gravimétrique) provenant de plus de 600 stations à travers les États-Unis (Iowa et Illinois), l'ancienne Union Soviétique, la Chine, la Mongolie et l'Inde. Plus localement, Petrone *et al.* (2004) ont mené une étude à Cacouna (Québec) utilisant un réflectomètre temporel (TDR) afin de mesurer l'humidité volumique moyenne dans les 12 premiers centimètres de sol d'une tourbière sur un espace de 1200 m^2. Dabrowska-Zielinska (2002) a, quant à lui, calculé différents indices d'humidité du sol relatifs au développement des cultures en Pologne en se basant sur l'évapotranspiration dérivée de la température de surface provenant de données satellites (ATSR) et météorologiques.

1.4 L'humidité du sol dans les modèles climatiques et hydrologiques

Les données *in situ* étant extrêmement limitées, les autres données d'humidité du sol disponibles sont celles provenant des sorties des modèles climatiques et hydrologiques. Il s'agit maintenant d'examiner comment les modèles traitent cette variable et si ces sorties de modèles sont fiables.

La topographie complexe des paysages naturels, la variabilité spatiale de la végétation et des types de sol, le drainage gravitaire et l'infiltration de l'eau après de fortes averses sont entre autres des paramètres responsables de la variabilité spatiale et temporelle de l'humidité du sol (Vachaud *et al.*, 1985). Or, les modèles climatiques n'ont pas toujours été aussi performants qu'aujourd'hui dans la représentation de ces variables comme le montre la Figure 1.5. Ce n'est que depuis peu que la végétation fait partie du système, grâce notamment au développement des schémas de surface. En effet, à la fin des années 1980, de nombreuses études avaient démontré que les simulations du climat par les modèles de circulation générale dépendaient énormément de la formulation des schémas de surface, notamment de la façon dont étaient traités l'humidité du sol et la couverture nivale (Verseghy, 1991). De plus, d'après Robock (1998) et Srinivasan *et al.* (2000), les schémas de surface utilisés par les différents modèles de circulation générale diffèrent considérablement et leur précision est discutable.

L'humidité du sol est la variable qui lie toutes les composantes du bilan énergétique de surface et c'est pourquoi elle joue un rôle majeur dans les modèles climatiques et leurs schémas de surface (Petrone *et al.*, 2004). Les schémas de surface ont beaucoup évolué depuis le milieu des années 80 et plus récemment, certains modèles de circulation générale utilisent une nouvelle gamme de schémas de surface qui incluent la représentation de la végétation et son rôle dans la régulation de l'évapotranspiration ainsi que dans l'interception des précipitations (Cornwell *et al.*, 2007). C'est le cas notamment du schéma de surface canadien CLASS (Verseghy, 1991).

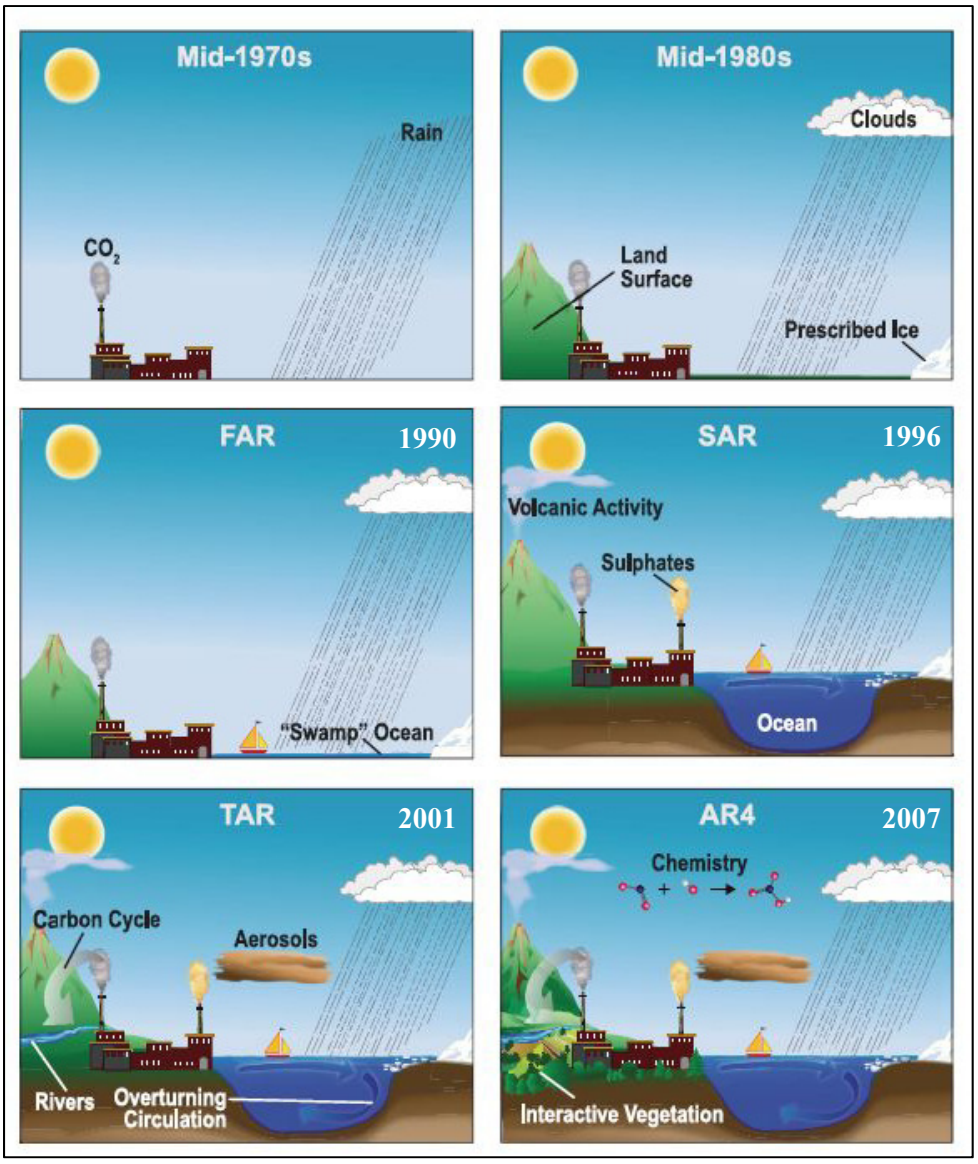


Figure 1.5 Évolution des modèles de circulation générale depuis leur création.
Tirée de GIEC (2007)

Les modèles hydrologiques, pour leur part, ont depuis de nombreuses années des représentations de complexité variée de l'humidité du sol et fournissent des résultats relativement bons (GIEC, 2001). Dans certains rares cas, l'humidité du sol peut servir à calibrer un modèle hydrologique, comme ce fut le cas dans l'étude de Yonghui *et al.*(2003) qui ont pu utiliser des données de terrain pour calibrer leur modèle hydrologique *WAVES* sur la région semi-aride des montagnes de Taihang Shan en Chine. Ceci nécessite des données *in*

situ, qui, comme énoncé précédemment, sont malheureusement limitées à un faible nombre de régions. De plus, le lien entre des données ponctuelles et les mailles utilisées par les modèles hydrologiques est difficile à établir.

1.5 L'humidité du sol et le changement climatique

Les prédictions des modèles de circulation générale sur les changements de l'humidité du sol dans son ensemble s'accordent en général mais divergent fortement dans certaines régions (Cornwell *et al.*, 2007). La plupart des modèles prévoient une augmentation générale de l'humidité du sol moyenne aux hautes latitudes nord durant l'hiver, bien que des réductions soient envisagées sur quelques zones. Ces augmentations généralisées sont principalement dues aux hausses attendues des précipitations et notamment sous forme de pluie en raison des températures hivernales plus chaudes. Pendant l'été, le facteur principal de cet assèchement est l'évaporation qui augmentera en raison des températures plus élevées. De plus, le sol étant déjà proche de la saturation voire saturé à la fin de l'hiver et au printemps lors de la période de contrôle, toutes les précipitations en excès à cette période ne seront pas stockées dans le sol mais perdues par ruissellement. Aux hautes latitudes, par ailleurs, la fonte printanière plus précoce devrait accentuer l'absorption solaire au détriment de la réfraction et ainsi favoriser l'évaporation (GIEC, 2001).

Plus concrètement, Yonghui *et al.* (2003) ont mené une étude visant à reproduire sur le terrain les conditions de changement climatique. Ils ont pour cela mis en place un environnement contrôlé sur lequel ils ont simulé des pluies par arrosage artificiel pendant un an afin d'obtenir des changements de ±20 % et ±10 % de précipitation moyenne annuelle et ont effectué ces tests sur le même sol implanté à trois altitudes différentes afin d'obtenir un écart de 2°C sur la température moyenne annuelle entre les différentes localisations. Les principales conclusions de cette étude sont que les changements étaient les plus significatifs lors des saisons pluvieuses mais que l'augmentation de l'humidité créée par la hausse de 10 % des précipitations était complètement compensée par les 4°C de plus au niveau des températures. De plus, comme attendu, la combinaison d'une augmentation des températures

et d'une diminution des précipitations amènerait une baisse drastique de l'humidité du sol sur toute la période de simulation.

Les expériences sur le terrain ayant leurs limitations, d'autres études (Gardenas et Jansson (1995), Dietterick *et al.* (1999), Wang *et al.* (2001)) ont utilisé des modèles (le modèle SOIL, TOPMODEL et le modèle WAVES, respectivement) afin d'améliorer les prévisions sur l'évolution probable de l'humidité du sol et ses conséquences en contexte de changement climatique. Gardenas et Jansson ont étudié les effets du changement climatique sur le bilan hydrique des pins sylvestres en Suède en utilisant le modèle SOIL qui couple les transferts d'eau et les flux de chaleur. Ils ont modélisé deux scénarios de changement climatique, le premier marqué uniquement par une augmentation des températures et le second où l'augmentation des températures est jumelée à une augmentation des précipitations. Dans le premier cas, la forte augmentation du stress hydrique a limité la hausse de la transpiration, ce qui ne fut pas le cas dans le second scénario où la transpiration des pins a augmenté de 30 à 50 % suivant les sites. Dietterick *et al.*, quant à eux, ont testé la pertinence de l'utilisation de TOPMODEL pour prédire les apports en eau en contexte de changement climatique sur 3 bassins des États-Unis. Enfin, Wang *et al.* ont analysé l'efficacité de la stratégie d'irrigation sur les cultures de la Plaine de Chine du Nord grâce au modèle WAVES basé sur les processus. À travers les relations entre l'irrigation, l'évapotranspiration, la croissance des cultures et l'efficacité de l'utilisation de l'eau, ils ont conclu qu'une meilleure gestion de l'irrigation permettrait une augmentation des rendements des cultures en contexte de changement climatique.

CHAPITRE 2

MÉTHODOLOGIE ET OUTILS

L'objectif principal de cette étude est d'évaluer l'évolution de l'humidité du sol en contexte de changement climatique afin d'estimer si cette variable peut être utilisée comme indicateur de changement climatique valide dans le but d'anticiper les fluctuations hydrologiques à venir. Ce chapitre décrit la méthodologie ayant permis d'atteindre cet objectif ainsi que les outils nécessaires à la réalisation du projet.

2.1 Méthodologie générale

L'étude s'est déroulée en plusieurs étapes en suivant une approche « top-down », c'est-à-dire partant des données climatiques, actuelles et futures, de leur effet sur l'hydrologie, et en particulier sur l'humidité du sol.

Pour ce faire, la première étape a consisté en la récupération du maximum de données disponibles, qu'elles soient climatiques, hydrologiques ou physiographiques. Pour les données climatiques, l'étude a débuté avec des données provenant des bases de données d'Environnement Canada (nombre limité de stations, majoritairement avec des données incomplètes) avant d'obtenir et d'utiliser une météo krigée aux 10 km compilée à Ouranos et permettant ainsi d'avoir 792 stations virtuelles réparties sur l'ensemble du bassin. Les variables fournies ont été les températures minimale et maximale ainsi que les précipitations à intervalle de temps journalier (1970-2005). Par la suite, des données météorologiques issues de la simulation nommée « aft » correspondant aux sorties climatiques de la version 4.2.3 du MRCC piloté par des réanalyses ERA 40 ont été utilisées pour les simulations sur la période de contrôle (1975-2001). Pour les données futures, les simulations du MRCC ont été fournies par Ouranos et les données utilisées étaient issues de la simulation « afy » correspondant aux sorties du MRCC 4.2.3 piloté par le CGCM 4 (2042-2068). Concernant les données hydrologiques, la base de données Hydat (débits bruts) a d'abord été utilisée avant qu'Hydro-Québec ne fournisse les débits corrigés journaliers (1960-2004, mais avec

certaines années incomplètes). Les données physiographiques (occupation et type de sol) ont été récupérées par l'intermédiaire d'Ouranos.

La Figure 2.1 illustre la méthodologie générale de l'étude une fois ces données récupérées. Les principales étapes sont décrites dans les paragraphes qui suivent.

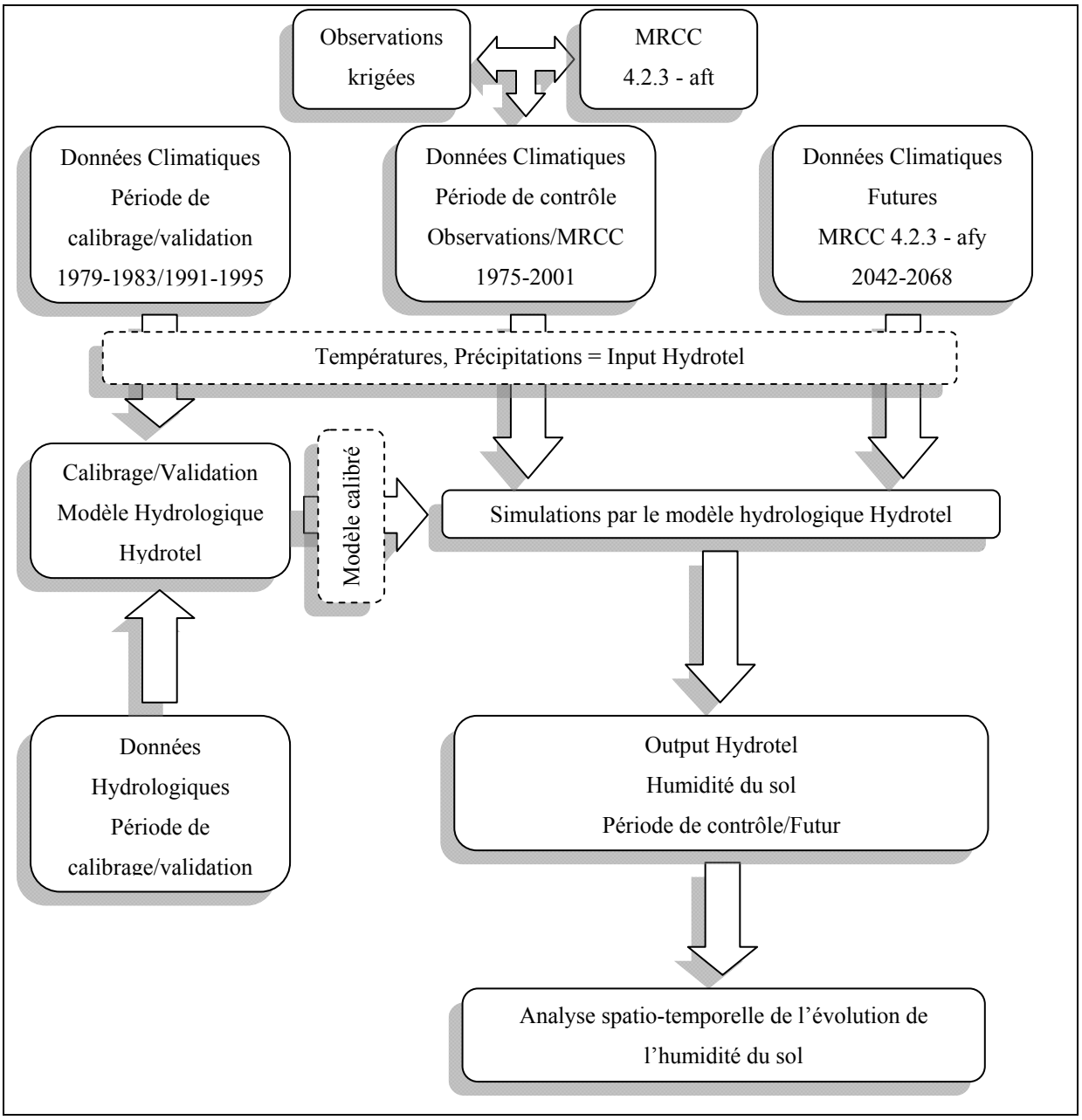


Figure 2.1 Organigramme de la méthodologie suivie au cours de l'étude.

Le modèle hydrologique choisi pour cette étude est le modèle distribué Hydrotel, développé depuis le début des années 1990 à l'Institut national de la recherche scientifique – Eau, Terre et Environnement (Fortin *et al.*, 1995). Il subdivise le sol en trois couches et sera présenté plus en détails dans la partie suivante. La première étape, relativement fastidieuse, a été de calibrer manuellement ce modèle en utilisant les données météorologiques récupérées comme input au modèle et en effectuant une analyse de sensibilité sur les principaux paramètres afin de faire coïncider le mieux possible les débits simulés et observés. Le calage a été effectué sur cinq années de données (1979-1983). L'emphase a été mise sur la période estivale et les critères retenus pour estimer la validité du calibrage ont été le coefficient de Nash-Sutcliffe, le biais relatif, la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne et un coefficient de corrélation. La première partie des résultats s'appliquera à détailler ce calage qui a été réalisé manuellement. Le laboratoire DRAME dispose maintenant d'un programme de calibrage automatique qui permet de diminuer considérablement le temps imparti à cette tâche. Une fois le modèle calibré, la validation s'est effectuée elle aussi sur cinq années (1991-1995).

Une fois le modèle calibré et validé, des simulations ont été lancées sur des périodes plus longues, d'abord sur la période de contrôle (1975-2003) avec les données observées et krigées, puis avec les données issues du MRCC (1975-2001). L'humidité du sol est un des outputs principaux d'Hydrotel et cette variable est donc récupérable au pas de temps journalier pour les trois couches de sol simulées par le modèle. Ensuite, de nouvelles simulations ont été lancées, avec les données de climat futur provenant du MRCC comme input. Là encore, des données journalières d'humidité du sol pour les trois couches ont été extraites. C'est ensuite sur ces sorties de modèle que s'est portée l'étude spatio-temporelle.

D'autres données d'humidité du sol ont été récupérées au cours de l'étude, notamment, les sorties directes du MRCC (à savoir les contenus totaux en eau liquide (wglt) et en eau liquide + gelée (wglft) dans le sol) ou les données issues des réanalyses NARR (humidité volumétrique du sol, liquide pour SOILL et liquide + gelée pour SOILW). Leur fiabilité reste cependant encore à être démontrée.

Rapport-Gratuit.com

2.2 Outils de modélisation

Cette partie décrit les outils utilisés pour réaliser le projet, à savoir d'une part le modèle climatique et son schéma de surface, et d'autre part le modèle hydrologique et son modèle de bilan vertical.

2.2.1 Modèle climatique - MRCC

Comme énoncé précédemment, les modèles ne cessent d'évoluer. Les modèles de circulation générale (MCG) incorporent de plus en plus de phénomènes et permettent d'affiner les attentes prévisibles de changement de climat dans le futur. Ils simulent l'ensemble du système climatique à l'échelle planétaire et décrivent les rétroactions entre les océans, l'atmosphère, la cryosphère, la surface terrestre et la biosphère selon des équations de la physique de la conservation de la masse et de l'énergie. Il existe aujourd'hui de nombreux MCG développés par plusieurs pays et dont les équations physiques utilisées pour représenter les processus peuvent être différentes entre les modèles. Au Canada, par exemple, le Centre canadien de la modélisation et de l'analyse climatique (CCmaC) développe le Coupled global climate model (CGCM). Les entrées de tels modèles sont entre autres la distribution spatiale des terres et des océans, l'orographie, les glaciers, etc. Pour les applications à l'hydrologie, les sorties les plus utiles sont surtout températures et précipitations (Leconte et Minville, 2007).

La limitation provient alors du fait que les MCG ont des cellules de l'ordre de 300 km de côté, ce qui est bien trop vaste pour représenter raisonnablement la variabilité spatiale à l'échelle d'un bassin versant. Il convient donc d'effectuer une mise à l'échelle (communément appelé *downscaling*) statistique ou dynamique. La mise à l'échelle statistique repose sur l'existence de relations entre prédictants (résultats des MCG) et prédicteurs (observations régionales), tandis qu'on parle de mise à l'échelle dynamique par l'utilisation de modèles régionaux de climat (MRC). Il s'agit de modèles de résolution plus fine (en général, de l'ordre de 50 km) qui fonctionnent suivant le même principe que les MCG (équations de masse et d'énergie) mais essentiellement centrés sur l'atmosphère et le schéma

de surface au détriment de l'océan dont les processus sont gérés indirectement du fait que les MRC sont nichés dans les MCG qui leur imposent les conditions aux limites.

La dernière version du Modèle régional de climat canadien (MRCC 4.2) est pilotée par le CGCM3 et incorpore le schéma de surface multicouches CLASS 2.7 afin de reproduire les échanges d'énergie et d'eau entre le sol et l'atmosphère de façon plus réaliste. À partir de la surface, le schéma de surface CLASS a trois couches de sol d'épaisseurs 0,1 m, 0,25 m et 3,75 m qui correspondent en général à la profondeur influencée respectivement par le cycle diurne, par la zone racinaire et par les variations annuelles de température. Les équations physiques de conservation d'énergie et d'eau dirigent les processus hydrologiques des trois couches de sol ainsi que du couvert de neige distinct thermiquement et hydrologiquement lorsque nécessaire et qui est alors traité comme une quatrième couche de sol d'épaisseur variable. Par ailleurs, la canopée de la végétation de CLASS est traitée explicitement (Environnement Canada, 2008).

2.2.2 Modèle hydrologique

Le choix du modèle hydrologique s'est dirigé naturellement vers Hydrotel après un essai infructueux d'utilisation du modèle VIC (Variable Infiltration Capacity). D'une part, Hydrotel est un modèle québécois développé à l'INRS-ETE (Fortin *et al.*, 1995), utilisé par Ouranos et dont les bons résultats sur les bassins versants québécois sont reconnus. D'autre part, l'humidité du sol fait partie des variables hydrologiques que l'on peut aisément sortir du modèle à des fins d'analyse, au même titre que les débits ou la couverture de neige.

Hydrotel est jumelé à un logiciel appelé Physitel qui permet de déterminer la structure d'écoulement, de structurer les données d'occupation et de type de sol et de construire les fichiers qui décrivent le bassin pour Hydrotel. Pour ce faire, il faut disposer d'un modèle numérique d'altitudes (MNA) dans lequel le réseau hydrographique vient s'insérer et où le sens d'écoulement dans les tronçons est précisé tout comme la présence de lacs ou de réservoirs. À l'aide des orientations d'écoulement, des petits sous-bassins correspondant à

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

chacun des tronçons de rivière sont déterminés et constituent les Unités hydrologiques relativement homogènes (UHRH) sur lesquelles seront effectués les calculs dans Hydrotel. La Figure 2.2 représente le bassin versant de la rivière Gatineau et ses 715 UHRH. Par la suite, chaque UHRH dispose d'un type de sol dominant (argileux, sableux, limoneux, etc.) ainsi que d'un pourcentage de classes d'occupation du sol (feuillus, eau, roc, etc.). Ces informations sont en général obtenues à partir d'images satellites et Physitel compile ces données afin de créer des fichiers d'entrée compatibles avec Hydrotel.

Figure 2.2 Représentation sous Physitel des 715 UHRH du bassin versant de la rivière Gatineau.

Hydrotel est un modèle distribué qui gère six sous-modèles : l'interpolation des données météorologiques, l'évolution du couvert nival, l'évapotranspiration potentielle, le bilan d'eau

vertical et l'écoulement sur la partie terrestre du bassin ainsi que dans le réseau hydrographique. Pour certains de ces processus, Hydrotel propose différents sous-modèles en fonction des données disponibles. Ceci permet, lorsque les données sont disponibles, d'utiliser des sous-modèles basés sur les processus physiques. Dans le cas contraire, des sous-modèles plus conceptuels permettent d'obtenir des résultats corrects malgré l'indisponibilité de certaines données. L'interpolation des données météorologiques, par exemple, peut se faire suivant la méthode des polygones de Thiessen ou d'après le calcul de la moyenne pondérée des trois stations les plus proches. Un autre exemple est l'évapotranspiration potentielle qui peut se calculer de cinq manières différentes en fonction du sous-modèle choisi : Thornthwaite, Hydro-Québec, Linacre, Penman-Monteith ou Priestley-Taylor. Les premiers, plus empiriques, n'utilisent que les températures tandis que les derniers sont davantage basés sur les processus physiques et nécessitent plus de données (albédo, rayonnement solaire, vent, etc.). L'évapotranspiration réelle est dérivée de l'évapotranspiration potentielle en fonction de l'état de saturation du sol lors du calcul du bilan vertical.

Le bilan vertical permet de partitionner l'eau arrivant sur chaque UHRH en séparant les quantités qui ruissellent en surface de celles qui s'infiltrent et en gérant les écoulements dans les différentes couches de sol. Ce processus est géré par le sous-modèle BV3C (Bilan vertical en 3 couches) schématisé par la Figure 2.3. Il subdivise le sol en trois couches d'épaisseurs variables que l'utilisateur fera varier lors du calage du modèle. La couche de surface est la plus mince et varie en général de 0,1 à 0,2 m afin notamment de correspondre à la couche de sol affectée par l'évaporation. Cette couche contrôle le ruissellement de surface. La deuxième couche sert de zone de transition entre les deux couches externes et correspond à la couche de sol en jeu dans les échanges avec la zone racinaire de la végétation du milieu. La troisième couche, la plus profonde et généralement la plus épaisse, contrôle le débit de base. Elle est relativement proche de la saturation en tout temps.

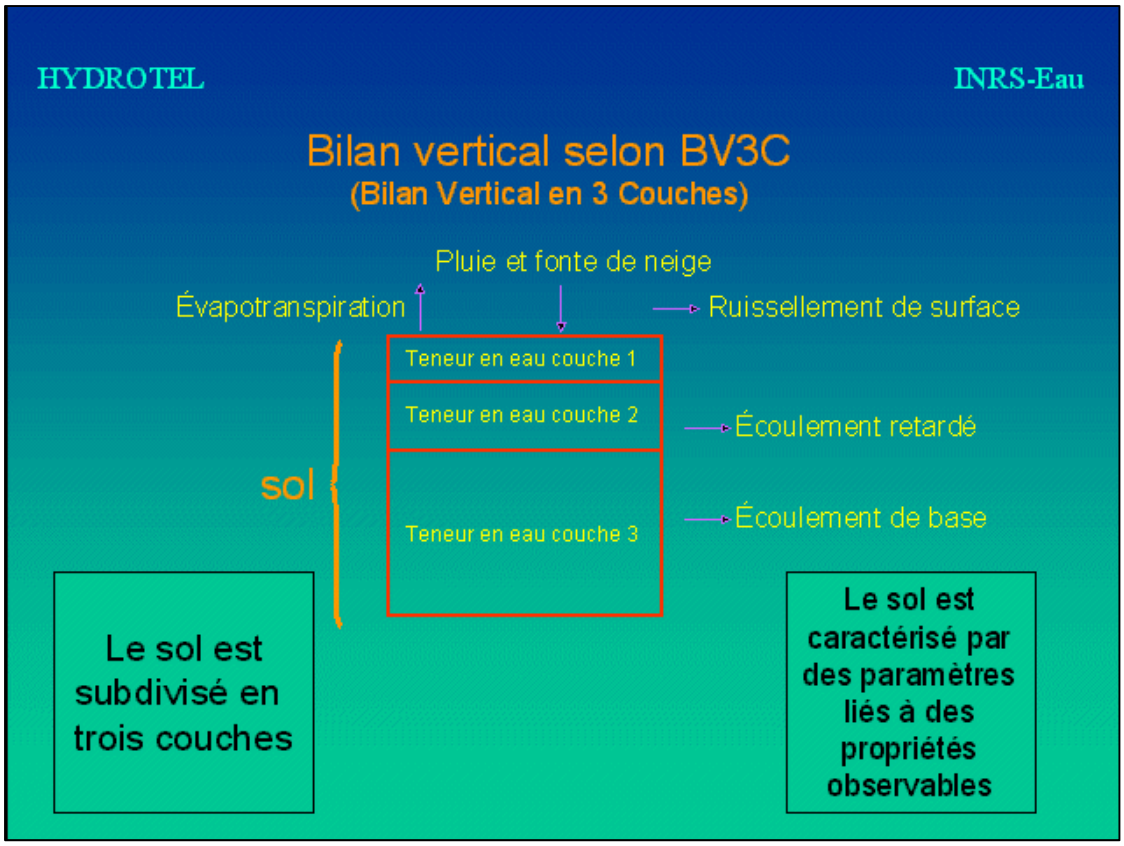


Figure 2.3 Schéma explicatif du BV3C.
Tirée de INRS-ETE (2000)

Le calcul de l'humidité du sol dans Hydrotel

Au début de chaque pas de temps, si la couche de surface n'est pas saturée, la lame de pluie ou de fonte contrôle l'infiltration P. Si elle est saturée, P est contrôlée par la conductivité hydraulique à saturation. L'excès d'eau à la surface est le ruissellement de surface R. Le contenu en eau θ_j de chaque couche j varie en fonction des flux verticaux $q_{1,2}$ et $q_{2,3}$ entre les couches, des écoulements hors de la colonne de sol Q_2 et Q_3, de la transpiration en provenance de chaque couche Tr_j et de l'évaporation de sol nu E pour la couche de surface. Le pas de temps externe imposé par l'utilisateur est normalement subdivisé en pas de temps Δt nettement plus petits pour assurer la stabilité numérique (Manuel Hydrotel, 2008). Les équations de continuité décrivant les processus dans les trois couches sont les suivantes :

$$\theta_{1f} = \theta_{1i} + \frac{\Delta t}{Z_1}(P - q_{1,2} - E - Tr_1) \tag{2.1}$$

$$\theta_{2f} = \theta_{2i} + \frac{\Delta t}{Z_2 - Z_1}(q_{1,2} - q_{2,3} - Tr_2 - Q_2) \tag{2.2}$$

$$\theta_{3f} = \theta_{3i} + \frac{\Delta t}{Z_3 - Z_2}(q_{2,3} - Tr_3 - Q_3) \tag{2.3}$$

Les indices i et f des équations précédentes désignent les valeurs initiales et finales de la teneur en eau θ_j ($m^3.m^{-3}$) de chacune des couches d'épaisseur Z_j (m). Les flux entre les couches $q_{i,j}$ (mm/jr) et les écoulements vers l'extérieur de la colonne de sol Q_j (mm/jr) sont déterminés en fonction de la conductivité hydraulique de chaque couche, des potentiels matriciels ainsi que des profondeurs des couches et de la pente de l'UHRH. Un coefficient de récession entre en jeu pour le calcul de l'écoulement de la couche 3 (Q_3). La transpiration, quant à elle, dépend d'un coefficient d'assèchement relatif à la teneur en eau et au type de sol, des évapotranspirations potentielle et maximale, de l'évaporation du sol nu et d'un coefficient relatif à l'assèchement de surface.

2.2.3 Réanalyses et sorties directes du MRCC

Au cours de l'étude, il a été envisagé de comparer les sorties d'Hydrotel avec des données d'humidité d'origines différentes. Au niveau des données observées, l'humidité du sol fait partie de ces variables pour lesquelles très peu d'observations sont réalisées, et lorsqu'elles le sont de manière régulière, le domaine est en général limité et les données sont très localisées. Il a donc fallu abandonner cette idée et se tourner vers les données disponibles sur ce bassin, à savoir les réanalyses ainsi que les sorties directes du MRCC. Les données des réanalyses (NARR) ont été fournies par le DAI, un portail de téléchargement rassemblant des données issues d'observations, de modèles, de satellites, etc. Les variables téléchargées provenant des réanalyses ont été les humidités volumétriques du sol, liquide (SOILL) et liquide + gelée (SOILW). La première déconvenue a été de découvrir que ces données étaient disponibles

pour deux profondeurs : 0,4 - 1,0 m et 1,0 - 2,0 m. Dans Hydrotel, les profondeurs des couches de sol sont définies par l'utilisateur lors du calibrage et se situent en général autour de 0,1 - 0,2 m pour la couche de surface, 0,2 - 0,8 m pour la couche intermédiaire et 0,5 - 2,0 m pour la couche de profondeur. D'une part, la concordance entre les couches d'Hydrotel et les données du NARR n'est pas évidente, et d'autre part, elle serait variable suivant les sous-bassins, car chaque sous-bassin possède ses propres épaisseurs de couches de sol. Ensuite, la résolution, comme le montre la Figure 2.4, limite la portée des données NARR (maille de 30 km de coté contre des UHRH de 5 km en moyenne dans Hydrotel). Cette figure montre les cartes du bassin, à gauche avec les sorties d'Hydrotel d'humidité du sol de la couche Z2 et à droite les données issues des réanalyses. Dans les deux cas, il s'agit de l'humidité volumétrique en m^3/m^3.

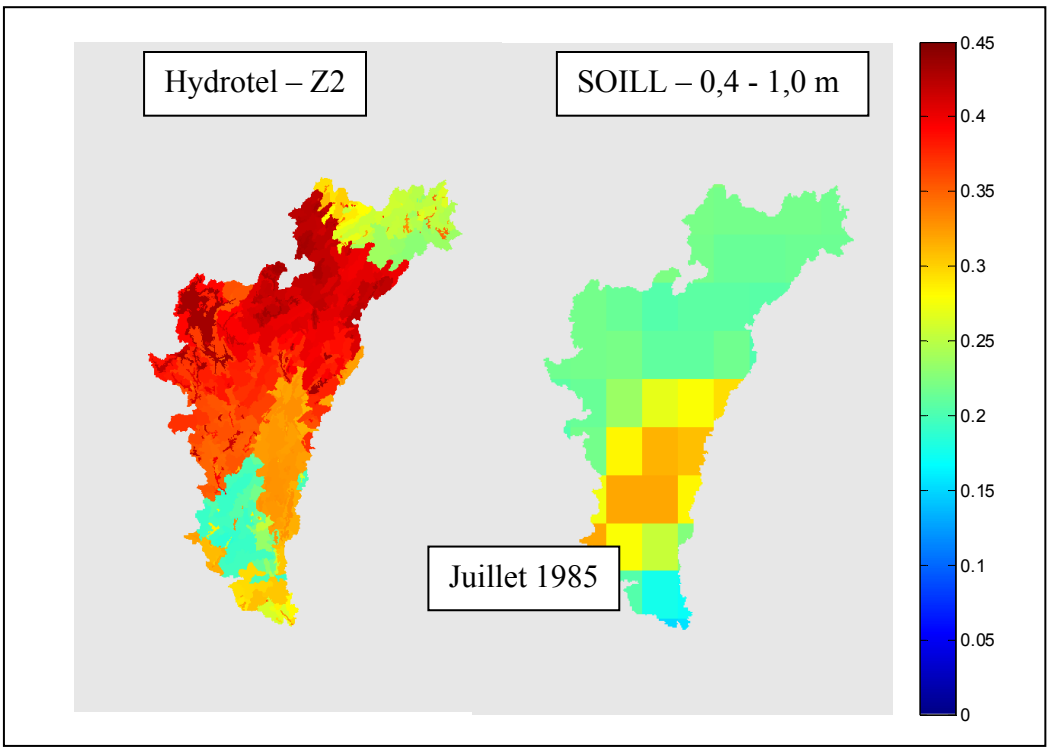


Figure 2.4 Humidité du sol moyenne au mois de juillet 1985 pour la couche Z2 sous Hydrotel versus SOILL 0,4-1,0 m provenant des réanalyses.

La différence de résolution combinée à la concordance peu évidente des couches de sol dans les deux jeux de données rendent la comparaison et l'analyse parallèle limitées. Il en va de même avec les données issues directement du MRCC (contenus totaux en eau liquide (wglt) et en eau liquide + gelée (wglft) dans le sol). Les mailles sont de 45 km de côté et les données sont séparées en trois couches comme dans Hydrotel, mais leurs profondeurs sont fixes (0,1 m pour la couche de surface, 0,25 m pour la couche intermédiaire et 3,75 m pour la couche de profondeur) et en général différentes de celles définies lors du calibrage d'Hydrotel. Cette tentative de comparaison n'a donc pas eu de suite.

CHAPITRE 3

DESCRIPTION DU DOMAINE D'ÉTUDE

Le cycle hydrologique d'un territoire est complexe et influencé par de nombreuses variables comme sa localisation, sa topographie, les propriétés de son sol, etc. Il est donc important de présenter les caractéristiques du bassin afin d'avoir une idée globale du territoire étudié. Ce chapitre décrit donc le domaine d'étude, d'abord d'un point de vue géographique, puis en spécifiant ses caractéristiques physiographiques, climatiques et hydrologiques.

3.1 Localisation du bassin versant à l'étude

Le bassin versant de la rivière Gatineau se situe au sud-ouest du Québec (Canada) entre les latitudes 47°55'N et 45°27'N et les longitudes 74°37'O et 75°41'O dans la région des Laurentides (Figure 3.1). D'une superficie de 23 724 km^2, ce bassin est le quatrième plus important dans le sud du Québec après ceux des rivières des Outaouais, Saguenay et Saint-Maurice. Il est délimité par le bassin versant de la rivière Coulonge à l'ouest, par les bassins versants des rivières Saint-Maurice et des Outaouais (niveau supérieur) au nord, par le bassin versant de la rivière du Lièvre à l'est et la portion ontarienne du bassin versant inférieur de la rivière des Outaouais au sud (St-Laurent, 2006). Il se loge dans la région hydrographique de l'Outaouais et de Montréal.

La rivière Gatineau s'écoule du nord au sud du bassin sur une distance de 386 km entre le secteur Parent de la Tuque et le secteur Pointe-Gatineau de la ville de Gatineau et constitue l'affluent le plus important de la rivière des Outaouais avec un débit moyen de 350 m^3/s à la hauteur de la centrale de Paugan. Le bassin versant comprend deux réservoirs principaux, Cabonga au nord-ouest et Baskatong sur la partie est à mi-chemin du bassin, qui sont essentiellement utilisés à des fins hydroélectriques, récréotouristiques et de régularisation. Au nord-ouest du bassin, la dérivation Cabonga-Dozois est ouverte afin d'assurer un débit moyen pour satisfaire les besoins de production hydroélectrique sur l'Outaouais supérieur

mais ne sera pas représentée dans le modèle hydrologique, car son impact est minime sur l'immense réservoir Cabonga.

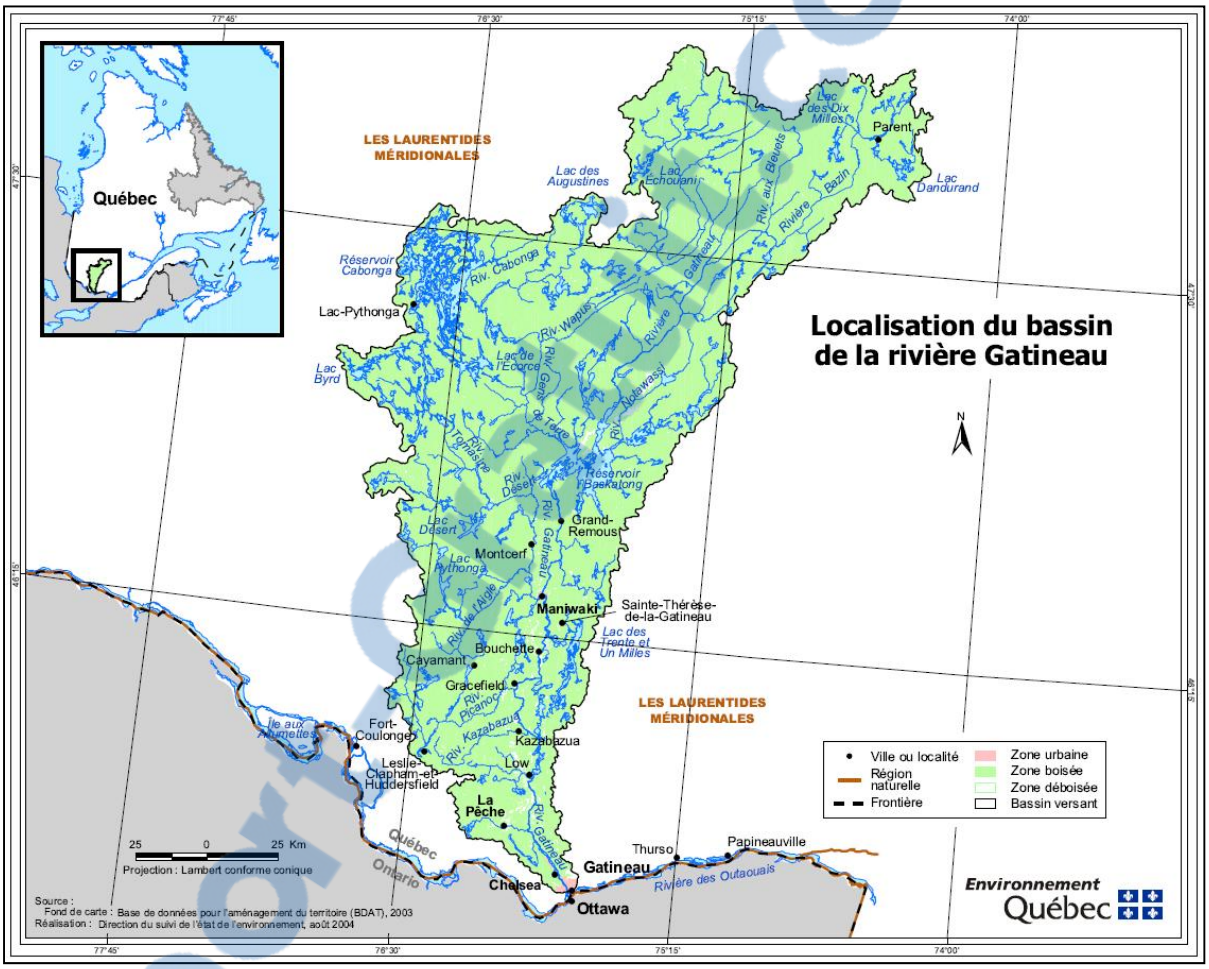


Figure 3.1 Localisation du bassin versant de la rivière Gatineau.
Tirée de Environnement Canada (2004)

3.2 Occupation du territoire

3.2.1 Topographie

D'un point de vue topographique, le bassin versant de la rivière Gatineau est contenu presqu'entièrement dans les régions naturelles des Laurentides méridionales (bouclier canadien), excepté pour sa portion la plus au sud qui draine les basses terres du Saint-Laurent à l'embouchure de la rivière Gatineau (COMGA, 2007). Ainsi, comme le montre la Figure

3.2, au nord, sur le plateau laurentien, l'altitude moyenne atteint les 400 m avec certains sommets allant jusqu'à 600 m d'altitude tandis que le réservoir Baskatong est le plan hydrologique le plus élevé du bassin avec ses 220 m d'altitude. Le sud, de son côté, est caractérisé par un relief de plaines et de terrasses culminant à une altitude moyenne de 150 m et où le lit de la rivière Gatineau coule de façon assez sinueuse.

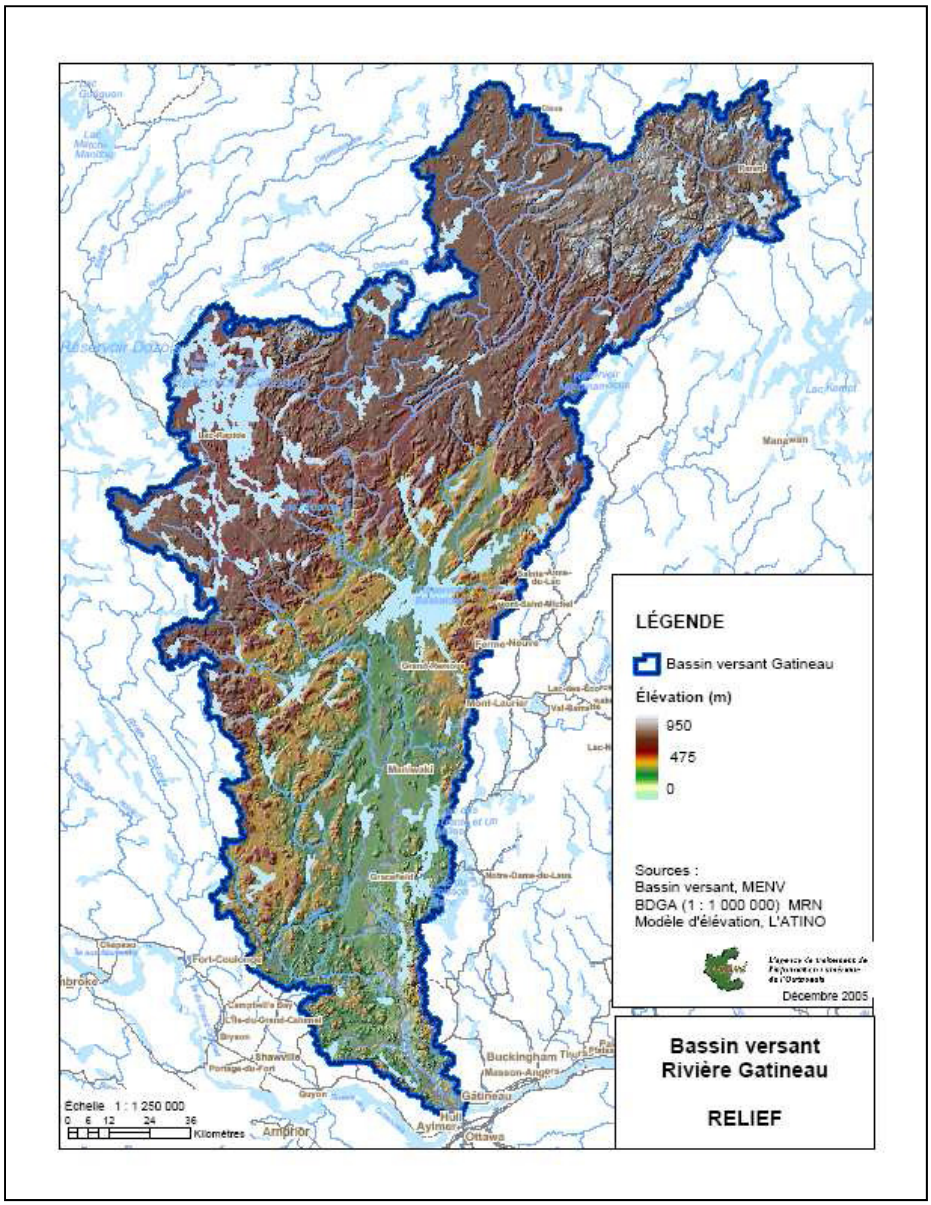


Figure 3.2 Relief du bassin versant de la rivière Gatineau.
Tirée de COMGA (2007)

3.2.2 Démographie, végétation, activités économiques et types de sol

En raison du climat plus tempéré et de la proximité des grosses villes comme Ottawa et Gatineau, la population du bassin versant se concentre essentiellement dans le sud du bassin avec notamment 55 % dans la seule ville de Gatineau et près de deux tiers dans la région de la capitale nationale (regroupant surtout les villes de Gatineau, Chelsea et Cantley). Plus on regarde vers le nord, plus la densité démographique diminue, avec 13 % de la population dans les Collines-de-l'Outaouais, encore un peu moins en amont et l'occupation humaine devient quasiment nulle au nord de la Vallée-de-la-Gatineau où s'étale la forêt.

Ce profil de répartition de la population coïncide avec l'activité économique sur le bassin. En effet, le secteur urbain du sud est très dynamique et le secteur tertiaire (services, administration publique) embauche près de 85 % de la main-d'œuvre régionale, principalement en raison de la proximité de la capitale nationale qui abrite de nombreux ministères et agences du gouvernement fédéral. Au nord, le tourisme, l'exploitation forestière et l'agriculture en moindre proportion, représentent l'essentiel des activités économiques. La réserve faunique La Vérendrye, notamment, gérée par la Sépaq (Société des établissements de plein air du Québec), couvre 12 589 km^2, soit la moitié du bassin et est utilisée, en plus des activités récréotouristiques (canot-camping, chasse, pêche), à des fins d'exploitation forestière. Évidemment, conséquence de la présence de gros réservoirs et de nombreux cours d'eau, la production hydroélectrique tient une part non négligeable de l'activité économique de la région.

Comme le montre la Figure 3.3, les zones forestières constituent la majorité du bassin et occupent plus de 80 % de l'ensemble du territoire. De manière générale, le bassin versant est dominé par une forêt de feuillus au sud, une forêt mixte au centre et une forêt de résineux à l'extrême nord-est. La portion sud du bassin versant est grandement occupée par des érablières, à l'exception de la bordure riveraine où dominent les peupleraies. L'agriculture est assez marginale (5 %) et principalement concentrée dans les basses terres au sud du bassin

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

versant. Près de 95 % des superficies de culture du territoire du bassin versant servent à la production fourragère (culture de graminées, de légumineuses et de maïs fourrager) et aux pâturages améliorés en raison de l'importance de l'élevage de bovins sur le territoire. Par ailleurs, il est à noter que le bassin versant de la rivière Gatineau est l'un des berceaux de l'industrie minérale au Québec et on y a exploité toutes sortes de minéraux, les principaux étant le graphite, le mica, l'apatite et la barytine. En plus de ses exploitations de minéraux industriels, la région a aussi été une importante productrice de fer, nickel et cuivre entre 1948 et 1977. Aujourd'hui, les entreprises minières du bassin versant sont représentées par les nombreuses carrières et sablières qui extraient majoritairement le gravier et le sable (St-Laurent, 2006).

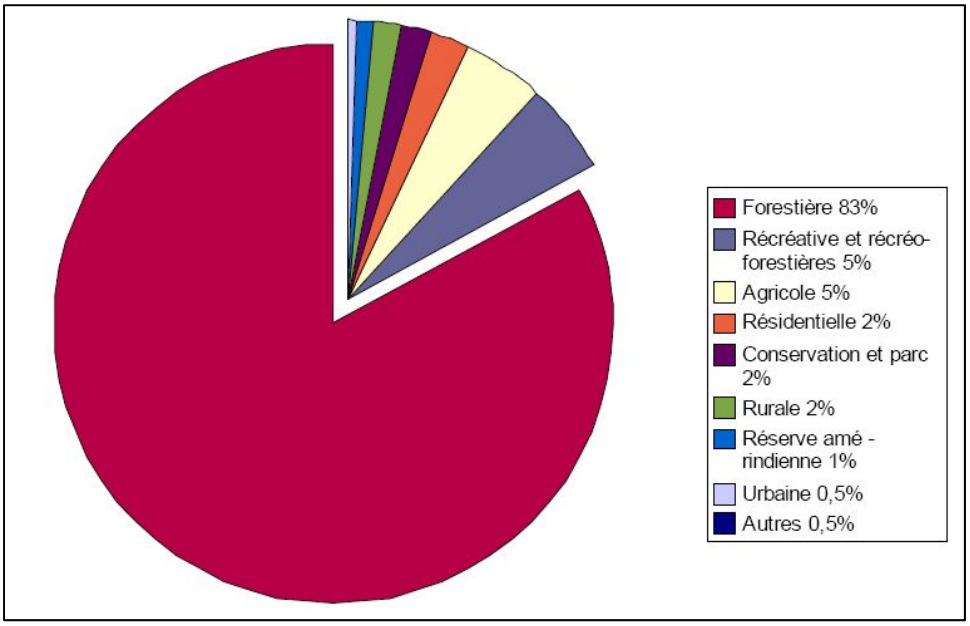


Figure 3.3 Occupation du territoire sur le bassin versant de la rivière Gatineau.
Tirée de COMGA (2007)

Au sud du bassin, le relief de plaines et de terrasses reposant sur des sols argileux d'origine marine a permis l'expansion de l'agriculture. Plus au nord, des collines et plateaux, recouverts de matériaux fluvioglaciaires moins fertiles façonnent le relief et rendent la croissance des végétaux plus limitée. Ces dépôts fluvioglaciaires se retrouvent le long des rivières et des lacs et sont composés principalement de sable. Une majeure partie du plateau

et des collines est recouverte de tills et se compose d'affleurements rocheux. La rivière Gatineau présente des éboulis sur ses berges, essentiellement dans la partie nord du bassin et sur la rive ouest de la rivière. Sur la rive est, il y a présence d'argile et de loam sableux à plusieurs endroits, notamment dans le sud du bassin en aval de Farrelton et Wakefield (COMGA, 2007). La Figure 3.4 montre que la répartition des types de sol dans Hydrotel est davantage tournée vers les sols sableux qu'argileux. Toutefois, il est à noter que lors du calibrage, l'ensemble du bassin versant a été crédité d'un point supplémentaire au niveau du coefficient additif d'optimisation de la classe de sol, avec pour conséquence le déplacement d'une classe vers les argiles pour toutes les UHRH.

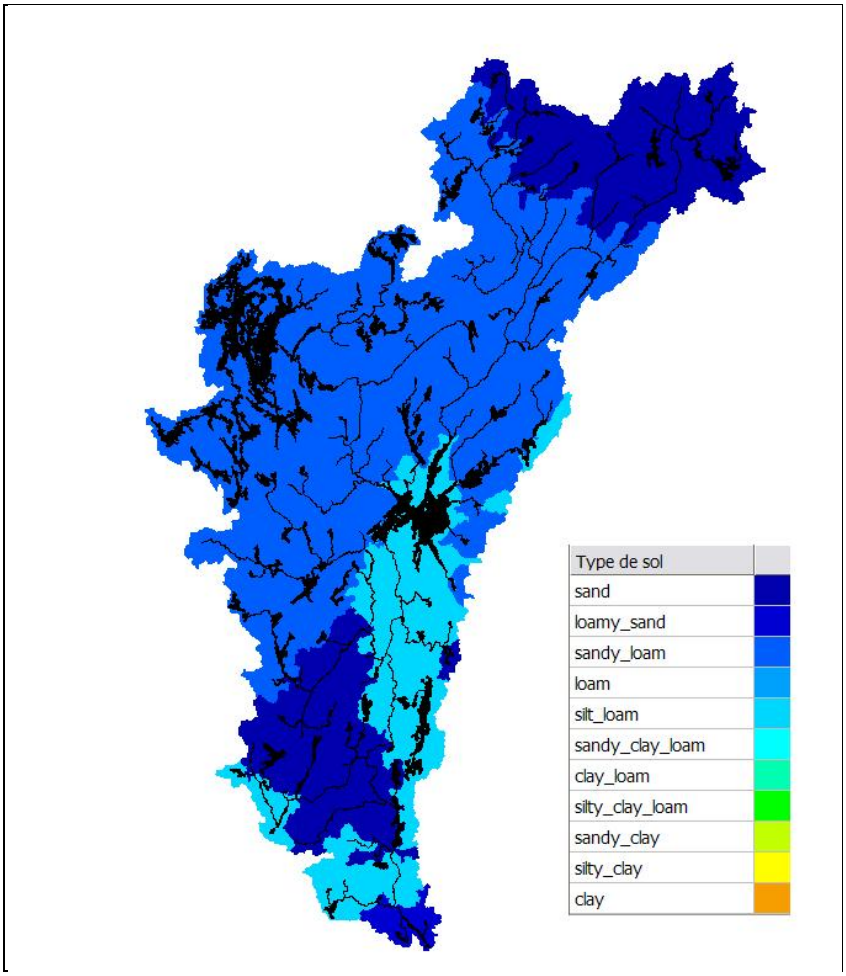


Figure 3.4 Types de sol du bassin versant de la rivière Gatineau sous Hydrotel.

3.3 Caractéristiques climatiques du territoire

Le bassin versant de la rivière Gatineau est situé dans une zone caractérisée globalement par un climat continental tempéré, c'est-à-dire qu'en été, le climat est chaud et plutôt humide, tandis que l'hiver, il fait généralement froid et humide avec des précipitations neigeuses. Plus précisément, comme on peut observer sur la Figure 3.5, le bassin traverse trois grandes zones climatiques, à savoir la zone « modérée » de Gatineau à Maniwaki, la zone « subpolaire doux » de Maniwaki à la rivière Bazin et « subpolaire » jusqu'à la limite nord du territoire (LATINO, 2003).

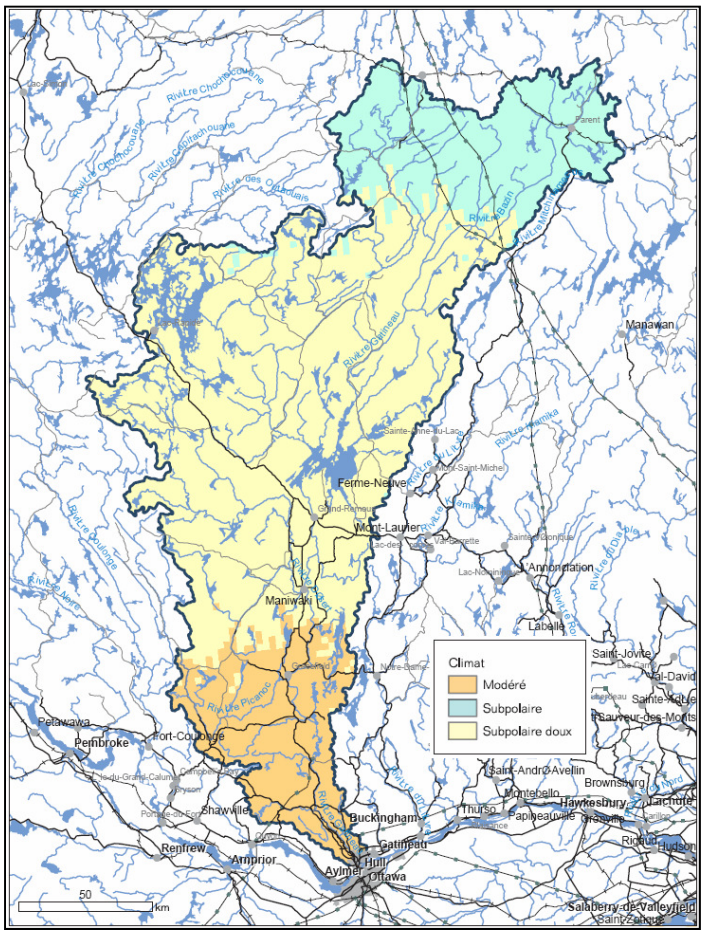


Figure 3.5 Zones climatiques sur le bassin versant de la rivière Gatineau.
Tirée de LATINO (2003)

3.4 Caractéristiques hydrologiques du bassin versant

En plus de ses 386 km pour la rivière Gatineau, le bassin versant possède de nombreux cours d'eau qui alimentent la rivière principale, deux immenses réservoirs et plus de 19 000 lacs inventoriés, les eaux de surface couvrant ainsi plus de 10 % du territoire.

La rivière Gatineau est peu profonde (entre 9 et 12 m) sauf à l'approche du barrage Chelsea où la profondeur peut atteindre 25 m. Le débit moyen de la rivière est de 350 m^3/s à hauteur de la centrale de Paugan, mais il peut diminuer jusqu'à 20 m^3/s en période sèche et atteindre plus de 1600 m^3/s lors des crues printanières. Toutefois, les nombreux barrages présents sur le bassin régulent considérablement le régime d'écoulement.

Actuellement, la rivière Gatineau subit deux crues printanières. En effet, la neige fond d'abord sur la partie sud du bassin, puis quelques semaines plus tard, la neige fondue en amont génère une seconde crue plus faible à l'embouchure de la Gatineau (St-Laurent, 2006). La Figure 3.6 présente l'hydrogramme moyen à la centrale Paugan pour 30 années de données (1964-1994). À cet endroit, la crue printanière principale atteint son pic au cours du mois de mai. À cette même station où le débit moyen enregistré est de 350 m^3/s entre 1964 et 1994, le Q_{20} et le Q_{100} sont respectivement de 567 m^3/s et de 814 m^3/s.

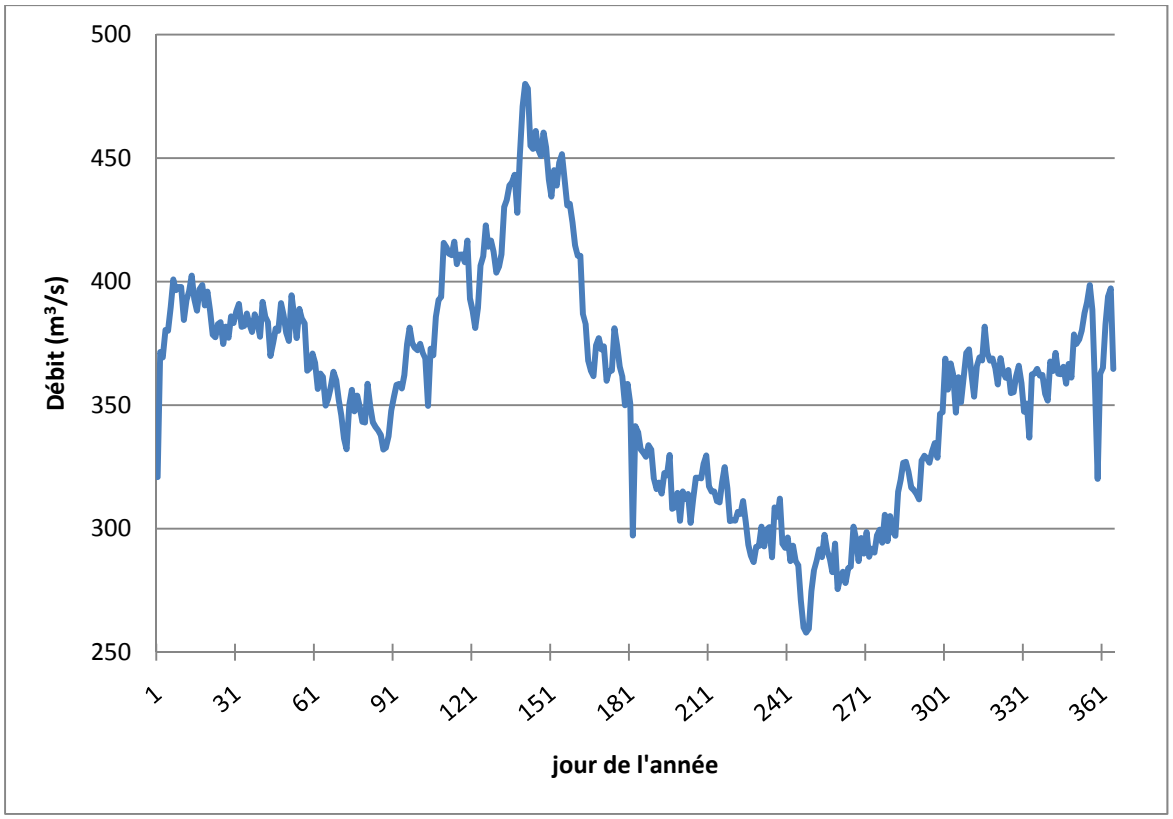


Figure 3.6 Hydrogramme moyen à la centrale Paugan (1964-1994).

Les deux réservoirs, Baskatong et Cabonga, au nord respectivement des barrages Mercier et Cabonga, sont les deux plus grandes réserves d'eau de la région. Le réservoir Cabonga, d'une superficie totale de 677 km^2, chevauche la limite entre la région de l'Outaouais et celle de l'Abitibi-Témiscamingue, alimente la rivière Gatineau et ses 1,6 milliards de m^3 d'eau sont utilisés à des fins hydroélectriques. Il en va de même pour le réservoir Baskatong, dont les 413 km^2 et ses 3 milliards de m^3 d'eau chevauchent la limite entre la région de l'Outaouais et celle des Laurentides. Les principaux barrages gérés par Hydro-Québec sur le bassin sont, du nord au sud, le barrage Cabonga (à la sortie du réservoir), du Castor, Lacroix-1, Mercier (à la sortie du réservoir Baskatong) et le barrage du Corbeau. Le bassin versant compte d'autre part quatre centrales hydroélectriques dirigées par Hydro-Québec, qui sont, du nord au sud, Mercier (en construction, en aval du barrage Mercier), Paugan, Chelsea et Rapides-Farmers. Hydro Low Inc. possède par ailleurs la petite centrale de Low, construite en 1994 sur le ruisseau Stag.

Les plus importants de ces aménagements sont présentés sur la Figure 3.7 et jouent un rôle important pour le contrôle des débits en période de crue.

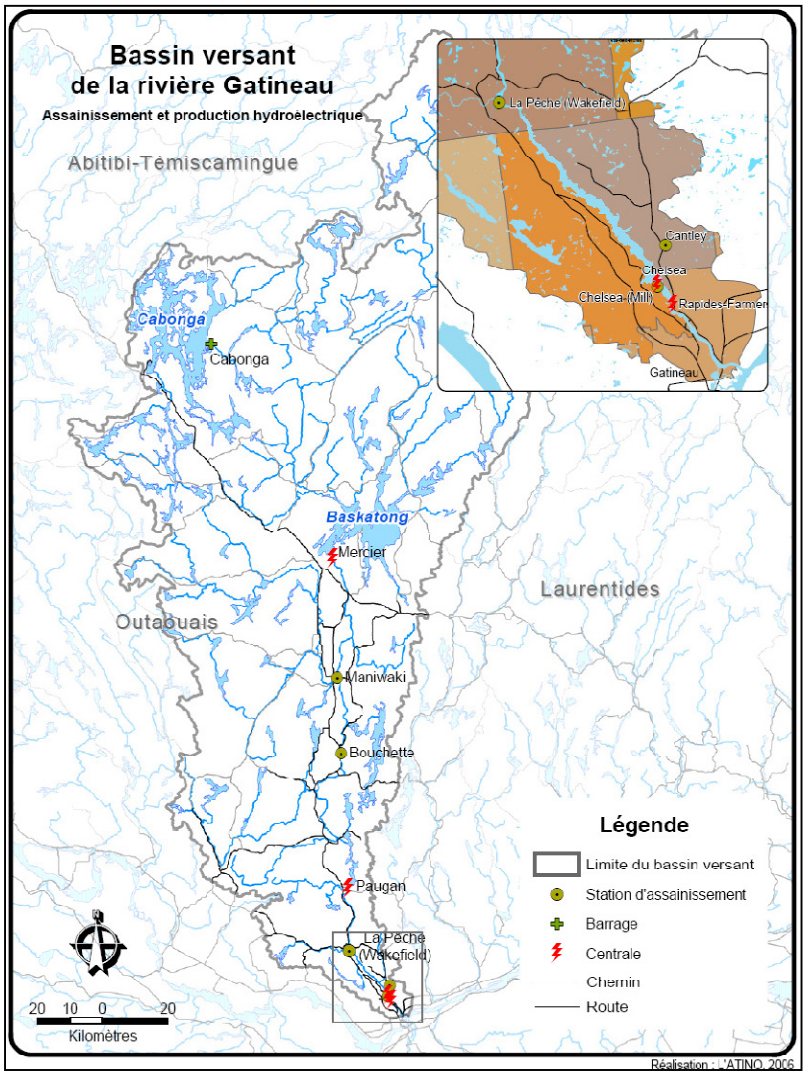


Figure 3.7 Localisation des principaux barrages et centrales hydroélectriques du bassin versant de la rivière Gatineau.
Tirée de LATINO (2003)

CHAPITRE 4

PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

4.1 Représentation du bassin versant dans le modèle hydrologique Hydrotel

Le modèle hydrologique utilisé dans cette étude, Hydrotel, est un modèle distribué où les calculs des différents processus hydrologiques sont effectués indépendamment sur les UHRH afin de pouvoir tenir compte de la variabilité spatiale de la topographie, de l'occupation du sol, des types de sol et des variables météorologiques à l'intérieur du bassin. Il serait trop long, fastidieux et matériellement impossible de calibrer les paramètres du modèle sur chaque UHRH (environ 5 km de côté) et c'est pourquoi ces unités sont regroupées en sous-bassins présentés à la Figure 4.1.

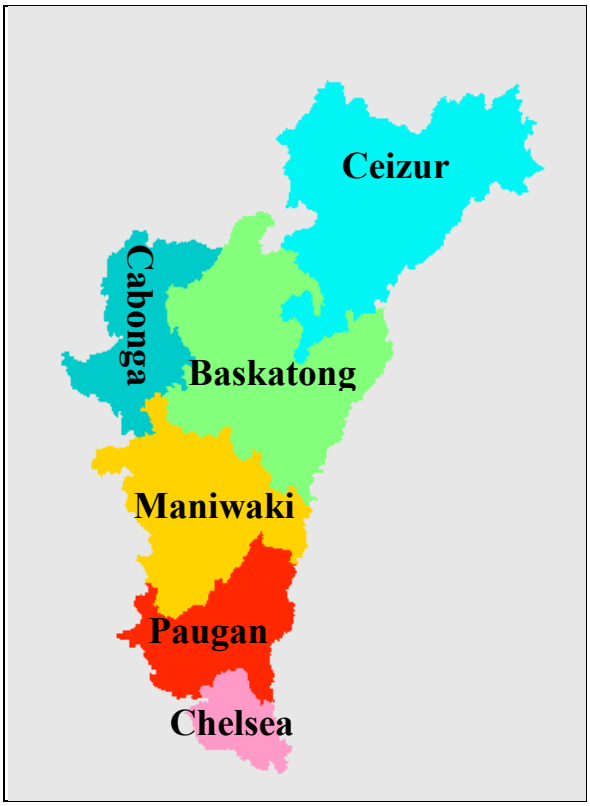


Figure 4.1 Délimitation des six sous-bassins du bassin versant de la rivière Gatineau dans le modèle Hydrotel.

Dans cette étude, six sous-bassins versants ont donc été définis, avec du nord au sud, Ceizur (6852 km^2), Cabonga (2714 km^2), Baskatong (6267 km^2), Maniwaki (4232 km^2), Paugan (2784 km^2) et Chelsea (1132 km^2).

4.2 Calibrage et validation

La première étape, quelque soit le modèle utilisé, est son étalonnage, ou en d'autres termes l'ajustement de ses paramètres afin qu'ils représentent le plus fidèlement possible la réalité du terrain. Cependant, étant données les connectivités au sein du réseau hydrographique du modèle en relation avec les valeurs récupérées de débits observés ainsi que les situations particulières comme l'immense réservoir Cabonga, le calibrage de certains de ces sous-bassins a été laborieux, voire impossible. Ce fut le cas notamment pour les sous-bassins Cabonga et Chelsea. Au niveau de l'analyse des résultats, il faudra en tenir compte en relativisant les résultats obtenus sur ces sous-bassins et en favorisant ceux issus des sous-bassins correctement calibrés, à savoir Ceizur, Baskatong, Maniwaki et Paugan.

4.2.1 Calibrage manuel

Le modèle a été calibré manuellement sur cinq années entières dans le but de faire coïncider le mieux possible les débits simulés par le modèle et les débits observés. Pour ce faire, 31 paramètres ont été ajustés pour chaque sous-bassin, chacun ayant une incidence plus ou moins importante sur la justesse de la superposition des hydrogrammes. Les paramètres les plus sensibles sont essentiellement les profondeurs des couches de sol, le coefficient de récession (utilisé lors du calcul des écoulements dans la couche de profondeur) ainsi que le coefficient multiplicatif relatif à la formule d'évapotranspiration d'Hydro-Québec. D'autres paramètres ont peu d'influence sur les résultats de la simulation et pour ceux-ci, des valeurs indicatives ont déjà été obtenues sur des bassins versants du Canada. C'est par exemple le cas du taux de fonte neige-sol fixé à 0,59 mm/jr ou de la densité maximale du couvert nival à 466 kg/m^3 (Turcotte *et al.*, 2007).

Rapport-Gratuit.com

Les années choisies pour le calibrage ont été 1979 à 1983 afin d'avoir un éventail large au niveau des précipitations et des températures. En effet, ces cinq années présentent une grande variété de climats, notamment au niveau estival avec l'été 1982 plutôt frais et l'été 1983 très chaud et sec. Les simulations ont été démarrées à la fin de l'année 1978 pour laisser au modèle le temps de s'accorder et afin qu'il y ait de la neige dès l'hiver 1979. Après avoir effectué un étalonnage primaire (essentiellement visuel) sur l'ensemble des sous-bassins de la Gatineau, une approche plus mathématique basée sur des critères numériques a été menée. Les critères retenus par la procédure d'étalonnage utilisée ont été le biais relatif (PBIAIS), le coefficient de Nash-Sutcliffe (NSE), la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et un coefficient de corrélation (R) dont les équations sont énoncées ci-dessous (équations 4.1 à 4.4) et pour lesquelles S représente les débits simulés et O les débits observés.

$$PBIAIS = \frac{\sum_{i=1}^{n_{obs}}(S_i - O_i)}{\sum_{i=1}^{n_{obs}} O_i} * 100 \tag{4.1}$$

Ce critère exprime la tendance à sous-estimer ou surestimer les observations. Il est bon lorsqu'il s'approche de 0. Un seuil de 10 % a été toléré lors de l'étalonnage.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n_{obs}}(S_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^{n_{obs}}(O_i - \bar{O}_i)^2} \tag{4.2}$$

Ce coefficient de Nash-Sutcliffe, largement utilisé en hydrologie, informe sur la qualité de la superposition des hydrogrammes observé et simulé. Il reflète essentiellement les écarts associés aux pics de crue. Sa valeur peut varier de -∞ à 1 et le seuil suggéré par Freer *et al.* (2003) est 0,6. Dans certains cas, une pondération peut être attribuée à des périodes spécifiques afin d'y donner plus de poids dans le cadre d'une étude particulière.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n_{obs}} \sum_{i=1}^{n_{obs}} (S_i - O_i)^2} \tag{4.3}$$

La racine carrée de l'erreur quadratique moyenne mesure la dispersion entre les observations et la simulation. C'est un bon indicateur du synchronisme (Legates et McCabe, 1999) et elle peut varier de 0 à +∞. Plus sa valeur est proche de 0 et plus le synchronisme est bon.

$$R = \frac{\sum_{i=1}^{n_{obs}} (O_i - \bar{O}_i)(S_i - \bar{S}_i)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n_{obs}} (O_i - \bar{O}_i)^2} * \sqrt{\sum_{i=1}^{n_{obs}} (S_i - \bar{S}_i)^2}} \tag{4.4}$$

Ce coefficient de corrélation informe lui aussi sur le synchronisme entre les observations et les simulations, mais peut varier entre -1 et 1. Plus il est proche de 1, mieux c'est, le seuil suggéré par Donigian (2003) étant 0,85.

La procédure générale d'étalonnage peut être résumée en cinq grandes étapes qui sont séquentielles et itératives : l'ajustement du volume annuel, l'étalonnage des débits de base, l'étalonnage de l'amplitude et du synchronisme des crues de pluie, l'ajustement du volume de fonte de neige, et enfin l'étalonnage de l'amplitude et du synchronisme des crues de fonte de neige. Hydrotel ne modélisant pas le gel dans le sol durant l'hiver, les données d'humidité du sol à cette période sont biaisées et c'est pourquoi le calibrage a été effectué dans l'idée d'accorder plus d'importance à la période estivale. Les résultats finaux répertoriés pour les différents sous-bassins du nord au sud, présentés au Tableau 4.1, correspondent donc à ceux ayant le mieux répondu à cette attente. Pour ce faire, l'année a été séparée en deux périodes (été de juin à octobre et hiver de novembre à mai) afin d'obtenir les données de PBIAIS, NSE, RMSE et R sur une base annuelle, estivale et hivernale. Les paramètres choisis définitivement correspondent à ceux pour lesquels les critères estivaux sont les meilleurs tout en gardant de bons critères hivernaux. Les années choisies pour la validation ont été les années 1991 à 1995 qui présentent une assez bonne variabilité au niveau du climat, notamment encore une fois sur la période estivale avec par exemple l'été 1992 très frais et humide et l'été 1995 très chaud et sec sur le bassin de la Gatineau. Comme annoncé

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

précédemment, les résultats ont été variables suivant les sous-bassins mais plutôt satisfaisants dans l'ensemble à l'exception du sous-bassin Cabonga pour lequel la présence du réservoir recouvrant plus de 20 % du sous-bassin a rendu le calibrage complexe ainsi que pour le sous-bassin Chelsea pour lequel les données hydrologiques modifiées par Hydro-Québec n'ont pas permis d'effectuer un calibrage précis. Pour ce qui est des autres sous-bassins, Ceizur est celui qui a été calibré avec le plus d'attention, donnant des résultats très bons avec notamment un faible biais relatif, et de bons coefficients de corrélation (0,90 annuel) et de Nash-Sutcliffe (0,81 annuel) pour le calibrage et la validation. Les sous-bassins Baskatong, Maniwaki et Paugan présentent des résultats similaires pour le calibrage mais avec toutefois une baisse significative des différents critères lors de la validation et notamment du coefficient de Nash-Sutcliffe pendant l'été qui traduisent une surestimation quasi systématique des débits estivaux. La variation du coefficient multiplicatif d'évapotranspiration n'a pas permis de régler ce problème. Les paramètres finaux d'Hydrotel pour chaque sous-bassin sont présentés à l'ANNEXE I.

Tableau 4.1 Résultats du calibrage et de la validation pour
les différents sous-bassins de la rivière Gatineau (nord-sud)

	Calibrage (1979-1983)				**Validation (1990-1995)**			
CEIZUR	*PBIAIS (%)*	*NSE*	*RMSE (m^3/s)*	*R*	*PBIAIS (%)*	*NSE*	*RMSE (m^3/s)*	*R*
Annuel	-6,1	0,81	65,0	0,90	-0,7	0,81	54,4	0,90
Été	3,3	0,77	58,3	0,88	6,4	0,67	51,4	0,83
Hiver	-15,5	0,83	71,0	0,92	-7,6	0,87	57,4	0,93
CABONGA	*PBIAIS*	*NSE*	*RMSE*	*R*	*PBIAIS*	*NSE*	*RMSE*	*R*
Annuel	-12,7	0,38	31,3	0,68	-6,3	0,18	31,7	0,56
Été	-1,5	0,28	29,5	0,65	5,2	-0,11	30,1	0,38
Hiver	-22,7	0,44	33,3	0,72	-15,7	0,31	33,4	0,65
BASKATONG	*PBIAIS*	*NSE*	*RMSE*	*R*	*PBIAIS*	*NSE*	*RMSE*	*R*
Annuel	-2,4	0,83	108,6	0,91	-4,8	0,77	111,1	0,88
Été	13,1	0,82	91,1	0,91	2,2	0,68	86,5	0,83
Hiver	-15,9	0,83	125,3	0,93	-11,0	0,79	133,3	0,90

	Calibrage (1979-1983)				Validation (1990-1995)			
MANIWAKI	*PBIAIS*	*NSE*	*RMSE*	*R*	*PBIAIS*	*NSE*	*RMSE*	*R*
Annuel	-9,9	0,77	29,1	0,89	6,2	0,75	26,3	0,89
Été	-0,6	0,74	25,3	0,87	14,9	0,41	22,9	0,73
Hiver	-17,3	0,78	32,9	0,90	0,3	0,80	29,7	0,93
PAUGAN	*PBIAIS*	*NSE*	*RMSE*	*R*	*PBIAIS*	*NSE*	*RMSE*	*R*
Annuel	-4,3	0,80	45,2	0,90	-0,2	0,82	36,7	0,91
Été	7,0	0,75	41,8	0,87	7,3	0,58	32,3	0,77
Hiver	-13,3	0,82	48,7	0,92	-5,1	0,86	41,1	0,94
CHELSEA	*PBIAIS*	*NSE*	*RMSE*	*R*	*PBIAIS*	*NSE*	*RMSE*	*R*
Annuel	5,3	0,14	26,9	0,54	2,4	0,11	28,6	0,43
Été	5,6	0,19	24,3	0,47	2,1	0,14	28,3	0,36
Hiver	5,1	0,10	28,9	0,58	2,8	0,09	29,0	0,49

La Figure 4.2 présente la superposition des hydrogrammes observé et simulé pour le sous-bassin Ceizur après le calibrage (1979-1983).

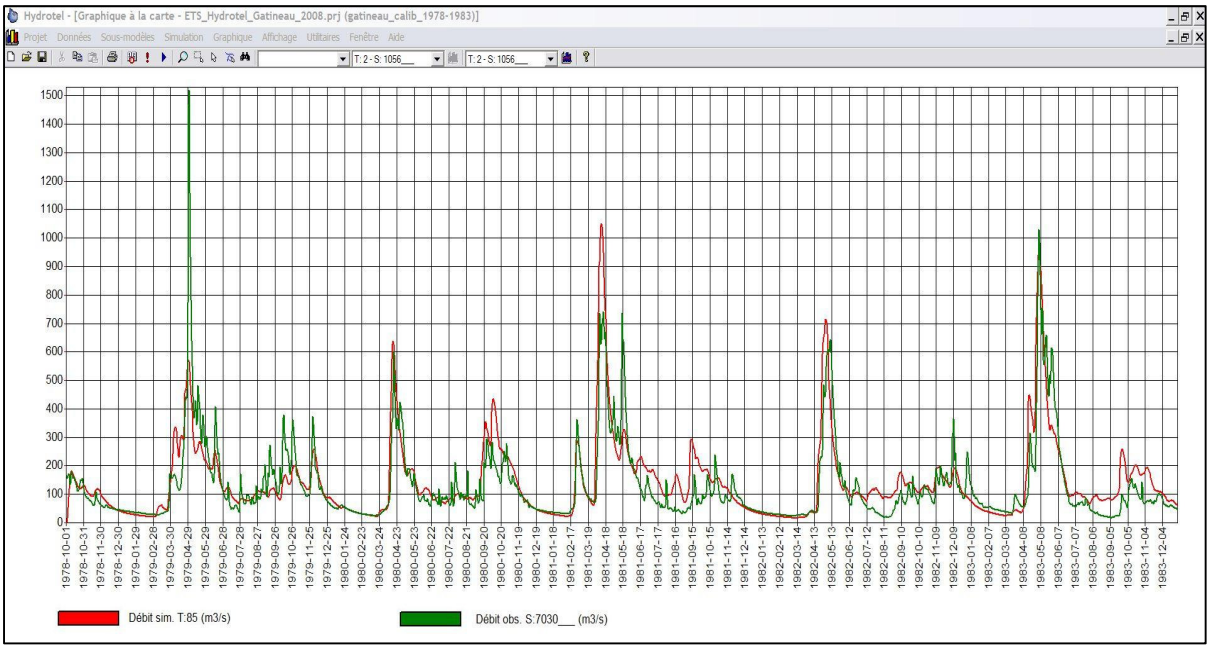


Figure 4.2 Hydrogrammes observé et simulé après calibrage (Ceizur, 1979-1983).

Les hydrogrammes observé et simulé sur le bassin Baskatong pour la période de validation (1991-1995) sont présentés à la Figure 4.3 où on peut y voir la surestimation des débits estivaux après la crue printanière généralement bien représentée.

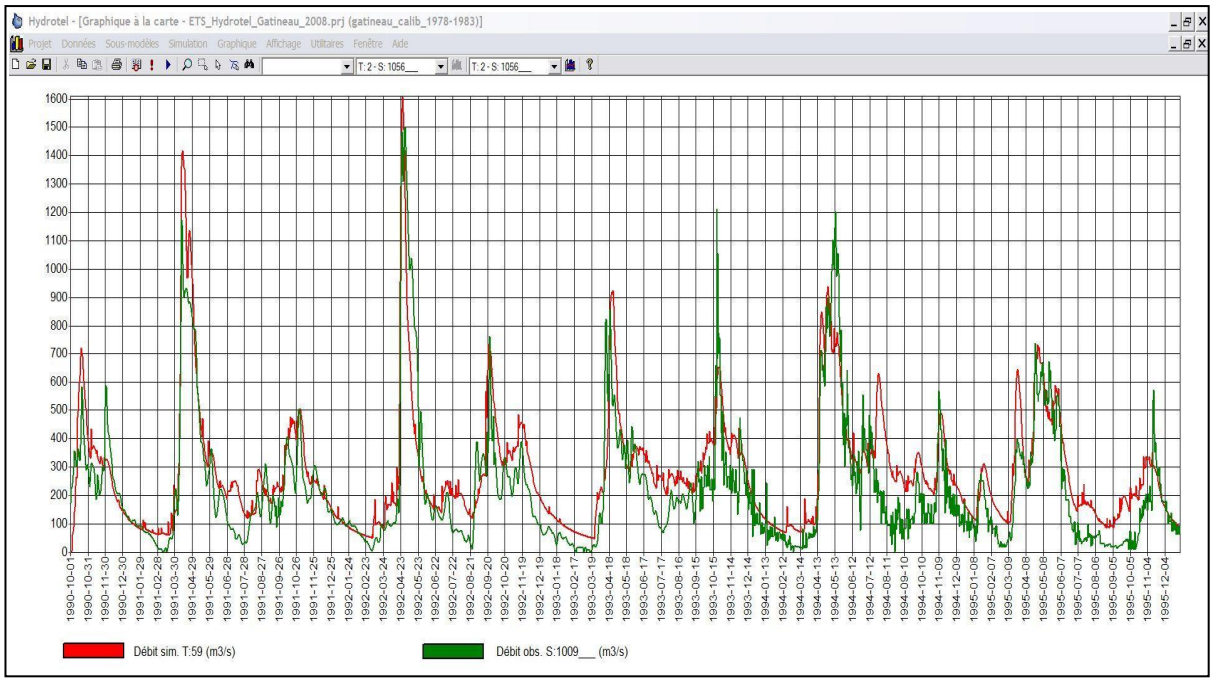


Figure 4.3 Hydrogrammes observé et simulé - période de validation (Baskatong, 1991-1995).

4.2.2 Calibrage automatique

Un programme permettant de réaliser un calibrage automatique a été récemment développé au laboratoire du DRAME à l'École de technologie supérieure. Il n'a pas été réellement utilisé dans cette étude, mais a servi à valider partiellement le calibrage manuel. Ce calibrage automatique effectue une analyse de sensibilité sur dix des paramètres les plus influents d'Hydrotel en les faisant varier entre deux bornes fournies par l'utilisateur alors que les autres paramètres du modèle restent constants à des valeurs fixées elles aussi par l'utilisateur. Les paramètres variables lors de ce calibrage automatique sont les profondeurs des trois couches de sol, le coefficient de récession, le coefficient multiplicatif d'évapotranspiration (ETP), la température de passage pluie-neige ainsi que les taux et les seuils de fonte en

milieu ouvert et en milieu forestier (conifères). Le critère d'optimisation est le coefficient de Nash-Sutcliffe et une pondération particulière peut être attribuée à certains mois.

Des tests ont été menés sur le sous-bassin Ceizur (1983-1985) avec une pondération plus importante sur la période estivale et ont donné des résultats comparables à ceux obtenus après le calibrage manuel au niveau des paramètres principaux comme le montre le Tableau 4.2 dans lequel sont comparées les valeurs obtenues par calibrage manuel et celles obtenues par calibrage automatique arrondies à la même décimale. La troisième colonne indique l'écart relatif entre les valeurs manuelles et automatiques.

Tableau 4.2 Calibrage manuel versus automatique sur le sous-bassin Ceizur

CEIZUR	**Calibrage manuel (CM)**	**Calibrage automatique (CA)**	$\frac{\mathbf{CA - CM}}{\mathbf{CM}} * \mathbf{100}$ **(%)**
Température de passage pluie-neige	-0,5	-2,0	295
Taux de fonte (conifères)	6,4	5,7	-11,1
Seuil de fonte (conifères)	2,0	1,9	-4,3
Taux de fonte (ouvert)	6,4	8,8	37,7
Seuil de fonte (ouvert)	-0,9	-0,9	-3,1
Coefficient ETP	1,0	1,0	-3,7
Épaisseur 1ere couche	0,1	0,2	71,0
Épaisseur 2eme couche	0,5	0,5	-9,9
Épaisseur 3eme couche	1,0	1,0	3,7
Coefficient de récession	5.10^{-7}	3.10^{-7}	-33,9
NSE annuel	0,81	0,77	
NSE été	0,67	0,72	

La comparaison totale est impossible, notamment en raison des différences d'années pour les deux calibrages (1979-1983 pour le manuel et 1983-1985 pour l'automatique), mais aussi du fait de la pondération différente de la période estivale. Toutefois, les écarts entre les valeurs des paramètres obtenues par calibrage manuel et automatique sont relativement faibles, excepté pour la température de passage pluie-neige. Pour les paramètres les plus importants comme les épaisseurs des différentes couches de sol ou le coefficient d'évapotranspiration, les écarts sont minimes. Pour ce qui est du coefficient de Nash-Sutcliffe, le fait que la calibration manuelle soit meilleure que la calibration automatique s'explique par la formule même du Nash automatique ($NSE_{auto} = 0,9*NSE_{été} + 0,1*NSE_{hiver}$) alors qu'aucune pondération n'intervient dans le calcul du Nash manuel. Or, une bonne modélisation de la crue printanière amène un bon Nash annuel, ce qui fut le cas avec le calibrage manuel, alors que pour le calibrage automatique, l'effet de la bonne modélisation de la crue printanière est fortement atténué par le coefficient de pondération faible porté sur la période hivernale.

4.3 Résultats préliminaires

Une fois le calibrage réalisé, les premières simulations ont été lancées, d'abord sur la période de contrôle (1975-2003) avec des données météorologiques observées à 12 stations sur et autour du bassin, puis avec des données krigées fournies par le consortium Ouranos et regroupant 792 stations virtuelles (grille de 22x36) sur le bassin versant et les alentours. Par la suite, de nouvelles simulations ont été lancées avec les données climatiques issues du MRCC sur la période de contrôle (1975-2001) puis en climat futur (2042-2979).

Tout d'abord, afin d'avoir une idée plus précise des changements au cours de l'année et des différences entre les couches de sol, l'évolution générale de l'humidité du sol au cours d'une année a d'abord été observée. Plusieurs variables ont été récupérées : les humidités du sol dans les trois couches de sol d'Hydrotel (en m^3/m^3 ou ramenées en pourcentage de saturation) et la teneur en eau du sol (en pourcentage de saturation) qui correspond à une moyenne des humidités des trois couches de sol d'Hydrotel pondérées en fonction de leurs profondeurs. La Figure 4.4 montre la moyenne annuelle et la variation interannuelle (29 ans

de données) de la teneur en eau du sol (moyenne pondérée des trois couches de sol) sur le sous-bassin Maniwaki. Le profil annuel est très similaire pour tous les sous-bassins comme présenté en ANNEXE II. Il s'agit de données de sortie d'Hydrotel piloté par des observations (ObsHydr). Sur ce graphique, on peut diviser l'année en plusieurs périodes : l'hiver où la teneur en eau diminue graduellement jusqu'au printemps, la crue printanière pendant laquelle la teneur en eau atteint son maximum, l'été où apparaît une légère baisse et enfin l'automne où la variable remonte.

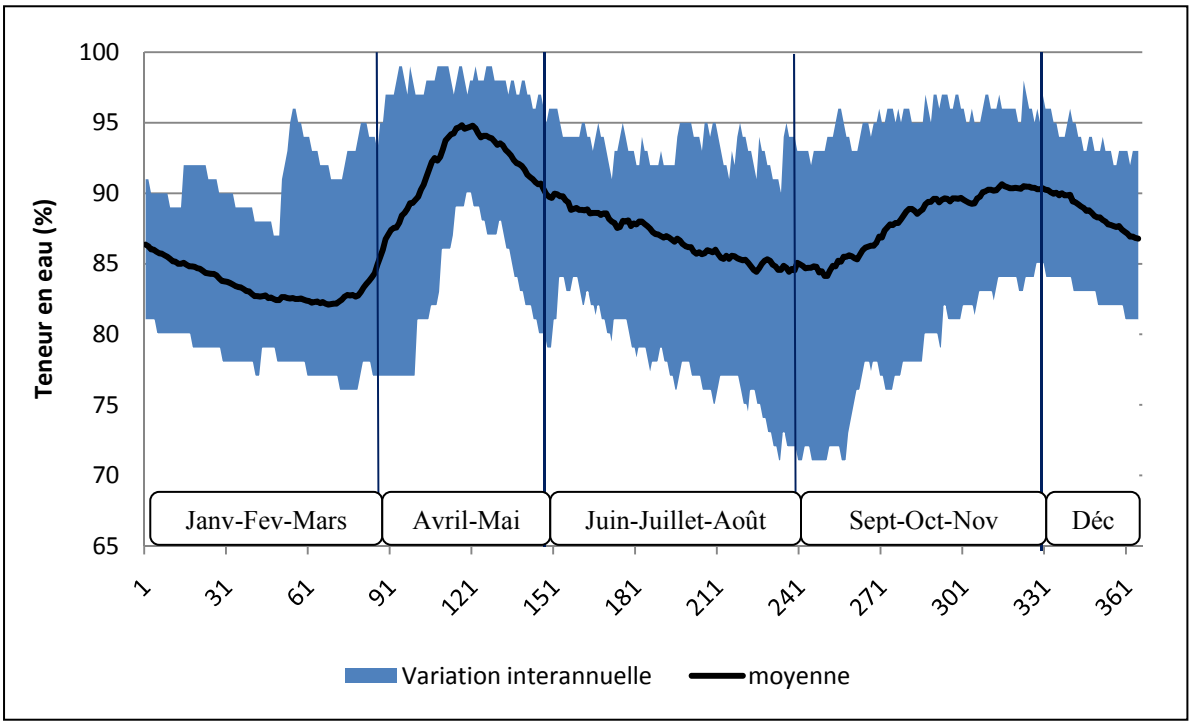


Figure 4.4 Évolution annuelle de la moyenne de la teneur en eau du sol et variation interannuelle à l'issue des premières simulations (Maniwaki, 1975-2003, ObsHydr).

La Figure 4.5 présente les courbes d'évolution des moyennes mensuelles pour chaque couche de sol sur le bassin complet ainsi que l'écart-type interannuel sur les 29 années de données. Ceci permet de distinguer trois comportements comparables pour les trois couches de sol, qui suivent approximativement l'évolution annuelle de la teneur en eau du sol de la Figure 4.4. On remarque cependant que la couche Z3 (la plus profonde) connaît des fluctuations plus faibles et que son humidité est supérieure toute l'année aux deux autres couches de sol. La

couche Z1, qui correspond à la couche de surface est celle pour laquelle l'humidité du sol est la plus faible. C'est la couche de sol pour laquelle les échanges avec l'atmosphère sont les plus importants, au niveau de l'évaporation notamment. La couche intermédiaire Z2 suit à peu près les mêmes variations que la couche de surface, mais son humidité reste supérieure tout au long de l'année. C'est la couche qui présente les écart-types interannuels les plus importants, indiquant une plus forte variation d'une année sur l'autre des moyennes mensuelles de cette variable.

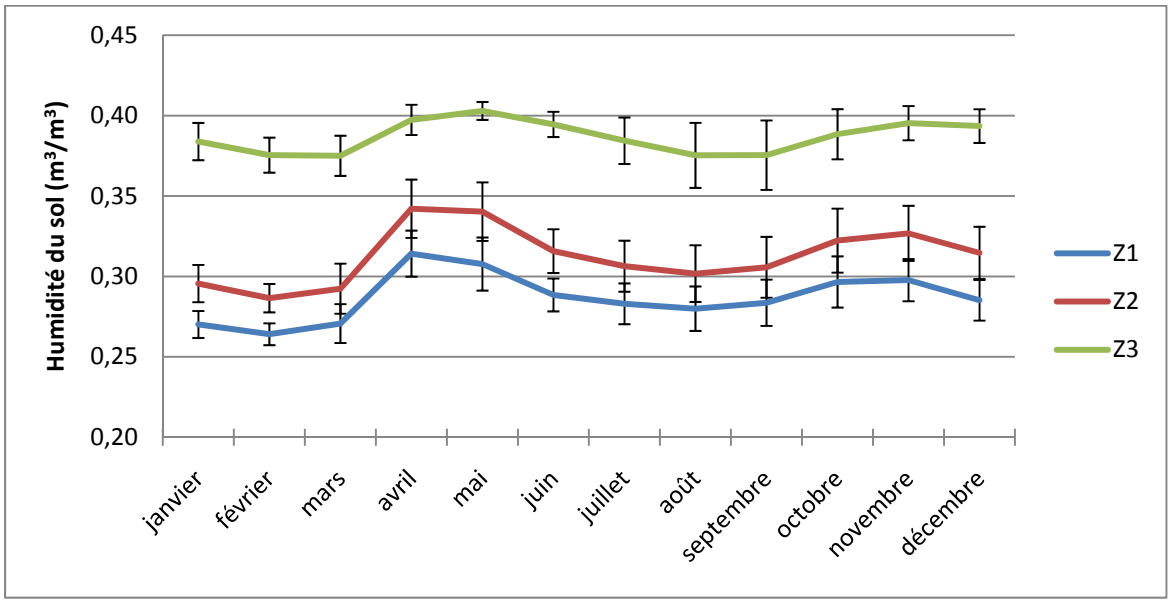


Figure 4.5 Évolution des moyennes mensuelles et écart-types de l'humidité du sol dans les trois couches de sol (Gatineau, 1975-2003, ObsHydr).

4.4 Choix d'événements particuliers

L'étape suivante a été de sélectionner des périodes particulières permettant de comparer des profils d'humidité du sol en fonction du climat de manière directe. Pour cela, les données de température et de précipitations liquides et solides ont été analysées sur le bassin entier ainsi que sur les sous-bassins afin de faire ressortir des périodes spécifiques, annuelles, saisonnières et mensuelles. La Figure 4.6 donne un exemple de cet aspect de l'étude en présentant les moyennes des températures et précipitations pendant les mois de juillet et août

pour 28 années de données (1976-2003). À partir de ce graphique, certains étés ressortent, comme l'été 1982 frais et peu humide, l'été 1983 très chaud et sec, ou à l'inverse l'été 1986 frais et humide ou encore l'été 1999 chaud et humide. Une fois cette analyse effectuée, il était alors possible de comparer différentes périodes et d'examiner plus précisément l'influence directe du climat sur l'humidité du sol.

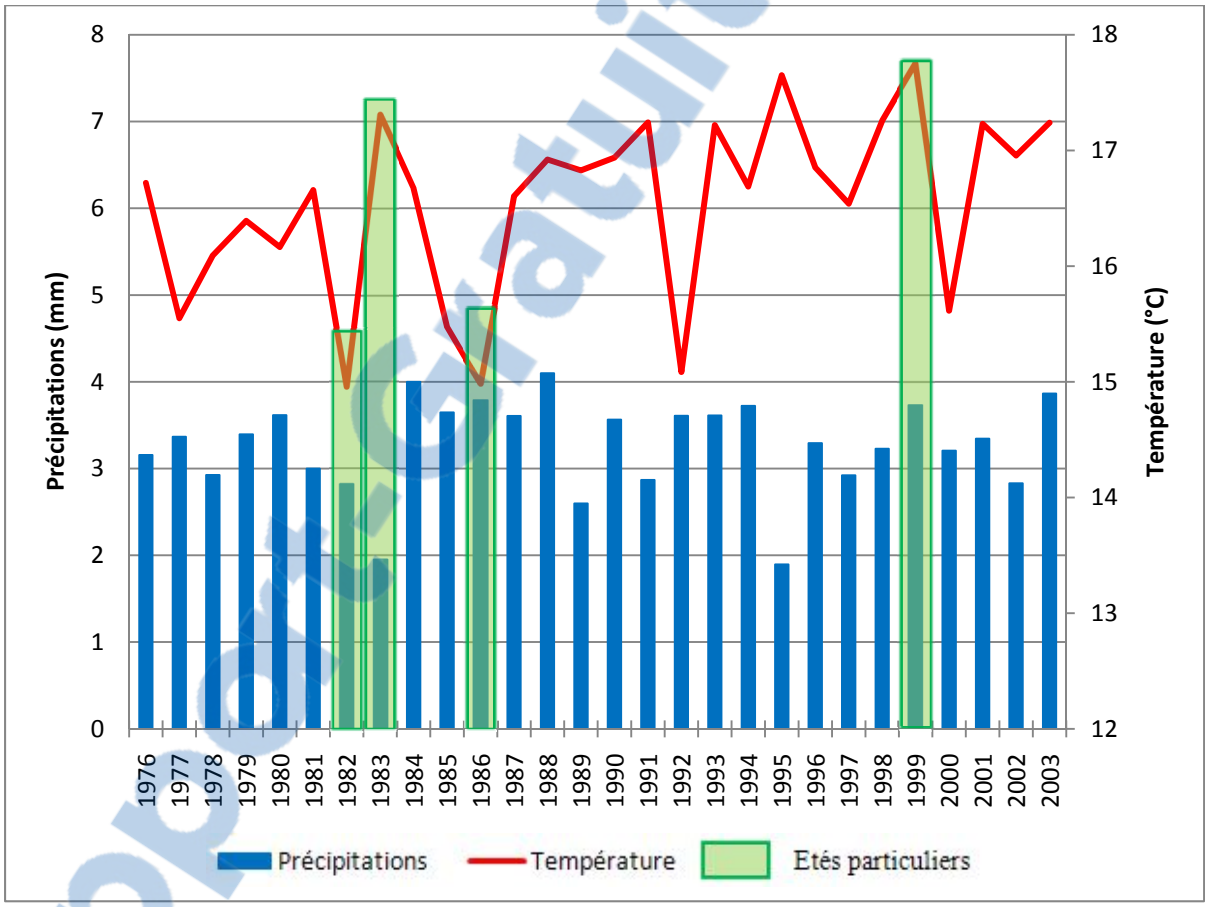


Figure 4.6 Précipitations et températures sur le bassin versant de la Gatineau – moyennes annuelles des mois de juillet et août (1976-2003).

Rapport-Gratuit.com

4.5 Période de contrôle

4.5.1 Influence du choix des données climatiques comme input du modèle hydrologique

L'étude sur la période de contrôle s'est déroulée en trois phases, leur chronologie correspondant à la disponibilité des différentes données climatiques. La première étape a consisté en l'utilisation des données aux stations (12 sur et autour du bassin, mais avec des périodes de données variables – période de contrôle : 1975-2003). Puis, dans une optique d'amélioration de la représentation spatiale des informations climatiques sur le bassin, une météo krigée a servi d'input au modèle (1975-2003). Enfin, la dernière étape a consisté en l'utilisation de données actuelles du MRCC comme intrant au modèle (1975-2001) dans le but d'utiliser les sorties de ces simulations lors des comparaisons avec les sorties d'Hydrotel en climat futur dont les données climatiques proviendraient du MRCC. Ceci devrait contribuer à éliminer un éventuel biais lors de l'insertion des données météorologiques du MRCC dans le modèle hydrologique.

La Figure 4.7 présente les moyennes annuelles de l'humidité du sol dans les trois couches pour chacune des trois simulations de la période de contrôle ainsi que la moyenne sur les 29 années de données (27 pour les données MRCC). Toutes les données sont des sorties d'Hydrotel qui a été roulé dans les mêmes conditions et dont l'unique différence est l'input météorologique. Tout d'abord, ces graphiques montrent que c'est la couche de profondeur Z3 qui est la plus humide, puis la couche intermédiaire Z2 et enfin la couche de surface Z1. On remarque que quelque soit la couche de sol, l'humidité du sol pour les données MRCC est toujours supérieure de un centième de m^3/m^3 environ à celle correspondant aux données observées ou krigées (0,31 vs 0,30 m^3/m^3 pour la couche de surface Z1, 0,335 vs 0,325 m^3/m^3 pour Z2 et 0,397 vs 0,389 m^3/m^3 pour Z3). Ceci pourrait être dû au fait que les précipitations sont parfois surestimées par le MRCC sur certains bassins du Québec (Carrer *et al.*, 2009). Les variations d'une année sur l'autre sont toutefois très semblables pour les trois courbes. Pour les couches de sol Z1 et Z2, on peut noter que les données issues des simulations avec la météo krigée sont plus proches de celles du MRCC que ne le sont les

données issues des simulations avec les données aux stations. Pour la couche la plus profonde, Z3, les résultats des données observées et krigées sont quasiment confondus. Dans tous les cas, même si une surestimation persiste avec le MRCC (ou une sous-estimation des données observées et krigées), la différence est au centième de m^3/m^3, soit à peine autour de 2,5 % d'erreur relative, permettant d'utiliser par la suite avec une certaine confiance les données obtenues avec l'input MRCC pour la comparaison avec le climat futur.

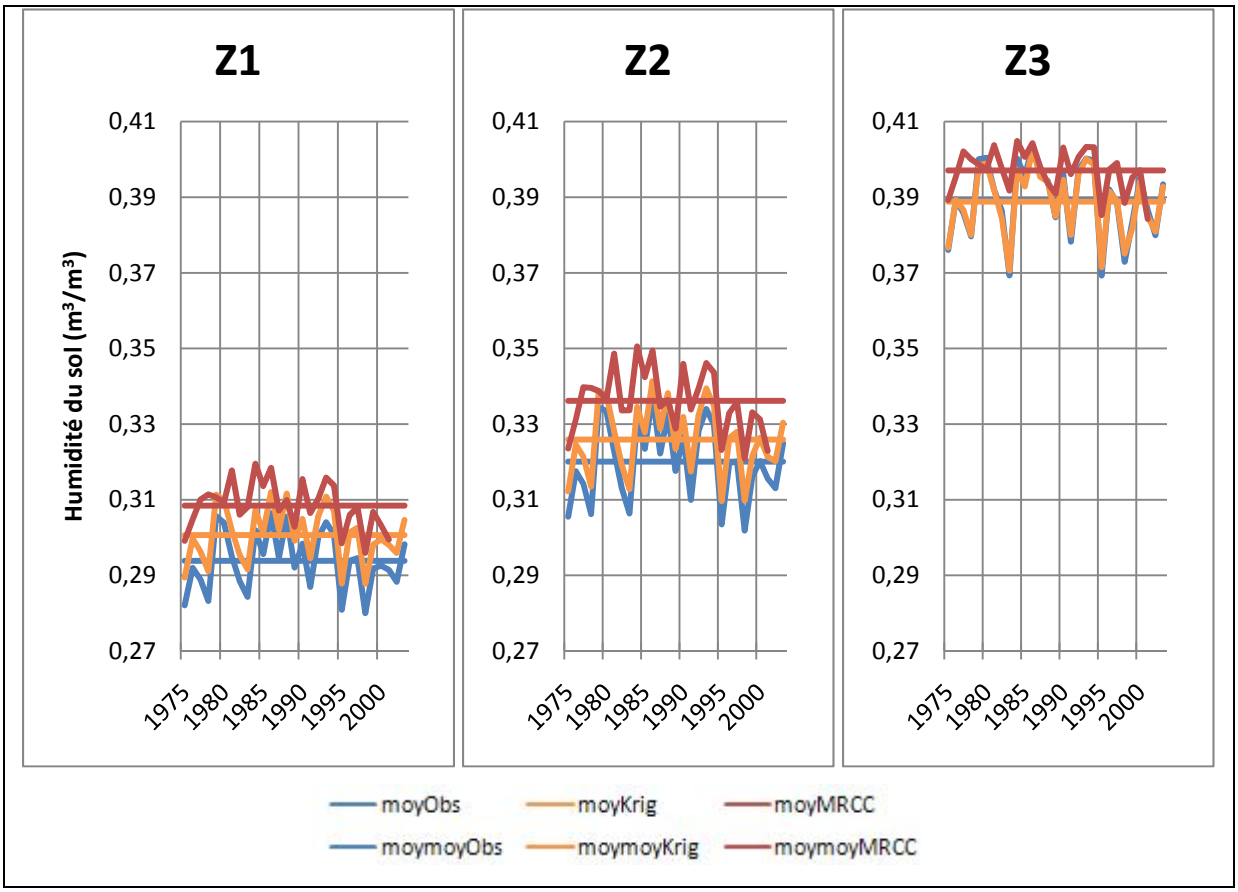


Figure 4.7 Humidité annuelle moyenne (m^3/m^3) en fonction de l'intrant météorologique.

4.5.2 Influence directe du climat lors d'événements particuliers

Plusieurs paramètres influencent l'humidité d'un sol. Cependant, un des paramètres le plus direct et le plus aisé à vérifier reste la température de l'air. La Figure 4.8 présente trois couples de mois particuliers (mai, août et octobre), une fois lors d'un mois chaud et sec

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

(T+P-) et une autre fois pour un mois frais et sec (T-P-), de sorte que la différence la plus importante entre les deux séries de cartes pour le même mois soit la température. Les humidités moyennes mensuelles sont données pour chaque période sur les trois couches de sol en pourcentage de saturation et représentent les résultats des simulations pilotées par les données climatiques du MRCC.

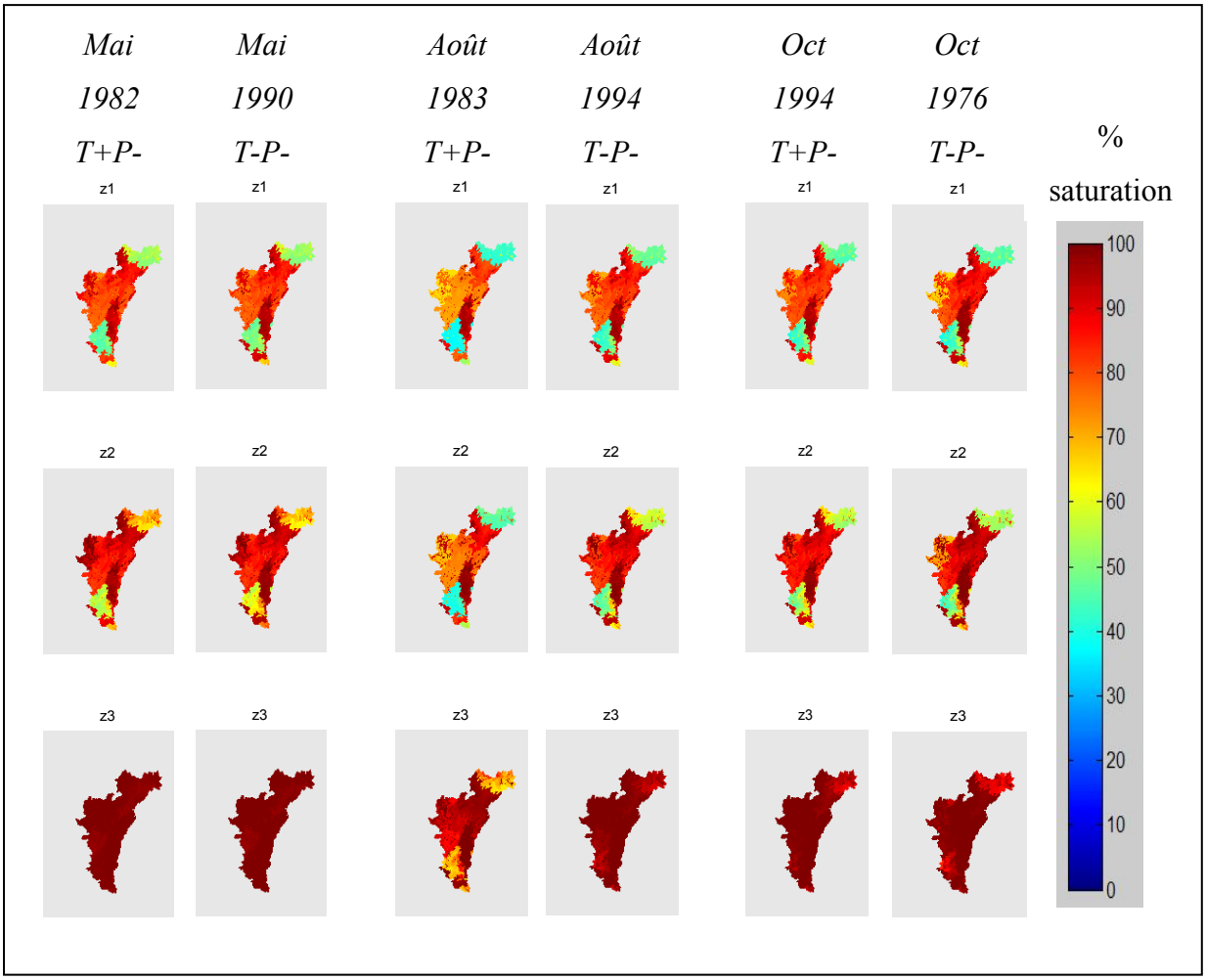


Figure 4.8 Influence des températures pour des mois particuliers (MRCCHydr).

Plusieurs éléments sont notables sur la Figure 4.8. D'une part, la couche de profondeur, Z3, est la plus saturée, et ce quelque soit la période de l'année. En mai, quelques soient les conditions climatiques, Z3 est saturé sur tout le bassin ou presque, résultat de l'infiltration qui suit la fonte printanière. Au mois d'août, la température joue un rôle indéniable sur

l'humidité du sol dans la couche profonde où l'été chaud et sec présente des conditions d'humidité bien plus sèches, notamment au nord et à l'ouest du bassin. À l'automne, Z3 est quasiment saturée et il y a peu de variations que le mois soit frais ou chaud. D'autre part, les deux couches supérieures confirment que l'impact direct des températures est essentiellement ressenti lors de l'été. En effet, les cartes correspondant aux deux cas de températures pour les mois de mai et octobre sont quasiment identiques pour ces deux couches, alors que pour le mois d'août, la différence est assez significative, notamment pour Z2. Enfin, on remarque des différences notables au niveau spatial sur le bassin, avec notamment les zones sableuses marquées par des humidités du sol beaucoup plus faibles que le reste du bassin, notamment dans les couches de surface. La conductivité hydraulique plus élevée pour les sols sableux pourrait expliquer en partie les humidités du sol plus faibles sur ces zones particulières.

Évidemment, la température n'est pas le seul paramètre influençant les variations de l'humidité du sol, car le processus est bien plus complexe. Néanmoins, son action conjuguée à celle des précipitations constitue l'un des facteurs extérieurs le plus important. La Figure 4.9, dans le même ordre d'idée que la Figure 4.8, présente les mêmes trois mois, mais choisis cette fois-ci de façon à ce que la plus grande variation extérieure soit les précipitations et non plus la température. Ainsi sont représentés les mois de mai 1983, d'août 1988 et d'octobre 1988 qui correspondent à des mois frais et humides (T-P+) comparés au mois de mai 1990, d'août 1995 et d'octobre 1976 qui ont été des mois frais et secs (T-P-). Dans ce cas-ci, l'influence n'est plus seulement ressentie pour le mois d'août uniquement, mais aussi pour les mois de mai et octobre. En effet, les humidités du sol dans les deux couches de surface, contrairement à la Figure 4.8, diffèrent significativement pour les mois de mai et d'octobre dépendant de la quantité de précipitations. Au mois de mai notamment, dans les conditions fraîches et humides, les trois couches de sol sont quasiment saturées, excepté quelques zones éparses correspondant aux zones sableuses du bassin, alors qu'elles le sont relativement moins dans les conditions moins pluvieuses. Pendant l'été, la variation spatiale est très perceptible. Pour les mêmes conditions climatiques, deux portions du bassin peuvent avoir des humidités du sol allant jusqu'à plus de 50 % d'écart comme c'est le cas pour Z2 en août 1988 par exemple. La couche Z3 reste saturée quelques soient les conditions aux mois de mai

et octobre, mais varie considérablement en août en fonction des précipitations, notamment pour l'extrême nord du bassin. Cette zone semble particulièrement sensible aux variations météorologiques et sera étudiée plus en détail par la suite. Dans l'ensemble, on observe ce à quoi on pourrait s'attendre de prime abord, c'est-à-dire que lorsque les précipitations sont plus importantes, l'humidité du sol est supérieure, et ce surtout pour les deux couches de surface.

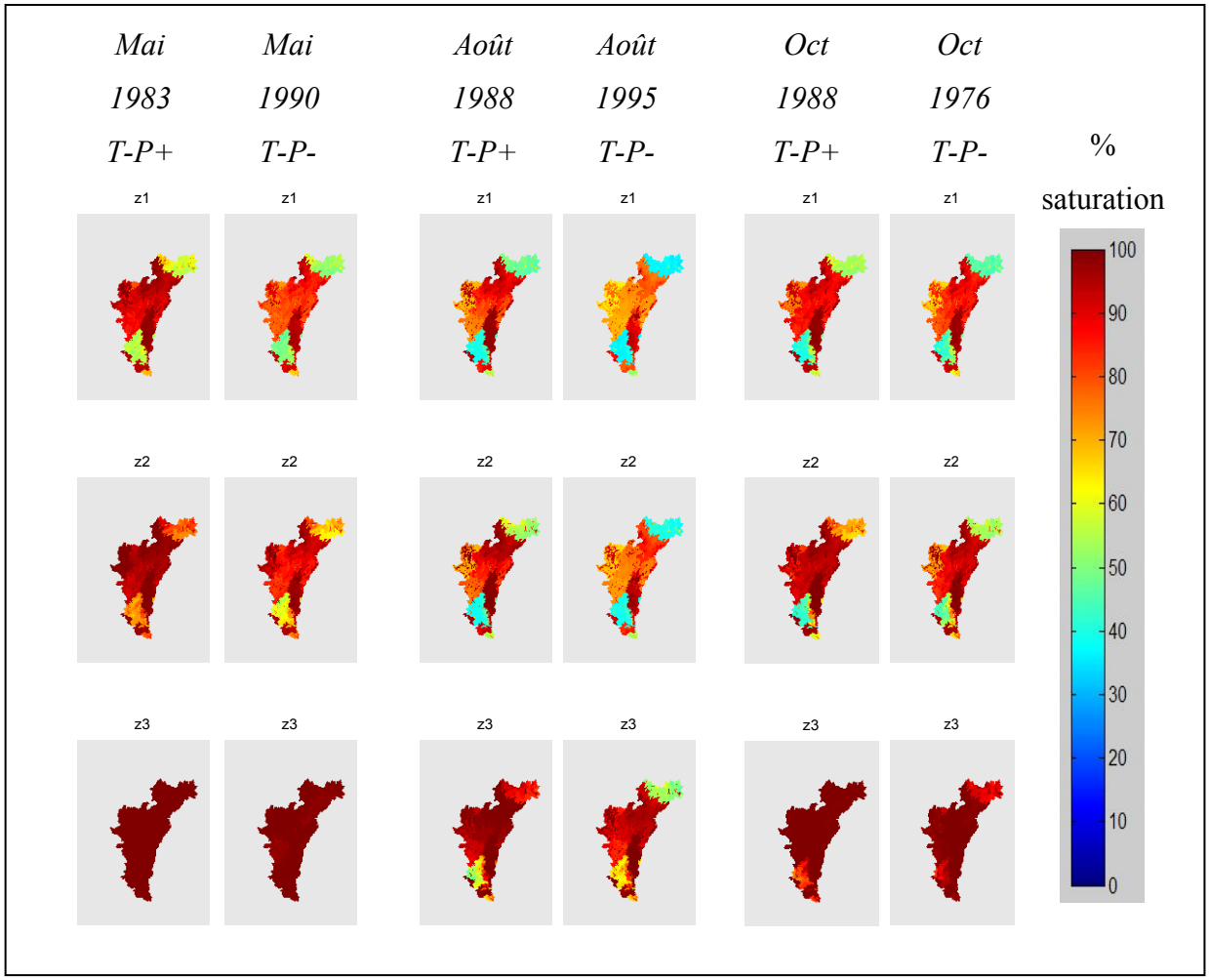


Figure 4.9 Influence des précipitations pour des mois particuliers (MRCCHydr).

4.5.3 Variations spatiale et temporelle

Afin d'avoir une idée plus générale des profils d'humidité du sol de la période de contrôle, l'étape suivante a consisté à étudier les moyennes mensuelles ainsi que les écarts-types sur les 27 années de données actuelles du MRCC (1975-2001). La Figure 4.10 reporte ces sorties d'Hydrotel piloté avec les données du MRCC (MRCCHydr).

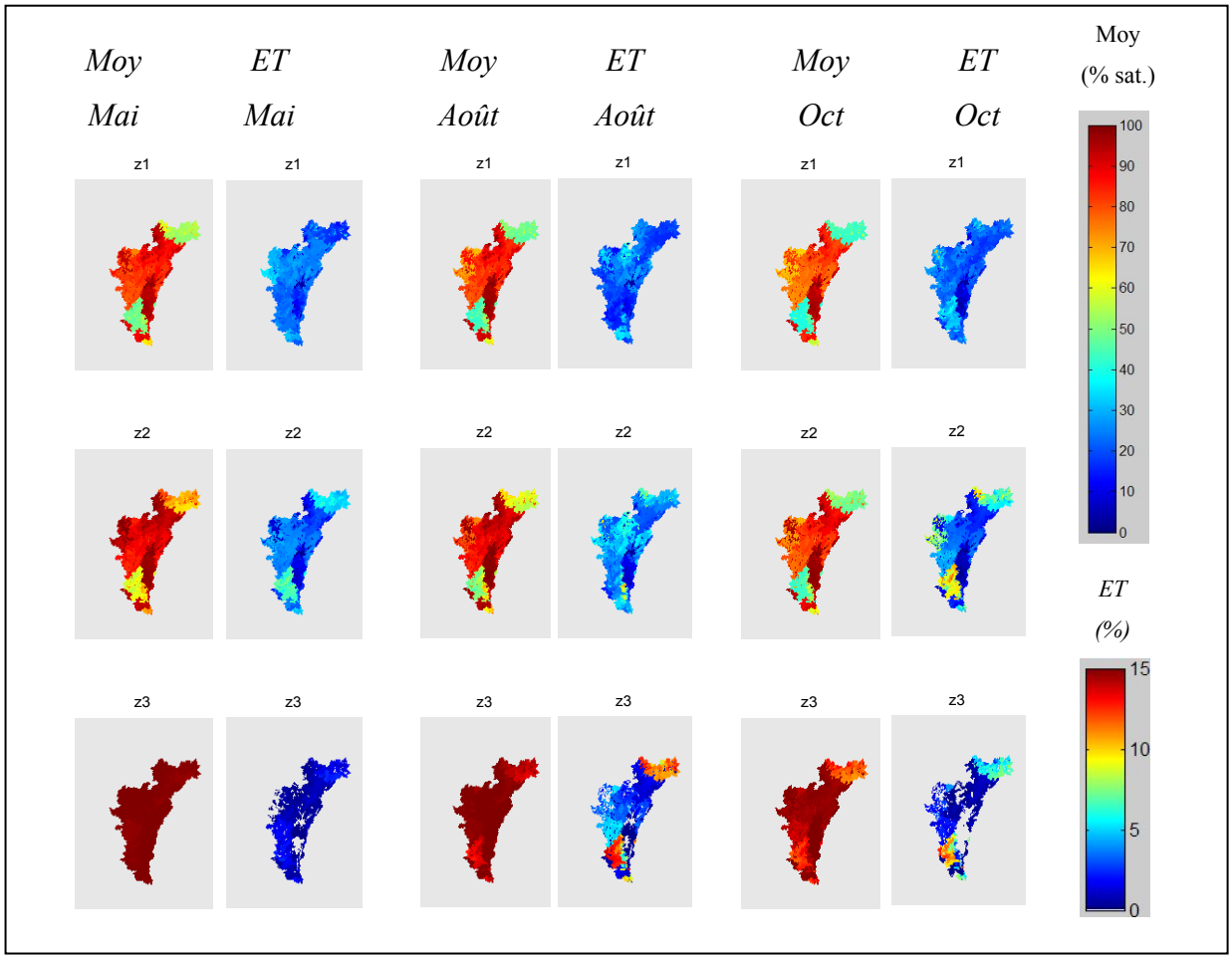


Figure 4.10 Moyenne mensuelle (% de saturation) et écart-type pour certains mois particuliers (MRCCHydr, 1975-2001).

D'abord, pour confirmer les affirmations précédentes, on remarque que la couche Z3 est saturée en permanence en mai, et la carte d'écart-type associée indique que la variation est minime sur les 27 années, avec des écarts-types variant entre 0 et 5 %. Ceci confirme qu'en

mai, la fonte de la neige a pour effet de remplir la couche de profondeur et de la saturer au complet tous les ans sur l'ensemble du bassin à cette période. Au mois d'août, la variabilité interannuelle est plus importante comme le montre les écarts-types allant jusqu'à 15 % dans les zones plus sableuses. Au mois d'octobre, la situation est encore différente avec des comportements très variables suivant l'endroit du bassin étudié. Ainsi, certaines zones restent saturées tous les ans (écart-type nul sur la bordure sud-est du bassin) tandis que d'autres présentent des écart-types compris entre 10 et 15 %. La couche de surface présente des profils assez similaires pour les trois mois avec une forte variabilité spatiale et une variabilité interannuelle relativement faible. La couche intermédiaire, elle aussi, présente des comportements différents suivant les zones du bassin, et admet surtout une variabilité spatiale et interannuelle assez forte, notamment en octobre.

4.6 Horizon 2056

4.6.1 Changements attendus au niveau de l'humidité du sol – bassin complet

L'étude s'est focalisée sur l'horizon 2056 afin d'examiner à moyen terme si l'utilisation de l'humidité du sol pouvait aider les décideurs à améliorer leur jugement, notamment sur ce qui touche à l'adaptation des systèmes de gestion hydrique. Pour ce faire, la première étape a consisté en l'analyse des moyennes saisonnières. La Figure 4.11 présente les moyennes des données d'humidité du sol tirées d'Hydrotel piloté d'une part par les données météorologiques du MRCC sur la période de contrôle (1975-2001) et d'autre part par ces données MRCC en climat futur à l'horizon 2056 (2042-2068). Plus spécifiquement, la figure présente les moyennes saisonnières (avril-mai-juin, juillet-août et septembre-octobre-novembre) pour les 27 (période de contrôle) et 29 (futur) années de données ainsi que la moyenne de ces moyennes, et ce pour les trois couches de sol. Comme on pouvait s'y attendre, compte tenu des changements climatiques attendus au Québec (augmentation assez importante des températures et hausse des précipitations surtout l'hiver), la totalité des graphes indiquent que l'humidité du sol devrait être plus faible dans le futur.

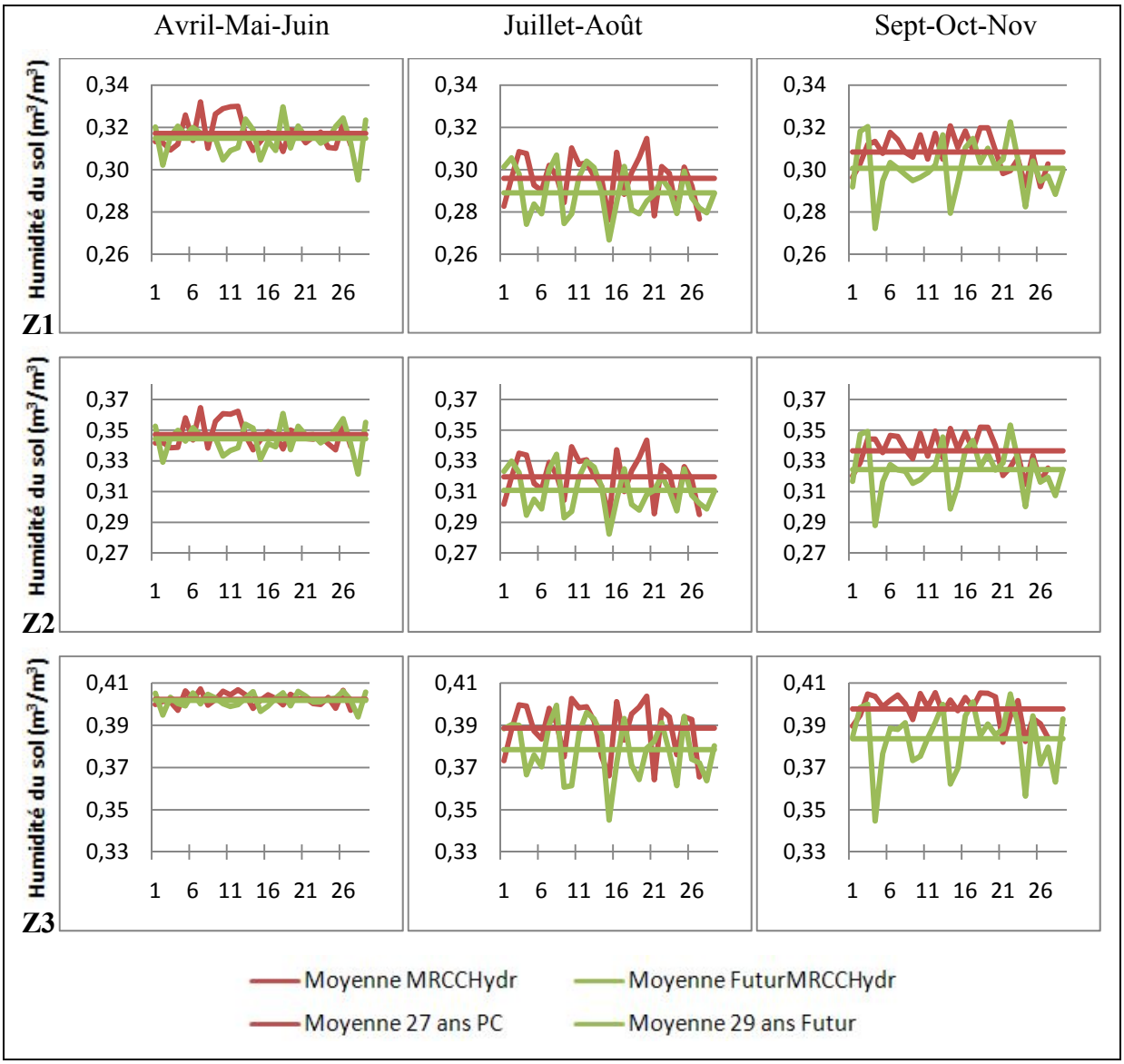


Figure 4.11 Comparaison saisonnière des humidités du sol (m^3/m^3) entre la période de contrôle (1975-2001, MRCCHydr) et l'horizon 2056 (2042-2068, futurMRCCHydr).

Pour la période de crue printanière, quelque soit la couche, la différence présent-futur est minime. À ce temps-là de l'année, les couches sont quasiment constamment saturées (notamment la couche de profondeur) et dans le futur, il devrait en être de même. Ceci traduit l'effet tampon du sol qui accumule l'eau au fur et à mesure de la fonte et régule ainsi le bilan hydrique. Les changements au niveau de l'humidité du sol devraient cependant se faire sentir de manière plus prononcée en été et à l'automne. En effet, tous les graphiques s'accordent

sur le fait que l'humidité du sol devrait diminuer au cours de ces périodes. Certes, il ne s'agit pas d'une diminution majeure qui causera des sècheresses tous les étés sur l'ensemble du bassin versant, mais cette baisse pourrait avoir des impacts malgré tout. En effet, Cornwell *et al.* (2007) et Lindroth *et al.* (1998) ont montré que des déficits d'humidité du sol restreignaient la respiration des plantes, inhibait la photosynthèse et réduisait la productivité des cultures. Une autre information notable sur ces graphiques est la variabilité interannuelle bien plus importante dans le futur que sur la période de contrôle, notamment durant l'automne. Les cartes de la Figure 4.12 confirment cette information.

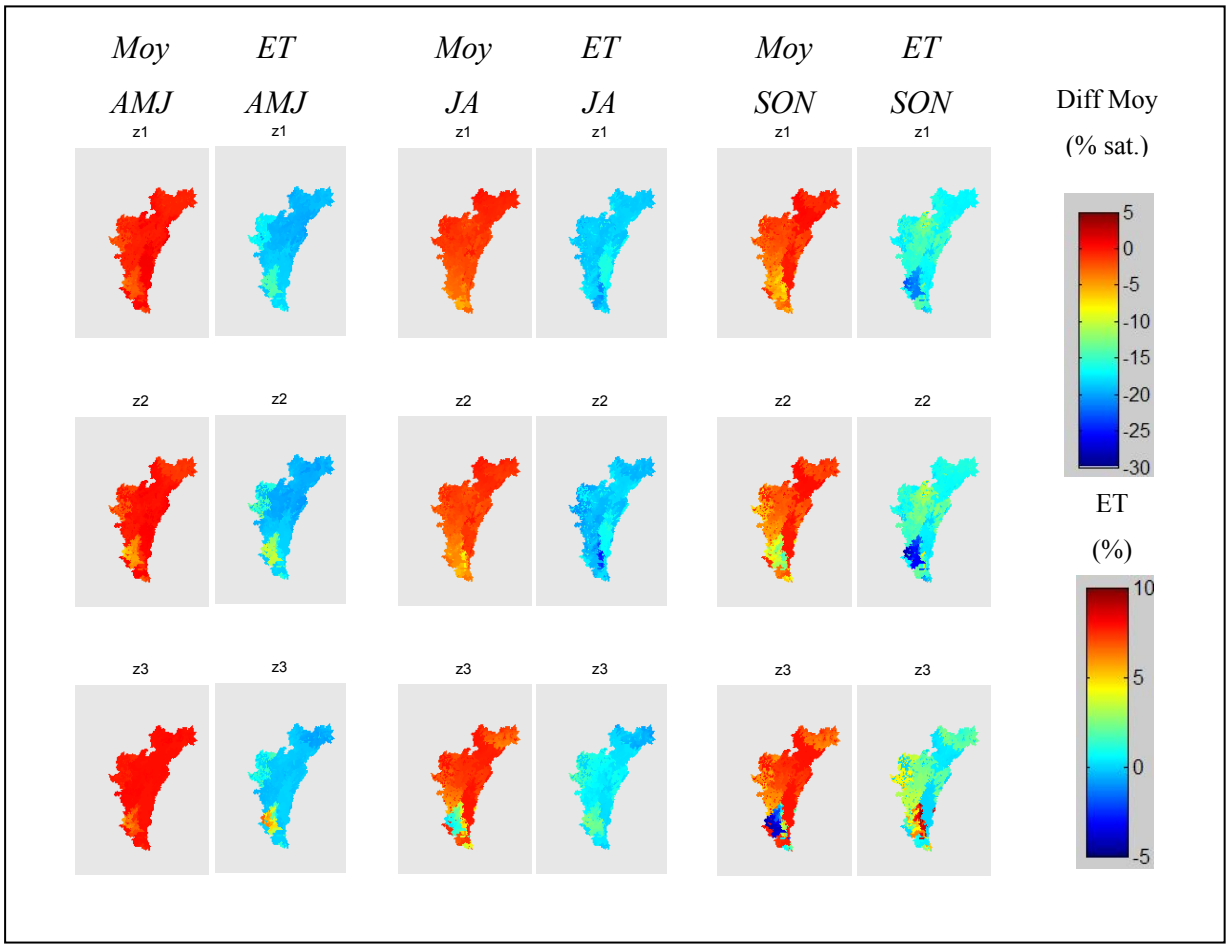


Figure 4.12 Différence des moyennes et des écarts-types saisonniers (%) entre la période de contrôle (1975-2001, MRCCHydr) et l'horizon 2056 (2042-2068, futurMRCCHydr).

On y retrouve en effet les cartes de différences entre les moyennes d'une part et les écarts-types d'autre part, futurs et actuels sur l'ensemble du bassin et pour les trois couches de sol à l'échelle saisonnière. Pour les moyennes, il s'agit de la différence entre la moyenne en pourcentage de saturation à l'horizon 2056 sur la période spécifiée (avril-mai-juin, juillet-août et septembre-octobre-novembre) et celle sur la même période pour la période de contrôle. Ces cartes de différences des moyennes confirment que majoritairement sur le bassin, la diminution de l'humidité du sol devrait être relativement faible (comprise entre 0 et -5 %), mais elles mettent surtout en relief la variabilité spatiale du bassin versant de la Gatineau et la zone sableuse au sud-ouest du bassin ressort comme étant une zone particulière vis-à-vis du reste du bassin. Au cours du printemps, il semblerait que ce soit dans le futur la zone la plus sujette aux variations interannuelles et celle pour laquelle la baisse de l'humidité du sol serait la plus significative, et ceci étant valable pour les trois couches de sol. Par ailleurs, cette même zone a un comportement particulier à l'automne. En guise de rappel, lors de l'automne sur la période de contrôle, c'est déjà sur cette portion du bassin que l'humidité du sol est la plus faible et c'est là qu'ont lieu les plus importantes variations interannuelles (Figure 4.10). Or, les cartes de différences indiquent d'une part que c'est sur cette zone que l'humidité devrait le plus diminuer et d'autre part, que la variabilité interannuelle devrait le plus augmenter dans la couche de profondeur. Il devrait alors en résulter des variations interannuelles importantes. Cette information est d'ailleurs largement observable sur la Figure 4.11 avec les fortes variations d'une année sur l'autre pour Z3 en automne. Paradoxalement, les variations interannuelles des deux couches supérieures devraient être plus faibles dans le futur sur cette zone, ceci résultant sûrement du fait que la variabilité est déjà élevée sur la période de contrôle, notamment pour Z2.

Le Tableau 4.3 répertorie les moyennes mensuelles, saisonnières et annuelles des humidités des trois couches de sol sur la période de contrôle et l'horizon 2056 pour l'ensemble du bassin versant, auxquelles est associée une trame grise de certaines cellules pour lesquelles l'analyse statistique avec le test de Student a révélé un écart non significatif entre les moyennes. Les séries de valeurs ont passé le test de la normalité et la valeur seuil pour le test de Student a été fixée à 95 %. C'est essentiellement pour la période printanière que ce test

Rapport-Gratuit.com

s'est avéré négatif. Ceci ne signifie pas que les données soient biaisées ou fausses, mais indique que d'après la taille de l'échantillon (27 ou 29 années) et les variances associées aux séries de données, on ne peut pas conclure que l'écart entre les moyennes d'humidité du sol actuelles et futures soit significatif.

Tableau 4.3 Moyennes mensuelles, saisonnières et annuelles de l'humidité du sol (m^3/m^3) pour la période de contrôle et l'horizon 2056 et indice de confiance d'après le test de Student

	Z1		**Z2**		**Z3**	
	PC	H2056	PC	H2056	PC	H2056
Avril	0,323	0,315	0,352	0,344	0,400	0,400
Mai	0,321	0,320	0,353	0,352	0,406	0,405
Juin	0,307	0,309	0,336	0,337	0,401	0,401
Juillet	0,297	0,294	0,322	0,318	0,392	0,387
Août	0,295	0,284	0,318	0,304	0,386	0,369
Sept	0,303	0,296	0,327	0,316	0,390	0,375
Oct	0,313	0,300	0,342	0,324	0,400	0,384
Nov	0,309	0,306	0,341	0,333	0,403	0,392
AMJ	0,317	0,315	0,347	0,344	0,402	0,402
JA	0,296	0,289	0,320	0,311	0,389	0,378
SON	0,308	0,301	0,337	0,324	0,398	0,384
Avr-Nov	0,308	0,303	0,336	0,328	0,397	0,389

C'est sûrement la combinaison de la faible différence entre les moyennes actuelles et futures ainsi que les faibles valeurs de variance à cette période où les couches sont majoritairement saturées en raison de la fonte printanière qui expliquent les résultats du test de Student pour ces mois précédant l'été. Néanmoins, dans l'ensemble, les résultats du test sur les périodes estivale et automnale ainsi que sur les moyennes annuelles (avril à novembre), indiquent que l'écart entre les moyennes d'humidité du sol actuelles et futures est significatif.

4.6.2 Changements attendus au niveau de l'humidité du sol – étude locale

Suite à l'étude des résultats globaux sur l'ensemble du bassin versant de la Gatineau, plusieurs zones particulières retiennent l'attention. Il s'agit essentiellement des zones sableuses à l'extrémité nord et au sud-ouest du bassin pour leurs comportements particulièrement sec par rapport au reste du bassin sur la période de contrôle, mais aussi en raison des fortes variations attendues en climat futur, notamment sur la partie correspondant au sous-bassin Paugan (sud-ouest du bassin). La bande nord-sud au sud-est du bassin constitue elle aussi une zone spéciale dans le sens où elle paraît constamment saturée durant la période de contrôle et malgré tout, les diminutions d'humidité relatives à cette portion du bassin en climat futur devraient être extrêmement faibles. Une analyse plus fine a donc été menée sur ces zones correspondant aux sous-bassins Paugan, Maniwaki et Ceizur afin d'étudier conjointement l'évolution des débits et de l'humidité du sol.

Il convient donc d'abord d'observer l'évolution des débits en climat futur. La Figure 4.13 présente les différences relatives entre les débits moyens mensuels $(Q_{futur}-Q_{PC})/Q_{PC}$ pour les sous-bassins Paugan, Maniwaki, Baskatong et Ceizur, calculées sur 27 années de données (1975-2001 pour la période de contrôle, 2042-2068 pour le climat futur). Le comportement est très similaire pour tous les sous-bassins avec des débits beaucoup plus élevés en hiver en climat futur (entre 20 et 70 % de décembre à mars), et des débits plus faibles le reste de l'année, excepté en juillet. Une telle augmentation des débits hivernaux est la conséquence directe des fortes augmentations de températures hivernales. En effet, les précipitations se feront alors surtout sous forme liquide et non plus neigeuse, et des périodes de redoux pourraient survenir régulièrement au cours des hivers et ainsi contribuer à la fonte du couvert nival pendant la période hivernale et non plus au printemps comme c'était le cas pendant la période de contrôle.

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

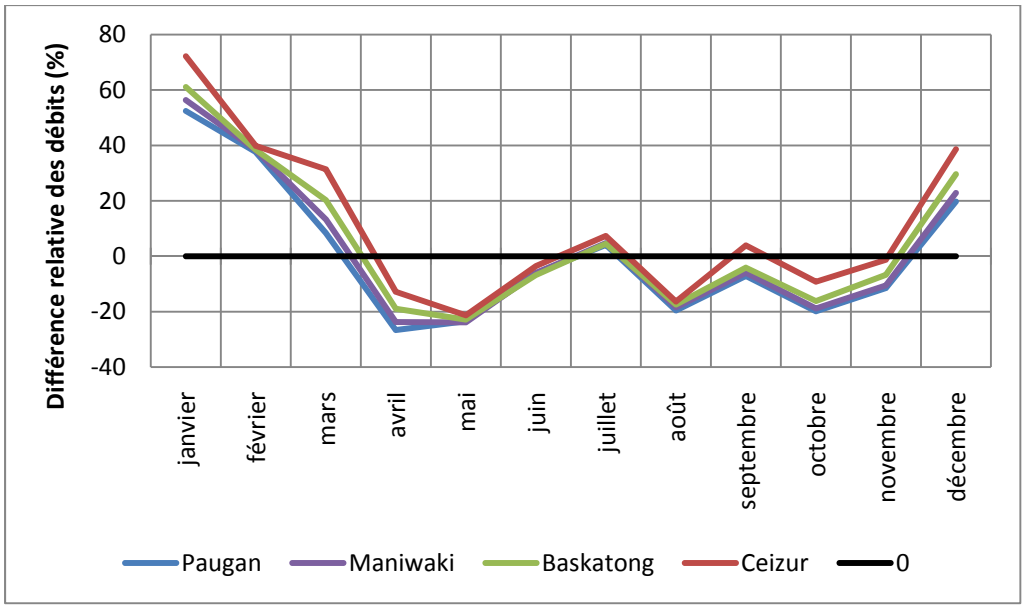


Figure 4.13 Différences relatives mensuelles entre les débits simulés actuels et futurs sur quatre sous-bassins.

La Figure 4.14 associe l'évolution des humidités dans les trois couches de sol et celle des débits sur le sous-bassin Paugan.

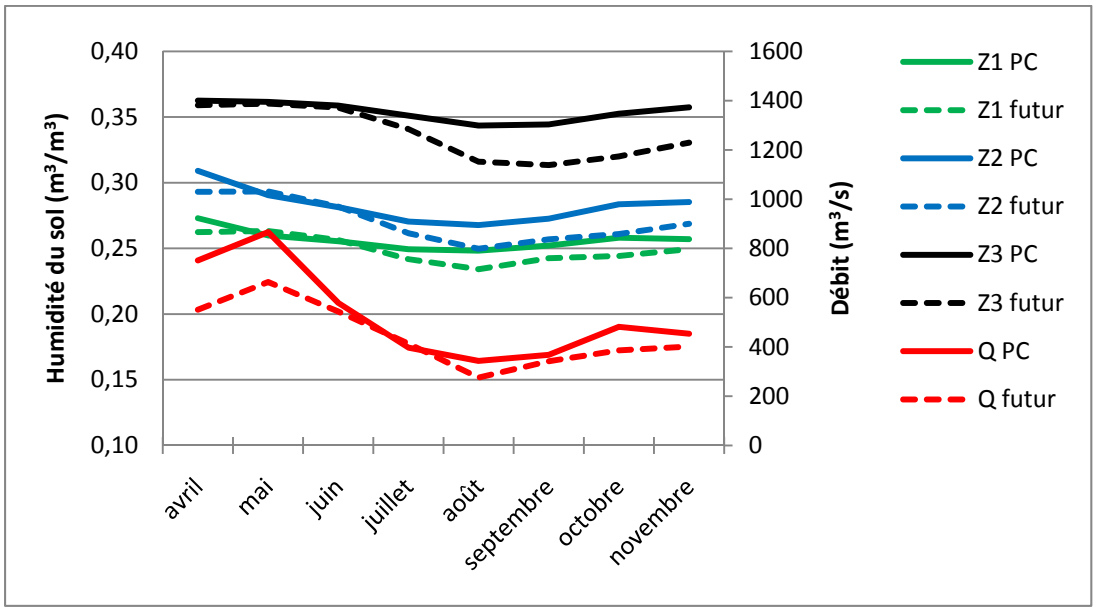


Figure 4.14 Analyse combinée de l'humidité du sol et des débits actuels et futurs pour le sous-bassin Paugan.

La Figure 4.14 confirme les informations avancées par celles présentées précédemment concernant le fait que les changements les plus importants au niveau de l'humidité du sol se tiendront à la fin de l'été et à l'automne, période où auront lieu les plus fortes diminutions, notamment dans la couche profonde. La forte baisse des débits lors de la fonte printanière, conséquence des hivers plus doux pendant lesquels les précipitations liquides devraient s'accroître au profit des précipitations solides et où la fonte progressive devrait prendre part dès les mois d'hiver, ne semble pas avoir de conséquence directe sur l'humidité du sol à cette période. En moyenne, elle devrait rester stable pour les mois d'avril, mai et juin. La baisse de l'humidité du sol sur ce sous-bassin devrait débuter en juillet puis augmenter en août et à l'automne, alors que sur cette période, la baisse des débits ne devrait pas être très significative.

La même analyse a été menée sur le sous-bassin Ceizur, à l'extrémité nord du bassin comme le montre la Figure 4.15. Les variations des débits d'une part et de l'humidité du sol d'autre part, sont moindres sur ce sous-bassin. On retrouve toutefois les mêmes comportements que pour le sous-bassin Paugan, mais beaucoup moins prononcés.

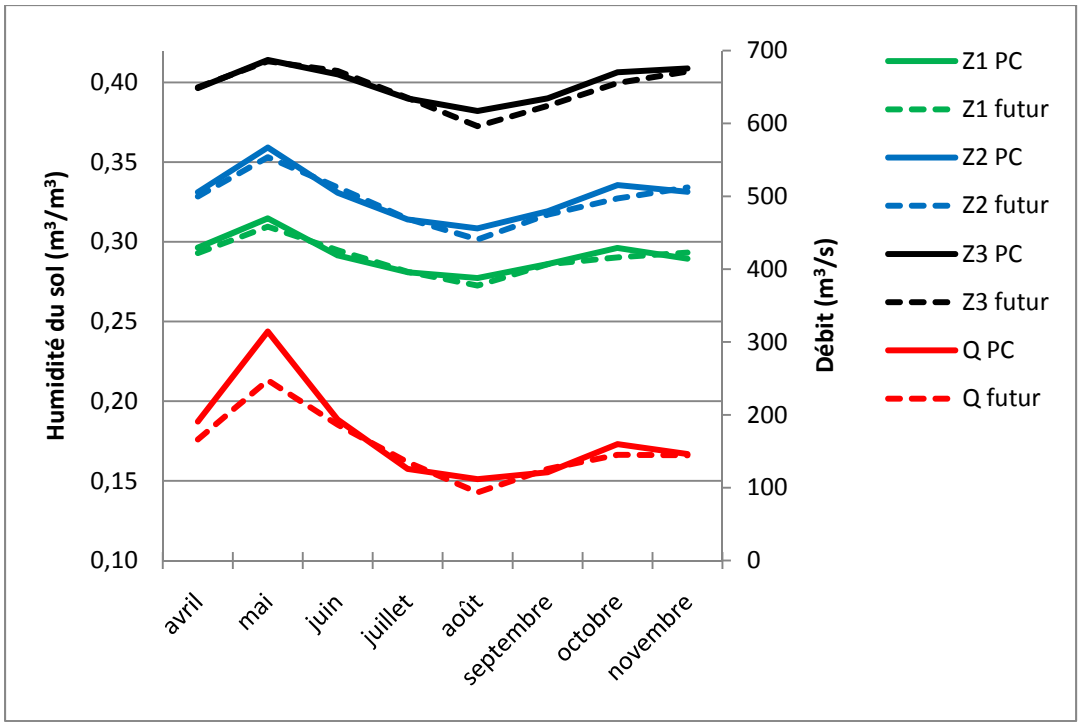


Figure 4.15 Analyse combinée de l'humidité du sol et des débits actuels et futurs pour le sous-bassin Ceizur.

CHAPITRE 5

ANALYSE DES RÉSULTATS

Après avoir présenté les principaux résultats, ce chapitre sera consacré à les analyser en les mettant en lien avec certaines variables externes qui jouent un rôle dans le bilan hydrique, afin de tenter de les expliquer et d'établir un degré de confiance en ces résultats.

5.1 Variabilités spatiale et temporelle

Les résultats présentés dans le chapitre précédent indiquent clairement que la réponse de l'humidité du sol au changement climatique sera variable autant au niveau spatial sur le bassin versant de la Gatineau qu'au niveau temporel d'un mois ou d'une année sur l'autre. Cette section répertorie les paramètres pouvant expliquer ces variabilités.

5.1.1 Paramètres physiographiques

Le bassin versant de la Gatineau, avec près de 24 000 km^2, peut être considéré comme un bassin de taille moyenne et le bassin complet ne répondra pas partout de la même façon au changement climatique. Chaque sous-bassin est caractérisé par de nombreux paramètres dans le modèle hydrologique et chaque entité réagit donc différemment aux variations du climat au cours de l'année. Il convient tout d'abord de mettre l'accent sur deux variables qui ont une certaine importance dans les résultats relatifs à cette étude, à savoir la répartition des feuillus sur le bassin ainsi que les types de sol. La Figure 5.1 représente donc d'abord la répartition des feuillus sur le bassin versant de la rivière Gatineau en pourcentage d'occupation du sol. Plus la carte est claire et plus la présence de feuillus est importante. On peut noter une zone plus fournie vers le sud qui correspond essentiellement au nord du sous-bassin Paugan et à une grande partie du sous-bassin Maniwaki. Sur le reste du bassin, les feuillus sont répartis de manière plus aléatoire. En général, la partie complémentaire du pourcentage d'occupation du sol est constituée par du roc sur l'ensemble du bassin sauf pour le sous-bassin le plus au nord, Ceizur, pour lequel la présence de conifères est relativement élevée. Le bassin versant

de la Gatineau est donc majoritairement forestier et la croissance de la végétation nécessite de l'eau qu'elle puise essentiellement dans la couche de sol intermédiaire.

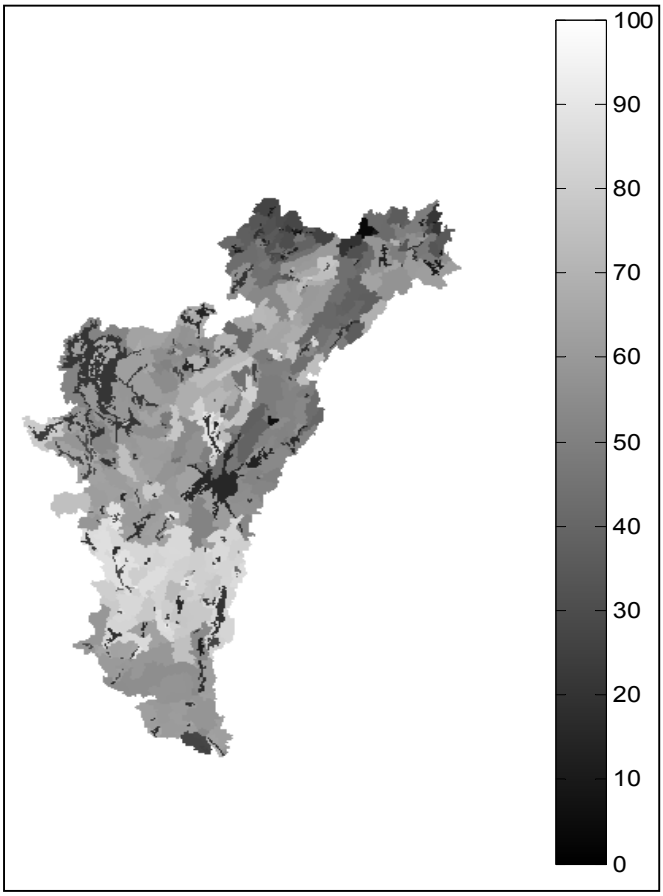


Figure 5.1 Répartition des feuillus sur le bassin versant de la Gatineau.

Sur les données physiographiques récupérées à Ouranos, il existe essentiellement quatre types de sol sur le bassin versant de la Gatineau comme le montre la Figure 5.2. Comme énoncé lors de la présentation du bassin, un coefficient additif d'optimisation de la classe de sol a été appliqué lors du calibrage de façon à déplacer chaque type de sol d'une classe vers les argiles. À l'extrémité nord du bassin ainsi que sur une grosse partie du sous-bassin Paugan, le sol est donc de type sable limoneux (zone 1), favorable aux échanges hydriques verticaux. La pointe sud du bassin est de type limon sableux mais ne rassemble que 19 UHRH sur le sous-bassin Chelsea (zone 2). Le centre du bassin (Cabonga, Baskatong, sud de

Ceizur et nord-ouest de Maniwaki) est essentiellement constitué de limon (zone 3) alors que des petites zones de limon argilo-sableux (zone 4) sont parsemées sur la bordure sud-est du bassin. Les cartes présentées au CHAPITRE 4 indiquent clairement qu'il existe un lien fort entre les humidités du sol et le type de sol, car les variations spatiales des humidités du sol coïncident assez fortement avec les zones délimitées par les différents types de sol.

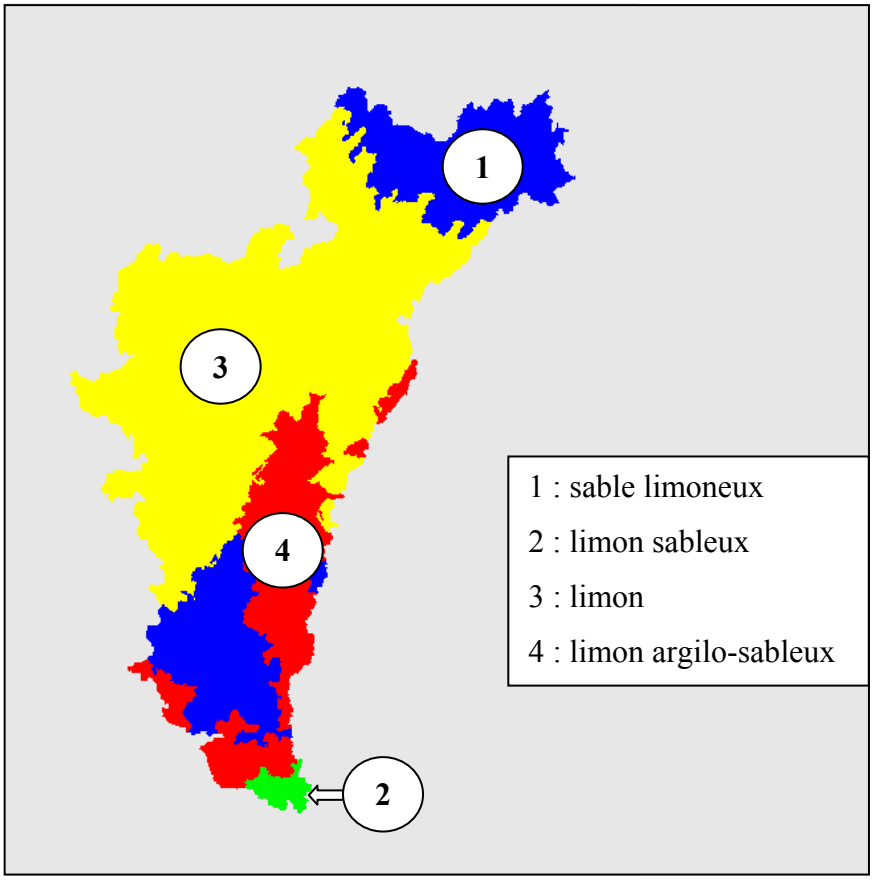


Figure 5.2 Types de sol sur le bassin versant de la Gatineau.

Afin d'établir le lien qui relie l'humidité du sol avec les types de sol rencontrés sur le bassin, il convient d'analyser les propriétés hydrauliques de ces types de sol. Celles-ci sont présentées dans le Tableau 5.1 qui répertorie les données utilisées par le modèle hydrologique Hydrotel. Hydrotel accepte onze types de sol différents, mais seules les propriétés relatives aux quatre types de sol représentés sur le bassin versant de la Gatineau sont répertoriées dans ce tableau. On y retrouve les teneurs en eau à saturation (le sol ne peut

plus rien absorber), à la capacité au champ (le sol ne retient plus l'eau) et au point de flétrissement (les racines ne peuvent plus vaincre les forces de rétention de l'eau), la conductivité hydraulique (vitesse d'infiltration de l'eau dans le sol), le potentiel matriciel à saturation (qui définit la capacité du sol à retenir l'eau), la distribution de la dimension des pores ainsi qu'un exposant pour l'évaluation du coefficient d'assèchement dans le sous-modèle BV3C. Les différences les plus importantes entre les propriétés des différentes textures de sol concernent surtout la conductivité hydraulique d'une part qui varie de 1,47 m/jr pour les sols de type sable limoneux à 0,10 m/jr pour les sols de type limon argilo-sableux et le potentiel matriciel à saturation qui passe de 0,21 m pour la zone 1 à 0,59 m pour la zone 4.

Tableau 5.1 Propriétés hydrauliques des types de sol du bassin versant de la Gatineau
Adapté du Manuel d'Hydrotel – Bases théoriques

Texture	**Sable limoneux (zone 1)**	**Limon sableux (zone 2)**	**Limon (zone 3)**	**Limon argilo-sableux (zone 4)**
Teneur en eau à saturation (m^3/m^3)	0,40	0,41	0,43	0,33
Teneur en eau à la capacité au champ (m^3/m^3)	0,13	0,21	0,27	0,26
Teneur en eau au point de flétrissement (m^3/m^3)	0,06	0,10	0,12	0,15
Conductivité hydraulique (m/jr)	1,47	0,62	0,32	0,10
Potentiel matriciel à saturation (m)	0,21	0,30	0,40	0,59
Distribution de la dimension des pores	0,55	0,38	0,25	0,32
Exposant pour l'évaluation du coefficient d'assèchement	6,0	4,5	3,5	3,5

Cependant, la texture du sol n'explique pas tout car les cartes du chapitre précédent ont montré par exemple que la zone de sable limoneux ne réagissait pas de la même façon au nord (nord du sous-bassin Ceizur) et au sud-ouest (Paugan-Maniwaki). La Figure 5.3, qui présente les graphiques des différences d'humidité du sol mensuelles futures et de la période de contrôle pour les trois couches de sol, confirme cela. Cette figure, d'une part, confirme que les principales baisses d'humidité du sol auront lieu l'été et l'automne, quelque soit le type de sol. D'autre part, elle indique que c'est sur la pointe sud du bassin (sur les 19 UHRH du sous-bassin Chelsea) correspondant à un sol de type limon sableux que devraient avoir lieu les plus importantes diminutions au cours de ces périodes, mais aussi la plus forte augmentation pour le mois de mai pour les couches de surface.

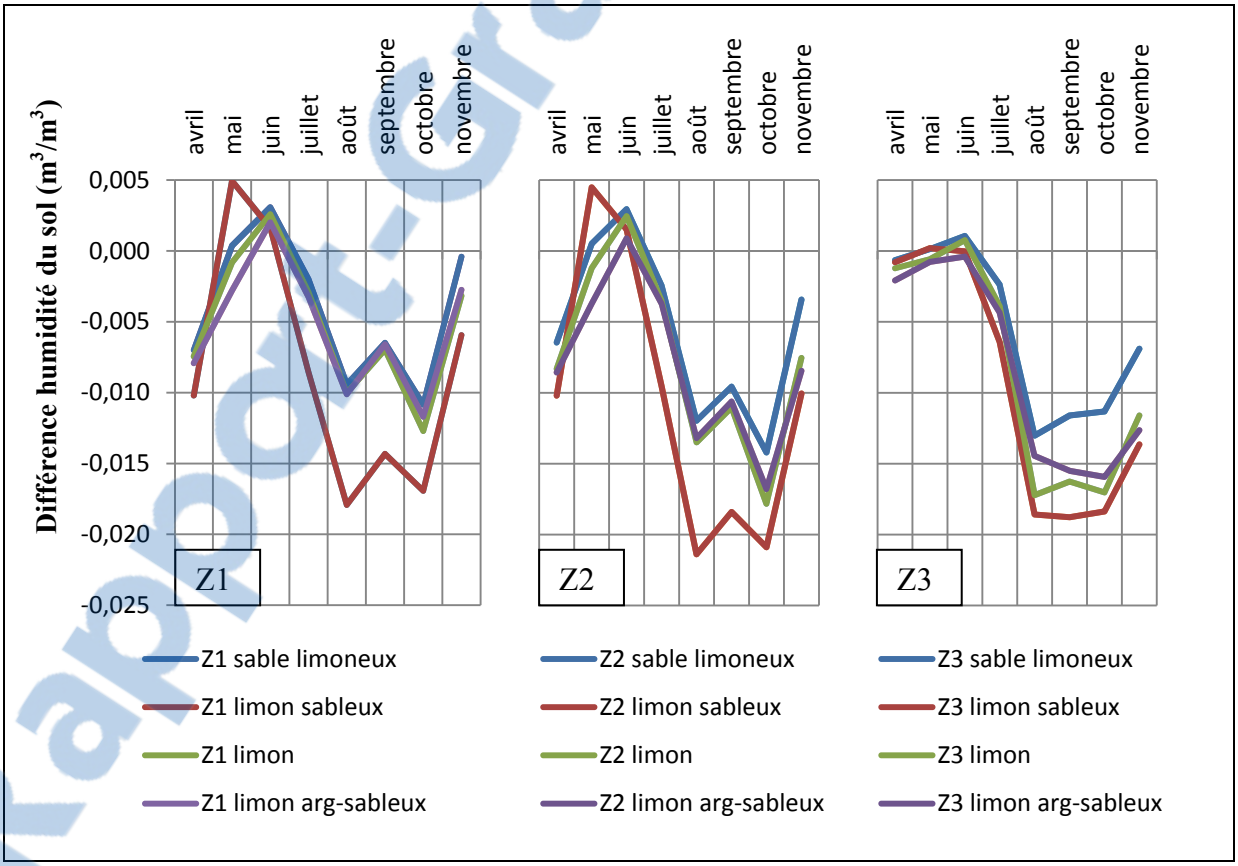


Figure 5.3 Différences entre les humidités du sol futures et de la période de contrôle en fonction du type de sol.

Rapport-Gratuit.com

Ensuite, les trois autres types de sol présentent des profils assez similaires, excepté pour la couche de profondeur. En effet, les sols de type sable limoneux, correspondant à la zone 1 sur la Figure 5.2, devraient être les zones pour lesquelles les diminutions sont les plus faibles au niveau de la couche Z3. Or, la portion du bassin qui semblait montrer les plus fortes diminutions sur la Figure 4.12 correspond à une extrémité de cette zone, ce qui signifierait que d'autres endroits de cette zone (notamment l'extrémité nord du bassin) devraient compenser par de faibles diminutions, voire des augmentations.

Dans tous les cas, cette situation indique assez clairement que le type de sol, même s'il a une importance certaine dans l'évolution de l'humidité du sol, n'est pas seul le seul responsable. La végétation, par exemple, définie par l'occupation du sol dans Hydrotel pourrait être un élément de réponse, car la densité de feuillus n'est pas aussi intense au nord du bassin qu'au sud.

5.1.2 Paramètres climatiques

Le bassin versant de la Gatineau s'étendant sur près de 300 km du nord au sud, la disparité géographique des conditions climatiques pourrait aussi tenir un rôle important dans la variabilité spatiale de l'évolution de l'humidité du sol sur le bassin. La Figure 5.4 permet une comparaison rapide sur une base mensuelle des précipitations liquides sur les six sous-bassins. On y retrouve les différences entre les moyennes futures et les moyennes de la période de contrôle pour les douze mois de l'année. Les plus fortes augmentations de précipitations devraient avoir lieu à l'automne (entre 5 et 15 mm de plus) et au début de l'hiver jusqu'à 20 mm. Même si les six sous-bassins semblent suivre le même profil, le sous-bassin Ceizur, à l'extrémité nord, semble être celui pour lequel les précipitations liquides vont le plus augmenter, notamment durant l'été et l'automne, à l'inverse du sous-bassin Paugan, ceci pouvant expliquer que ces deux zones du bassin, malgré leur sol de type sable limoneux identique, ne devraient pas réagir de la même manière dans le futur.

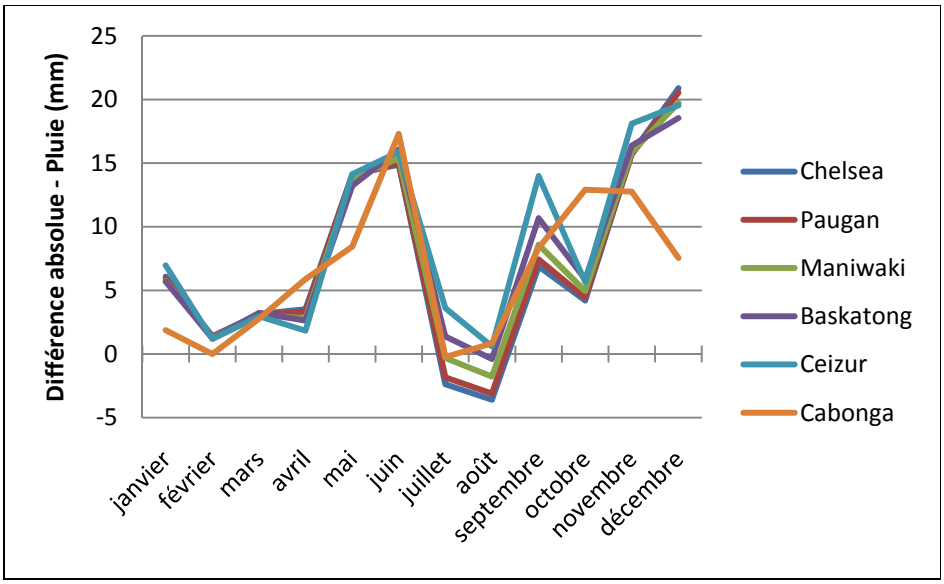


Figure 5.4 Différences des moyennes de précipitations liquides mensuelles futur - PC sur les six sous-bassins.

Le Tableau 5.2 rapporte les différences relatives entre les moyennes mensuelles futures et de la période de contrôle des précipitations liquides pour les six sous-bassins.

Tableau 5.2 Différences relatives entre l'horizon 2056 et la période de contrôle pour les moyennes mensuelles des précipitations liquides

		Chelsea	Paugan	Maniwaki	Baskatong	Ceizur	Cabonga
Différences relatives futur vs PC - Pluie (%)	Janvier	67,6	68,4	72,5	83,0	109,9	80,5
	Février	13,6	13,7	14,0	14,6	13,7	-0,4
	Mars	10,1	10,0	10,3	11,6	10,3	20,6
	Avril	5,6	5,3	4,6	4,5	3,0	15,5
	Mai	13,6	13,7	13,5	13,2	14,3	9,0
	Juin	12,9	13,0	13,4	14,1	13,9	15,3
	Juillet	-2,1	-1,6	-0,3	1,2	3,2	-0,2
	Août	-3,3	-2,9	-1,6	-0,4	0,6	0,8
	Septembre	6,1	6,6	7,6	9,5	12,3	7,6
	Octobre	5,1	5,4	6,1	7,3	6,6	23,0
	Novembre	34,9	35,2	36,7	39,7	41,0	69,1
	Décembre	184,0	186,4	191,6	197,8	203,3	271,3

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

Le Tableau 5.3, dans le même ordre d'idée, présente les différences absolues entre les moyennes des températures mensuelles futures et de la période de contrôle.

Tableau 5.3 Différences absolues entre l'horizon 2056 et la période de contrôle pour les moyennes mensuelles des températures

		Chelsea	Paugan	Maniwaki	Baskatong	Ceizur	Cabonga
Différences absolues futur vs PC – Température (°C)	Janvier	4,7	4,8	4,8	4,9	4,9	4,8
	Février	2,4	2,4	2,4	2,5	2,5	2,4
	Mars	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1
	Avril	0,9	0,9	0,8	0,8	0,7	0,9
	Mai	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5
	Juin	0,6	0,6	0,6	0,5	0,4	0,6
	Juillet	1,7	1,7	1,7	1,6	1,4	1,7
	Août	1,0	1,0	0,9	0,8	0,6	1,0
	Septembre	1,8	1,8	1,7	1,7	1,5	1,8
	Octobre	3,1	3,1	3,0	3,0	2,9	3,1
	Novembre	3,9	3,9	4,0	4,0	4,0	4,1
	Décembre	5,5	5,6	5,6	5,7	5,7	5,7

Les résultats les plus importants sont mis en trame grisée dans ces tableaux. Il s'agit essentiellement des fortes augmentations pluvieuses durant l'hiver, conséquences des importantes élévations de températures à cette période (jusqu'à plus de 5°C d'élévation en décembre). Les sous-bassins du nord (Ceizur, Cabonga, Baskatong) devraient être les plus touchés. Les élévations de températures, les précipitations liquides plus importantes, les différents types de sol, l'occupation du sol et la présence de végétation ont donc tous un rôle dans l'évolution de l'humidité. Il est cependant impossible de sortir un lien direct avec entre toutes ces variables car c'est essentiellement un mélange complexe de toutes ces informations, auxquelles on peut ajouter la topographie, qui vont dicter la réaction en un endroit donné de l'humidité du sol.

5.2 Sources d'incertitude

Comme dans tous les exercices de modélisation, et de surcroît lorsqu'il s'agit d'étude en climat futur, les sources d'incertitudes sont nombreuses et méritent d'être énoncées afin d'en tenir compte dans l'analyse des résultats.

La première incertitude concerne les données climatiques. En effet, quelques soient les données météorologiques utilisées dans l'étude, elles sont toutes sources d'incertitude. Ceci est valable autant pour les données futures que pour les données de la période de contrôle. Pour le climat actuel, les données observées, même si ce sont celles qui devraient correspondre le plus à la réalité du terrain, présentent des incertitudes. D'abord, les stations ne sont pas assez nombreuses et spatialement étendues pour représenter exactement la météo sur l'ensemble du territoire, et nécessite donc une interpolation (polygones de Thiessen, inverse de la distance, moyenne arithmétique). Les données manquantes ne sont malheureusement pas rares. Elles peuvent être dues à du bris de matériel, au déplacement d'un appareil de mesure ou à une station nécessitant une lecture humaine qui n'a pas pu être réalisée. Plusieurs méthodes de remplacement (station la plus proche, moyenne pondérée ou non des stations avoisinantes) existent, mais introduisent là encore des incertitudes. Les observations de pluie et surtout de neige peuvent aussi être sous-estimées en raison du vent. La présence d'un écran permet d'améliorer les résultats et de limiter les erreurs de mesure. Toutefois, d'autres sources d'erreur, comme un étalonnage approximatif par exemple, peuvent apparaître. Les conditions climatiques dépendent aussi fortement de l'altitude et l'emplacement des stations météorologiques va influencer les mesures. Les données krigées sont un pas intéressant dans l'amélioration de la distribution spatiale de la météo, car cette météo krigée repose sur une combinaison de données observées et de la topographie cartographiée du terrain. Le développement des images satellitaires devrait permettre de régler les problèmes relatifs à la topographie et fournir des modèles numériques d'altitude plus précis, mais l'interpolation des données observées sera tout de même source d'incertitudes. Enfin, les données météorologiques de la période de contrôle issues du MRCC sont des résultats de simulations de modèles climatiques à échelles plus ou moins fines et

donc le résultat d'approximations physiques et mathématiques destinées à représenter le climat, impliquant là encore des incertitudes. Par ailleurs, la résolution limitée des modèles climatiques, même si elle va en s'améliorant (les mailles du MRCC font 45 km de côté actuellement) ne permet pas encore une bonne représentation de la météorologie sur un bassin complet. La Figure 5.5 confirme ces propos à travers les différences entre les moyennes mensuelles sur les 27 années de données de la période de contrôle des données issues du MRCC et des données krigées des précipitations liquides et des températures pour deux sous-bassins : Ceizur au nord et Paugan au sud. Les profils sont assez similaires pour les deux sous-bassins. Au niveau des précipitations, le MRCC surestime les précipitations krigées tout au long de l'année pour Ceizur et de janvier à septembre pour Paugan. Les fortes différences au cours de l'hiver proviennent du fait que les précipitations moyennes sont faibles (quelques mm). Néanmoins, une surestimation des précipitations liquides au cours de l'hiver peut avoir des conséquences importantes dans le modèle hydrologique. Les différences les plus notables en terme de valeurs absolues sont essentiellement au printemps et au début de l'été avec près de 25 % de différence (de 10 à 20 mm de précipitations en plus entre avril et juin).

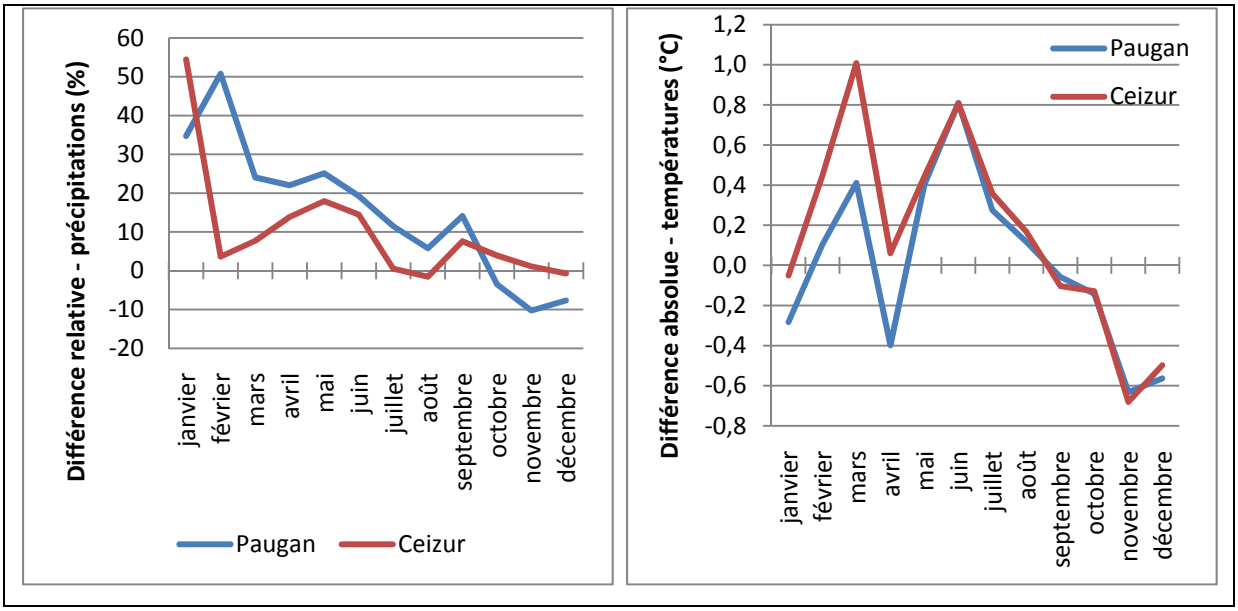


Figure 5.5 Différences (précipitations et températures) entre les moyennes mensuelles des météos de la période de contrôle : données MRCC vs données krigées.

Pour les températures, les résultats sont plus variables mais certains mois, comme les mois de mars et juin, indiquent une forte surestimation de températures de la part du MRCC vis-à-vis des données krigées (plus de 1°C d'écart pour le sous-bassin le plus au nord). Cependant, à l'automne et au début de l'hiver, les températures krigées se retrouvent inférieures à celles du MRCC. L'incertitude sur ces données réside surtout dans le fait que la réalité du terrain se situe certainement entre ces différents jeux de données.

Au niveau climatique, d'autres incertitudes proviennent aussi des données futures. Elles ont plusieurs origines. D'une part, l'utilisation de modèles climatiques globaux et régionaux engendrent de nombreuses incertitudes à plusieurs niveaux. D'abord, le climat possède une certaine variabilité naturelle que les modèles tentent de représenter, mais avec plus ou moins de réussite (Bell *et al.*, 2000). Cette variabilité naturelle se produit à des échelles de temps très diverses allant de la décennie au millénaire, et est donc très difficile à prévoir. Ensuite, la plus grande source d'incertitude dans les projections de climat, d'après Visser *et al.* (2000), est l'incertitude relative aux modèles de forçage radiatifs, et notamment à la modélisation des aérosols. Les aérosols, en raison de leurs compositions et tailles très variables, ainsi que de leur localisation très régionalisée dans l'atmosphère, rendent difficile l'évaluation de leur impact global. On parle d'effet direct (diffusion du rayonnement), indirect (interactions avec les nuages) et même semi-direct (absorption du rayonnement). La forte variabilité interne des modèles globaux constitue aussi une source d'incertitude, notamment en raison de leur couverture du globe en entier et de leur sensibilité aux conditions initiales. Cette variabilité interne est limitée lors de l'usage de modèles régionaux de climat qui modélisent le climat sur des domaines plus restreints et qui sont pilotés aux frontières par des modèles globaux. Le choix du modèle climatique va aussi influencer les résultats et est donc source d'incertitude. En effet, tous les modèles n'utilisent pas les mêmes équations pour modéliser le climat. Les schémas de surface peuvent être plus ou moins évolués et certains sont maintenant couplés avec des modèles interactifs de représentation de la végétation (Scheiter et Higgins, 2009). Enfin, le choix d'un jeu de données climatiques futures est relatif à une simulation donnée. Pour le cas des données du MRCC, elles dépendent de la version du

MRCC utilisée ainsi que du membre spécifique du CGCM choisi pour les conditions aux limites du modèle régional. Le choix du scénario de gaz à effet de serre utilisé pour rouler le modèle climatique va aussi influencer les conditions climatiques futures qui seront alors relatives à ce scénario particulier. Dans cette étude, les données du MRCC utilisées proviennent de simulations exécutées en utilisant le scénario A2 du GIEC. Les résultats d'humidité du sol pour l'horizon 2056 issus d'Hydrotel sont donc relatifs à ce scénario et ne seraient donc pas représentatifs si l'évolution de la planète dans les prochaines années s'orientait vers d'autres scénarios plus écologiques par exemple. Dans ce cas, les augmentations de températures et de précipitations liquides durant l'hiver seraient moindres et influenceraient donc de manière différente l'évolution de l'humidité du sol à l'horizon 2056.

Le choix du modèle hydrologique est aussi une source d'incertitude à plusieurs niveaux. D'abord, l'utilisation d'un modèle déterministe ou probabiliste peut influencer les résultats, comme le fera le choix d'un modèle global ou distribué. Il est toutefois à noter que les modèles probabilistes ne peuvent pas être utilisés en contexte de changement climatique, car il est impossible d'affirmer que les relations statistiques établies lors de la période de contrôle seront encore valides en climat futur. Ensuite, comme dans le cas des modèles climatiques, chaque modèle hydrologique n'utilise pas les mêmes équations pour calculer le bilan hydrique vertical, répartir les données climatiques sur l'ensemble du bassin, ou encore définir les écoulements horizontaux entre les cellules. Au sein d'un seul modèle, l'utilisateur peut avoir le choix entre plusieurs sous-modèles comme c'est le cas dans Hydrotel où pas moins de cinq algorithmes permettent le calcul de l'évapotranspiration potentielle.

5.3 Limitations de l'étude

Les résultats de cette étude, bien qu'ils montrent une évolution certaine de l'humidité du sol en climat futur, notamment en été et à l'automne, doivent toutefois être considérés avec prudence et plusieurs limitations doivent être prises en compte.

Tout d'abord, elle est limitée dans l'espace. En effet, même si la méthodologie reste générale et les outils transposables à d'autres bassins versants, les résultats de cette étude restent valides pour le bassin versant de la rivière Gatineau et il serait hasardeux de généraliser sans vérification. Certes, une étude similaire sur un autre bassin versant du Québec serait intéressante afin de déterminer si des caractéristiques semblables sont observables, mais il faut être prudent sur la généralisation.

Ensuite, ces résultats sont spécifiques aux outils utilisés au cours de la recherche, à savoir les données climatiques ainsi que le modèle hydrologique. Tel qu'expliqué dans la section précédente concernant les incertitudes, les résultats d'humidité du sol présentés ici ne pourraient être dissociés du modèle hydrologique Hydrotel, des sous-modèles internes choisis ainsi que des données climatiques actuelles et futures issues du MRCC pour un scénario donné (A2) et un membre du CGCM (4) utilisé pour le pilotage du modèle régional. L'utilisation de données climatiques d'origine différente ou d'un autre modèle hydrologique pourrait permettre d'évaluer plus précisément la fiabilité des résultats. Les valeurs absolues d'humidité du sol présentées dans ce mémoire sont donc à prendre avec le contexte environnant. Cependant, les tendances affichées sont solides. L'absence de données d'humidité du sol observées constitue aussi une limitation dans le sens où aucune validation des données simulées n'a pu être effectuée.

Enfin, la végétation tient un rôle important dans l'évolution de l'humidité du sol. Or, plusieurs études ont montré que certaines régions du globe pourraient être le théâtre d'une migration de la végétation et notamment des zones forestières boréales vers le nord. Ces modifications n'ont pas été prises en compte dans cette étude où l'occupation du sol est restée la même pour les simulations sur la période de contrôle et pour celles en climat futur. Ceci pourrait influencer les résultats, car la couverture forestière régule la capacité d'infiltration du sol, diminue le ruissellement, augmente l'interception des précipitations et affecte ainsi le cycle hydrologique et le microclimat local (Environnement Canada, 2008).

5.4 Débit et humidité du sol

L'objectif de cette étude était d'évaluer si le suivi de l'humidité du sol pouvait apporter une aide à l'évaluation de l'impact des changements climatiques, notamment en lien avec l'évolution des débits. Les résultats de cette étude ont montré que l'humidité du sol, comme les débits, allait réagir aux modifications du climat. Il pourrait donc être intéressant d'effectuer un suivi de l'humidité du sol sur des régions qui seraient susceptibles d'avoir un comportement particulier, comme sur certaines zones des sous-bassins Paugan, Maniwaki ou Ceizur par exemple. Il n'y a pas de lien évident entre l'humidité du sol et les débits, car l'humidité du sol est un paramètre complexe qui met en jeu un grand nombre de variables. À partir de là, il devient difficile d'associer l'évolution de ces deux paramètres. L'interaction entre les deux est bien réelle, étant donné que l'état de l'humidité du sol va influencer le ruissellement et donc le débit, mais le temps de délai et l'amplitude de la réponse sont difficiles à estimer, car beaucoup d'autres paramètres entrent en jeu comme les précipitations et la température.

5.5 Utilisation de l'humidité du sol comme indicateur de changement climatique

Les résultats indiquent clairement que l'humidité du sol devrait en général diminuer en contexte de changement climatique, mais ces diminutions ne semblent a priori pas suffisantes pour une utilisation éventuelle de l'humidité du sol comme indicateur de changement climatique. En effet, plusieurs problèmes se posent suite à l'analyse de ces résultats.

D'une part, l'humidité du sol est une variable difficile à mesurer. Ses grandes variabilités temporelle et spatiale (tridimensionnelle) rendent ses mesures délicates et relativement ponctuelles. L'utilisation de la télédétection pour mesurer l'humidité dans la couche de surface pourrait être une solution envisagée. Ces données permettraient de forcer les données dans la couche Z1 d'Hydrotel et ainsi d'améliorer la représentation des autres variables du bilan vertical.

D'autre part, les diminutions d'humidité du sol qui devraient intervenir en contexte de changement climatique sont seulement de l'ordre du centième de m^3/m^3, c'est-à-dire du même ordre de grandeur que les erreurs de mesures relatives aux différents instruments qui pourraient permettre de mesurer cette variable.

Enfin, la combinaison des hausses de températures et des augmentations de précipitations qui devraient intervenir conjointement dans le climat futur a sûrement contribué à atténuer l'impact du changement climatique sur l'humidité du sol. En effet, ces modifications du climat, indépendamment, ont des effets opposés sur l'humidité du sol. Lorsqu'elles sont associées, il en résulte donc un affaiblissement de l'impact du changement climatique même si l'effet des températures semble prendre le dessus.

Rapport-Gratuit.com

CONCLUSION

L'humidité du sol est un paramètre complexe dont l'évolution spatiale et temporelle est déterminée par une relation complexe de plusieurs variables, autant physiographiques que climatiques. Peu d'études ont été menées à ce jour sur l'humidité du sol, notamment en contexte de changement climatique, essentiellement en raison du manque de données concernant ce paramètre. L'objectif de cette recherche était d'évaluer s'il était possible d'utiliser l'humidité du sol comme indicateur de changement climatique, afin d'établir si l'étude spécifique de l'évolution de ce paramètre pourrait permettre de prévoir des changements à venir sur le régime hydrologique du bassin, et notamment sur les débits.

Le bassin versant de la rivière Gatineau, sur lequel s'est portée l'étude, se situe au sud-ouest du Québec (Canada) et draine une superficie de près de 24 000 km^2. Il est majoritairement forestier excepté la zone urbaine au sud du bassin autour de la ville de Gatineau. Le modèle hydrologique utilisé, Hydrotel, est un modèle distribué à bases physiques qui a permis de subdiviser le bassin en six sous-bassins et 715 UHRH. Les intrants climatiques ont successivement été des données observées aux stations, krigées puis issues du MRCC d'abord sur la période de contrôle puis à l'horizon 2056. Le calibrage a été effectué manuellement en mettant l'accent sur la période estivale et a donné de bons résultats sur quatre des six sous-bassins avec notamment des coefficients de Nash-Sutcliffe annuels voisins de 0,8 pour Ceizur, Baskatong, Maniwaki et Paugan. Le sous-modèle d'Hydrotel relatif au bilan hydrique vertical est le BV3C qui subdivise le sol en trois couches de profondeurs variables définies lors du calibrage par l'utilisateur. Les données d'humidité constituent une des sorties directes du modèle hydrologique Hydrotel et ont été récupérées pour chacune des trois couches de sol à l'échelle journalière sur la période de contrôle (1975-2001) et à l'horizon 2056 (2042-2068).

Sur la période de contrôle, la couche de profondeur est quasiment constamment saturée, excepté sur certaines portions du bassin durant l'été. Au printemps, conséquence de la fonte de la neige, les trois couches de sol sont pratiquement saturées. L'humidité du sol est

fortement liée aux conditions climatiques (température et précipitations) au cours de certains mois (notamment l'été) et les variations interannuelles sont donc élevées pour cette période (jusqu'à 15 % pour la couche Z3 de certaines zones sableuses au mois d'août). Dans un contexte de changement climatique, la teneur en eau de l'ensemble du bassin devrait diminuer. L'été et l'automne devraient voir les plus fortes diminutions de l'humidité du sol, surtout dans la couche de profondeur. Au printemps, la diminution devrait être beaucoup moins prononcée, alors que c'est la période à laquelle les débits devraient le plus diminuer. Certaines zones du bassin, notamment au sud-ouest (ouest de Paugan et sud-ouest de Maniwaki), semblent avoir un comportement particulier qu'on pourrait attribuer à la présence accrue de feuillus et au sol de type sable limoneux favorisant les échanges verticaux.

L'évolution de l'humidité du sol semble être régie par une relation complexe entre la végétation, le type de sol et les conditions climatiques. Les débits en rivière, qui devraient en général fortement augmenter durant l'hiver en conséquence des fortes élévations des températures et des précipitations liquides prévues à cette période, devraient cependant diminuer légèrement le reste de l'année. L'humidité du sol devrait quant à elle diminuer plus fortement au cours de l'été et en automne. La variabilité interannuelle devrait considérablement augmenter à l'automne, notamment dans la couche de profondeur. Les fortes variabilités spatiale et temporelle de l'humidité du sol freinent pour l'instant l'utilisation de ce paramètre comme indicateur de changement climatique. En effet, même si les résultats présentés s'accordent à affirmer que le changement climatique aura un impact certain sur l'humidité du sol, ce paramètre dépend de trop de variables pour obtenir un profil défini de réponse à une perturbation du climat et surtout d'en sortir par la suite des indications sur des éventuelles modifications des débits.

Les incertitudes liées à cette étude ne sont pas non plus négligeables et limitent la généralisation des résultats. Le choix des données météorologiques (observées, krigées ou du MRCC), comme l'ont montré les simulations sur la période de contrôle, a des répercussions sur les données d'humidité du sol en sortie d'Hydrotel. L'incertitude sur l'évolution du climat à l'horizon 2056 relative au choix de scénario de gaz à effet de serre et de l'utilisation

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

de modèles climatiques limite aussi la portée de cette étude dont les résultats ne devraient pas être dissociés des outils utilisés. Les tendances présentées dans cette étude sont malgré tout solides, mais les valeurs absolues d'humidité sont à utiliser avec prudence. Afin de tenter de s'affranchir des incertitudes en question, cette étude pourrait être poursuivie en utilisant des données de climat futur différentes provenant d'autres simulations du MRCC ou d'autres modèles. L'utilisation des mêmes données physiographiques pour les simulations de la période de contrôle et en climat futur, notamment l'occupation du sol (végétation), constitue aussi une limitation à l'étude, car ces données sont susceptibles d'évoluer au cours des prochaines décennies avec une migration possible de la forêt boréale vers le nord. Enfin, les résultats ont montré que le type de sol avait une grande influence sur l'humidité du sol et une meilleure cartographie du territoire pour ce paramètre serait surement très bénéfique lors d'une étude similaire. Certaines zones du bassin, notamment les plus sableuses au sud du bassin, pourraient par ailleurs être des endroits intéressants dans le cadre d'études plus localisées en raison de leur forte variabilité temporelle et l'implantation de sondes de mesures serait alors un atout non négligeable.

ANNEXE I

PARAMÈTRES DE CALIBRAGE FINAUX

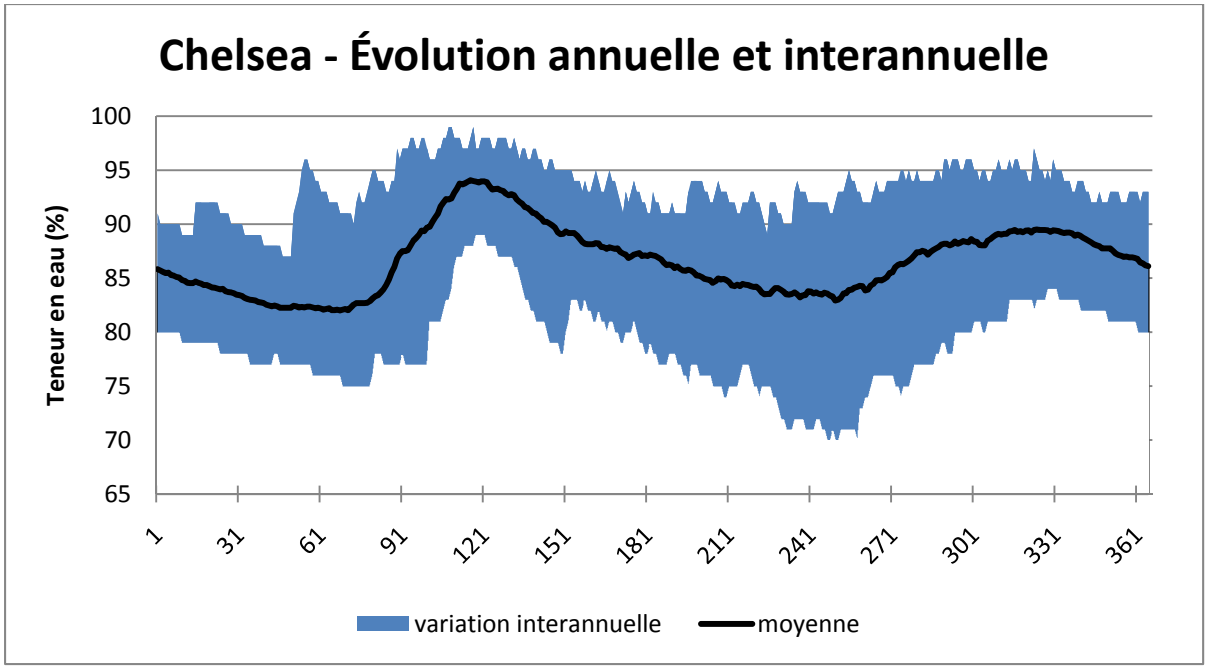
1 = Chelsea ; 2 = Paugan ; 3 = Maniwaki ; 4 = Baskatong ; 5 = Ceizur ; 6 = Cabonga

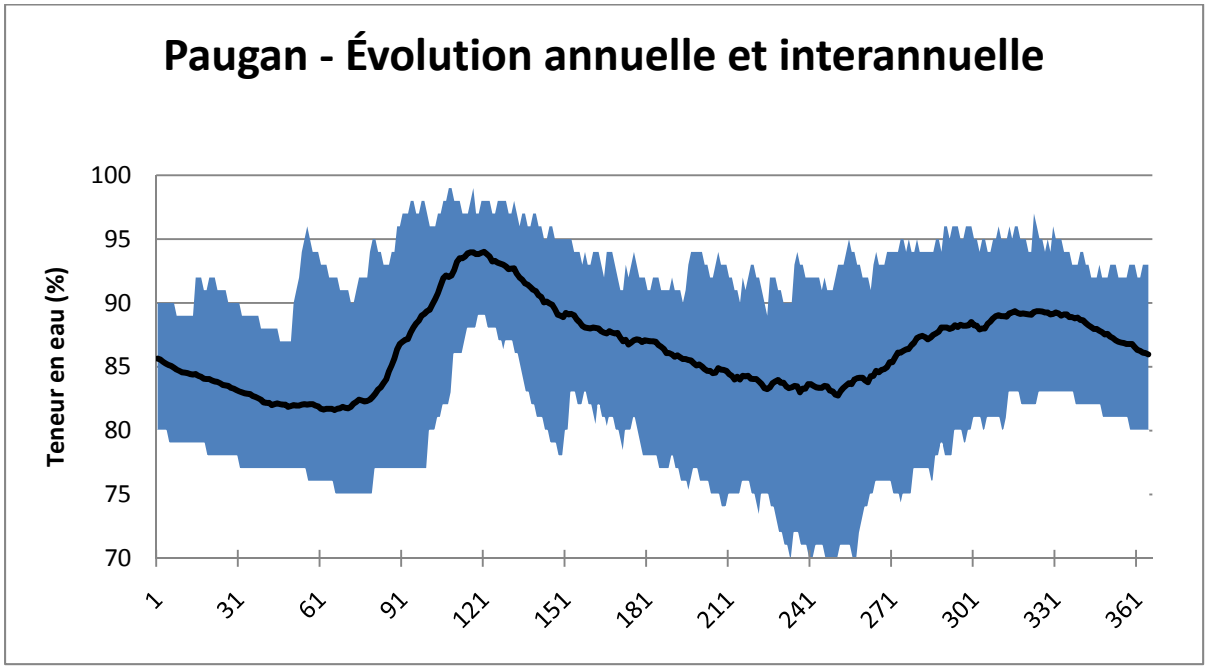
Sous-modèles	Méthodes	Paramètres	SBV	1	2	3	4	5	6
			Unités	Valeurs des paramètres					
Interpol	Polygones de Thiessen	Gradient vertical des précipitations	mm/100 m	0	0	0	0	0,025	0
		Gradient vertical des températures	°C/100 m	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5
		Température de passage de la pluie en neige	°C	0	0	0	0	-0,1	5,0
Couvert nival	Méthode mixte degré-jour	Taux de fonte	mm/jr	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59
		Densité maximale du couvert nival	kg/m^3	466	466	466	466	466	466
		Constante de tassement		0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
		Milieu1-Taux de fonte dans l'air	mm/jr.°C	6,4	6,4	6,4	6,4	6,4	6,4
		Milieu1-Seuil de températures	°C	2,0	2,5	2,0	2,0	2,0	2,0
		Milieu2-Taux de fonte dans l'air	mm/jr.°C	6,4	6,4	6,4	6,4	6,4	6,4
		Milieu2-Seuil de températures	°C	1,0	1,0	1,0	1,6	1,0	1,6
		Milieu3-Taux de fonte dans l'air	mm/jr.°C	6,4	6,4	6,4	6,4	6,4	6,4
		Milieu3-Seuil de températures	°C	0	0	0	-1,5	-0,9	-0,9
		Algorithme d'albédo		NON	NON	NON	NON	NON	NON
Évapo	HQ	Coefficient multiplicatif		1	1	1	1	1	1

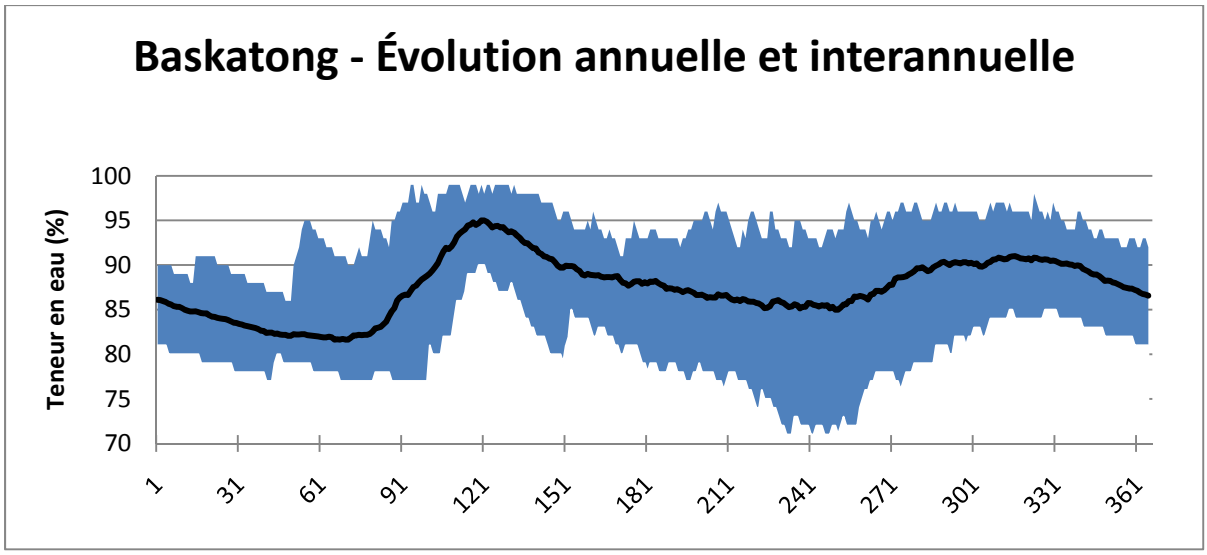
Bilan d'eau vertical	**BV3C**	Limite inférieure de la couche 1		m	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,4
		Limite inférieure de la couche 2		m	0,5	1,0	0,5	0,5	0,5	1,2
		Limite inférieure de la couche 3		m	1,7	2,5	1,6	1,7	1,0	3,0
		Humidité relative initiale - couche 1		fraction de saturation	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
		Humidité relative initiale - couche 2			0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
		Humidité relative initiale - couche 3			0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
		Infiltration maximale fixe			NON	NON	NON	NON	NON	NON
		Coefficient d'extinction (DES)			0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
		Coefficient de récession		m/h	5.10^{-6}	5.10^{-6}	5.10^{-6}	5.10^{-8}	5.10^{-7}	1.10^{-6}
		Coefficient additif			1	1	1	1	1	1
		Coef. multiplicatif d'optimisation de l'assèchement			1	1	1	1	1	1
		Variation maximale de l'HR par pas de tps			0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Écoule-ment partie terrestre	**Onde cinématique**	Coef. de Manning	Milieu forestier		0,30	0,30	0,30	0,30	0,20	0,15
			Eau		0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,10
			Autres		0,20	0,20	0,20	0,20	0,13	0,15
		Lame de référence pour l'hydrogramme géomorphologique			5.10^{-4}	5.10^{-4}	5.10^{-4}	5.10^{-4}	5.10^{-4}	5.10^{-4}
Écoule-ment réseau	**Onde cinématique**	Coef. d'optimisation de la rugosité			1	1	1	1	1	1
		Coef. d'optimisation de la largeur des rivières			1	1	1	1	1	1

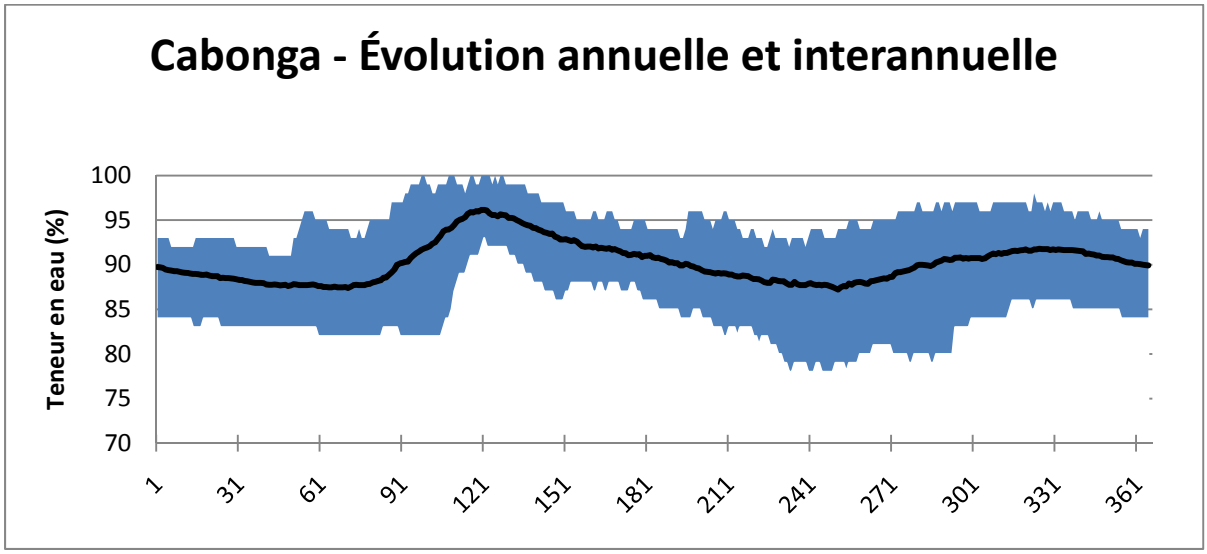
ANNEXE II

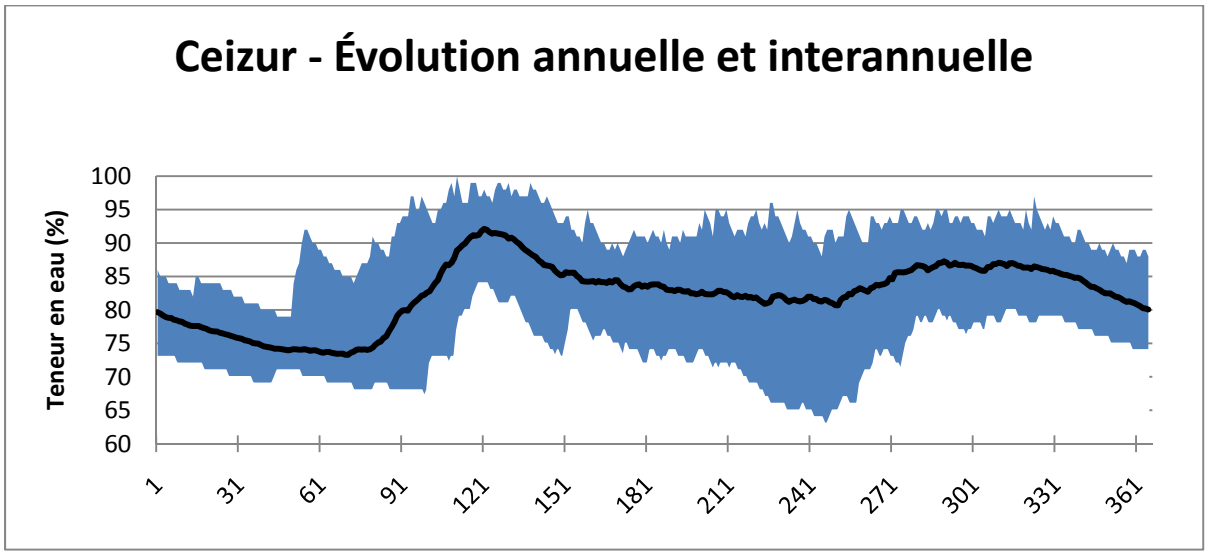
EVOLUTIONS ANNUELLES ET INTERANNUELLES DE LA TENEUR EN EAU SUR LES SOUS-BASSINS DE LA GATINEAU (OBSHYDR, 1975-2003)






Baskatong - Évolution annuelle et interannuelle
Teneur en eau (%)
100
95
90
85
80
75
70
1
31
61
91
121
151
181
211
241
271
301
331
361


Cabonga - Évolution annuelle et interannuelle
Teneur en eau (%)
100
95
90
85
80
75
70
1
31
61
91
121
151
181
211
241
271
301
331
361


Ceizur - Évolution annuelle et interannuelle
Teneur en eau (%)
100
95
90
85
80
75
70
65
60
1
31
61
91
121
151
181
211
241
271
301
331
361

LISTE DE RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Académie de Clermond-Ferrand. 2009. En ligne. < http://www3.ac-clermont.fr/etabliss/fenelon/Idd/idd%202002-2003/cyckle.htm >. Consulté le 23 septembre 2009.

Allison, Bindoff, Bindschadler, Cox, De Noblet, England, Francis, Gruber, Haywood, Karoly, Kaser, Le Quéré, Lenton, Mann, McNeil, Pitman, Rahmstorf, Rignot, Schellnhuber, Schneider, Sherwood, Somerville, Steffen, Steig, Visbeck, Weaver. 2009. « The Copenhagen Diagnosis, 2009: Updating the world on the Latest Climate Science. ».

Astrosurf – Portail d'Astronomie des astronomes amateurs français. 2005. En ligne. In *Astronomie amateur : Évolution de la température terrestre* < http://www.astrosurf.com/macombes/fig13-4me.htm >. Consulté le 23 septembre 2009.

Beauchamp. 2008. *État de l'écosystème aquatique du bassin versant de la rivière Gatineau : faits saillants 2004-2006*, Québec, ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs, Direction du suivi de l'état de l'environnement, ISBN 978-2-550-51743-6 (PDF), 12 p.

Bell, Duffy, Covey et Sloan. 2000. « Comparison of temperature variability in observations and sixteen climate model simulations ». *Geophysical Research Letters,* vol. 27, n° 2, p. 261-4.

Career, Rousseau et Rivard. 2009. *Effets des changements climatiques sur la recharge de bassins versants de l'est du Canada*. INRS-ETE. Rapport de recherche N° R-1049.

COMGA. 2007. *Portrait du bassin versant de la rivière Gatineau.*

Cornwell et Harvey. 2007. « Soil moisture: A residual problem underlying AGCMs ». *Climatic Change,* vol. 84, n° 3-4, p. 313-336.

Dabrowska-Zielinska. 2002. « Application of multisensor data for evaluation of soil moisture ». *Advances in space research,* vol. 29, n° 1, p. 45-50.

Dietterick, Lynch et Corbett. 1999. « A calibration procedure using TOPMODEL to determine suitability for evaluating potential climate change effects on water yield ». *Journal of the American Water Resources Association,* vol. 35, n° 2, p. 457-468.

Donigian. 2003. *World Water and Environmental Resources Congress*.

Doré, Desrochers, R.Roy et Chaumont. 2006. « Les effets anticipés des changements climatiques sur les caractéristiques de crues - Application à la rivière Moisie ».

Environnement Canada - Sciences et technologie. 2008. En ligne. In *Environnement Canada - Sciences et technologie - Nouvelles de la science faunique et paysagère.* < http://www.ec.gc.ca/scitech/default.asp?lang=Fr&n=956299DE-1>. Consulté le 12 février 2010.

Fortin. 1995. « Hydrotel, a distributed hydrological model compatible with remote sensing and geographical information systems ». *Revue des sciences de l'eau,* vol. 8, n° 1.

Freer. 2003. « Modelling hydrologic responses in a small forested catchment (Panola Mountain, Georgia, USA): a comparison of the original and a new dynamic TOPMODEL ». *Hydrological Processes,* vol. 17, n° 2, p. 345-362.

Gardenas et Jansson. 1995. « Simulated water balance of Scots pine stands in Sweden for different climatic change scenarios ». *Journal of Hydrology,* vol. 166, n° 1-2, p. 107-125.

GIEC. 2001. *IPCC Third Assessment Report: Climate Change 2001 (TAR).*

GIEC. 2007. *IPCC Fourth Assessment Report: Climate Change 2007 (AR4).*

Henderson-Sellers. 1997. « OPEN relationships - Compositions and containments ». *Journal of object-oriented programming,* vol. 10, n° 7, p. 51.

Hulme, New et Jones. 1999. « Representing twentieth-century space-time climate variability. Part I: Development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology ». *Journal of Climate,* vol. 12, n° 3, p. 829-856.

LATINO. 2003. *Caractérisation du bassin versant de la rivière Gatineau.*

Leconte et Minville. 2007. *CTN-762 : Ressources hydriques : notes du cours CTN-762.* Programme de Baccalauréat en génie de la construction. Montréal : École de Technologie Supérieure, pagination multiple 153 p.

Legates et McCabe. 1999. « Evaluating the use of "goodness-of-fit" measures in hydrologic and hydroclimatic model validation ». *Water Resources Research,* vol. 35, n° 1, p. 233-41.

Li, Robock et Wild. 2007. « Evaluation of Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment soil moisture simulations for the second half of the twentieth century ». *Journal of Geophysical Research-Part D-Atmospheres,* vol. 112, n° D6, p. 15 pp.

Lindroth, Grelle et Moren. 1998. « Long-term measurements of boreal forest carbon balance reveal large temperature sensitivity ». *GLOBAL CHANGE BIOLOGY* vol. 4 n° 4, p. 443-450.

Ouranos. 2004. *S'adapter aux changements climatiques.*

Pan, Arritt, Gutowski et Takle. 2001. « Soil moisture in a regional climate model: simulation and projection». *Geophysical Research Letters,* vol. 28, n° 15, p. 2947-2950.

Petrone, Price, Carey et Waddington. 2004. « Statistical characterization of the spatial variability of soil moisture in a cutover peatland ». *Hydrological Processes,* vol. 18, n° 1, p. 41-52.

Robock. 1995. « Use of midlatitude soil moisture and meteorological observations to validate soil moisture simulations with biosphere and bucket models ». *Journal of Climate,* vol. 8, n° 1, p. 15-35.

Robock. 1998. « Global warming: State of the science ». *Energy & environment,* vol. 9, n° 6.

Robock, Vinnikov, Srinavasan, Entin, Hollinger, Speranskaya, Liu, Namkhai. 2000. « The Global Soil Moisture Data Bank ». *Bulletin of the American Meteorological Society,* vol. 81, n° 6, p. 1281-1299.

Scheiter. 2009. « Impacts of climate change on the vegetation of Africa: an adaptive dynamic vegetation modelling approach ». *Global change biology,* vol. 15, n° 9, p. 2224-2246.

Srinivasan, Allen et Arnold. 2000. « Regional estimation of base flow and groundwater recharge in the Upper Mississippi river basin ». *Journal of Hydrology,* vol. 227, n° 1-4, p. 21-40.

St-Laurent. 2006. « Vers une gestion intégrée de l'eau : portrait et diagnostic du bassin versant de la rivière Gatineau». Mémoire de maîtrise en environnement, Sherbrooke, Centre universitaire de formation en environnement, Université de Sherbrooke, 120 p.

Turcotte. 2007. « Operational analysis of the spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Quebec, Canada ». *Nordic hydrology,* vol. 38, n° 3, p. 211-234.

Vachaud. 1985. « Temporal stability of spatially measured soil water probability density function ». *Soil Science Society of America Journal,* vol. 49, n° 4, p. 822-828.

Verseghy. 1991. « CLASS-a Canadian land surface scheme for GCMs. I. Soil model ». *International Journal of Climatology,* vol. 11, n° 2, p. 11-33.

Rapport-Gratuit.com

Visser, Folkert, Hoekstra et De Wolff. 2000. « Identifying key sources of uncertainty in climate change projections ». *Climatic Change,* vol. 45, n° 3-4, p. 421-57.

Wang, Zhang, Dawes et Liu. 2001. « Improving water use efficiency of irrigated crops in the North China Plain - measurements and modelling ». *Agricultural Water Management,* vol. 48, n° 2, p. 151-167.

Wei. 1995. « Soil moisture: Report of a workshop held in Tiburon, California, 25-27 January 1994 ». p. 77 p. .

Whitfield et Cannon. 2000. « Recent variations in climate and hydrology in Canada ». *Canadian Water Resources Journal,* vol. 25, n° 1, p. 19-65.

Yonghui, Masataka, Zhiping, Sakura et Changyuan. 2003. « Prediction of changes in soil moisture associated with climatic changes and their implications for vegetation changes: WAVES model simulation on Taihang Mountain, China ». *Climatic Change,* vol. 57, n° 1-2, p. 163-83.