

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

MODÉLISATION RÉGIONALE 3D DES ÉCOULEMENTS SOUTERRAINS DANS LA RÉGION DU  
COMPLEXE TOURBEUX DE LANORAIE, QUÉBEC, CANADA

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCE DE LA TERRE

PAR

MARC-ANDRÉ BOURGAULT

OCTOBRE 2013

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

## REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier mes directeurs de recherche Marie Larocque et Martin Roy pour leur support tout au long de mon mémoire.

Je tiens à remercier Lysandre Tremblay, Sylvain Gagné, Guillaume Menzonnat et Marie-Audray Ouellet pour leur aide et leur encadrement quotidien.

Merci à Olivier Caron de m'avoir énormément aidé au début de mon projet.

Merci à Frédéric Toupin d'avoir réglé mes problèmes informatiques à l'autre bout du monde.

Merci à tous les agriculteurs (M. Bonin, M. Goyette, M Marcotte, M Tarte) et propriétaires (Dépôt Rive-Nord) m'ayant permis d'instrumenter leur terrain.

Un merci très particulier à ma blonde Geneviève Dauphin Johnson et mes amis pour m'avoir écouté durant la réalisation de ce mémoire et ce, même si cela ne les intéressait pas tout le temps.

Merci à Michelle Garneau et Stéphanie Pellerin pour leur collaboration étroite au projet.

Merci à Frédo, Rado et Olivier pour leur aide sur le terrain.

Merci à ma mère Sylvie Létouneau et mon père Rock Bourgault de m'avoir encouragé tout au long de mes études.

Merci au Fonds de Recherche du Québec - Nature et technologies (FRQNT), au Global Environmental and Climate Change Centre (GEC3) et à la fondation de l'UQAM pour m'avoir supporté financièrement.

Merci au Ministère du développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs (MDDEP) et à Étienne Govare d'Hydro-Québec pour m'avoir fournis de précieuses données.

Merci à la Direction du patrimoine écologique et des parcs du MDDEP d'avoir autorisé l'accès au site protégé de la réserve écologique des Tourbières-de-Lanoraie.

## TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES .....	vi
LISTE DES TABLEAUX .....	ix
RÉSUMÉ.....	x
CHAPITRE I	
INTRODUCTION .....	1
1.1 Problématique générale .....	1
1.2 État des connaissances .....	1
1.3 Contexte spécifique .....	4
CHAPITRE II	
CARACTÉRISATION ET MODÉLISATION HYDROSTRATIGRAPHIQUE 3D DU COMPLEXE DES TOURBIÈRES DE LANORAIE .....	7
2.2 Zone d'étude .....	10
2.3 Méthodes .....	12
2.4 Résultats et discussion .....	14
2.4.1 Stratigraphie .....	14
2.4.2 Modèle conceptuel d'écoulement des eaux de surface et souterraines de la tourbière.....	15
2.4.3 Écoulement régional.....	16
2.5 Perspectives .....	16
2.6 Remerciements .....	17
2.7 Références .....	17

2.8 Figures .....	20
CHAPITRE III	
MODÉLISATION DES ÉCHANGES AQUIFÈRE-RIVIÈRE-TOURBIÈRE EN CONDITION DE CHANGEMENT CLIMATIQUE .....	29
MISE EN CONTEXTE DU CHAPITRE III	
3.1 Introduction .....	33
3.2 Study and methods .....	35
3.2.1 Study site .....	35
3.2.2 Available data .....	37
3.3 Model development.....	39
3.3.1 Numerical model .....	39
3.3.2 Climate change scenarios .....	40
3.4 Results and discussion .....	42
3.4.1 Actual peatland and aquifer dynamics .....	42
3.4.2 Model calibration.....	43
3.4.3 Peatland hydrology.....	45
3.4.4 Climate change and pumping scenarios .....	47
3.5 Conclusion.....	49
3.6 Acknowledgements.....	50
3.7 References .....	50
3.8 Figures and tables .....	57
CHAPITRE IV	
4.1 Conclusion.....	64
4.2 Références .....	67

## LISTE DES FIGURES

Figure	Page
2.1 Localisation de la zone d'étude (ligne rouge pointillée), du complexe tourbeux de Lanoraie (gris pâle) et des milieux humides des basses terres du Saint-Laurent (gris foncés) (Canards illimités, 2012).....	20
2.2 Localisation du complexe tourbeux de Lanoraie (gris pâle), des cinq bassins versants entourant la tourbière (lignes noires), des principales rivières (bleues), des affluents (gris pâle) (drains agricoles et ruisseaux naturels), de la zone d'étude (rouge pointillé) et de l'emplacement non délimitée des trois zones ombrotrophes (cercles gris pointillés). ....	21
2.3 Section stratigraphique verticale de surface des dépôts meubles dans la région de Lanoraie (pas à l'échelle).....	22
2.4 Localisation des forages utilisés pour la réalisation du modèle hydrostratigraphique 3D.....	23
2.5 Carte montrant la topographie du socle rocheux. Les limites de la tourbière et de la rivière l'Assomption ont été ajoutées comme guide visuel. Cette carte a été réalisée uniquement avec les données du système d'information hydrogéologique (SIH) (voir figure 2.4).....	24
2.6 Carte des dépôts quaternaires montrant deux zones (1 et 2) où des coupes verticales hydrostratigraphiques ont été réalisées (Zone 1 voir figure 2.7 et Zone 2 voir figure 2.8).....	25
2.7 Coupes hydrostratigraphiques 3D montrant les différents mécanismes d'écoulement dans la région des tourbières de Lanoraie (zone (1) sur la Figure 2.6). Zones vertes=tourbière; zones jaunes=aquifère sableux; zones bleues=aquitard. Les flèches bleues pâles=écoulement des coteaux sableux vers	

la tourbière; flèches rouges=écoulement des zones ombrotrophes vers les zones minérotrophes; flèches oranges=écoulement des zones minérotrophes vers les rivières.....	26
2.8 Coupes hydrostratigraphiques 3D montrant les différents mécanismes d'écoulement situés dans le bassin versant de la rivière Saint-Joseph et au nord-est du complexe tourbeux des tourbières de Lanoraie (zone (2) sur la Figure 2.6). Zones vertes=tourbière; zones jaunes=aquifère sableux; zones bleues=aquitard. Les flèches bleues pâles=écoulement des côteaux sableux vers la tourbière. Les flèches bleus foncées= écoulement de la tourbière vers l'aquifère.....	27
2.9 Carte piézométrique indiquant l'altitude (m) des niveaux piézométriques (chiffres noirs) et l'aire d'alimentation (vert pâle) du complexe tourbeux de Lanoraie (en gris pâle en arrière-plan). L'aire d'alimentation a été déterminée à partir des isopièzes (gris pointillé). Les flèches jaunes indiquent les directions d'écoulements régionaux et les flèches noires indiquent les directions d'écoulements locaux. ....	28
3.1 Location, geology and measuring stations of the Lanoraie peatland complex (Quebec, Canada) a) plan view and b) cross-section AA'.....	57
3.2 Conceptual groundwater flow model a) boundary conditions b) recharge zones Figure 3.3 Sand hydraulic conductivity zones (K-zones) (m/s) (delimited by black line) and hydraulic conductivity measurements (black points) in the sand aquifer. (Calibrated values can be find in Tableau 1.2).....	58
3.4 Conceptual vertical and horizontal peat hydraulic conductivities referring to K-layers.....	59
3.5 Effect of climate change scenarios (based on GCMs) on VI, ETP and recharge (Recharge=VI-OF-ETP).....	60
3.6 Piezometric map with regional and local groundwater flow patterns. ....	60
3.7 Measured and simulated heads in the peat and sand deposits, associated mean error, mean absolute error and root mean square error.....	61



3.8 Total river flow rates, Chapman-estimated baseflows and simulated baseflows for a) the Saint-Joseph River and b) Point-du-Jour River .....	62
3.9 Simulated aquifer-peatland exchanges, baseflows and mean head variations in the peatland and in the sand aquifer for three recharge reduction scenarios. Error bars were calculated based on maximum and minimum values.....	63

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
3.1 Seasonal temperature (°C) and total precipitation (percentage of vertical input) changes for the six selected Canadian GCMs in the 2040-2069 horizon (PCIS, 2012) .....	59
3.2 Calibrated sand and peat horizontal hydraulic conductivities. Vertical hydraulic conductivities are equal to 10% Kh.....	61
3.3 Average total river baseflow and contribution from the peatland to river baseflow .....	62
3.4 Peatland and total region water balance.....	63

## RÉSUMÉ

On estime qu'environ 50% des milieux humides mondiaux ont été détruits et convertis en terre agricole et en milieu urbain. Ces milieux humides sont d'importants écosystèmes qui jouent non seulement un rôle fondamental dans la préservation de la biodiversité, mais aussi dans le maintien de la qualité et de la quantité d'eau potable contenue dans les rivières et aquifères environnants. Ce projet de recherche avait pour objectif de quantifier les échanges entre le complexe tourbeux de Lanoraie, les rivières présentes sur le territoire et l'aquifère des sables du delta de Sorel. Une compilation des données existantes et des mesures de terrain (GPS différentiel, relevés de coupes stratigraphiques, niveaux de nappe, débits) ont permis de caractériser la tourbière et l'aquifère régional. À l'aide de ces données, un modèle hydrostratigraphique 3D a été construit. Quatre types d'écoulement ont été identifiés : 1) un écoulement suivant la topographie de l'aquifère vers la zone minérotrophe de la tourbière, 2) un écoulement suivant la topographie de la zone ombrotrophe à la zone minérotrophe, 3) un écoulement alimentant les rivières présentes sur le territoire (Saint-Joseph, Point-du-Jour, Saint-Jean, Saint-Antoine et Bras du sud-ouest) et 4) un écoulement de la tourbière à l'aquifère sableux de l'ancien delta de Sorel. L'ensemble de ces travaux a été utilisé pour construire un modèle numérique en régime permanent à l'aide du logiciel MIKE SHE. Focalisant sur les échanges aquifère-tourbière-rivière et l'impact potentiel des changements climatiques extrêmes sur les niveaux de nappes et les débits de base des différentes rivières, le modèle a permis de montrer qu'il existe des liens hydriques importants entre l'aquifère du delta de Sorel, le complexe des tourbières de Lanoraie et les rivières environnantes. Par exemple, les résultats du modèle numérique montrent que 1) 52 % de l'eau qui circule annuellement dans la tourbière vient directement de l'aquifère sableux de l'ancien delta de Sorel, 2) les débits de base des différentes rivières environnantes sont constitués majoritairement (48% à 100%) d'eau ayant préalablement circulé dans le complexe tourbeux de Lanoraie et 3) des diminutions de 20% et 50% de la recharge annuelle causeraient des diminutions de 16% et 41% respectivement, en moyenne, des débits de base de la région, ce qui pourrait avoir des conséquences importantes sur les réserves en eau et l'écologie des rivières. Ce projet de recherche montre que la préservation des réserves hydriques de la région de Lanoraie passe non seulement par la protection de la ressource en eau potable et des rivières, mais aussi celle du complexe tourbeux. Ceci est encore plus vrai dans un contexte de changement climatique et de pressions anthropiques.

### Mot clés :

Tourbières, aquifère, rivière, Mike SHE, changement climatique, Lanoraie

## CHAPITRE I

### INTRODUCTION

#### 1.1 Problématique générale

L'eau souterraine est une ressource essentielle et vitale pour près d'un quart des Canadiens (Environnement Canada, 2011). Historiquement, l'eau souterraine a été principalement perçue comme une importante source d'alimentation pour l'industrie, l'agriculture et la consommation humaine. De plus, il est maintenant reconnu qu'elle joue un rôle crucial pour l'humain et de nombreux écosystèmes.

On estime que 50% des milieux humides dans le monde ont été détruits et convertis en terre agricole et en milieu urbain (Verhoeven et Setter, 2010). Au Canada, la superficie de milieux tourbeux qui ont été détruits a été évaluée à 17 millions d'hectares en 1991 (Rubec, 1991). Ces environnements jouent un rôle déterminant dans la disponibilité et la qualité de l'eau souterraine et il est donc essentiel de les préserver.

#### 1.2 État des connaissances

Les tourbières sont des écosystèmes saturés en eau caractérisées par une forte accumulation de matière organique provenant de sphaignes, de plantes herbacées et de matériaux ligneux (Payette et Rochefort, 2001). Elles représentent un milieu transitoire entre les écosystèmes terrestres et aquatiques (Mitsch et Gosselink, 2000). Les dépôts

organiques des tourbières sont acides et pauvres en minéraux. Les tourbières sont des habitats où la biomasse végétale produite chaque année par la photosynthèse s'accumule plus qu'elle ne se décompose (Payette et Rochefort, 2001).

Les tourbières occupent environ 3 à 4% de la surface de la terre (Wu *et al.*, 2011; Joosten et Clarke, 2002), 12 à 20% des milieux terrestres au Canada (Price *et al.*, 2005) et 9 à 12 % des milieux terrestres au Québec (Gorham *et al.*, 1998 ; Payette et Rochefort, 2001). Leur dynamique hydrique est contrôlée par les précipitations (Oswald *et al.*, 2011; Buttle *et al.*, 2004), l'évapotranspiration (Wu *et al.*, 2010; Lafleur et Roulet, 1992), les échanges d'eau de surface (Spence *et al.*, 2011) et les échanges d'eau souterraine (Branfireun et Roulet, 1998 ; Hunt *et al.*, 1996). Les tourbières sont la plupart du temps en connexion hydraulique avec des rivières, des lacs, des estuaires, et des aquifères. Cependant, les tourbières ombrotrophes sont hydrauliquement isolées. Elles sont uniquement contrôlées par les précipitations et l'évapotranspiration (Miller et Acreman, 2007).

Les échanges tourbière-aquifère peuvent être quantifiés de différentes manières: calculs des flux au moyen de l'équation de Darcy (Levison *et al.*, 2013), bilans hydriques (Fournier, 2008), bilans de masse d'isotopes stables de l'eau (Spence *et al.*, 2011) et modèles numériques d'écoulement et de température (Kettridge et Baird, 2010). En influençant fortement l'état de saturation des tourbières et par conséquent la productivité végétale et les taux d'accumulation de matière organique, les échanges aquifère-tourbière jouent un rôle déterminant dans la distribution spatiale et temporelle des espèces de plantes et dans l'accumulation des dépôts tourbeux au fil des siècles et des millénaires (Kettridge *et al.*, 2008 ; Pellerin *et al.*, 2009).

Plusieurs recherches à l'échelle locale et régionale ont été réalisées dans le but de décrire et quantifier les propriétés physico-chimiques telles que la conductivité hydraulique (Kettridge et Binley, 2010 ; Rosa et Larocque, 2008), la microtopographie (Wu *et al.*, 2011), les variations d'emménagement (Oswald *et al.*, 2011; Metcalfe et Buttle, 2001), la stratigraphie des dépôts tourbeux et des dépôts meubles (Auterives *et al.*, 2011 ; Kettridge *et al.*, 2008), les variations de nappe (Fritz *et al.*, 2008), ainsi que la signature géochimique des dépôts tourbeux et des aquifères environnants dans des environnements perturbés

(Robroek et al., 2011; McClymont *et al.*, 2009) et non perturbés par l'humain (Holden *et al.*, 2011).

Permettant d'acquérir des connaissances de base sur les environnements tourbeux, ces études ont permis à d'autres chercheurs de conceptualiser et quantifier, au moyen de travaux de terrain (Fournier, 2008) et de modélisation à l'échelle locale (Lapen *et al.*, 2005 ; Rothwell *et al.*, 2005), le rôle des tourbières dans le maintien des débits de base des rivières (Kvaerner et Klove, 2008; Branfireun *et al.*, 1996), le potentiel de captage et de dilution de métaux lourds (Crowe *et al.*, 2004 ; Rothwell *et al.*, 2005), la réduction des inondations en période de crue (Holden, 2005), la réduction des feux (Lavoie et Pellerin, 2007) et le stockage du carbone (Turunen, 2008).

Cependant, peu de recherches utilisant la modélisation numérique ont été réalisées pour comprendre l'influence et le rôle hydrologique des tourbières à l'échelle régionale. Par exemple, Acreman *et al.* (2009) présentent un cadre théorique permettant d'évaluer la réponse écohydrologique régionale des tourbières en condition de changements climatiques en utilisant un bilan hydrique simple. Reeves *et al.* (2001) ont démontré, en utilisant un modèle numérique 3D en régime permanent, que l'alimentation de la tourbière, déposée sur les sédiments du lac glaciaire Agassiz, se fait à l'échelle locale et sous-régionale. De plus, en utilisant une méthode similaire, Fournier (2008) a démontré que la tourbière de la région du mont Covey Hill est en connexion hydraulique avec le réseau hydrographique et l'aquifère rocheux environnant. Levison *et al.* (2013) ont évalué la dynamique temporelle des échanges entre ce même aquifère, la tourbière et les rivières en conditions de changements climatiques.

Pour étudier les échanges aquifère-tourbière-rivière différentes techniques peuvent être utilisées. Par exemple, en utilisant un modèle hydrologique de surface, Kvaerner et Klove (2008) ont démontré que les rivières situées à proximité de milieux humides sont majoritairement alimentées par les eaux souterraines préalablement emmagasinées dans les tourbières durant des épisodes de fortes recharges. Les travaux de Thompson *et al.* (2004) montrent qu'il est possible d'utiliser un modèle de surface et souterrain pour simuler

l'influence des milieux humides sur les écoulements de surface et souterrains en contexte de changement climatique (Thompson *et al.*, 2009). De plus, Morley *et al.* (2011), en utilisant une approche hydrogéochimique, ont montré que les milieux humides peuvent fournir de 40-80% du débit de base d'une rivière en période d'étiage.

Dans un contexte où un faible pourcentage des tourbières sont encore intactes et que les pressions anthropiques directes (e.g. production agricole, exploitation forestière et horticulture) ou indirectes (variabilité inter- et intra-annuelle des précipitations et de la température causées par le réchauffement climatique) sont croissantes, il est crucial de développer des outils comme la modélisation numérique afin de mieux comprendre l'influence hydrologique des milieux aux échelles locales et régionales et d'élaborer des plans écosystémiques de gestion de ces milieux pour assurer leur pérennité.

### 1.3 Contexte spécifique

La réserve écologique des Tourbières-de-Lanoraie est située à environ 10 km au sud-est de la ville de Joliette dans une région où 84% du territoire est zoné agricole (voir figure 2.1 chapitre II). Elle occupe une superficie de 4,15 km<sup>2</sup>. Presque toutes les espèces caractérisant la flore des tourbières sont présentes dans cette réserve écologique, et notamment des espèces de plantes nordiques et méridionales endémiques adaptées à des conditions hydriques saturées, ce qui lui confère une unicité sans équivoque. Cependant, comme l'ont démontré Tousignant *et al.* (2010) en utilisant une méthode basée sur les arrangements floristiques au sein de la tourbière, le complexe des tourbières de Lanoraie est perturbé à plusieurs endroits par des facteurs anthropogéniques et abiotiques. Par conséquent, le complexe des tourbières de Lanoraie est un milieu très fragile et susceptible d'être de plus en plus fragilisé.

La réserve écologique des Tourbières-de-Lanoraie est un complexe de milieux humides incluant des zones ombrotrophes (alimentées en eau seulement par les précipitations) et minérotrophes (alimentées en eau par les précipitations et l'eau souterraine). Comme l'a

démontré Rosa (2007), la variation des propriétés hydrodynamiques en zone ombrotrophe, telle que la conductivité hydraulique, joue un rôle important sur les écoulements souterrains locaux. Au total, on retrouve trois zones ombrotrophes dans le complexe tourbeux de Lanoraie et elles sont toutes situées en tête de bassin versant.

Une grande partie du complexe tourbeux est en contact direct avec l'aquifère superficiel des sables de l'ancien delta de Sorel. Cet aquifère est la principale source d'eau potable dans la région de Lanoraie. Le rôle du complexe tourbeux dans l'écoulement souterrain et le rôle de l'aquifère dans l'alimentation des dépôts organiques sont encore à peu près inconnus. Deux modèles hydrogéologiques ont été construits pour comprendre l'importance de l'aquifère superficiel du delta de Sorel sur les débits de base des différentes rivières environnantes (TechnoREM 2009; TechnoREM 2008). Cependant, même si les dépôts tourbeux étaient compris dans la superficie du modèle, ceux-ci n'ont pas été inclus comme milieu poreux hétérogène, ce qui n'a pas permis de simuler les échanges aquifère-tourbière-rivière de la région. Afin de préserver ce milieu, il est important d'inclure le complexe des tourbières de Lanoraie dans un modèle numérique afin de mieux comprendre l'ensemble des échanges de surface et souterrains en jeu dans cette région afin d'adopter une approche écosystémique dans la gestion de l'eau et l'environnement.

#### 1.4 Objectif et méthode

Ce mémoire s'inscrit dans une perspective écohydrologique et a comme objectif de modéliser numériquement les échanges aquifère-tourbière-rivière, de manière à cerner l'influence hydrologique des tourbières de la région de Lanoraie en conditions climatiques actuelles et futures sur les écoulements de surface et souterrains. Les objectifs spécifiques sont les suivants: 1) réaliser l'état des connaissances sur les propriétés physiques, hydrologiques et hydrogéologiques du complexe des tourbières de Lanoraie pour dresser un portrait général permettant de construire un modèle hydrostratigraphique 3D, et 2) construire un modèle numérique 3D régional du système aquifère-tourbière-rivière de la



région des tourbières de Lanoraie pour mieux comprendre le rôle des dépôts tourbeux sur la dynamique hydrique d'une région à l'échelle régionale.

Le mémoire se divise en deux parties, chacune correspondant à un objectif spécifique. Le chapitre II présente une caractérisation des propriétés hydrodynamiques et physiques de l'aquifère tourbeux et des sables de l'aquifère du delta de Sorel, basé sur la compilation de travaux antérieurs et des travaux de terrain réalisés au courant de cette maîtrise, et un modèle conceptuel d'écoulement souterrain de la région. Cette base de données a ensuite été utilisée pour construire un modèle hydrostratigraphique 3D. Ce chapitre reprend les résultats présentés dans un compte-rendu long de conférence ayant fait l'objet d'une présentation orale à la conférence annuelle de la section canadienne de l'Association internationale des hydrogéologues qui s'est tenue à Québec en août 2011 (voir Bourgault *et al.*, 2011, pour le résumé long de cette présentation).

Le chapitre III présente les résultats d'un travail de modélisation numérique 3D régionale des écoulements souterrains en conditions climatiques actuelle et future tenant compte de scénarios climatiques obtenus à partir de modèle climatique canadien globaux de troisième génération (CGCM3). Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article (Bourgault *et al.*, submitted) qui a été soumis en décembre 2012 pour publication dans la revue *Hydrology Research* (HYDROLOGY-D-12-00228). De plus, les résultats ont été présentés lors de la conférence Nordic Water 2012 qui s'est tenue à Oulu en Finlande, du 13 au 15 août 2012.

En conclusion, l'ensemble des connaissances acquises est synthétisé afin d'évaluer les résultats de cette maîtrise dans une perspective de conservation et de gestion écosystémique de la région des tourbières de Lanoraie.

## CHAPITRE II

### CARACTÉRISATION ET MODÉLISATION HYDROSTRATIGRAPHIQUE 3D DU COMPLEXE DES TOURBIÈRES DE LANORAIE

## MISE EN CONTEXTE DU CHAPITRE II

L'objectif du chapitre II est de présenter la construction du modèle hydrostratigraphique 3D de la région de Lanoraie. Les données disponibles, la méthodologie ainsi que les résultats y sont présentés. Ce chapitre est une version modifiée du compte-rendu de conférence publié et présenté lors de la conférence annuelle de la Section nationale canadienne de l'Association internationale des hydrogéologues GéoHydro 2011 qui s'est tenue à Québec en août 2011 (Bourgault et al., 2011)

## RÉSUMÉ

Un modèle hydrostratigraphique des dépôts meubles mis en place lors du retrait de la marge glaciaire dans la région des tourbières de Lanoraie, a été construit à l'aide du logiciel Groundwater modelling system 8.1 (GMS 8.1). Le modèle résultant nous permet d'identifier quatre types d'écoulement intervenant dans le bilan hydrique. Une carte piézométrique montre l'influence de l'aquifère granulaire sur le complexe tourbeux. Ce modèle sera utilisé pour comprendre les effets des changements climatiques sur les dépôts tourbeux et les sables de l'aquifère du delta de Sorel afin d'assurer la pérennité du complexe tourbeux de Lanoraie et de la ressource en eau de la région étudiée.

### 2.1 Introduction

Les milieux humides, et notamment les tourbières, sont des écosystèmes qui jouent un rôle fondamental dans le maintien de la faune et de la flore, ainsi que dans la séquestration du carbone (Tremblay *et al.*, 2010). De plus, ils participent activement au maintien de la quantité et la qualité des réserves hydriques des aquifères superficiels et des réseaux hydrographiques (Canard illimités Canada, 2006).

Plusieurs tourbières ont des systèmes hydrologiques isolés contrôlés uniquement par les précipitations et l'évaporation (Acreman *et al.*, 2009). Cependant, la plupart des tourbières sont en connexion hydraulique à des rivières, des lacs, des estuaires, des mers et des nappes phréatiques (Acreman *et al.*, 2009 ; Fariz et Hatough-Bouran, 1998).

Les tourbières sont des milieux tampons qui réduisent l'impact de la variabilité des aléas climatiques en emmagasinant l'eau des précipitations lors des périodes de crue et en relâchant continuellement de l'eau durant les périodes d'étiage. Selon leurs liens avec les dépôts meubles environnants, elles jouent un rôle fondamental dans le maintien des débits

de base des exutoires environnants, dans la recharge des aquifères et dans la réduction des risques d'inondation en période de crue (Acreman et Miller, 2007).

L'objectif de ce travail est de construire une carte piézométrique et un modèle hydrostratigraphique 3D des dépôts de surface. Ces nouvelles informations permettront d'identifier les échanges possibles entre l'aquifère superficiel, la tourbière et l'ensemble des tributaires et exutoires. La modélisation des écoulements souterrains et de surface est un outil indispensable pour l'étude des processus qui régissent ces écoulements.

## 2.2 Zone d'étude

Le complexe des tourbières de Lanoraie est situé à 10 km au sud-est de la ville de Joliette, tout près de la municipalité de Lanoraie, dans un environnement agricole. Le complexe tourbeux représente l'une des dernières grandes tourbières des basses terres du Saint-Laurent (figure 2.1). Il est dominé par pratiquement toutes les espèces caractérisant la flore des tourbières et abrite des espèces de plantes nordiques et méridionales endémiques adaptées à des conditions hydriques saturées ce qui lui confère une unicité sans équivoque (MDDEP, 2011)

Le complexe tourbeux de Lanoraie couvre une superficie totale de 76 km<sup>2</sup>. Il contribue à l'hydrologie de cinq bassins versants drainés par les ruisseaux et les rivières de la région : le ruisseau Point-du-jour, la rivière Saint-Joseph, le ruisseau Bras-du-Sud-Ouest, la rivière Saint-Antoine et la rivière Saint-Jean (figure 2.2). La zone d'étude excède toutefois les limites du complexe tourbeux et couvre une superficie totale de 364 km<sup>2</sup>. Elle est bordée au nord par la rivière Chaloupe, à l'ouest par la rivière l'Assomption et au sud par le fleuve Saint-Laurent (figure 2.2). Les températures moyennes mensuelles varient entre -11,4 °C en janvier et 20,6°C en juillet. De plus, le complexe tourbeux reçoit annuellement en moyenne 1019 mm de précipitation dont 20% tombe en neige (MDDEP, 2000).

Outre la présence de trois zones ombrotrophes (figure 2.2) alimentées uniquement par les précipitations, le complexe tourbeux est majoritairement minérotrophe et donc alimenté à

la fois par les précipitations et par l'aquifère superficiel (Rosa, 2007). L'aquifère superficiel est la seule source d'eau potable de la région de Lanoraie. Il est donc primordial de comprendre le rôle du complexe tourbeux de Lanoraie sur l'aquifère et les différents cours d'eau qui y sont reliés et qui sont régulièrement utilisés pour l'irrigation par les maraîchers de la région.

Les dépôts tourbeux atteignent une épaisseur maximale de 8,4 m, avec une valeur moyenne de 2,6 m dans la portion sud de la réserve écologique (Risi, 1953 ; Rosa et Larocque, 2008). Les conductivités hydrauliques des dépôts tourbeux varient entre 0,1 et 10 cm/s pour les premiers 50 cm et entre  $10^{-5}$  et  $5,0 \cdot 10^{-3}$  cm/s pour des profondeurs se situant entre 0,5 et 1,5 m sous la surface (Rosa et Larocque, 2008). Cette diminution drastique est le résultat de dégradation et compaction augmentant la densité de la matière organique (Rosa et Larocque, 2008).

Les dépôts tourbeux reposent entièrement sur des dépôts quaternaires associés à la dernière glaciation. Les dépôts quaternaires ont été datés entre 12,3 ka  $^{14}\text{C}$  BP, concordant avec le début de la phase de transition de l'évolution de la Mer de Champlain (Richard et Ochiatti, 2004) et 6,9 ka  $^{14}\text{C}$  BP, concordant avec le début de l'accumulation de matière organique dans le complexe tourbeux de Lanoraie (Comtois, 1979). Les dépôts quaternaires sont de trois types: les argiles silteuses de la Mer de Champlain, les silts du Lac à Lampsilis et les sables deltaïques du delta de Sorel (figure 2.3).

Les sables deltaïques du delta de Sorel forment l'aquifère à nappe libre (unité hydrostratigraphique) et sont en contact direct avec les dépôts tourbeux. Ils sont formés d'alluvions de terrasse fluviatiles mis en place il y a environ 9500 ans lorsque le régime hydrique du fleuve Saint-Laurent était nettement plus important et occupait une vaste portion des basses terres (Rosa et Larocque, 2006). Suite au relèvement isostatique évalué à 9m/100 ans, les sables deltaïques ont été incisés favorisant le développement de zones mal drainées propice à la formation de milieu humide. Les sédiments sableux atteignent une épaisseur maximale de l'ordre de 20 m dans le secteur longeant le fleuve Saint-Laurent et la rivière l'Assomption (Polygéo, 2008) et de 30 m dans le secteur sud-est de la tourbière

(Tecsult, 2005). Des relevés de terrain indiquent des épaisseurs de 8 m dans le secteur longeant la rivière Chaloupe. Les conductivités hydrauliques des sédiments sableux varient entre  $3,3 \cdot 10^{-4}$  cm/s et  $1,7 \cdot 10^{-2}$  cm/s et diminuent graduellement avec la profondeur (Rosa, 2007 ; TechnoREM, 2009 ; Tecsult, 2005).

Sous les sédiments sableux se trouvent des sédiments d'eau profonde regroupant les silts du lac à Lampsilis datés à 9,8 ka  $^{14}\text{C}$  BP (observés à la base de la rivière la Chaloupe dans cette présente étude) et les argiles silteuses de la Mer de Champlain déposées entre 12,3 ka  $^{14}\text{C}$  BP et 9,8 ka  $^{14}\text{C}$  BP (Parent et Occhietti, 1999). Puisque ces deux unités possèdent des caractéristiques hydrodynamiques similaires, ils ont été jumelés sous une même unité soit aquitard, une unité hydrostratigraphique sur laquelle reposent les dépôts sableux et les dépôts tourbeux. Ensemble, les silts et argiles atteignent une épaisseur maximale entre 30 et 50 m, ceinturant le complexe tourbeux de Lanoraie (MDDEP, 2010) et possèdent une conductivité hydraulique inférieure à  $10^{-5}$  cm/s (Tecsult, 2005).

À la base de la séquence stratigraphique meuble repose le till régional et des accumulations de sable et gravier d'origine fluvio-glaciaire, qui eux-mêmes reposent sur les shale fossilifère du groupe d'Utica et de Trenton. Des données de forages provenant du Ministère du Développement durable de l'Environnement, de la Faune et des Parcs (MDDEP), montrent que le till régional peut atteindre des épaisseurs d'au plus 20 m.

Selon PolyGéo (2008), les trois unités montrent un caractère diachronique quant à leur sédimentation puisque la déposition de ces unités se chevauche dans le temps. Suite au retrait progressif des eaux de la Mer de Champlain et la remontée isostatique du continent, les sables du delta de Sorel auraient migrés vers le sud-est, en réponse au phénomène de régression régional des eaux dans la vallée du Saint-Laurent.

### 2.3 Méthodes

Une base de données a été construite à partir des données hydrogéologiques et stratigraphiques venant principalement de la base de données du Système d'informations



hydrogéologiques (SIH) (MDDEP, 2010). Au total de 913 niveaux de nappe et 407 forages ont été utilisés. Des données d'Aménatech (1989), TechnoRem (2009), Risi (1953), Rosa et Larocque (2008), PolyGeo (2008) et plusieurs études de consultants se sont ajoutées à celles du SIH et au total, 1550 niveaux de nappe et 1493 forages ont été compilés (figure 2.4; forages seulement)

Un modèle d'élévation numérique (MEN) à une échelle de 1:20 000 a été construit à l'aide d'ArcGIS 9.3 à partir de données hypsométriques de la Base de données topographique du Québec et de points d'élévation compilés de différentes sources (Rosa, 2007 ; TechnoREM, 2009 ; Tecscult, 2005). L'approche d'interpolation utilisée suit une méthode conçue pour créer un MEN forcé dans les environs des rivières et des lacs (Hutchinson, 1989; 1988). Le MEN a ensuite été utilisé pour extraire les valeurs d'altitude des données hydrogéologiques et stratigraphiques utilisées pour construire une carte piézométrique et une carte d'élévation du roc (figure 2.5).

Une carte des dépôts meubles (figure 2.6) a été construite à partir de levés de dépôts quaternaires réalisés au cours de l'été 2010 et 2011, ainsi que les cartes de dépôts de surface provenant de la littérature (Polygeo, 2008; Lasalle, 1973).

Les données extraites du SIH présentaient 118 descriptions lithologiques possibles. Celles-ci ont été compilées pour obtenir préliminairement huit groupes lithologiques soit roc, till, argile, silt argileux, sable/argile, sable, sable fin et tourbe. Les huit groupes lithologiques ont été définis suite à une analyse détaillée des descriptions lithologiques utilisées dans les études géotechniques et par les firmes de consultants et ils sont donc en accord avec l'histoire géologique de la région (Polygeo, 2008 ; Rosa, 2007; Lasalle, 1973).

Le même processus a été appliqué sur les données ne venant pas du SIH dans le but d'homogénéiser les descriptions lithologiques. Les données résultantes ont ensuite été comparées entre elles afin d'identifier des incongruités descriptives ne concordant pas avec les travaux de terrain. Pour faciliter la modélisation, les huit groupes ont été rassemblés en trois unités hydrostratigraphiques censées contrôler les écoulements, i.e. tourbe, sable



(aquifère) et les silts et argiles (aquitard), regroupant ainsi plusieurs unités stratigraphiques ayant des propriétés hydrodynamiques similaires.

La qualité des données a été vérifiée en utilisant le logiciel GMS 8.1. Au total, 407 forages synthétiques ont été utilisés afin de bien représenter les relations stratigraphiques des dépôts surface lors de la création du modèle hydrostratigraphique 3D.

## 2.4 Résultats et discussion

### 2.4.1 Stratigraphie

La carte des dépôts de surface (Figure 2.6) et le modèle hydrostratigraphique 3D (Figure 2.7 et 2.8) suggèrent que le complexe tourbeux de Lanoraie repose entièrement sur des sédiments quaternaires postglaciaires.

La carte d'élévation du roc (figure 2.5) montre une remontée du roc sous le complexe des tourbières. Cette remontée topographique concorde avec la présence de minces couches de sédiments sableux. Souvent incisées jusqu'à l'argile, ces minces couches ont été érodées formant des zones de basse altitude perpendiculaire aux écoulements souterrains locaux (figure 2.9) et par conséquent propice à la formation de rivières et de milieux humides.

Un lien direct peut être observé entre les profondeurs de tourbe et la nature de la couche basale sous la tourbière (Figure 2.7). Les zones ombrotrophes qui peuvent atteindre des épaisseurs de 8,4 m (Rosa et Larocque, 2008), reposent presque qu'entièrement sur des sédiments argileux de faciès profond ayant une conductivité hydraulique inférieure à  $10^{-5}$  cm/s (Tecsult, 2005). Bien que la présence de sédiments argileux ne soit pas une nécessité pour le début du comblement d'un plan d'eau, la présence d'un mauvais drainage vertical peut favoriser l'entourbement.

#### 2.4.2 Modèle conceptuel d'écoulement des eaux de surface et souterraines de la tourbière

La région sud-est de la zone d'étude où se trouvent les tourbières est caractérisée par quatre types d'écoulement (cf. Figure 2.7 et 2.8):

- 1) Un écoulement suivant la topographie de l'aquifère sableux et se dirigeant vers les dépôts tourbeux (flèches bleues pâles sur la Figure 2.7). Cet écoulement est contrôlé par les différences de charges hydrostatiques entre l'aquifère sableux et les dépôts tourbeux. De plus, l'écoulement est limité par les différences de conductivité hydraulique entre les dépôts tourbeux (qui diminuent avec la profondeur) et les dépôts sableux.
- 2) Un écoulement centré sur les zones ombrotrophes alimentant les zones minérotrophes (flèches rouges sur la Figure 2.7). Cet écoulement est contrôlé par les différences de charges et de conductivités hydrauliques entre ces deux zones. L'eau qui s'écoule des zones ombrotrophes provient uniquement des précipitations, ce qui rend ces zones particulièrement vulnérables aux variations de précipitations et de températures.
- 3) Un écoulement provenant des dépôts tourbeux qui alimente les différentes rivières de la région (Saint-Jean, Saint-Antoine, Saint-Joseph, Point-du-Jour et Bras-du-Sud-Ouest). Cet écoulement est contrôlé par les différences de charges et de conductivités hydrauliques entre la tourbière et la rivière. Cet écoulement est particulièrement important pour l'écosystème des rivières de cette région puisqu'il maintient les niveaux d'eau qu'on retrouve dans les rivières en période de sécheresse (flèches oranges, figure 2.7).
- 4) Dans certains secteurs, (e.g. zone (2) sur la Figure 2.6) un écoulement qui part de la tourbière et se dirige vers l'aquifère et les exutoires en périphérie de la tourbière (flèches bleues foncées Figure 2.8). Cet écoulement est contrôlé par les différences de charge hydraulique observée en périphérie des sables des hautes terrasses, correspondant aux lits majeurs du paléo fleuve Saint-Laurent, et des sables des basses terrasses, correspondant aux lits mineurs du paléo fleuve Saint-Laurent (Bonnay et Prichonnet, 1995; Lasalle, 1973).

### 2.4.3 Écoulement régional

Les directions d'écoulement dans l'aquifère granulaire superficiel et l'aquifère rocheux (TechnoRem, 2009) de la région se font du nord-ouest vers le sud-est, vers le fleuve Saint-Laurent (flèches jaunes sur la figure 2.9). Les écoulements sont fortement conditionnés par la diminution significative de l'altitude observée de la limite nord-ouest à la limite sud-est de la région immédiate au complexe tourbeux. Cependant, l'aquifère rocheux et granulaire de la région nord-ouest de la MRC d'Autray ne contribue pas au bilan hydrique de la tourbière puisque ceux-ci sont soit drainés par les rivières l'Assomption et Chaloupe (figure 2.9) ou sous une épaisse couche d'argile silteuse (figure 2.7).

Le complexe tourbeux est entièrement alimenté par les précipitations et l'aquifère sableux local des hautes terrasses. L'eau qui pénètre dans le complexe tourbeux circule dans la tourbe se dirigeant ensuite vers les différents cours d'eau. Par conséquent, la tourbière joue un rôle fondamental dans le maintien des débits de base des cours d'eau qui y prennent source. Le complexe tourbeux ne représente toutefois pas l'unique source d'eau aux rivières puisqu'en plus d'être connectées directement avec l'aquifère sableux du delta de Sorel à plusieurs endroits, elles canalisent l'eau de plusieurs drains agricoles et de petits affluents (figure 2.2).

La superficie totale du territoire alimentant les dépôts organiques, est d'environ 170 km<sup>2</sup> soit un peu plus de deux fois la superficie totale de la tourbière (Figure 2.9). Elle a été déterminée à l'aide de la carte piézométrique. Cette petite superficie en fait un milieu vulnérable aux changements de conditions hydriques et au pompage qu'on retrouve à plusieurs endroits en périphérie de la tourbière.

## 2.5 Perspectives

Le modèle conceptuel 3D sera utilisé pour construire un modèle numérique d'écoulement souterrain pour l'aquifère sableux et les dépôts tourbeux. Le modèle sera d'abord calé sur

les conditions actuelles et le passé récent. Il sera ensuite utilisé avec des scénarios de changements climatiques. Ce modèle pourra être utilisé pour établir un plan de gestion durable afin d'assurer la pérennité du complexe tourbeux des tourbières de Lanoraie et de l'aquifère qui l'entoure.

## 2.6 Remerciements

Les auteurs remercient le FRQNT pour le financement de cette étude, le Centre sur les changements climatiques et environnementaux à l'échelle du globe pour une bourse (C3EG-GEC3), Olivier Caron pour son aide à la réalisation du modèle 3D, de même que les propriétaires ayant autorisé l'accès à leur propriété pour des relevés géologiques et l'instrumentation de leur propriété.

## 2.7 Références

- Acreman, M. C., J. R. Blake, D. J. Booker, R. J. Harding, N. Reynard, J. O. Mountford et C. J. Stratford. 2009. «A simple framework for evaluating regional wetland ecohydrological response to climate change with case studies from Great Britain». *Ecohydrology*, vol. 2, no 1, p. 1-17.
- Acreman, M. C., et F. Miller. 2007. «Hydrological impact assessment of wetlands». In *International symposium on groundwater Sustainability (ISGWAS)*. Alicante, Spain, 24-27 January 2006
- Aménatech. 1989. «Étude de la tourbière de Lanoraie. Division aménagement et environnement du groupe-conseil S.M. inc», Rapport 2145-01, rapport final. 161p.
- Bonnay, M. et Prichonnet, G. 1995. «Le delta de la rivière l'assomption, Québec, Canada, Wisconsinien tardif ou Würm et Holocène» *Études canadienne* n 38. p 17-32
- Bourgault, M., Larocque, M. et Roy, M. 2011 «Modélisation 3D de l'écoulement souterrain régional de la région du complexe tourbeux de Lanoraie». In *Géohydro2011 Québec*, 28 août 1 sept
- Canard illimités, Canada. 2006. «Plan de conservation des milieux humides et de leurs terres hautes adjacentes de la région administrative du Centre-du-Québec». La société de conservation Canard illimités, Canada. 55p.

- Canard illimités, Canada. 2012 «Cartographie des milieux humides potentiels» Ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs Rapport version 2012 10p.
- Comtois, P., 1979. Histoire holocène du climat et de la végétation à Lanoraie Québec. Mémoire de maîtrise MSc, Département de géographie, Université de Montréal. 644p.
- Fariz, G.H., et A. Hatough-Bouran. 1998. «Population dynamics in arid regions: the experience of the Azraq Oasis Conservation Project». Water and population dynamics: case studies and policy implications. <http://www.aaas.org/international/ehn/waterpop/jordan.htm>
- Hutchinson, M.F. 1988. «Calculation of hydrologically sound digital elevation models: Third International Symposium on Spatial Data Handling.» (Sydney, August 17-19). International Geographical Union.
- Hutchinson, M.F. 1989. «A new method for gridding elevation and stream line data with automatic removal of pits». Journal of Hydrology, vol. 106, p. 211-232.
- Lasalle, P. 1973. «Géologie des sédiments meubles de la région de Joliette-Sorel, Québec» Ministère des Richesses Naturelle: Rapport préliminaire p.18
- MDDEP. 2000 «Statistique annuelles et mensuelles.» Ministère Développement Durable, Environnement, Faunes et Parcs, Février 2002 <http://www.mddep.gouv.qc.ca/climat/surveillance>
- MDDEP. 2010. «Données hydrologéologique». Ministère Développement Durable, Environnement, Faunes et Parcs, Décembre 2010. <http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/sih/index>
- MDDEP. 2011. «Tourbière de Lanoraie». Ministère Développement Durable, Environnement, Faunes et Parcs, Décembre 2011 [http://www.mddep.gouv.qc.ca/biodiversite/reserves/tourbieres\\_lanoraie/res\\_48](http://www.mddep.gouv.qc.ca/biodiversite/reserves/tourbieres_lanoraie/res_48)
- Parent, M. Occhietti, S. 1999 «Late wisconsinan deglaciation and glacial lake development in the appalachians of southeastern Québec» Géographie physique et Quaternaire, vol. 53, n° 1, p. 117-135
- Polygé 2008. «Contexte stratigraphique quaternaire de la MRC d'Autray (Lanaudière) et modèle stratigraphique 3D.» Rapport 08695 20p.
- Richard, P. et Occhietti, S. 2004. «Meltwater discharge and the triggering of Younger Dryas: new data on the chronology of Champlain Sea transgression in the Saint-Lawrence River Valley». Spring Meeting 2004. American Geophysical Union.
- Risi, J. 1953. «Étude chimique des tourbes du Québec». Ministère des mines, vol. 282. 30p.

- Rosa, É., et M. Larocque. 2008. «Investigating peat hydrological properties using field and laboratory methods: application to the Lanoraie peatland complex (southern Quebec, Canada)». *Hydrological Processes*, vol. 22, no 12, p. 1866-1875.
- Rosa, É. 2007. «Caractérisation hydrogéologique du complexe tourbeux de Lanoraie, Québec, Canada». mémoire MSc, Université du Québec à Montréal, 95 p.
- Rosa, É. et Larocque, M. 2006 «Caractérisation hydrogéologique du complexe tourbeux des Tourbières-de-Lanoraie» Association québécoise pour l'étude du Quaternaire. Réunion annuelle de l'AQQUA 7-8 Juin.
- TechnoREM. 2009. «Cartographie hydrogéologique régional de la zone de production maraichère des MRC de Joliette et d'Autray». PAECQ n de projet 5440. rapport PR08-74. 310p.
- Tecsult. 2005. «Aménagement d'une cellule d'enfouissement technique à Saint-Thomas. Évaluation du potentiel aquifère»
- Tremblay, A., B. Julie, M.C. Bonneville, P. Giorgio, M. Demarty, M. Garneau, J.F. Hélie, L. Pelletier, Y. Prairie, N. Roulet, N. Strachan et C. Teodoru. 2010. «Émission nettes de gaz à effet de serre au réservoir Eastmain 1 Québec, Canada». Congrès Mondial de l'Énergie, Montréal, 12-16 septembre 2010.

## 2.8 Figures

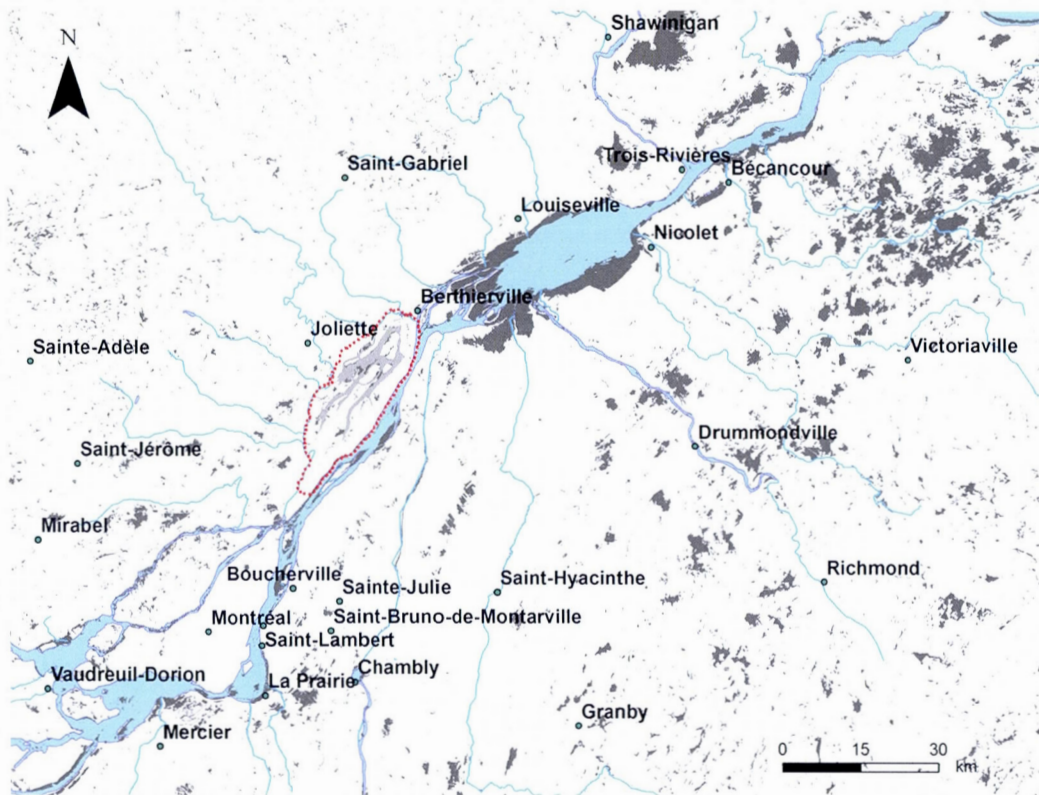


Figure 2.1 Localisation de la zone d'étude (ligne rouge pointillée), du complexe tourbeux de Lanoraie (gris pâle) et des milieux humides des basses terres du Saint-Laurent (gris foncés) (Canards illimités, 2012).



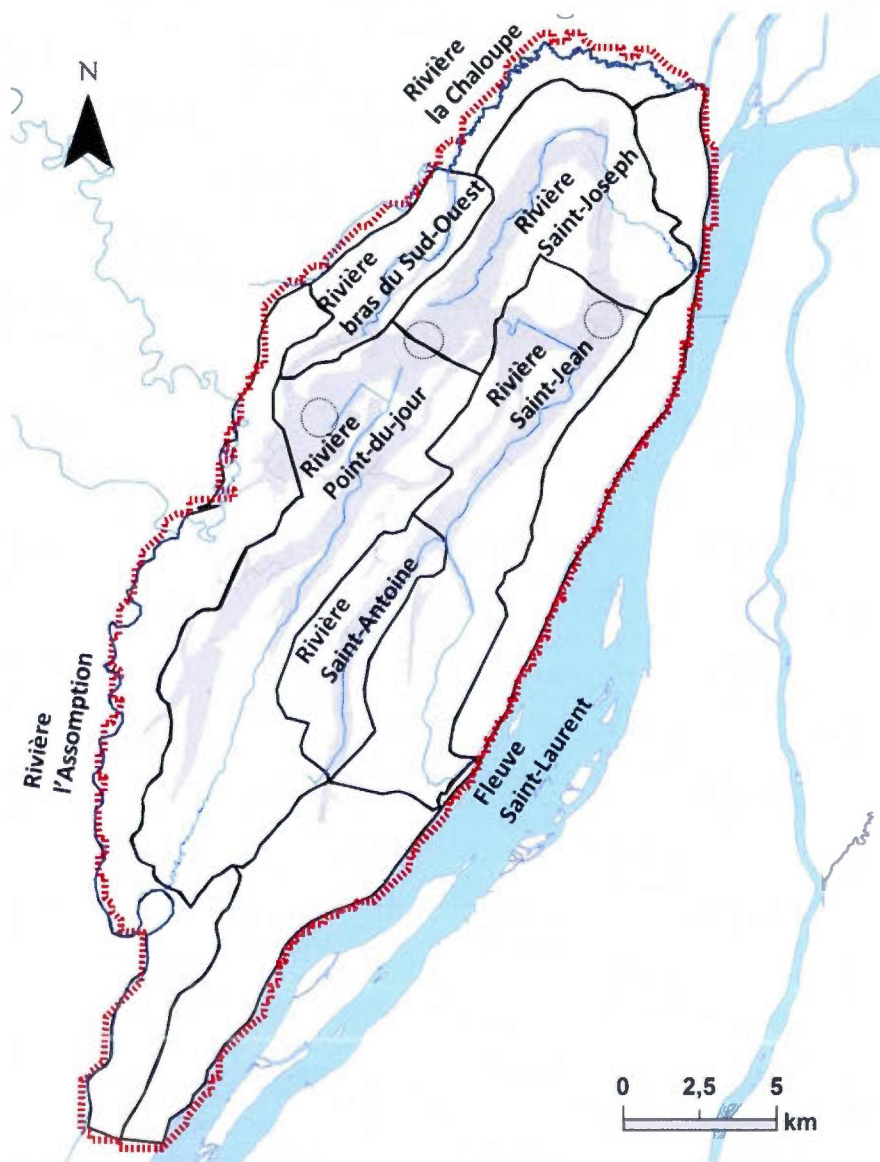


Figure 2.2 Localisation du complexe tourbeux de Lanoraie (gris pâle), des cinq bassins versants entourant la tourbière (lignes noires), des principales rivières (bleues), des affluents (gris pâle) (drains agricoles et ruisseaux naturels), de la zone d'étude (rouge pointillé) et de l'emplacement non délimitée des trois zones ombrotrophes (cercles gris pointillés).



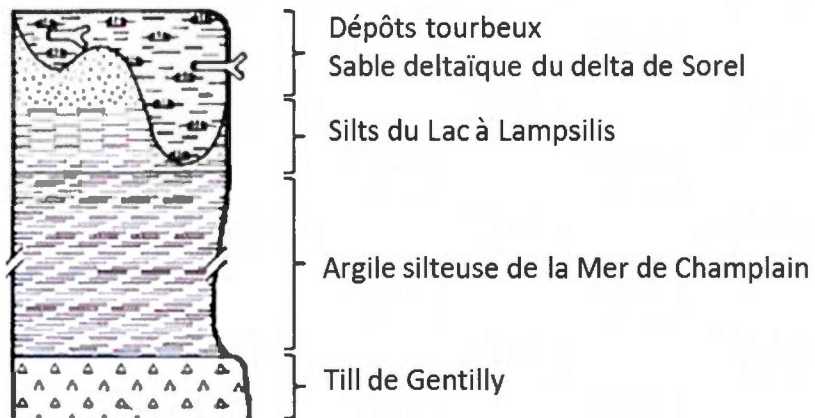


Figure 2.3 Section stratigraphique verticale de surface des dépôts meubles dans la région de Lanoraie (pas à l'échelle).

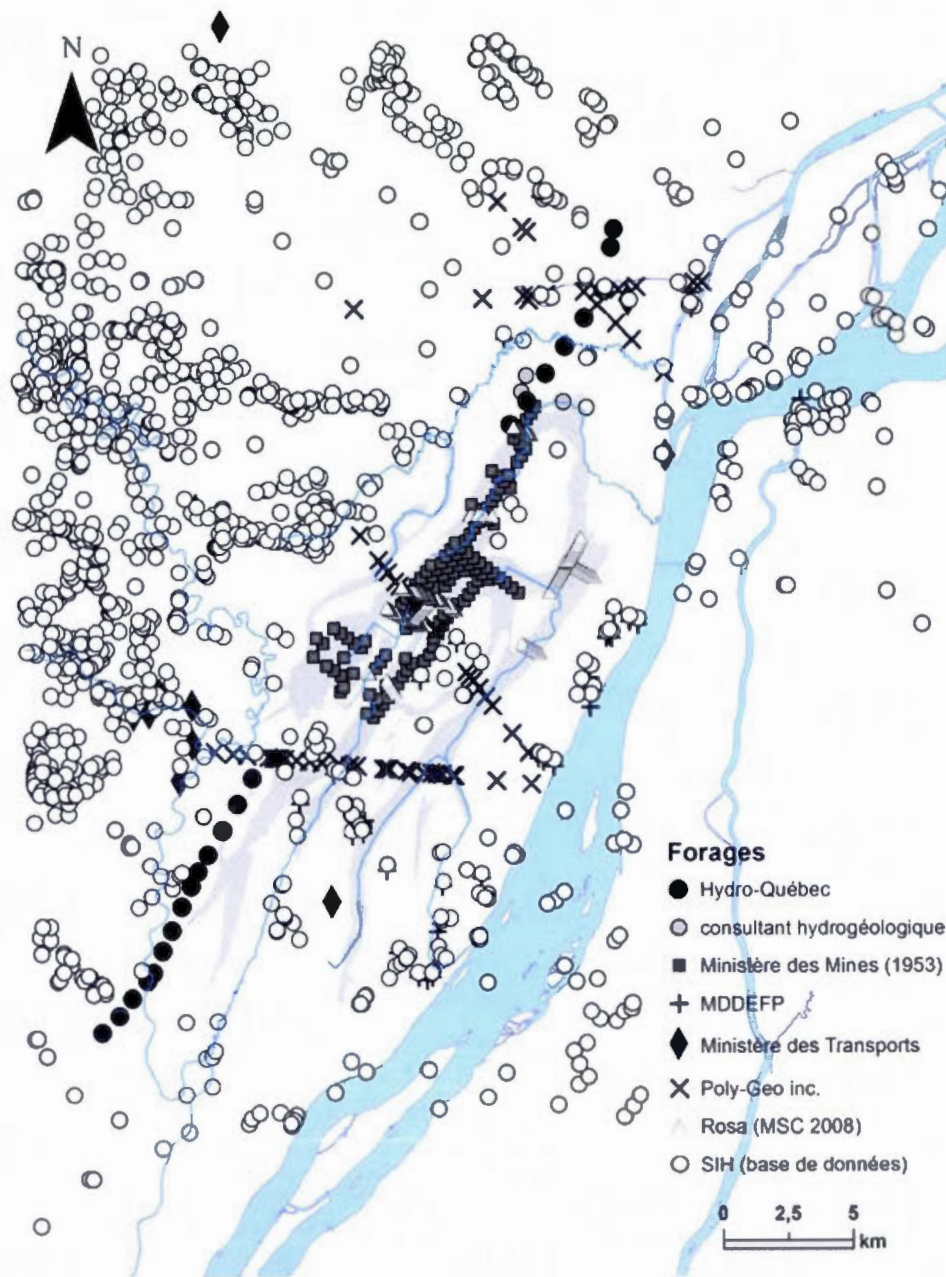


Figure 2.4 Localisation des forages utilisés pour la réalisation du modèle hydrostratigraphique 3D.

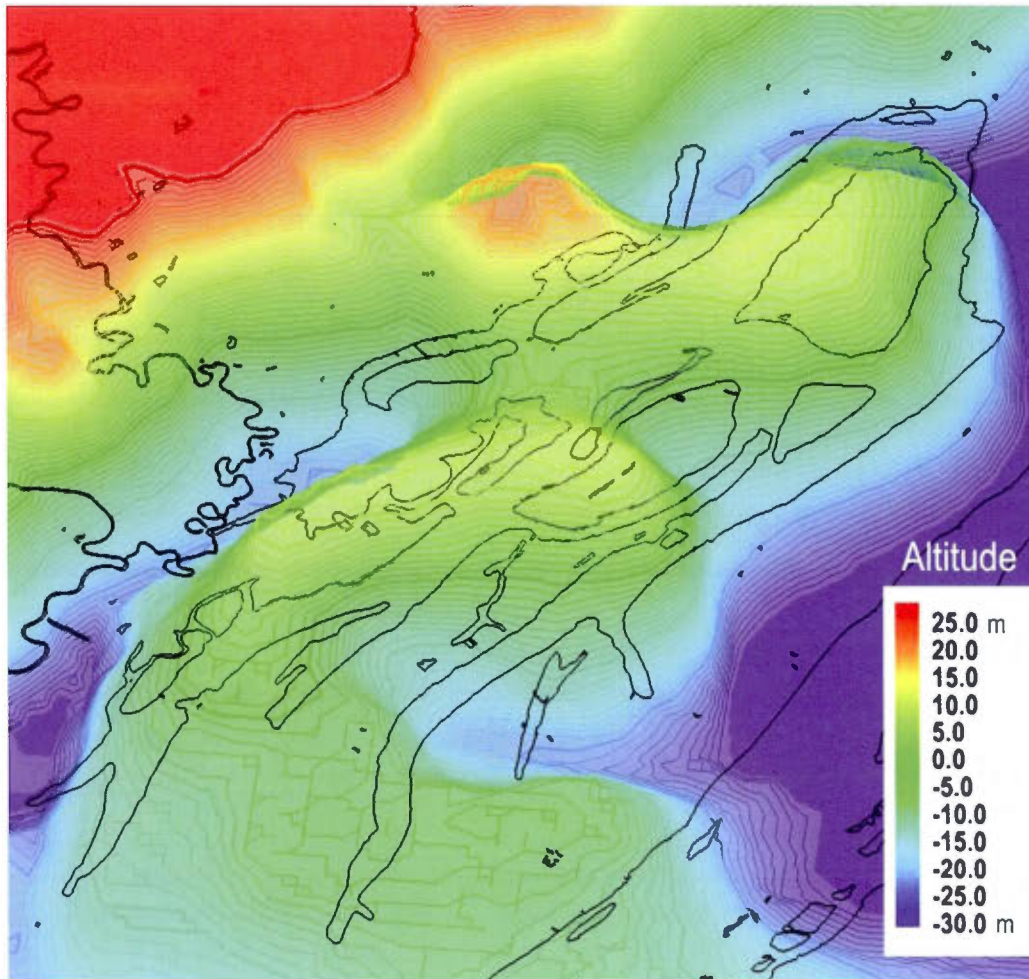


Figure 2.5 Carte montrant la topographie du socle rocheux. Les limites de la tourbière et de la rivière l'Assomption ont été ajoutées comme guide visuel. Cette carte a été réalisée uniquement avec les données du système d'information hydrogéologique (SIH) (voir figure 2.4).



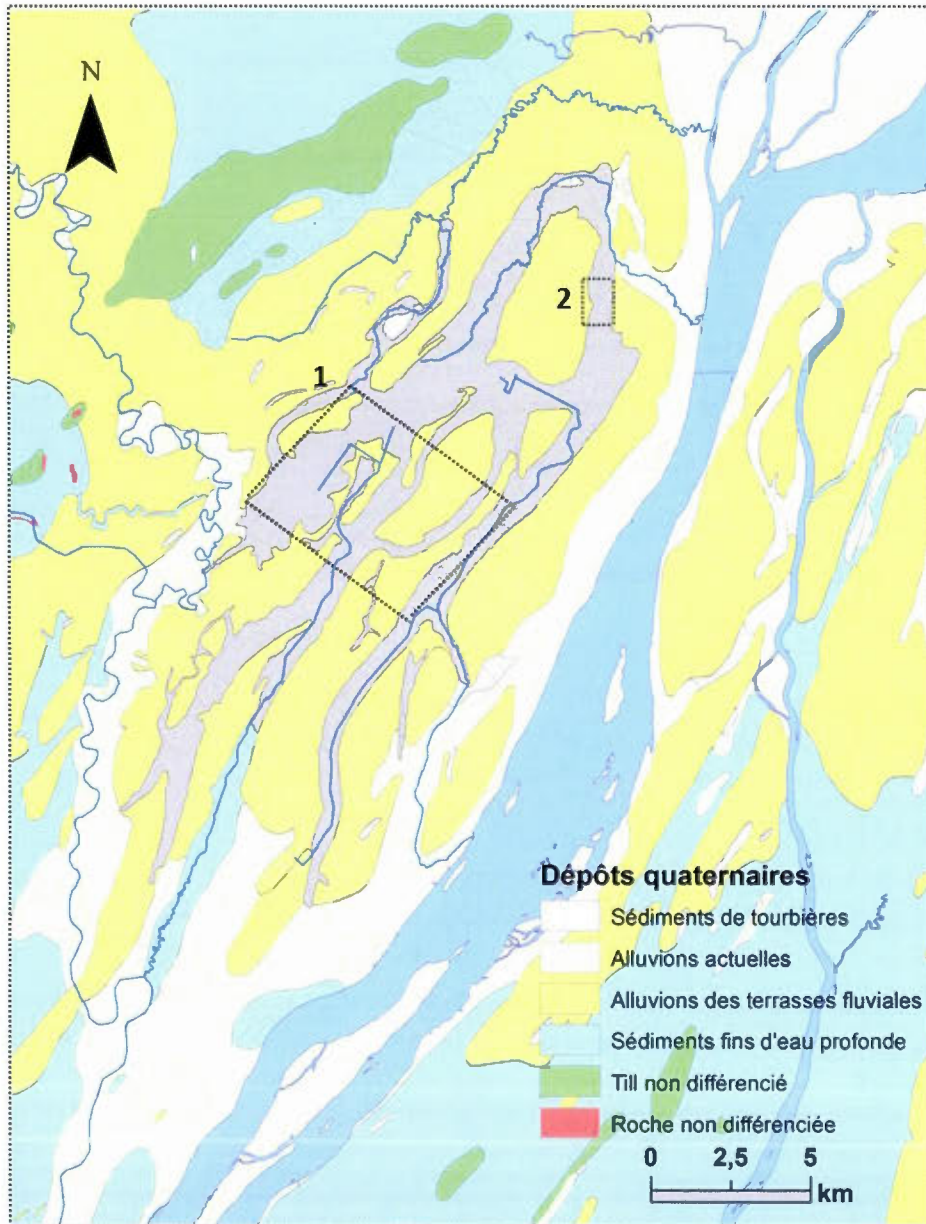


Figure 2.6 Carte des dépôts quaternaires montrant deux zones (1 et 2) où des coupes verticales hydrostratigraphiques ont été réalisées (Zone 1 voir figure 2.7 et Zone 2 voir figure 2.8).

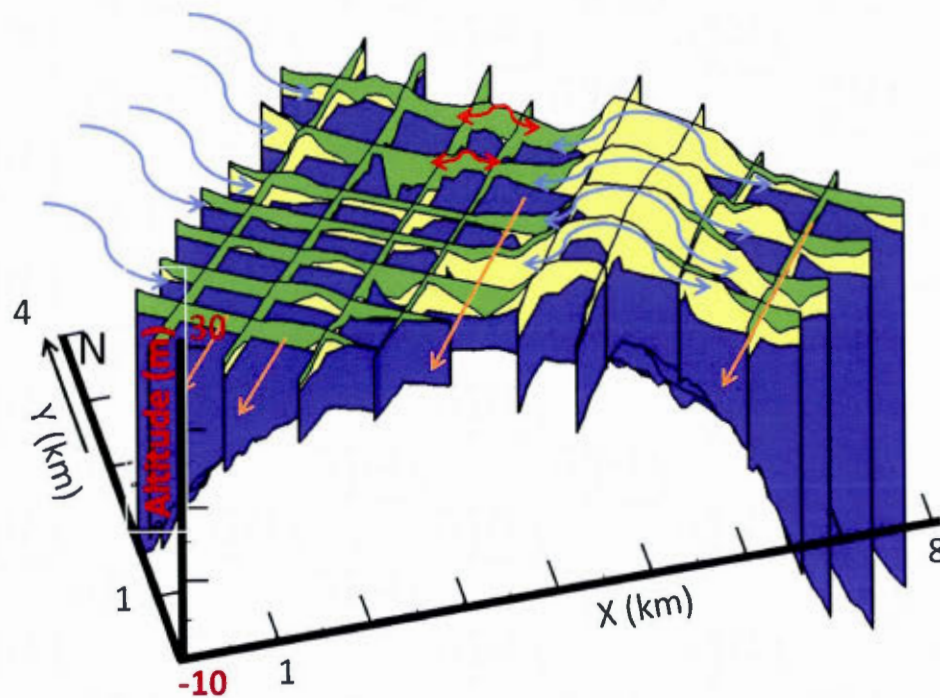


Figure 2.7 Coupes hydrostratigraphiques 3D montrant les différents mécanismes d'écoulement dans la région des tourbières de Lanoraie (zone (1) sur la Figure 2.6). Zones vertes=tourbière; zones jaunes=aquifère sableux; zones bleues=aquitard. Les flèches bleues pâles=écoulement des coteaux sableux vers la tourbière; flèches rouges=écoulement des zones ombrotrophes vers les zones minérotrophes; flèches oranges=écoulement des zones minérotrophes vers les rivières.

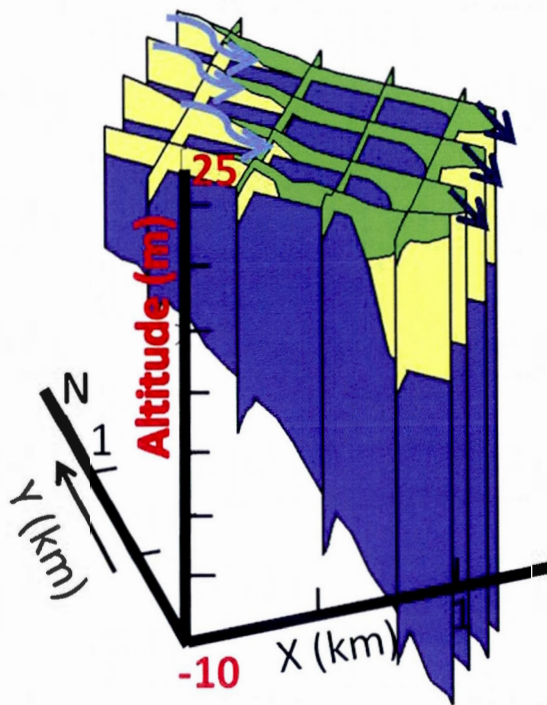


Figure 2.8 Coupes hydrostratigraphiques 3D montrant les différents mécanismes d'écoulement situés dans le bassin versant de la rivière Saint-Joseph et au nord-est du complexe tourbeux des tourbières de Lanoraie (zone (2) sur la Figure 2.6). Zones vertes=tourbière; zones jaunes=aquifère sableux; zones bleues=aquitard. Les flèches bleues pâles=écoulement des côteaux sableux vers la tourbière. Les flèches bleues foncées=écoulement de la tourbière vers l'aquifère.

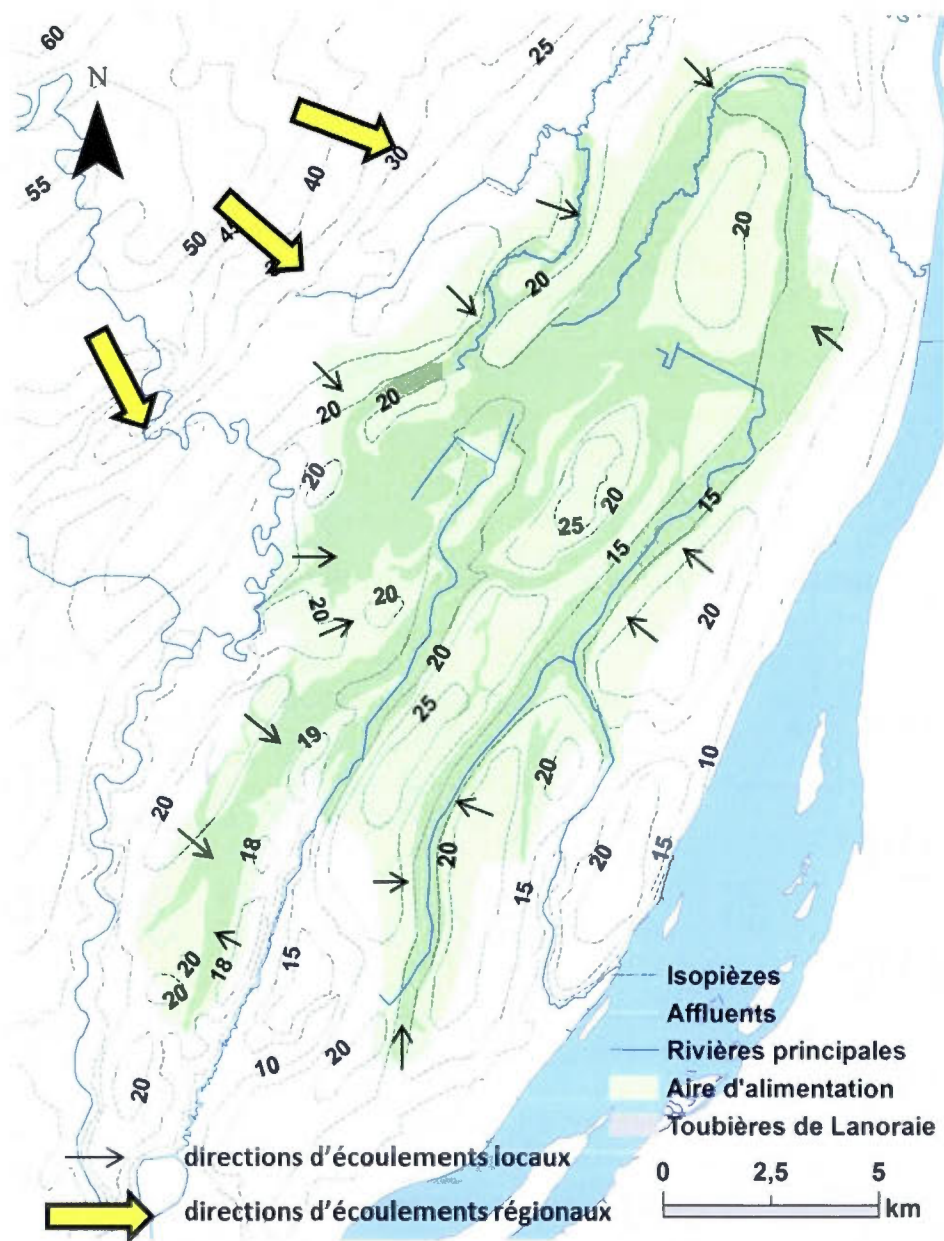


Figure 2.9 Carte piézométrique indiquant l'altitude (m) des niveaux piézométriques (chiffres noirs) et l'aire d'alimentation (vert pâle) du complexe tourbeux de Lanoraie (en gris pâle en arrière-plan). L'aire d'alimentation a été déterminée à partir des isopièzes (gris pointillé). Les flèches jaunes indiquent les directions d'écoulements régionaux et les flèches noires indiquent les directions d'écoulements locaux.



## CHAPITRE III

### MODÉLISATION DES ÉCHANGES AQUIFÈRE-RIVIÈRE-TOURBIÈRE EN CONDITION DE CHANGEMENT CLIMATIQUE



### MISE EN CONTEXTE DU CHAPITRE III

Le chapitre III présente les résultats d'un travail de modélisation 3D régionale des écoulements souterrains et de surfaces en condition climatique présente et future. De plus, ce chapitre se concentre sur l'hydrologie des tourbières. Cette partie a été rédigée sous la forme d'un article soumis à la revue *Hydrology Research* (HYDROLOGY-D-12-00228). Les résultats ont été présentés à Oulu en Finlande lors de la conférence Nordic Water 2012 13-15 août 2012.

## Simulation of aquifer-peatland-river interactions under climate change

M. A. Bourgault<sup>1,2\*</sup>, M. Larocque<sup>1,2,3</sup> and M. Roy<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère – Université du Québec à Montréal, C.P. 8888, succ. Centre-Ville, Montréal (QC), Canada, H3C 3P8 ; tel : 514-987-3000 ext.1515 ; fax: 514-987-7749; [bmarc77@gmail.com](mailto:bmarc77@gmail.com); [larocque.marie@uqam.ca](mailto:larocque.marie@uqam.ca)

<sup>2</sup> ESCER (Étude et simulation du climat à l'échelle régionale) and GEC3 (Global Environment and Climate Change Center) Research Centers

<sup>3</sup> GEOTOP Research Center in geochemistry and geodynamics

\* Corresponding author

## ABSTRACT

Wetlands play an important role in preventing extreme low flows in rivers and groundwater level drawdowns during drought periods. Their role could become increasingly important in a warmer climate. Links between peatlands, aquifers and rivers are not well understood. The objective of this study was to evaluate the hydrologic functions of the Lanoraie peatland complex ( $\approx 76 \text{ km}^2$ , southern Quebec, Canada) under different climatic conditions. This peatland complex has developed in former fluvio-channel beds formed during the final stages of the last deglaciation. The peatland feeds five rivers. Numerical simulations were performed using a steady-state groundwater flow model. Results suggest that the peatland contributes on average to about  $\frac{3}{4}$  (77%) of mean annual river base flows. The peatland receives about half (52%) of its water from the aquifer and the other half (48%) from precipitation. Reduced recharge scenarios (-20% and -50% of current conditions based on extreme CGCM scenarios) were used as a surrogate for climate change conditions. With these scenarios, the simulated mean head decreases by 0,6 and 1,6 m in the superficial aquifer. Mean river base flows from five rivers decreases by 16% and 41%. These results strongly highlight the importance of aquifer-peatland-river interactions at the regional scale. They also point to the necessity of considering the entire hydrosystem in conservation initiatives.

## KEY WORDS

Peatland; Aquifer; River; MIKE SHE model; Climate change; Lanoraie (Québec, Canada)

### 3.1 Introduction

Peatlands represent over 50% of the world's wetlands (Bragg and Lindsay, 2003) and represent over 90% of Canadian wetlands (Tarnocai, 2006). They are recognized for their role in sequestering atmospheric CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> (Worrall et al., 2011; Yli-Petays et al., 2007; Roulet, 2000). Peatlands are also important ecosystems and valuable wildlife habitats, providing a range of benefits to humans, including limiting floods, sustaining river base flows and maintaining high groundwater levels over large areas (Querner et al., 2010; Dowrick et al., 2006). Unfortunately, wetland loss and degradation currently represent major causes of concern for peatland sustainability (Finlayson et al., 1999). Human activities such as urban expansion and agriculture (Poulin et al., 2004) as well as climate change (Wattendorf et al., 2010) are considered the major causes of worldwide wetland degradation. The growing recognition of the importance of peatlands as ecosystems has led to an increase in peatland hydrology studies. Consequently, there has been a growing appreciation of these systems as vital economic and ecological resources, as they contribute to biological, landscape, and cultural diversity (Bragg and Lindsay, 2003).

Many peatlands are groundwater-fed, at least partially, by local or regional aquifer systems. However, the exact mechanisms connecting peatlands to local or regional groundwater flows, or to rivers remain incompletely understood. Hydraulic conductivities of the surrounding aquifer, peatland topography (Bradley and Gilvear, 2000), the extent of the unsaturated zone in the peat (Reeve et al., 2000), recharge to the organic deposits (Delin et al., 2007) and peat specific storage (Reeve et al., 2006) are among the parameters and processes known to influence peatland hydrology. Conceptual models such as the acrotelm-catotelm model (Hilbert et al., 2000) and the double porosity model (Rossi et al., 2012) have been proposed to understand water dynamics within a peatland and its influence at the regional scale. The geological context is also an important driver of aquifer-peatland connections. In environments dominated by glacial deposits, Reeve et al. (2001) have shown through simulations that groundwater contribution to peatlands can be dominated by a

local and subregional flow. Peatland hydrology is also strongly influenced by land uses (Candela et al., 2009) and climate change (Whittington and Price, 2006).

Numerical models have proven effective to better understand peatland hydrology, in particular for surface-flow processes (Holden et al., 2008) and subsurface-flow processes such as aquifer-peatland exchanges (Fraser et al., 2001). For example, Kvaerner and Kløve (2008) used hydrological modeling to show that during low flow periods water within rivers originated mainly from peat storage while during rain events water storage within a wetland was renewed by inflowing stream water. Wetland-river interactions have also been simulated (e.g. Thompson et al., 2004). However, relatively few studies report the use of hydrogeologic numerical model to understand the influence of peatland on the regional groundwater flow under climate and human-induced perturbations. One example is the study of Levison et al. (2013) who showed that a headwater peatland could switch from an aquifer-fed peatland to an aquifer recharging peatland under climate change-induced recharge reductions.

The objective of this study is to evaluate the hydrologic functions of a peatland under different climatic conditions. The study site is the Lanoraie peatland complex located in southern Quebec (eastern Canada). This peatland complex is the largest in southern Quebec (76 km<sup>2</sup>) and it comprises the Réserve écologique des Tourbières-de-Lanoraie ecological preservation area (4,2 km<sup>2</sup>). This site has been extensively studied for various aspects for many years (Tousignant et al., 2010; TechnoREM, 2009; Rosa et al., 2009; Rosa and Larocque, 2008; Aménatech, 1989; Comtois, 1979). TechnoREM (2009) has developed a regional-scale steady state groundwater flow model to simulate flows in the superficial aquifer. Although this model covers the Lanoraie peatland complex, this model does not represent the organic deposit unit as a heterogeneous porous media, nor does it simulate aquifer-peatland-river exchanges. In the current study, a tridimensional groundwater-flow model is built to simulate specifically these regional aquifer-peatland-river exchanges. The model includes a detailed heterogeneous tridimensional representation of the peatland complex. It is calibrated for current conditions and used to simulate decreasing recharge scenarios resulting from a changing climate. Increased pumping of groundwater for

irrigation and human consumption is also considered as an additional stress to the hydrosystem.

## 3.2 Study and methods

### 3.2.1 Study site

The Lanoraie peatland complex (45°58' N, 73°20' W) covers an area of 76 km<sup>2</sup> and is located 40 km northeast of Montreal (Quebec, Canada) (Fig. 3.1a). The peatland complex is part of a hydrosystem composed of five watersheds (Saint-Joseph, Point-du-Jour, Saint-Jean, Saint-Antoine and Bras-sud-ouest rivers), where surface water and groundwater are used for human consumption and agriculture. The average monthly air temperature ranges from -11.4°C in January to 20.6°C in July. The average total annual precipitation is 1019 mm/yr, 20% of which fall as snow (MDDEP, 2000). The Lanoraie peatland is mostly composed of minerotrophic peat, but it also includes three ombrotrophic areas (Fig. 3.1a).

The Lanoraie peatland complex region has a strong agricultural vocation and 84% of the territory is occupied by agriculture (TechnoREM, 2009). The major crops are potatoes, carrots, onions, sweet corns, squashes, cranberries and strawberries. In many locations, irrigation water comes from extracted from the aquifer or is harvested from small reservoirs excavated at the border of the peatland.

Some areas of the peatland have been completely drained for the construction of small roads, for organic soil production and for agriculture. A vegetation analysis performed in the peatland complex shows that "abiotic" and "anthropogenic" disturbances observed in the peatland explain respectively 47% and 24% of the variation in the vegetation composition. Grass tends to be richer in disturbed peatland (Tousignant et al., 2010).

The Lanoraie peatland complex lies on Quaternary glacial sediments that have distinct hydrogeological characteristics. The lowest part of the sedimentary sequences is composed of marine clay and lacustrine silt associated with the postglacial Champlain Sea and the

Lampsilis Lake respectively (Bourgault et al, 2011), which invaded the isostatically-depressed terrain immediately following ice retreat. In the model, these two units were combined based on their hydrodynamics properties and called the marine clay aquitard. This aquitard unit was deposited between 12 ky  $^{14}\text{C}$  BP et 9,8 ky  $^{14}\text{C}$  BP (Parent et Occhietti, 1999). It is a major hydrogeological unit that can be found throughout the Saint-Lawrence Lowlands up to an altitude of 235 m (Pagé, 1977; Lamothe, 1977). This aquitard unit is overlain by thick sandy sediments deposited within a large deltaic complex during the regression of the marine waters in response to the glacial isostatic adjustment (rebound) following deglaciation. Continued isostatic rebound drove the shoreline further away (southeastward), near the present position of the Saint-Lawrence river. The deltaic sands were then subject to fluvial erosion and remobilization. The superficial free water table aquifer used for human consumption and irrigation is located in the sand deposits.

The peatland complex developed in paleochannels of the Saint-Lawrence river. The peat deposits started accumulating in low-lying depressions oriented in a SW-NE axis around 6920  $^{14}\text{C}$  BP (Comtois, 1979). The organic deposits lay on deltaic sand (aquifer), lacustrine silt and marine clay (aquitard) deposits providing a hydrogeological environment allowing connections with the regional aquifer (Fig. 3.1b). The peatland and the deltaic sand now form the main superficial reservoirs, with mean thicknesses of 2,6 m (varying between 2 and 8,4 m) and 6.5 m (varying between 1 and 19 m) respectively (Bourgault et al., 2011; Rosa et al., 2009). Bourgault., et al (2011) have shown that the bedrock topography is considerably rising below the peatland complex (Fig. 3.1b), forming high and low terrace areas. The high terrace area surrounding the peatland is characterized by the presence of small sand ridges where piezometric levels are higher than the peatland water table in the peatland itself (Fig 3.1b).



### 3.2.2 Available data

Gridded climatic data were generated by the Centre d'expertise hydrique du Québec (Poirier et al. 2012), an agency of the Québec's Ministry of Environment (Ministère du Développement durable, de l'Environnement, et des Parcs - MDDEP). The spatial interpolation method relies on measured values at weather stations. These stations, mainly owned and operated by the MDDEP, are operated by the ministry's branch of atmospheric monitoring activities (Direction du suivi de l'état de l'environnement « DSÉE » – Service de l'information du milieu atmosphérique « SIMAT ») through a Climate monitoring program (Programme de surveillance du climat). The interpolation has been performed at a daily time step, using simple isotropic kriging with monthly mean variograms at a 0.1° resolution over the southern Quebec territory (see Poirier et al. 2012 for more details). Kriging was processed for precipitation, minimum and maximum air temperature (the June 2012 version of the data were used in this study). The kriging period covered is 1900-2010, while this study's reference period is 1960-1990. The study makes use of kriged data of mean temperature and vertical inflows (VI=amount of water available for infiltration). At the study area, the interannual mean VI and temperature from 1960 to 1990 are 941 mm and 5.8°C. For this period, air temperature was used to calculate potential evapotranspiration (ETP), based on the method outlined in Oudin et al. (2005). The average ETP calculated for the 1960-1990 period is 590 mm/yr.

The steady-state groundwater flow model was calibrated using a total of 150 hydraulics heads obtained from TechnoREM (2009), Rosa and Larocque (2008), Aménatech (1989) and Terratec (1987) (see Fig. 3.1a). Piezometric heads were monitored hourly (INW-PT2X pressure transducers) at nine piezometer stations installed specifically for this study (three in the peatland and six in the sand aquifer). Of these stations, three were monitored year-round while the others were monitored only during the summer 2011 because they would have been completely buried under the snow cover. The piezometers consist of 3 cm OD PVC pipes, sealed at their base and equipped with 1 m long intakes (the well screen creating a 50% porosity zone in the lower part of the pipe).

Discharge measurements are available on a daily basis from 2000 to 2005 on the Point-du-Jour River (gauging station 052236 of the hydrometric network operated by the CEHQ). This station is located 1.5 km upstream of the L'Assomption river and drains a 70,3 km<sup>2</sup> watershed (Fig. 3.1a). In the current study, a gauging station was installed for water-level measurements (TrueTrack sensor) on the Saint-Joseph River during the 2011 summer to estimate a rating curve. This station is located at 500 m upstream and drains a 40 km<sup>2</sup> watershed. River discharges were also measured every two weeks at different locations on the rivers during the summers of 2005 and 2011, using a Swoffer 2100 velocimeter (see Fig. 3.1a).

Base flows were extracted from the Saint-Joseph and Point-du-Jour gauging stations using the Chapman base flow separation method (Chapman, 1999). Using a recession coefficient ( $\alpha$ ) of 0.999 yields average base flow values of 0.22 and 0.30 m<sup>3</sup>/s for the Saint-Joseph and Point-du-Jour rivers respectively. River flows for the other rivers were approximated using bi-monthly manual measurements (cross-section method based on flow velocities) and range from 0.04 to 1 m<sup>3</sup>/s for the Saint-Jean River, from 0 to 0.21 m<sup>3</sup>/s for the Saint-Antoine River and from 0 to 0.67 m<sup>3</sup>/s for the Bras-sud-ouest River. These rivers flows were measured after several consecutive days without rain and are considered as base flow approximations.

Peat hydraulic conductivities were estimated by Rosa and Larocque (2008) using the Modified Cubic Method and slug tests. Peat hydraulic conductivities range from 0.1 m/s for the upper part of the peat to 10<sup>-8</sup> m/s for the lower part of the peat, with a mean vertical anisotropy ( $K_v/K_h$ ) of 1.3 and a general decreasing hydraulic conductivity pattern with depth. The sand hydraulic conductivities range from 5x10<sup>-4</sup> m/s to 3x10<sup>-6</sup> m/s, with an average value of 1x10<sup>-4</sup> m/s and a general vertical decreasing hydraulic conductivity trend proportional to depth (TechnoREM, 2009; Rosa, 2007). The sand hydraulic conductivities generally increase towards the delta's border in association with his morphology (Fig 3.3). This reflects the fact that coarser particles tend to be deposited close to the former shorelines as well as on the periphery of the delta, in response to the severe changes in transport dynamic associated with a delta.

Elevation data (10 m resolution) were obtained from the Quebec Ministry of natural resources (Ministère des Ressources naturelles, MRN) and from a topographic survey performed with differential GPS during the summer of 2011. In the study area, topography varies from 7 to 32 m.

### 3.3 Model development

#### 3.3.1 Numerical model

Groundwater flow was simulated in steady-state using the groundwater flow module of the MIKE SHE model (DHI, 2011). Mike SHE is a deterministic, fully distributed and physically based modeling system. The Mike SHE water movement module has a modular structure comprising six process-oriented components such as: interception/evapotranspiration, overland/channel flow, unsaturated zone, saturated zone, snow melt and exchange between aquifers and rivers (Thompson et al., 2004).

The model covers an area of 364 km<sup>2</sup> discretized in 250 m x 250 m grid cells. No-flow boundaries limit groundwater flow at the base and periphery of the model. The south-eastern most limit is represented with a constant head boundary to represent the Saint-Lawrence river (Fig. 3.2a). Rivers are represented as head-controlled flux and river base flows are controlled by leakage coefficients. Drains and natural streams are represented as fixed head drains located 1 m below the surface (Fig 3.2a). In reality, most of these fixed head drains are small ditches and creeks that are too small to be represented with head-controlled fluxes. Some drains are found within the peatland where the organic deposits have been perturbed for the construction of small roads. Others are found on the edge of the peatland where small reservoirs are excavated to be used for water supply during the growing season.

Three recharge zones were defined using photo-interpretation and recharge zones used in the regional groundwater flow model of TechnoREM (2009): zone 1 corresponds to the sand

aquifer, zone 2 corresponds to urban and more densely paved areas and zone 3 corresponds to the peatland and vegetated areas (Fig. 3.2b).

Hydraulic conductivities of the sand aquifer are discretized into six zones, based on various field measurement sources including slug tests, Guelph permeameter tests, short term and long term pumping tests (Bourgault et al., 2011; TechnoREM, 2009; Aménatech, 1989). This zonation takes into account the various sedimentary facies associated with the deltaic depositional processes (Fig. 3.3) and reflects a variability within the same hydrofacies, as observed in others studies (Ouillon et al., 2008; Kostic et al., 2005). Sand hydraulic conductivities do not appear to vary significantly vertically and one layer was used to represent the sand aquifer. Peat hydraulic conductivities were vertically discretized into five different layers. A thickness of 0.5 m was used for each of the four upper layers and the bottom fifth layer has a variable thickness where the total peat thickness exceeds 2 m (Fig. 3.4). The peat hydraulic conductivity is considered homogeneous horizontally.

The model was calibrated using groundwater levels in 143 wells (see small black points in background on Fig. 3.1a) as well as river base flows from the two gauging stations located on the Point-du-Jour and Saint-Joseph rivers. Manual river-flow measurements taken during summer were also used to calibrate the model, considering that these values provide reliable approximation of river base flows during dry periods. Hydraulic conductivities of the sand aquifer K-zones (Fig 3.3) and of the organic deposits K-layers (Fig 3.4) were calibrated, along with zonal recharge (Fig 3.2b) values and leakage coefficients based on the hydraulic response of the system and the available range of measured K values.

### 3.3.2 Climate change scenarios

Changes in regional temperature and precipitation can affect recharge considerably (Eckhardt and Ulbrich, 2003). In this study, Global Climate Model (GCMs) (PCIS, 2012) were used to define different recharge scenarios. Six projections were selected based on two extreme criteria to increase stress on the aquifer: (1) maximize temperature increases

during recharge periods so as to maximize evapotranspiration and (2) maximize decrease in predicted precipitation so as to minimize aquifer recharge. All simulations were selected from CGCM3 for the 2040-2069 climate. One B1, three A1B and two A2 scenarios were selected representing low, medium and high CO<sub>2</sub> scenarios respectively (Green et al., 2011). All the simulations were based on the so-called delta method which consists in perturbing baseline meteorological data with monthly change value calculated as the difference in CGCM atmospheric outputs between the past and future 30 year climate periods (Sulis et al., 2011).

These criteria were chosen to understand the hydrological function of the peatland in connection with the regional aquifer and the river network, in a drier and warmer climate change environment in order to study stress constraints on the system's hydrodynamics. It is not intended to study the complete possible range of precipitation and temperature effect of climate change on recharge. Possible increases in recharge (which can also occur as shown by Levison et al., (2013) were deliberately put aside.

The selected GCM models forecast summer temperatures to increase between 2.0°C (CGCM3 A1B-run3) and 3.2°C (CGCM3\_T63 A1B-run1). Winter temperatures are projected to increase between 3.0°C (CGCM3 B1-run5) and 4.4°C (CGCM3\_T63 A1B-run1). These increases far exceed the temperature increase of  $\approx 1$  °C observed in the Lanoraie region for the 1960 to 2005 period (Yagouti et al., 2006). Annual precipitation changes are projected to vary between a decrease of 10% in the summer (CGCM3 A2 run-3) and an increase of 44% during the winter and the fall (CGCM3 A1B) (see Table 3.1).

Using the projected temperatures for the different climate scenarios, projected ETP values were estimated based on Oudin et al. (2005) equations. Estimated ETP from various climate change scenarios vary from 722 mm/y (CGCM3 A1B-run3) to 743 mm/yr (CGCM3 A2-run2) and are considerably higher than the ETP estimated for the 1960 to 1990 reference period (590 mm/y).

Predicted precipitation changes were applied to the VI data from the 1960-1990 reference period using the delta change method. Predicted ETP, calculated using Oudin et al. (2005), and overland flow (OF), calculated from the steady-state model, were subtracted from



forecasted precipitation ( $P$ ) to estimate recharge resulting from the climate change scenarios ( $R=P-OF-ETP$ ). In this exercise, it is hypothesized that overland flow will decrease in the same proportion as recharge given the selected scenarios. Recharge was estimated to remain the same in one scenario (CGCM3 A2-run3) and to decrease for the other five scenarios between 10 and 50% (Fig. 3.5). This range of value is consistent with literature-reported recharge variations under climate change scenarios: from a large 50% decrease (Eckhardt and Ulbrich, 2003), to a moderate reduction of 20% (Herrera-Pantoja and Hiscock, 2008), to a recharge increase of 7% (Scibek and Allen, 2006). These scenarios undoubtedly represent rough simplifications, especially considering that climate change may impact water resources on time scales shorter than one year (Maxwell and Kollet, 2008) and never reach a complete steady-state. However, this approach nonetheless provides a sensitivity analysis that brings valuable information on the influence of a peatland on the regional aquifer and river network in a climate change environment.

To facilitate the simulations, three recharge scenarios representing the range of predicted recharge scenarios considered in this work were simulated, i.e. no decrease, 20% decrease and 50% decrease.

### 3.4 Results and discussion

#### 3.4.1 Actual peatland and aquifer dynamics

Regional hydraulic heads vary from 5 to 65 m. Regional groundwater flows direction is oriented NW-SE, thus perpendicular to the peatland elongated axis (Fig. 3.6). The NW part of the aquifer appears not to be connected with the Lanoraie peatland. This area is drained by the L'Assomption and Chaloupe rivers. Local groundwater flow directions are oriented towards the peatland (Fig. 3.6). Hence, the Lanoraie peatland complex is fed primarily by a local groundwater flow system and by precipitation. Due to its hydrogeological context, the peatland complex is assumed to be sensitive to natural- and human-induced hydrologic changes.

Four different groundwater flow patterns (Fig. 3.6) are observed: a) a flow topographically driven from the deltaic aquifer to the surrounding minerotrophic zone; b) a flow following the peatland topography from an ombrotrophic zone to minerotrophic zone; c) flow along the peatland elongated axis feeding the surrounding river network; and d) a unidirectional flow from the peatland to the deltaic aquifer.

Monitoring in the organic deposits shows that groundwater levels within the peatland are relatively stable through time. During the summer 2011, water levels within the peatland fluctuated between 4 to 28 cm below the peat surface, i.e. within the acrotelm layer. Monitoring in the sand piezometers showed that groundwater levels fluctuated between 54 and 440 cm below the surface. Heads in the sand aquifer were always higher than water levels in the peatland, suggesting a constant unidirectional flow from the sand aquifer to the peatland, except for the NE part of the peatland which has been intensively drained for agriculture (see Fig 3.6 local groundwater flow patterns d).

### 3.4.2 Model calibration

Calibrated horizontal hydraulic conductivities ( $K_h$ ) for the peat and sand layers are presented in Table 3.2. Sand hydraulic conductivities range horizontally from  $1 \times 10^{-5}$  to  $6 \times 10^{-4}$  m/s. These values are within the range of available hydraulic conductivities and the observed increasing trend of  $K$  towards the Saint-Lawrence river. The calibrated vertical anisotropy ratio was chose to be 10.

Calibrated horizontal hydraulic conductivities for the organic deposits vary from  $1 \times 10^{-8}$  m/s (layer 5) to  $3 \times 10^{-2}$  m/s (layer 1), i.e. that they considerably decrease with depth (Table 3.2). These values are consistent with field-based values from Rosa and Larocque (2008) at this site and with literature-reported values from other peatland studies (e.g. Ronkanen and Klove, 2008). The vertical anisotropy ratio used is again 10. This ratio is higher than the one reported by Rosa and Larocque (2008), but these authors did not measure the acrotelm vertical hydraulic conductivity. This calibration reflects the acrotelm-catotelm model



comprising an upper active peat layer with a high hydraulic conductivity and less active layer with a lower hydraulic conductivity. This suggests that horizontal flow may be the main principal groundwater pathway of peatland hydrology, especially in the top layers of organic deposits.

The calibrated recharge in zone 1 is 293 mm/yr. This zone corresponds to high permeability sand where overland flow is negligible. Recharge in zone 2 (urban and more densely paved areas) is 196 mm/yr and recharge in zone 3 (peatland) is 213 mm/yr. The use of a moderate recharge in zone 3 is justified by the fact that the potential recharge from spring snowmelt is removed by overland flow within the peatland, due to a complete saturation of the organic deposits (Holden et al., 2008). The average recharge for the study area is 245 mm/yr (i.e. on average 26% of the total vertical inflow). These values are similar to the mean value of 189 mm/yr used by TechnoREM (2009) (cf. Fig. 3.2b). This simple three zones recharge model depicts the influence of vegetation and soil on recharge, as suggested by de Vries and Simmers (2002).

After performing a sensibility analysis, the calibrated leakage coefficients necessary for the optimal representation of river low flows vary from  $1 \times 10^{-6}$  to  $1 \times 10^{-8}$  m/s. Leakage coefficients are related to riverbed hydraulic conductivities, the wetted perimeter of river cross sections, the average flow length (distance from grid node to the middle of the river bank), and the vertical surface available for exchange flow (DHI, 2011). Although leakage coefficients can be dynamic through time and space (Engeler et al., 2011), they were considered in this case to be constant in an effort to limit undue complexity to the model. The calibrated leakage coefficients are consistent with literature values (e.g. Doppler et al., 2007).

Figure 3.7 shows that the steady-state groundwater flow model simulates relatively well the available heads (mean error -0.07 m, mean absolute error 1.5 m and root mean square error 1.81 m). However, the lower heads are mainly underestimated by the model while the higher heads are overestimated. Moreover, the model does not generate cell flooding. These discrepancies between measured and modeled values can be explained in part by the use of different sand and peat Kh values in the model compared to measured data. For

example, peatland perturbation and horizontal zonation (minerotrophic and ombrotrophic) effects on hydraulic conductivities have not been considered in the model. Considering vertically homogeneous sand hydraulic conductivities could also induce calibration errors. The inaccuracy in head measurements (measured over many years) and errors on topography probably also likely contribute to the calibration error. Overall, the calibrated model simulates reasonably well the general flow direction patterns and the horizontal hydraulic gradients.

Figure 3.8 shows the simulated steady-state base flows of 0.22 and 0.30 m<sup>3</sup>/s for the Saint-Joseph and Point-du-Jour rivers respectively. These values are similar to the Chapman-estimated summer and river low flows, but are higher than those of TechnoREM (2009) who used their groundwater flow model to estimate river base flows on the Saint-Joseph, Point-du-Jour and Saint-Jean rivers (0.07, 0.08 and 0.18 m<sup>3</sup>/s respectively). These differences can be explained by a different representation of rivers in the TechnoREM (2009) model (fixed head boundaries). The simulated base flows for the Saint-Antoine, Saint-Jean and Bras-sud-ouest rivers are equal to 0.14, 0.31 and 0.09 m<sup>3</sup>/s respectively (Table 3.3). These values fall within the range of bi-monthly manual measurements. However, daily base flows can vary significantly around the mean throughout the year. Since groundwater-river exchanges vary with both river water levels and with adjacent groundwater levels (Doppler et al., 2007). The model therefore represents reasonably well the volumes of water drained by the five rivers on the study area.

### 3.4.3 Peatland hydrology

The model was used to quantify aquifer-peatland-river exchanges at the regional scale. These flows can vary considerably in directions and quantity due to human-induced and natural hydrologic modifications. For example, Holden et al. (2006) show that peat drainage can significantly modify river hydrograms by increasing the sensitivity of river response to rainfall and shortening river response time. In addition, Levison et al. (2013) found that

aquifer-peatland interactions can experience flow reversals under climate change-induced recharge reductions.

The model domain was separated into different water budget zones corresponding to the three geological units. The peatland contribution to river base flows is quantified in Table 3.3. For example, the groundwater contribution to Saint-Joseph river base flow coming from the peatland is equal to  $0.19 \text{ m}^3/\text{s}$  whereas the total annual river base flow is evaluated to  $0.22 \text{ m}^3/\text{s}$ . This is interpreted as if the peatland annually contributes to 86% of the annual total Saint-Joseph river base flow. The peatland contribution to river base flows is 47% for the Point-du-Jour river, 71% for the Saint-Jean river, 93% for the Saint-Antoine river and 100% for the Bras-sud-ouest river. Here, the 93% and 100% values are unrealistic since neither the Saint-Antoine nor the Bras-sud-ouest rivers flow exclusively on peat sediments. However, since these rivers flow on peat sediments on extensive portions of their reaches, the peatland contribution is probably relatively high. These base flow contributions are much higher than results from Levison et al. (2013) who have shown that a headwater peatland can sustain 4-7% of its outlets base flows. However in that case, the rivers did not flow through the peat sediments.

The peatland-contributed base flows obtained here are controlled by leakage coefficients and riverbed sediment hydraulic conductivities, and therefore present a certain amount of uncertainty. Moreover, the occurrence of exfiltration from the underlying sandy aquifer through the peat layer cannot be excluded, as suggested by Rossi et al. (2012). Nonetheless, these simulated fluxes support the concept of a strong link between groundwater and surface water in the Lanoraie peatland environment and an important contribution from the peatland to river base flows. Many other studies have pointed out the importance of peatlands on the watershed water balance, groundwater recharge, base flows, and river flow variability (e.g. Bullock and Acreman, 2003). Yet, to our knowledge, this is the first time that strong peatland-river exchanges are quantified at the regional scale.

The contribution of the aquifer to the Lanoraie peatland complex was quantified by analyzing the water balance of all the model cells located within the peatland. The total flow from the aquifer to the peatland is equal to  $0.60 \text{ m}^3/\text{s}$  (Table 3.4). Simulated hydraulic

gradients are relatively constant all around the peatland (see Fig. 3.6). This indicates that the simulated aquifer-peatland inflow is distributed uniformly all around the peatland, except for the NE part of the region where the peatland is drained by the aquifer (i.e. Figure 3.6 see local groundwater flow patterns d). Recharge from precipitation is equal to  $0.55 \text{ m}^3/\text{s}$  (i.e. equivalent to the calibrated  $228 \text{ mm}/\text{yr}$ ). This means that a significant portion of the water feeding the peatland (52%) comes from the aquifer. Other studies have found that groundwater inflow to a minerotrophic peatland can reach 88% (Drexler et al. 1999) or even 95% (Gilvear et al. 1993) of the total water input.

For the entire simulated area, the recharge is equivalent to  $2.58 \text{ m}^3/\text{s}$ . The majority of water that is recharging the peatland is leaving it using the rivers ( $0.84 \text{ m}^3/\text{s}$  or 72%) and the drainage network ( $0.32 \text{ m}^3/\text{s}$  or 28%). When considering the entire study area, water outflows through the rivers ( $1.42 \text{ m}^3/\text{s}$  or 55%), fixed head boundaries ( $0.35 \text{ m}^3/\text{s}$  or 14%) and through the drains ( $0.81 \text{ m}^3/\text{s}$  or 31%). Therefore, drainage plays a significant role on both groundwater levels in the sand aquifer and in the peatland. This is an indication that drainage should be managed carefully to conserve the current water balance of the hydrosystem and to ensure the viability of the peatland complex.

#### 3.4.4 Climate change and pumping scenarios

Figure 3.9 illustrates variations in aquifer heads, aquifer-peatland exchanges, and river base flow changes resulting from the three studied recharge scenarios (0 % change, 20% and 50% decreases). Recharge decreases of 20% and 50% resulted in mean head reductions of 0.60 and 1.60 m for the sand aquifer, and 0.54 and 1.39 m for the peatland.

The model simulates mean changes of river base flows for the five different surrounding rivers of  $-0.03$  and  $-0.09 \text{ m}^3/\text{s}$  (i.e. -16% and -41%) for the entire study area with the two climate change-related recharge reductions (i.e. 20 % and 50 % decrease) (Fig. 3.9 see negative black bars). Under these two scenarios, a diminution of aquifer-peatland exchange from  $0.60 \text{ m}^3/\text{s}$  to  $0.49 \text{ m}^3/\text{s}$  and  $0.31 \text{ m}^3/\text{s}$  is observed for the 20% and 50% recharge



decrease scenarios respectively. This is equivalent to flow decreases of 18% and 48% from the aquifer to the peatland.

These results indicate a moderate sensitivity of groundwater inflow to the peatland and of river base flows to recharge variations. Nonetheless, input fluxes from the aquifer can play an important role in the ecological function of a peatland. Even small changes in the volume of groundwater discharge in the peatland may be sufficient to significantly affect vegetation (Siegel and Glaser, 1987), carbon absorption capacities (Gorham, 1991), and peatland hydrologic regional functions. This should be taken into account when dealing with peatland conservation. Accordingly, water management to limit human-induced recharge reductions, water pumping and peatland drainage in a hydrosystem represents a real challenge so as to maintain river base flows during drought periods and peatland surface and subsurface hydrologic functions at regional scale. However, it is important to keep in mind that the climate change-induced recharge scenarios selected in this study represent extreme projections. Therefore, the simulated head drawdowns and river base flows decreases might not be representative of future groundwater exchange conditions.

A fictive pumping well (see Fig 3.1) was introduced in a local topographic high (26 m) to quantify the effect of water withdrawal for agricultural uses and human consumption. This fictive well fully penetrates the sand aquifer (thickness 11 m at this location). Prior to pumping, heads in this area are at 23 m and groundwater flows radially toward the peatland (see Fig 3.6). A large pumping rate of  $0.03 \text{ m}^3/\text{s}$  generated a drawdown of 9 m in the pumping well and a reversal of flow directions towards the aquifer up to  $\approx 1200 \text{ m}$  from the well, and reaching the peatland. At this pumping rate, the peatland feeds the sand aquifer and the well. This drawdown is larger than the one observed with a 50% decrease recharge equivalent to a mean 1.6 m and a maximum 3.6 m drawdown for the sand aquifer. Based on the average Canadian daily domestic use of fresh water (329 l/person) (Environment Canada, 2004), this withdrawal could meet the needs of a 1080 people, approximately 25% of the Lanoraie population. This does not take into account the groundwater use by activities related to agriculture equivalent to  $\approx 0.065 \text{ m}^3/\text{s}$  within the peatland surrounding area (TechnoREM, 2009). It is expected that the combined effects of increased pumping and

decreased recharge would have a significant impact on the entire Lanoraie hydrosystem. This pumping simulation emphasizes the importance of water use management in this thin aquifer environment to preserve both peatlands and the groundwater resources.

### 3.5 Conclusion

The steady-state groundwater flow model developed here has proven to be adequate to simulate current groundwater flow conditions in the Lanoraie peatland complex and delta aquifer hydrosystem. This work provides strong insights on aquifer-peatland-river exchanges for the Saint-Lawrence Lowlands climate and geological setting. The numerical model showed that: 1) horizontal groundwater flow is dominant within the organic deposits, 2) about half (52%) of the inflow to the peatland comes from the sand aquifer and 3) river base flows are predominantly (47% to 100%) supplied by the peatland. Under climate change scenarios, this study shows that the Lanoraie peatland complex plays a determinant role on the hydrosystem. The organic deposits prevent drastic drawdown of the surrounding sand and peat aquifer and they limit river base flow decreases.

The extreme recharge decrease scenarios simulated here are indications that climate change could induce significant impacts on the Lanoraie hydrosystem. It is understood that these recharge conditions might not occur. Nevertheless, this work points to the vulnerability of recharge reductions or increased pumping on the sustainability of the study area. Similar results are expected in other low-topography sand aquifers hosting extensive peatlands in humid and cold climates. This work also suggests that an effective peatland management should consider the surrounding aquifer and conservation actions at the regional scale.

This work underlines the advantages of using a model to quantify the effects of various water uses and climate conditions. Model outputs could provide guidelines in water management plans involving agricultural, other human-related activities and climate related perturbations. Additional multidisciplinary research involving hydrologists and urban and

territory planners are undoubtedly required to better protect the important water resources associated with peatlands and other wetlands. This is especially true in a context of increasing environmental pressures induced by urban development and a changing climate.

### 3.6 Acknowledgements

The financial contributions of the Fonds de recherche du Québec - Nature et technologie (FRQNT) and of the Global Environment and Climate Change Center (GEC3) are acknowledged. The authors would like to thank the Ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs (MDDEP) for giving access to the Lanoraie Preservation area. The authors also thank the landowners for making their properties accessible for this study.

### 3.7 References

- Aménatech. 1989. «Étude de la tourbière de Lanoraie. Division aménagement et environnement du groupe-conseil S.M. inc», Rapport 2145-01, rapport final. 161p.
- Bradley, C., et D. J. Gilvear. 2000. «Saturated and unsaturated flow dynamics in a floodplain wetland». *Hydrological Processes*, vol. 14, no 16-17, p. 2945-2958.
- Bragg, O., et R. Lindsay. 2003. «Strategy and Action Plan for Mire and Peatland Conservation in Central Europe.». *Wetlands International*, vol. 6, no 6, p. 94.
- Bullock, A., et M. Acreman. 2003. «The role of wetlands in the hydrological cycle». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 7, no 3, p. 358-389.
- Candela, L. Von Igel, F. Javier, E. et Giuseppe, A. 2009. «Impact assessment of combined climate and management scenarios on groundwater resources and associated wetland (Majorca, Spain)». *Journal of Hydrology*, vol. 376, no 3-4, p. 510-527.
- Chapman, T. 1999. «A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation». *Hydrological Processes*, vol. 13, no 5, p. 701-714.



- Comtois, P. 1979. «Histoire Holocène du climat et de la végétation à Lanoraie (Québec)». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 19, no 10, p. 1938-1952.
- de Vries, J. et Simmers, I. 2002. «Groundwater recharge: an overview of processes and challenges». *Hydrogeology Journal*, vol. 10, no 1, p. 5-17.
- Delin, G., Richard W. Healy, D. Lorenz, L. et Nimmo, J. 2007. «Comparison of local- to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA». *Journal of Hydrology*, vol. 334, no 1-2, p. 231-249.
- DHI. 2011. «MIKE SHE user manuel and training manual», Danish hydraulic Institute Hørsholm, Denmark 332p.
- Doppler, T., H. J. H. Franssen, H. P. Kaiser, U. Kuhlman et F. Stauffer. 2007. «Field evidence of a dynamic leakage coefficient for modelling river-aquifer interactions». *Journal of Hydrology*, vol. 347, no 1-2, p. 177-187.
- Drexler, J.Z., Bedford, B.L., DeGaetano, A. & Siegel, D.I. 1999 «Quantification of the water budget and nutrient loading in a small peatland.» *Journal of the American Water Resources Association*, 35, 753-769
- Drexler, J.Z., Bedrod, B.L., Scognamiglio, R. & Siegel, D.I. 1999b «Fine-scale characteristics of groundwater flow in a peatland.» *Hydrological Processes*,13, 1341-1359.
- Dowrick, D. J., C. Freeman, M. A. Lock et B. Reynolds. 2006. «Sulphate reduction and the suppression of peatland methane emissions following summer drought». *Geoderma*, vol. 132, no 3-4, p. 384-390.
- Eckhardt, K., et U. Ulbrich. 2003. «Potential impacts of climate change on groundwater recharge and streamflow in a central European low mountain range». *Journal of Hydrology*, vol. 284, no 1-4, p. 244-252.
- Engeler, I., H. J. Hendricks Franssen, R. Müller et F. Stauffer. 2011. «The importance of coupled modelling of variably saturated groundwater flow-heat transport for assessing river-aquifer interactions». *Journal of Hydrology*, vol. 397, no 3-4, p. 295-305.
- Environment Canada. 2004, «Canadian daily domestic use of fresh water per capita» <http://www.ec.gc.ca/eau-water/default.asp?lang=En&n=F25C70EC-1>
- Finlayson, C. M., N. C. Davidson, A. G. Spiers et N. J. Stevenson. 1999. «Global wetland inventory - current status and future priorities». *Marine and Freshwater Research*, vol. 50, no 8, p. 717-727.
- Foley, J.A., DeFries, R., Asner, G.P., Barford, C., Bonan, G., Carpenter, S.R., Chapin, F.S., Coe, M.T., Daily, G.C., Gibbs, H.K., Helkowski, J.H., Holloway, T., Howard, E.A., Kucharik,

- C.J., Monfreda, C., Patz, J.A., Prentice, I.C., Ramankutty, N. & Snyder, P.K. 2005 Global «Consequences of Land Use». *Science*, 309, 570-574
- Fraser, C. J. D., N. T. Roulet et M. Lafleur. 2001. «Groundwater flow patterns in a large peatland». *Journal of Hydrology*, vol. 246, no 1-4, p. 142-154.
- Gilvear, D.J., Andrews, R., Tellam, J.H., Lloyd, J.W. & Lerner, D.N. 1993 «Quantification of the water balance and hydrogeological processes in the vicinity of a small groundwater-fed wetland, East Anglia, UK». *Journal of Hydrology*, 144, 311-334
- Gorham, E., 1991. «Northern Peatlands: Role in the Carbon Cycle and Probable Responses to Climatic Warming». *Ecological Applications*, vol. 1, no 2, p. 182-195.
- Green, T.R., Taniguchi, M., Kooi, H., Gurdak, J.J., Allen, D.M., Hiscock, K.M., Treidel, H. & Aureli, A. 2011 «Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater.» *Journal of Hydrology*, 405, 532-560
- Herrera-Pantoja, M., et K. M. Hiscock. 2008. «The effects of climate change on potential groundwater recharge in Great Britain». *Hydrological Processes*, vol. 22, no 1, p. 73-86.
- Hilbert, D. W., N. Roulet et T. Moore. 2000. «Modelling and analysis of peatlands as dynamical systems». *Journal of Ecology*, vol. 88, no 2, p. 230-242.
- Holden, J., M. J. Kirkby, S. N. Lane, D. G. Milledge, C. J. Brookes, V. Holden et A. T. McDonald. 2008. «Overland flow velocity and roughness properties in peatlands». *Water Resources Research*, vol. 44, no 6.
- Holden, J., et T. P. Burt. 2003. «Hydrological studies on blanket peat: the significance of the acrotelm-catotelm model». *Journal of Ecology*, vol. 91, no 1, p. 86-102.
- Kløve, B., P. Ala-Aho, G. Bertrand, Z. Boukalova, A. Erturk, N. Goldscheider, J. Ilmonen, N. Karakaya, H. Kupfersberger, J. Kvoerner, A. Lundberg, M. Mileusnic, A. Moszczyńska, T. Muotka, E. Preda, P. Rossi, D. Siergieiev, J. Simek, P. Wachniew, V. Angheluta et A. Widerlund. 2011. «Groundwater dependent ecosystems. Part I: Hydroecological status and trends». *Environmental Science & Policy*, vol. 14, no 7, p. 770-781.
- Kostic, B., Becht, A. & Aigner, T. 2005 «3-D sedimentary architecture of a Quaternary gravel delta (SW-Germany): Implications for hydrostratigraphy.» *Sedimentary Geology*, 181, 147-171
- Kvaerner, J. & Snilsberg, P. 2008 «The Romeriksporten railway tunnel - Drainage effects on peatlands in the lake Northern Puttjern area.» *Engineering Geology*, 101, 75-88
- Lamarre, A., et Pellerin, S., 2011. «Late Holocene paleohydrological reconstruction of a bog peatland using testate amoebae analysis, Lanoraie, Quebec, Canada». In Géohydro2011. Québec, 28 août-1 septembre

- Lamothe, M., 1977 Les dépôts meubles de la région de Saint-Faustin-Saint-Jovite, Québec. Cartographie, sédimentologie et stratigraphie. Mémoire de M.Sc., Université du Québec à Montréal, 118 p.
- Levison, J., M. Larocque, V. Fournier, S. Gagné, S. Pellerin et M.A. Ouellet. sous presse. «Dynamics of a headwater system and peatland under current condition and with climate change». *hydrological Processes*. Accepted for publication
- Maxwell, R.M. & Kollet, S.J. 2008 «Interdependence of groundwater dynamics and land-energy feedbacks under climate change.» *Nature Geosci*, 1, 665-669
- MDDEP. 2000 «Statistique annuelles et mensuelles.» Ministère Développement Durable, Environnement, Faunes et Parcs, Février 2002  
<http://www.mddep.gouv.qc.ca/climat/surveillance>
- Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andreassian, V., Anctil, F. & Loumagne, C. 2005 «Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part 2 -Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling.» *Journal of Hydrology*, 303, 290-306
- Ouellon, T., Lefebvre, R., Marcotte, D., Boutin, A., Blais, V. & Parent, M. 2008 «Hydraulic conductivity heterogeneity of a local deltaic aquifer system from the kriged 3D distribution of hydrofacies from borehole logs, Valcartier, Canada.» *Journal of Hydrology*, 351, 71-86
- Pagé, P., 1977. «Les dépôts meubles de la région de Saint-Jean de Matha-Sainte-Érnilie-del'Énergie, Québec. Cartographie, sédimentologie et stratigraphie.» Mémoire de M.Sc., Université du Québec à Montréal, 118 p.
- Parent, M. Occhietti, S. 1999 «Late wisconsinan deglaciation and glacial lake development in the appalachians of southeastern Québec» *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 53, n° 1, p. 117-135
- PCIS. 2012. «Pacific climate impacts consortium»  
<http://tools.pacificclimate.org/tools/regionalanalysis/> October 2012
- Poirier, C., Fortier Fillion, T.C., Turcotte, R. & Lacombe, P. 2012 «Apports verticaux journaliers estimés de 1900 à 2010 – version avril 2012.» Contribution au Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (PACES). 78
- Poulin, M., L. Rochefort, S. Pellerin et J. J. Thibault. 2004. «Threats and protection for peatlands in Eastern Canada». *Géocarrefour*, vol. 79/4, p. 331-344. Querner, E. P.,
- Querner, E.P., Mioduszewski, W., Povilaitis, A. & Slesicka, A. 2010 «Modelling Peatland Hydrology: Three Cases from Northern Europe.» *Polish Journal of Environmental Studies*, 19, 149-159

- Reeve, A.S., R. Evensen, P. H. Glaser, D. I. Siegel et D. Rosenberry. 2006. «Flow path oscillations in transient ground-water simulations of large peatland systems». *Journal of Hydrology*, vol. 316, no 1-4, p. 313-324.
- Reeve, A.S., Siegel, D.I. & Glaser, P.H. 2001 «Simulating dispersive mixing in large peatlands.» *Journal of Hydrology*, 242, 103-114
- Reeve, A.S., D. I. Siegel et P. H. Glaser. 2000. «Simulating vertical flow in large peatlands». *Journal of Hydrology*, vol. 227, no 1-4, p. 207-217.
- Ronkanen, A. K., et B. Kløve. 2008. «Hydraulics and flow modelling of water treatment wetlands constructed on peatlands in Northern Finland». *Water Research*, vol. 42, no 14, p. 3826-3836.
- Rosa, É., Larocque, M., Pellerin, S., Gagne, S. & Fournier, R. 2009 Determining the number of manual measurements required to improve peat thickness estimations by ground penetrating radar. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 377-383
- Rosa, É., et M. Larocque. 2008. «Investigating peat hydrological properties using field and laboratory methods: application to the Lanoraie peatland complex (southern Quebec, Canada)». *Hydrological Processes*, vol. 22, no 12, p. 1866-1875.
- Rosa, É. 2007. «Caractérisation hydrogéologique du complexe tourbeux de Lanoraie, Québec, Canada». Montréal, Université du Québec à Montréal, vii, 95 f. p.
- Rossi, P. M., P. Ala-aho, A. K. Ronkanen et B. Klove. 2012. «Groundwater-surface water interaction between an esker aquifer and a drained fen». *Journal of Hydrology*, vol. 432, p. 52-60.
- Roulet, N. T. 2000. «Peatlands, carbon storage, greenhouse gases, and the Kyoto Protocol: Prospects and significance for Canada». *Wetlands*, vol. 20, no 4, p. 605-615.
- Scibek, J., et D. M. Allen. 2006. «Modeled impacts of predicted climate change on recharge and groundwater levels». *Water Resour. Res.*, vol. 42, no 11, p. W11405.
- Siegel, D. I., et P. H. Glaser. 1987. «Groundwater-Flow in a Bog Fen Complex, Lost River Peatland, Northern Minnesota». *Journal of Ecology*, vol. 75, no 3, p. 743-754.
- Spence, C., X. J. Guan et R. Phillips. 2011. «The Hydrological Functions of a Boreal Wetland». *Wetlands*, vol. 31, no 1, p. 75-85.
- Sulis, M., Paniconi, C., Rivard, C., Harvey, R. & Chaumont, D. 2011. «Assessment of climate change impacts at the catchment scale with a detailed hydrological model of surface-subsurface interactions and comparison with a land surface model.» *Water Resources Research*, 47, W01513

- Tarnocaj, C. 2006 The effect of climate change on carbon in Canadian peatlands. *Global and Planetary Change*, 53, 222-232
- TechnoREM. (2009). Cartographie hydrogéologique régional de la zone de production maraichère des MRC de Joliette et d'Autray. PAECQ
- Terratec. 1987. Étude géotechnique projet no 4630-03 Berthier-Lanaudiere. Hydro-Québec, 1792-4, 1, p 1-49
- Thompson, J. R., H. R. Sorenson, H. Gavin et A. Refsgaard. 2004. «Application of the coupled MIKE SHE/MIKE 11 modelling system to a lowland wet grassland in southeast England». *Journal of Hydrology*, vol. 293, no 1-4, p. 151-179.
- Tousignant, M. E., S. Pellerin et J. Brisson. 2010. «The Relative Impact of Human Disturbances on the Vegetation of a Large Wetland Complex». *Wetlands*, vol. 30, no 2, p. 333-344.
- Turcotte, R., Fortier Fillion, T.C., Lacombe, P., Fortin, V., Roy, A. & Royer, A. 2010 Simulations hydrologiques des derniers jours de la crue printemps : le problème de la neige manquante. *Journal des Sciences hydrologiques.*, 55, 872-882
- Turcotte, R., Fortin, L.G., Fortin, V., Fortin, J.P. & Villeneuve, J.P. 2007 Operational analysis of the spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Québec, Canada. *Nordic hydrology.*, 38, 211-234
- Waddington, J. M., W. L. Quinton, J. S. Price et P. M. Lafleur. 2009. «Advances in Canadian Peatland Hydrology, 2003-2007». *Canadian Water Resources Journal*, vol. 34, no 2, p. 139-148.
- Waddington, J. M., et N. T. Roulet. 1997. «Groundwater flow and dissolved carbon movement in a boreal peatland». *Journal of Hydrology*, vol. 191, no 1-4, p. 122-138
- Wattendorf, P., J. Niederberger, O. Ehrmann et W. Konold. 2010. «Consequences of climate change on the water balance of fen peatlands in Baden-Wuerttemberg». *Hydrologie Und Wasserbewirtschaftung*, vol. 54, no 5, p. 293-303.
- Waughman, G. J., et D. J. Bellamy. 1980. «Nitrogen Fixation and the Nitrogen Balance in Peatland Ecosystems». *Ecology*, vol. 61, no 5, p. 1185-1198.
- Whittington, P. N., et J. S. Price. 2006. «The effects of water table draw-down (as a surrogate for climate change) on the hydrology of a fen peatland, Canada». *Hydrological Processes*, vol. 20, no 17, p. 3589-3600. .
- Worrall, F., J. G. Rowson, M. G. Evans, R. Pawson, S. Daniels et A. Bonn. 2011. «Carbon fluxes from eroding peatlands - the carbon benefit of revegetation following wildfire». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 36, no 11, p. 1487-1498.

- Yagouti, A., L. Vescovi et G. Boulet. 2006. «Homogénéisation des séries de températures et analyse de la variabilité spatio-temporelle de ces séries au Québec méridional». *Consortium Ouranos*. Rapport No 4. 154p.
- Yli-Petays, M., J. Laine, H. Vasander et E. S. Tuittila. 2007. «Carbon gas exchange of a re-vegetated cut-away peatland five decades after abandonment». *Boreal Environment Research*, vol. 12, no 2, p. 177-190.



### 3.8 Figures and tables

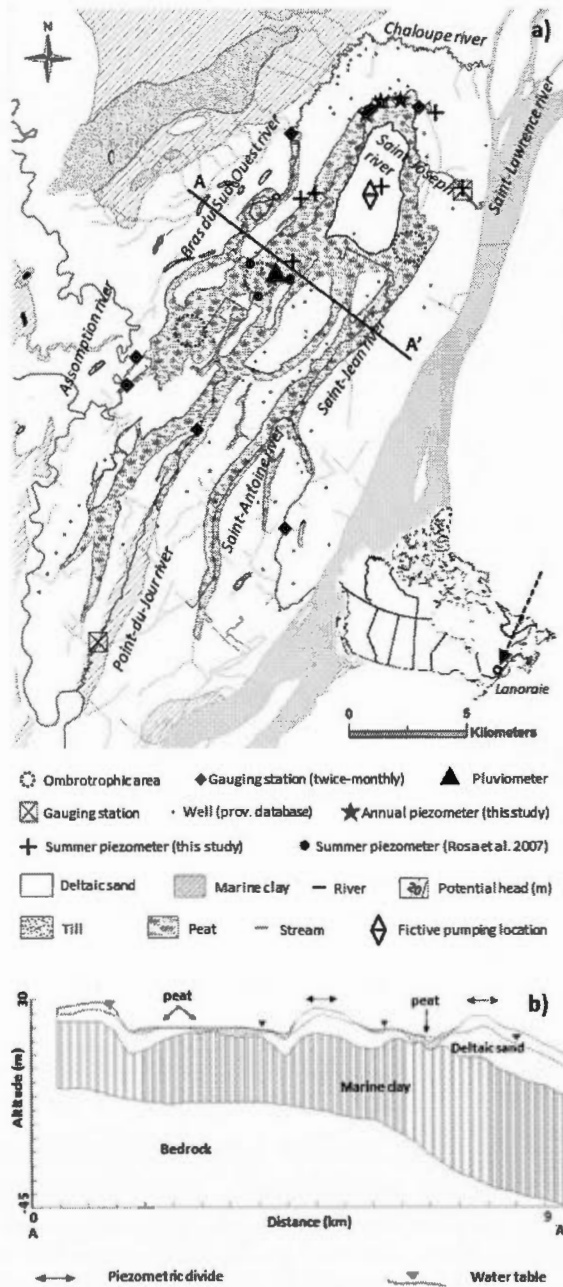


Figure 3.1 Location, geology and measuring stations of the Lanoraie peatland complex (Quebec, Canada) a) plan view and b) cross-section AA'



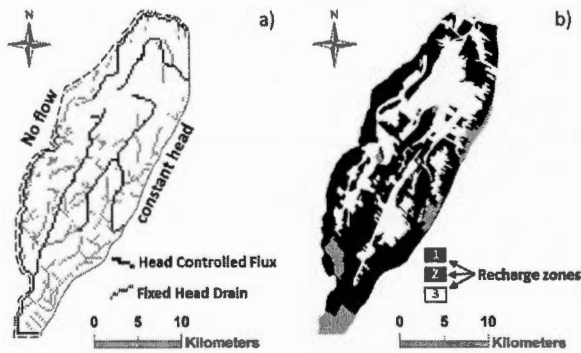


Figure 3.2 Conceptual groundwater flow model a) boundary conditions b) recharge zones

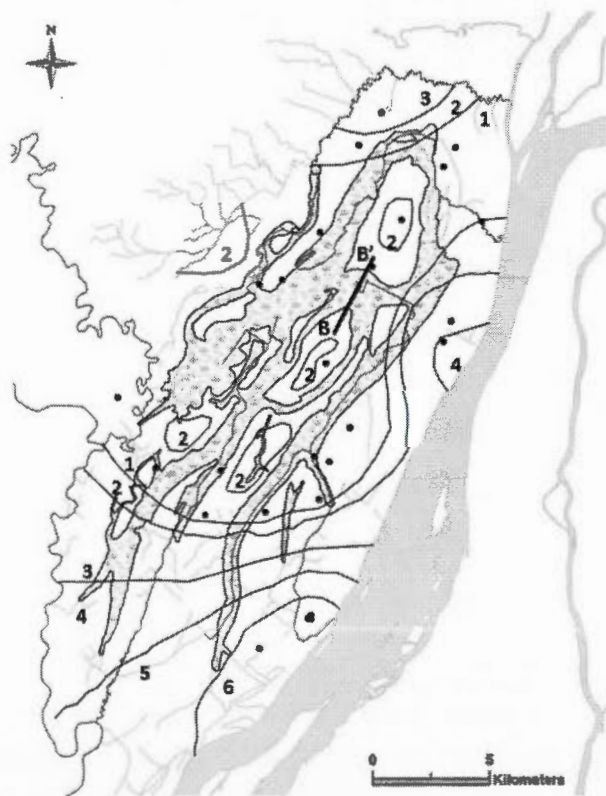


Figure 3.3 Sand hydraulic conductivity zones (K-zones) (m/s) (delimited by black line) and hydraulic conductivity measurements (black points) in the sand aquifer. (Calibrated values can be find in Tableau 1.2)

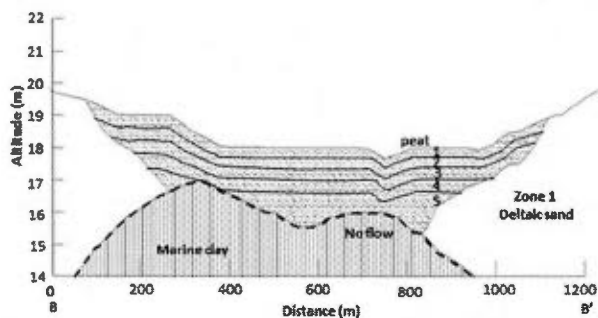


Figure 3.4 Conceptual vertical and horizontal peat hydraulic conductivities referring to K-layers

Tableau 3.1 Seasonal temperature (°C) and total precipitation (percentage of vertical input) changes for the six selected Canadian GCMs in the 2040-2069 horizon (PCIS, 2012)

Temperature (°C)	CGCM3 A1B-run3	CGCM3 A1B-run4	CGCM3 A2-run2	CGCM3 A2-run3	CM3 B1-run5	CGCM3_T6 3 A1B-run1
Winter	3.4	3.4	4.2	4.0	3.0	4.4
Spring	2.7	2.9	3.2	3.0	2.4	3.0
Summer	2.0	2.8	3.0	2.9	2.3	3.2
Fall	2.5	2.9	3.3	3.0	2.5	2.9
Precipitation (%)	CGCM3 A1B-run3	CGCM3 A1B-run4	CGCM3 A2-run2	CGCM3 A2-run3	CM3 B1-run5	CGCM3_T6 3 A1B-run1
Winter	44	20	30	31	22	28
Spring	28	10	17	27	30	21
Summer	-5	-4	-10	-4	-5	-10
Fall	44	20	30	31	22	28

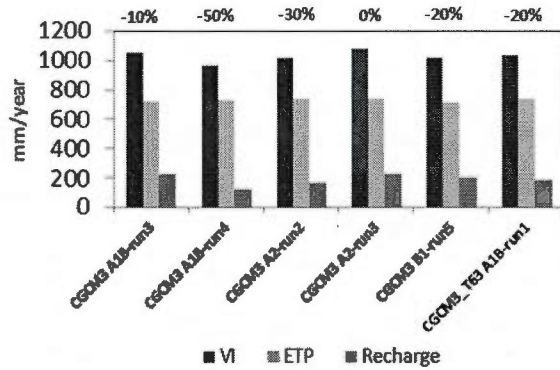


Figure 3.5 Effect of climate change scenarios (based on GCMs) on VI, ETP and recharge (Recharge=VI-OF-ETP)



Figure 3.6 Piezometric map with regional and local groundwater flow patterns.

Tableau 3.2 Calibrated sand and peat horizontal hydraulic conductivities. Vertical hydraulic conductivities are equal to 10%  $K_h$ .

Sand zones	$K_h$ (m/s)
1	$1 \times 10^{-5}$ - $8 \times 10^{-5}$
2	$8 \times 10^{-5}$ - $1 \times 10^{-4}$
3	$1 \times 10^{-4}$ - $2 \times 10^{-4}$
4	$2 \times 10^{-4}$ - $3 \times 10^{-4}$
5	$3 \times 10^{-4}$ - $4 \times 10^{-4}$
6	$4 \times 10^{-4}$ - $6 \times 10^{-4}$
Peat layers	$K_h$ (m/s)
1	$3 \times 10^{-2}$
2	$1 \times 10^{-4}$
3	$7 \times 10^{-6}$
4	$1 \times 10^{-6}$
5	$1 \times 10^{-8}$

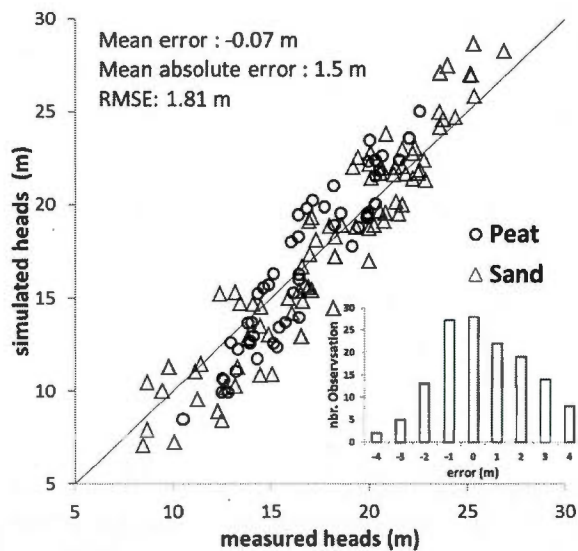


Figure 3.7 Measured and simulated heads in the peat and sand deposits, associated mean error, mean absolute error and root mean square error

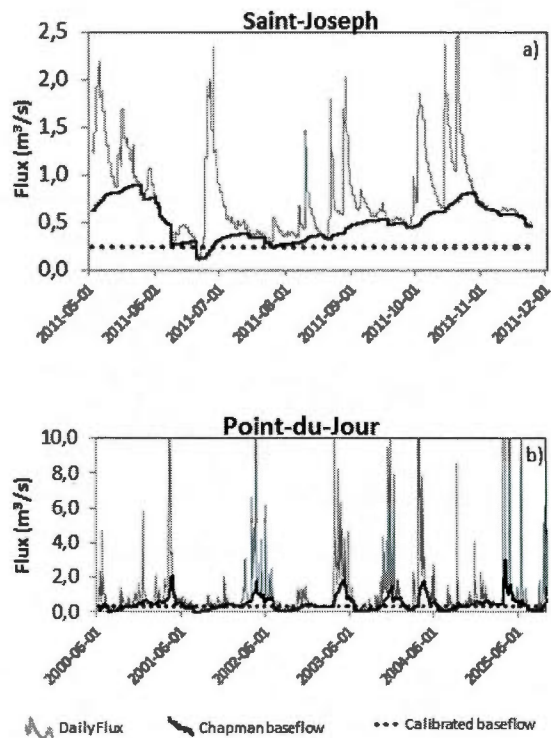


Figure 3.8 Total river flow rates, Chapman-estimated baseflows and simulated baseflows for a) the Saint-Joseph River and b) Point-du-Jour River

Tableau 3.3 Average total river baseflow and contribution from the peatland to river baseflow

River	Average total river baseflow ( $\text{m}^3/\text{s}$ )	Peatland contribution to river baseflow ( $\text{m}^3/\text{s}$ )
Saint-Joseph	0.22	0.19
Point-du-Jour	0.30	0.14
Saint-Jean	0.31	0.22
Saint-Antoine	0.14	0.13
Bras-sud-Ouest	0.09	0.09

Tableau 3.4 Peatland and total region water balance

	Input flow (m <sup>3</sup> /s)	Output flow (m <sup>3</sup> /s)
Peatland (76 km <sup>2</sup> )	Aquifer 0,60 (52%) Recharge 0,55 (48%)	River 0,84 (72%) Drains 0,32 (28%)
Simulated area (364 km <sup>2</sup> )	Recharge 2,58 (100%)	River 1,77 (69%) Drains 0,81 (31%)

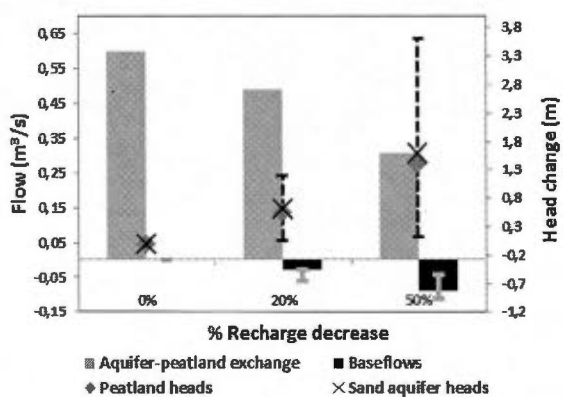


Figure 3.9 Simulated aquifer-peatland exchanges, baseflows and mean head variations in the peatland and in the sand aquifer for three recharge reduction scenarios. Error bars were calculated based on maximum and minimum values.

## CHAPITRE IV

### 4.1 Conclusion

Plusieurs études ont été réalisées sur le complexe tourbeux de Lanoraie. Elles ont permis de mieux comprendre les variations spatiales des propriétés hydrodynamiques, l'histoire paléoécologique, l'hydrologie et les impacts des humains sur la végétation à l'échelle de la tourbière. Contrairement aux études précédentes, la recherche menée dans ce mémoire de maîtrise avait pour objectif d'intégrer, à l'échelle régionale, toute l'information disponible dans le but d'étudier l'influence hydrologique et hydrogéologique des tourbières de Lanoraie sur les écoulements de surface et souterrains dans un contexte de changement climatique.

La caractérisation conceptuelle de la région des tourbières de Lanoraie à partir de données présentes dans la littérature et récoltées lors de travaux de terrain ont permis de construire un modèle hydrostratigraphique 3D et une carte piézométrique et, par conséquent, d'atteindre le premier objectif soit de qualitativement décrire les interactions aquifère-tourbière-rivière. Quatre types d'écoulement ont été identifiés : 1) un écoulement partant de l'aquifère sableux et se dirigeant vers les dépôts tourbeux, 2) un écoulement partant des zones ombrotrophes alimentant les zones minérotrophes, 3) un écoulement partant des dépôts tourbeux alimentant les différentes rivières de la région (Saint-Joseph, Point-du-Jour, Saint-Jean, Saint-Antoine et Bras-sud-ouest) et 4) un écoulement partant de la tourbière se dirigeant vers l'aquifère et les exutoires en périphérie de la tourbière. De plus en combinant les épaisseurs des dépôts meubles, la carte piézométrique et le modèle 3D, il est clair que les écoulements régionaux de la MRC d'Autray se font du nord-ouest vers le sud-est, perpendiculairement à la direction d'écoulement du fleuve Saint-Laurent, pour finalement être interceptés par les rivières l'Assomption et la Chaloupe. Les écoulements régionaux n'interviennent donc pas dans le bilan hydrique du complexe. Par conséquent, le complexe tourbeux est entièrement alimenté par les précipitations et l'aquifère superficiel



local des hautes terrasses, une superficie qui totalise  $\approx 170 \text{ km}^2$  soit d'un peu plus de deux fois la superficie de la tourbière ( $\approx 76 \text{ km}^2$ ). Le modèle hydrostratigraphique décrivant les épaisseurs de dépôts tourbeux (0-6 m), de sable (aquifère) (0-19 m) de silts et d'argile (aquitard) (11-63 m), permet de comprendre que le complexe tourbeux de Lanoraie repose entièrement sur des dépôts quaternaires tels que les argiles silteuses de la Mer de Champlain, les silts du Lac à Lampsilis et les sables deltaïque du delta de Sorel déposés entre 12 300 ka  $^{14}\text{C}$  et 6920 ka  $^{14}\text{C}$ . Les secteurs mal drainés, concordant avec de faibles épaisseurs de sable et généralement situées localement en basse altitude, ont été particulièrement propices à l'accumulation de matière organique.

Les résultats de travaux de modélisation numérique en régime permanent permettent d'atteindre le deuxième objectif, soit de quantifier les échanges aquifère-tourbière-rivière en contexte de changement climatique. Les résultats de la modélisation montrent que la contribution du complexe des tourbières de Lanoraie aux débits de base des différentes rivières de la région varie entre 47% et 100% et par conséquent, que la protection des rivières de la région repose en bonne partie sur la conservation du complexe tourbeux de Lanoraie. Notamment, les simulations numériques suggèrent qu'environ la moitié (52%) de l'eau présente dans la tourbière provient de l'aquifère sableux. Par conséquent, la protection de la tourbière et des rivières environnantes passe par une saine gestion des eaux souterraines entre les différents utilisateurs. De plus, les résultats de scénarios climatiques extrêmes montrent que les débits de base moyens des différentes rivières pourraient diminuer de 16% et 41% en présence d'une réduction de 20% et 50% de la recharge. Une station de pompage fictive a été introduite dans le modèle afin de mieux comprendre l'effet d'un prélèvement ponctuel d'eau souterraine. Un débit de  $0,03 \text{ m}^3/\text{s}$  entraîne un rabattement de l'aquifère de 9 m et un inversement des écoulements qui entraînerait une alimentation de l'aquifère par la tourbière. Les simulations numériques suggèrent également que les écoulements de la région du complexe tourbeux de Lanoraie peuvent-être conceptualisés par un modèle d'écoulement horizontal et superficiel contrôlé par les fortes variations de conductivités hydrauliques observées dans la tourbière elle-même et entre la tourbière et l'aquifère sableux.

Les travaux réalisés dans ce mémoire présentent un fort intérêt scientifique puisque l'interdépendance entre un aquifère sableux, une tourbière et des rivières n'avait encore jamais, à notre connaissance, été mise en évidence à l'aide de la modélisation hydrogéologique. À l'avenir, cette approche pourrait être utilisée pour mieux comprendre les dynamiques hydriques des milieux humides et leur contexte hydrogéologique dans une perspective de protection. De plus, cette recherche permet de pousser la compréhension un peu plus loin afin de mieux cerner l'impact des changements climatiques sur la dynamique hydrogéologique des systèmes aquifères-tourbière-rivière et l'importance de bien comprendre ces systèmes pour réagir aux changements climatiques futurs.

Lors d'études ultérieures, il serait intéressant de caractériser l'ensemble du réseau hydrographique de la région du complexe tourbeux en instrumentant les rivières environnantes à l'aide de sonde. Ceci permettrait de construire un modèle hydrologique de surface qui pourrait être ensuite couplé à un modèle hydrogéologique en régime transitoire qui aurait comme base numérique le modèle hydrogéologique réalisé dans ce mémoire.

## 4.2 Références

- Acreman, M. C., J. R. Blake, D. J. Booker, R. J. Harding, N. Reynard, J. O. Mountford et C. J. Stratford. 2009. «A simple framework for evaluating regional wetland ecohydrological response to climate change with case studies from Great Britain». *Ecohydrology*, vol. 2, no 1, p. 1-17.
- Acreman, M.C. & Miller, F. 2007 «Hydrological impact assessment of wetlands. » In International symposium on groundwater Sustainability (ISGWAS) Alicante, Spain, 24-27 January 2006
- Al-Khudhairy, D. H. A., J. R. Thompson, H. Gavin et N. A. S. Hamm. 1999. «Hydrological modelling of a drained grazing marsh under agricultural land use and the simulation of restoration management scenarios». *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, vol. 44, no 6, p. 943-971.
- Auterives, C., L. Aquilina, O. Bour, M. Davranche et V. Paquereau. 2011. «Contribution of climatic and anthropogenic effects to the hydric deficit of peatlands». *Hydrological Processes*, vol. 25, no 18, p. 2890-2906.
- Bourgault, M., M. Larocque et M. Roy. submitted. «Simulation of aquifer-peatland-river interactions under climate change». *Hydrology research*.
- Bourgault, M., M. Larocque et M. Roy. 2011. «Modélisation 3D de l'écoulement souterrain régional de la région du complexe tourbeux de Lanoraie». In *Géohydro2011* Québec, 28 août-1 sept.
- Branfireun, B. A., A. Heyes et N. T. Roulet. 1996. «The hydrology and methylmercury dynamics of a Precambrian Shield headwater peatland». *Water Resources Research*, vol. 32, no 6, p. 1785-1794.
- Branfireun, B.A. & Roulet, N.T. 1998 «The baseflow and storm flow hydrology of a precambrian shield headwater peatland. » *Hydrological Processes*, 12, 57-72
- Buttle, J. M., P. J. Dillon et G. R. Eerkes. 2004. «Hydrologic coupling of slopes, riparian zones and streams: an example from the Canadian Shield». *Journal of Hydrology*, vol. 287, no 1-4, p. 161-177.
- Crowe, A. S., S. G. Shikaze et C. J. Ptacek. 2004. «Numerical modelling of groundwater flow and contaminant transport to Point Pelee Marsh, Ontario, Canada». *Hydrological Processes*, vol. 18, no 2, p. 293-314.
- Environnement Canada. 2011. «Les eaux souterraines - trésor cachés de la nature». <http://www.ec.gc.ca/eau-water/default.asp?lang=Fr&n=3F93145A-1>

- Fournier, V. 2008 «Hydrologie de la tourbière du Mont Covey Hill et implications pour la conservation. » *MSc, Science de la Terre, UQAM*, 107p.
- Fritz, C., D. I. Campbell et L. A. Schipper. 2008. «Oscillating peat surface levels in a restiad peatland, New Zealand - magnitude and spatiotemporal variability». *Hydrological Processes*, vol. 22, no 17, p. 3264-3274.
- Gorham, E., J. K. Underwood, J. A. Janssens, B. Freedman, W. Maass, D. H. Waller et J. G. Ogdén. 1998. «The chemistry of streams in southwestern and central Nova Scotia, with particular reference to catchment vegetation and the influence of dissolved organic carbon primarily from wetlands». *Wetlands*, vol. 18, no 1, p. 115-132.
- Holden, J. 2005. «Peatland hydrology and carbon release: why small-scale process matters». *Philosophical Transactions of the Royal Society a-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, vol. 363, no 1837, p. 2891-2913.
- Holden, J., Z. E. Wallage, S. N. Lane et A. T. McDonald. 2011. «Water table dynamics in undisturbed, drained and restored blanket peat». *Journal of Hydrology*, vol. 402, no 1-2, p. 103-114.
- Hunt, R.J., Krabbenhoft, D.P. & Anderson, M.P. 1996 «Groundwater Inflow Measurements in Wetland Systems. » *Water Resour. Res.*, 32, 495-507
- Joosten, H. et Clarke, D. 2002. «Wise use of mires and peatlands: Background and principles including a framework for decision-making. » NHBS Ltd, International Mire Conservation Group and International Peat Society: 304 p.
- Kettridge, N., et A. Binley. 2010. «Evaluating the effect of using artificial pore water on the quality of laboratory hydraulic conductivity measurements of peat». *Hydrological Processes*, vol. 24, no 18, p. 2629-2640.
- Kettridge, N., X. Comas, A. Baird, L. Slater, M. Strack, D. Thompson, H. Jol et A. Binley. 2008. «Ecohydrologically important subsurface structures in peatlands revealed by ground-penetrating radar and complex conductivity surveys». *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, vol. 113, no G4.
- Kettridge, N., et A. J. Baird. 2010. «Simulating the thermal behavior of northern peatlands with a 3-D microtopography». *J. Geophys. Res.*, vol. 115, no G3, p. G03009.
- Kvaerner, J., et B. Klove. 2008. «Generation and regulation of summer runoff in a boreal flat fen». *Journal of Hydrology*, vol. 360, no 1-4, p. 15-30.
- Lafleur, P. M., et N. T. Roulet. 1992. «A comparison of evaporation rates from two fens of the Hudson Bay Lowland». *Aquatic Botany*, vol. 44, no 1, p. 59-69.

- Lapen, D. R., J. S. Price et R. Gilbert. 2005. «Modelling two-dimensional steady-state groundwater flow and flow sensitivity to boundary conditions in blanket peat complexes». *Hydrological Processes*, vol. 19, no 2, p. 371-386.
- Lavoie, C., et S. Pellerin. 2007. «Fires in temperate peatlands (southern Quebec): past and recent trends». *Canadian Journal of Botany-Revue Canadienne De Botanique*, vol. 85, no 3, p. 263-272.
- Levison, J., M. Larocque, V. Fournier, S. Gagné, S. Pellerin et M.A. Ouellet. in press. «Dynamics of a headwater system and peatland under current condition and with climate change». *Hydrological Processes*.
- McClymont, E. L., D. Mauquoy, D. Yeloff, P. Broekens, B. van Geel, D. J. Charman, R. D. Pancost, F. M. Chambers et R. P. Evershed. 2009. «The disappearance of *Sphagnum imbricatum* from Butterburn Flow, UK: a reply to comments by Bjorn Robroek et al.». *Holocene*, vol. 19, no 7, p. 1094-1097.
- Metcalfe, R. A., et J. M. Buttle. 2001. «Soil partitioning and surface store controls on spring runoff from a boreal forest peatland basin in north-central Manitoba, Canada.» *Hydrological Processes*, vol. 15, no 12, p. 2305-2324.
- Miller, Acreman et. 2007. «Hydrological impact assessment of wetlands». In *International symposium on groundwater Sustainability (ISGWAS)* (Alicante, Spain, 24-27 January 2006), sous la dir. de. Alicante, Spain
- Morley, T.R., Reeve, A.S. & Calhoun, A.J.K. 2011 «The Role of Headwater Wetlands in Altering Streamflow and Chemistry in a Maine, USA Catchment.» *Journal of the American Water Resources Association*, 47, 337-349
- Mitsch, W.J., et J.G. Gosselink. 2000. *Wetlands 3e ed*: 920p.
- Oswald, C. J., M. C. Richardson et B. A. Branfireun. 2011. «Water storage dynamics and runoff response of a boreal Shield headwater catchment». *Hydrological Processes*, vol. 25, no 19, p. 3042-3060.
- Payette, Serge, et Line Rochefort. 2001. *Ecologie des tourbières du Québec-Labrador*. Sainte-Foy: Presses de l'Université Laval, xi, 621 p.
- Pellerin, S., L. A. Lagneau, M. Lavoie et M. Larocque. 2009. «Environmental factors explaining the vegetation patterns in a temperate peatland». *Comptes Rendus Biologies*, vol. 332, no 8, p. 720-731.
- Price, J. S., B. A. Branfireun, J. M. Waddington et K. J. Devito. 2005. «Advances in Canadian wetland hydrology, 1999-2003». *Hydrological Processes*, vol. 19, no 1, p. 201-214.

- Reeve, A.S., Siegel, D.I. & Glaser, P.H. 2001 «Simulating dispersive mixing in large peatlands. » *Journal of Hydrology*, 242, 103-114
- Robroek, B. J., R. P. Smart et J. Holden. 2010. «Sensitivity of blanket peat vegetation and hydrochemistry to local disturbances». *The Science of the total environment*, vol. 408, no 21, p. 5028-5034.
- Rosa, E., et M. Larocque. 2008. «Investigating peat hydrological properties using field and laboratory methods: application to the Lanoraie peatland complex (southern Quebec, Canada)». *Hydrological Processes*, vol. 22, no 12, p. 1866-1875.
- Rosa, Éric. 2007. «Caractérisation hydrogéologique du complexe tourbeux de Lanoraie, Québec, Canada». Montréal, Université du Québec à Montréal, vii, 95 f. p.
- Rothwell, J. J., S. G. Robinson, M. G. Evans, J. Yang et T. E. H. Allott. 2005. «Heavy metal release by peat erosion in the Peak District, southern Pennines, UK». *Hydrological Processes*, vol. 19, no 15, p. 2973-2989.
- Rubec, C. A. 1991. «Peat resources use in Canada : a national conservation issue». *Proceedings, International Peat Symposium*, vol. Grubich, no Duluth.
- Spence, C., X. J. Guan et R. Phillips. 2011. «The Hydrological Functions of a Boreal Wetland». *Wetlands*, vol. 31, no 1, p. 75-85.
- TechnoREM. 2009. «Cartographie hydrogéologique régional de la zone de production maraichère des MRC de Joliette et d'Autray». PAECQ n de projet 5440. rapport PR08-74. 310p.
- TechnoREM. 2008. «Acquisition de connaissance sur l'hydrologie, l'approvisionnement en eau et les écosystème de la rivière Saint-Jean-Lanaudière». PAECQ n de projet 5219. rapport PR07-70. 271p.
- Thompson, J. R., H. Gavin, A. Refsgaard, H. R. Sorenson et D. J. Gowing. 2009. «Modelling the hydrological impacts of climate change on UK lowland wet grassland». *Wetlands Ecology and Management*, vol. 17, no 5, p. 503-523.
- Thompson, J. R., H. R. Sorenson, H. Gavin et A. Refsgaard. 2004. «Application of the coupled MIKE SHE/MIKE 11 modelling system to a lowland wet grassland in southeast England». *Journal of Hydrology*, vol. 293, no 1-4, p. 151-179.
- Tousignant, M. E., S. Pellerin et J. Brisson. 2010. «The Relative Impact of Human Disturbances on the Vegetation of a Large Wetland Complex». *Wetlands*, vol. 30, no 2, p. 333-344.



- Turunen, J. 2008. «Development of Finnish peatland area and carbon storage 1950-2000». *Boreal Environment Research*, vol. 13, no 4, p. 319-334.
- Verhoeven, J. T., et T. L. Setter. 2010. «Agricultural use of wetlands: opportunities and limitations». *Annals of Botany*, vol. 105, no 1, p. 155-163.
- Wu, J. B., L. Kutzbach, D. Jager, C. Wille et M. Wilmking. 2010. «Evapotranspiration dynamics in a boreal peatland and its impact on the water and energy balance». *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, vol. 115.
- Wu, J. H., N. T. Roulet, T. R. Moore, P. Lafleur et E. Humphreys. 2011. «Dealing with microtopography of an ombrotrophic bog for simulating ecosystem-level CO<sub>2</sub> exchanges». *Ecological Modelling*, vol. 222, no 4, p. 1038-1047.