

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

Dynamique des écoulements et du stockage d'eau d'un petit bassin versant boréal influencé par une tourbière minérotrophe aqualysée des Hautes-terres de la baie de James, Québec, Canada.

Par

Gwenael E. Carrer

Thèse présentée pour l'obtention du grade de
Philosophiæ Doctor (Ph.D) en sciences de l'eau

Jury d'évaluation

Examineur externe et président de jury	M. Jean Caron, professeur Université Laval
Examineur externe	M. Serge Payette, professeur Université Laval
Examineur interne	M. Erwan Gloaguen, professeur INRS-ETE
Codirecteur de recherche	M. Sylvain Jutras, professeur Université Laval
Codirecteur de recherche	M. André St-Hilaire, professeur INRS-ETE
Directeur de recherche	M. Alain N. Rousseau, professeur INRS-ETE

Février 2014



*« Didrouz ar broadoù gwez
a zo evel un trezol karet-holl.
Analiñ brug ha taouarc'h
zo ho pinvidigezh. »*

« Le silence des espaces sauvages
est comme un trésor à chérir.
Respirer la bruyère et la tourbe
est une chose qui vous rend riche. »

Tiré de la Chanson *Glen Glas* de Tri Yann



REMERCIEMENTS

Au cours de ces cinq dernières années passées à fuir les mouches de la baie de James (et ce n'est pas une métaphore), j'ai croisé de nombreuses personnes et la plupart d'entre elles m'ont apporté, de loin ou de près, assistance, conseils ou bonne humeur. Je n'ai malheureusement pas la mémoire assez grande pour me rappeler de tout le monde et ces quelques mots ne seront jamais assez forts pour leur témoigner toute ma gratitude. Merci à l'avance pour ceux que j'aurai oubliés.

À mon arrivée à Québec, le lendemain de la fête du travail, j'ai été accueilli par trois chaleureux gars, regardant ce petit breton de la campagne comme un futur coureur des bois de la baie de James. Sans savoir ce qui m'attendait, je peux aujourd'hui les remercier de m'avoir fait confiance pour ce projet qui fut extrêmement riche en découvertes. Je tiens avant tout à remercier mon directeur Alain N. Rousseau qui m'a laissé beaucoup d'autonomie dans la gestion de mon projet. J'espère avoir été un coéquipier assidu à l'entraînement et efficace sur la glace. Je remercie également mon codirecteur André St-Hilaire pour toute l'aide apportée. C'est promis, je ne cache plus de matériel dans mon bureau! Mes remerciements vont aussi vers mon second codirecteur Sylvain Jutras, sans qui toute cette instrumentation et ces résultats n'auraient sans doute pas été aussi nombreux.

Je souhaite remercier les professeurs Jean Caron, Erwan Gloaguen et Serge Payette pour avoir accepté d'être examinateurs de cette thèse et de juger l'ensemble de ces travaux.

Je ne peux oublier mes deux acolytes Sandra Proulx-McInnis et Grégor Levrel avec qui j'ai partagé des moments inoubliables sur le terrain ou ailleurs. Merci Sandra pour ta joie, ta bonne humeur et ton énergie gaspésienne à toutes épreuves. Merci Grégor d'être un ami fidèle et si généreux envers les autres. Sous ta carapace d'homme fort, se cache un être admirable que je souhaite à tout le monde de connaître. Je tiens également à remercier les autres aventuriers du projet Aqualyse 2, Noémie Cliche Trudeau, Marianne White et Yann Dribault, ainsi que leurs aides de terrain pour avoir partagé de bons moments dans la joie et la bonne humeur, de Québec à la pourvoirie Mirage, en passant par l'interminable transtaïga.

Je rends hommage à mes camarades assistants qui se sont joints à moi pour effectuer les innombrables mesures sur le terrain. En effet, ce n'était jamais une promenade de santé avec les 2000 km pour s'y rendre, les mouches, les nuits à faire des prélèvements, le vent glacial en hiver

et l'humidité de l'automne. Maxime, Mathieu, Dennis, Jessica, Laurie, Charles, Martin et Vincent, par tous les temps, sous toutes conditions, vous étiez présents. Je vous remercie infiniment.

Je remercie Clément Clerc et Simon Tardif pour avoir été les pionniers là-haut et pour m'avoir transmis le flambeau à l'automne 2008. Aussi, je reste encore émerveillé par l'équipement que Daniel Nadeau a su récupérer à droite et à gauche afin de mener son projet postdoctoral à bien, à proximité de Radisson. L'instrumentation des tourbières, ça commence à nous connaître!

Je remercie également le personnel d'Ouranos et de l'IREQ, particulièrement Nathalie Thiémonge, Catherine Guay et Frédérique Guay pour s'être joints à nous en périodes hivernales. Un grand merci à Manon Vincent pour son efficacité dans les réservations de transport et d'hébergement.

Je remercie tous les membres de l'équipe du professeur Alain N. Rousseau. Les étudiants que je n'ai pu emmener là-haut, Sébastien, Stéphane, Alain et Etienne pour leur assistance informatique. Merci à mes camarades de bureau, particulièrement Jihen et Mushombe, pour avoir conservé un environnement calme et propice à la rédaction. Les prochains, c'est vous!

J'adresse également mes remerciements à mon ancien directeur de l'INRA de Rennes, Philippe Mérot, qui fut sans nul doute l'une des clés de ma venue ici.

Sans leur entourage, les fins de semaines seraient moins drôles. La magie de voyager c'est aussi de découvrir de nouveaux horizons et de nouvelles personnes. Je remercie Hind, Adriana, Silvio, Nassim, Martin, Maxime, Antoine, Sebastien et Dennis pour les soirées ou aventures passées. Du kost ar c'hoat au laridé, les bretons de Québec m'ont fait vibrer loin de mon pays natal. Merci à tous pour ces bons moments partagés et qui vont continuer!

Un jour, je leur ai dit que je partais loin de ma terre et pour longtemps. Ils n'y croyaient rien. Aujourd'hui, ils n'ont qu'une hâte, c'est de venir me visiter. Merci à ma famille d'avoir été un soutien depuis le début. Du simple courriel aux colis gastronomiques, ce fut toujours des moments de réconfort et puis je n'ai manqué quasiment aucune moisson!

Enfin, sans elle, ce passionnant travail aurait pu être une souffrance. Delphine, tu as été et tu restes mon premier soutien, ma première conseillère. Et comme tu l'as dit dans ta thèse, on fait une véritable équipe et on s'enrichit mutuellement. Désolé pour toutes les fois que je t'ai laissée derrière moi, lorsque je partais à l'aventure. Les ours ne m'ont pas eu et tu vois, je suis toujours là! Merci mille fois!

Cette thèse a été soutenue financièrement par deux projets CRSNG-RDC, partenaires industriels Hydro-Québec et Ouranos : Aqualyse II (investigateur principal, Serge Payette) et Adaptation des outils PHYSITEL/HYDROTEL au milieu boréal québécois : modélisation des processus hydrologiques et analyses de sensibilité, d'identifiabilité et d'incertitudes (investigateur principal, Alain N. Rousseau). Un merci spécial à Gilles Brosseau d'Hydro-Québec, d'avoir invité l'équipe d'Alain N. Rousseau à contribuer au projet Aqualyse II.



AVANT-PROPOS

Cette thèse présente l'issue de mes travaux de doctorat effectués sous la direction conjointe des professeurs Alain N. Rousseau et André St-Hilaire de l'Institut National de la Recherche Scientifique - Centre Eau Terre Environnement, ainsi que du professeur Sylvain Jutras du Département des sciences du bois et de la forêt de l'Université Laval. La thèse se décline en sept chapitres dont cinq, répondant à des objectifs spécifiques. Le premier chapitre consiste en : (i) une introduction à la problématique à l'étude, (ii) une présentation de l'objectif général et des objectifs spécifiques, et (iii) une description détaillée des sites d'études. Les Chapitres 2 à 6 sont chacun composés d'un résumé, d'une introduction spécifique, d'une partie méthodologique, de résultats, d'une discussion et d'un bilan. Enfin, le dernier chapitre présente les conclusions et perspectives de recherche. De nombreux sigles et abréviations sont utilisés tout au long de cette thèse. Ceux-ci sont décrits dans une table spécifique au début du document, permettant au lecteur de s'y référer facilement. Je suis premier auteur de chacun des articles qui seront soumis par la suite et je suis responsable de la planification des travaux, de l'échantillonnage et des mesures sur le terrain, des analyses en laboratoire (excepté l'analyse du carbone organique dissous), ainsi que des processus de traitement et d'interprétation des données et de la rédaction. Ces travaux de doctorat ont aussi permis de réaliser un article scientifique portant sur l'évapotranspiration estivale d'une tourbière minérotrophe (en Annexe).

Chapitre 1 : Introduction générale.

Chapitre 2 : Dynamique hydrologique d'une tourbière minérotrophe analysée : interactions eau souterraine - eau de surface.

Ce chapitre sera soumis pour publication sous le titre : *Hydrological dynamics of a boreal patterned fen peatland: groundwater and surface water interactions.*

Chapitre 3 : Propriétés physiques des sols boréaux.

Chapitre 4 : Rôle de la mosaïque des surfaces de stockage sur la connectivité hydrologique d'un bassin versant boréal de tête.

Ce chapitre a été soumis (19 septembre 2013) et accepté pour révisions (11 novembre 2013) à la revue *Hydrological Processes* sous le titre : *Mosaic surface storages of a small boreal catchment.*

Chapitre 5 : Modélisation de l'écoulement des eaux surface d'un bassin versant boréal de type minérotrophe au cours d'une crue estivale, à l'aide d'une approche multi-réservoirs.

Ce chapitre sera soumis pour publication sous le titre : *Modelling of surface water mixing in a headwater patterned fen during a summer stormflow using a multiple reservoir approach.*

Chapitre 6 : Conceptualisation des tourbières minérotrophes boréales dans un modèle hydrologique : mise en pratique et impacts des typologies de tourbière et de forêt sur les débits.

Chapitre 7 : Conclusion générale.

NB : ANNEXE IV, Gwenaél E. Carrer, Alain N. Rousseau, André St-Hilaire, Sylvain Jutras, Daniel F. Nadeau et Silvio J. Gumière. An analysis of the spatio-temporal dynamics of summer evapotranspiration from a boreal patterned fen, Quebec, Canada.

RÉSUMÉ

Les tourbières constituent l'un des principaux types d'écosystèmes nordiques de la planète, ce qui leur confère un rôle majeur en écologie, en sciences du climat et en hydrologie. Les tourbières sont notamment très présentes au niveau des bassins versants qui alimentent les réservoirs des centrales hydroélectriques du moyen nord du Québec et, par conséquent, peuvent influencer leur dynamique hydrologique. La production hydroélectrique représentant un véritable poumon économique pour le Québec, il est donc nécessaire d'améliorer nos connaissances sur ces écosystèmes et d'adapter les modèles hydrologiques au domaine du Haut-Boréal. La mise en place de dispositifs expérimentaux permettant d'étudier la dynamique hydrologique des écosystèmes tourbeux représente un défi majeur. L'objectif général de cette thèse est d'évaluer les écoulements estivaux de petits bassins versants boréaux incluant des tourbières minérotrophes fortement aqualysées. La thèse comporte cinq objectifs spécifiques : (i) l'évaluation des échanges d'eau de surface avec l'eau souterraine, (ii) l'étude des propriétés physiques des sols, (iii) l'analyse et la comparaison des dynamiques de stockage entre typologies spécifiques (forêt, platières, lanières et mares), (iv) l'évaluation des processus de mélange conceptuel au sein des tourbières minérotrophes aqualysées, et (v) le développement d'un modèle hydrologique spécifique aux petits bassins versants nordiques. Deux petits bassins versants (< 15 ha) de la région de La Forge-1 (Baie-James, Québec) ont été instrumentés et suivis entre 2008 et 2012. Ces deux bassins versants sont dominés par des surfaces forestières en amont et contiennent une proportion non négligeable (> 25 %) de tourbières minérotrophes fortement aqualysées (> 30 %) en aval. Ces bassins versants ont fait l'objet d'une instrumentation (puits, piézomètres, station météorologique, canaux trapézoïdaux et capteurs de déplacement) et d'analyses géochimiques (δ^2H , $\delta^{18}O$, COD et conductivité électrique). Les profils phréatiques et piézométriques ont permis de définir un schéma de l'écoulement de l'eau au travers des surfaces aqualysées. Les zones de recharge et de vidange observées au niveau des lanières dépendent cependant largement de la topographie de surface et ne semblent pas interagir avec l'eau souterraine. Même s'il existe une forte hétérogénéité de propriétés physiques des sols, la forêt et la tourbière suivent une dynamique de stockage relativement similaire. Cependant, au sein de la tourbière, d'importantes variabilités existent lorsque l'on considère indépendamment les mares, les lanières et les platières. Le traçage isotopique et la modélisation hydrochimique conceptuelle ont permis de définir de façon plus détaillée les processus hydrologiques encourant dans les tourbières minérotrophes aqualysées. Celles-ci forment un véritable système à multiples réservoirs de mélange représentés par les mares. Ce processus hydrologique engendre un effet piston, favorisant un temps de résidence relativement court des eaux de surface en comparaison des eaux plus profondes (> 50 cm de profondeur). Ces résultats ont finalement permis de simplifier les écoulements au travers des surfaces de forêt et de tourbière par des relations empiriques stockage *versus* débit, tout en permettant une bonne représentation de l'évolution du stockage. L'ensemble de ces recherches a ainsi permis d'améliorer nos connaissances sur les échanges avec l'eau souterraine, la dynamique de stockage des différentes typologies de végétation, les processus de mélange qui encourant au sein des tourbières et d'entrevoir de nouvelles perspectives de modélisation de ces bassins versants nordiques.

Mots clés : *tourbière minérotrophe, aqualyse, bilan hydrologique, stockage, modélisation, isotopie.*



ABSTRACT

Peatlands are one of the main types of ecosystems in the Northern Hemisphere and, thus, play a major role in the ecology, climate and hydrology of the Boreal region of Quebec. They are important land covers of the drainage basins of some of Quebec's hydropower reservoirs and, as such, may have a substantial footprint on their hydrological dynamics. Since hydropower represents a large economic interest for Quebec, there is a need to further our understanding of these ecosystems and adapt accordingly the hydrological models used to predict inflows. However, the development of monitoring schemes for studying the hydrological dynamics of peatlands represents a major challenge. The overall objective of this thesis was to study the summer hydrological dynamics of small boreal watersheds characterized by patterned fens. The specific objectives were to: (i) assess surface water exchange with groundwater, (ii) study the physical properties of soil, (iii) analyse and compare storage dynamics between specific land covers (forests, lawns, pools and strings), (iv) assess mixing processes occurring in patterned fens, and (v) develop a phenomenological hydrological model adapted to small northern watersheds. Two small watersheds, (< 15 ha) located near La Forge-1 (James Bay, Quebec), were instrumented and monitored between 2008 and 2012. Both watersheds are forested in their upstream portion and have a significant patterned fen downstream (> 25 %). The studied watersheds were monitored using wells, piezometers, weather station, trapezoidal channels and displacement sensors. Stream and soil waters were sampled and geochemical analyzes performed ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, DOC and electrical conductivity). Monitored water tables and piezometric profiles provided a mean to identify water flow through peat and pool surfaces. Areas of recharge and discharge in strings were largely dependent on surface topography and did not seem to interact with groundwater. Although there was considerable spatial heterogeneity in soil properties, forests and peatlands had relatively similar storage dynamics. Nevertheless, significant variability was found when considering independently pools, strings and lawns. The isotopic tracing and hydrochemical modeling provided additional insights into the hydrological processes occurring in the patterned fens. Based on these findings, patterned fens may be conceptualized as a multiple reservoir system represented by the pools. Our analyses highlighted a 'piston flow effect' behaviour that is conducive to short residence times for surface waters compared to deeper waters (> 50 cm depth). Therefore, the phenomenological modeling of the flows passing through forests and peatland was achieved using empirical 'storage *versus* discharge' relationships. These relationships allowed for good representations of storage dynamics. In summary, the thesis has: (i) further our understanding of the interactions between surface water and groundwater, the storage dynamics of different types of vegetation, the mixing processes occurring in patterned fens; and (i) provided new perspectives for modeling northern watersheds characterized by subwatersheds with substantial patterned fens.

Keywords: *fen peatland, aqualysis, hydrological budget, storage, isotopic modeling, isotopes.*



TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE	III
REMERCIEMENTS	V
AVANT-PROPOS	IX
RÉSUMÉ	XI
ABSTRACT	XIII
TABLE DES MATIÈRES	XV
LISTE DES FIGURES	XXI
LISTE DES TABLEAUX	XXVII
LISTE DES ANNEXES	XXIX
LISTE DES ABRÉVIATIONS ET DES SIGLES	XXXI
CHAPITRE 1	
INTRODUCTION	1
1.1. Contexte.....	1
1.1.1. Répartition des tourbières.....	1
1.1.2. « L'aqualyse » et les changements climatiques	1
1.1.3. Rôle dans le cycle du carbone.....	2
1.1.4. L'hydroélectricité de la baie de James	3
1.1.5. Les projets de recherche.....	3
1.2. Tourbières ombrotrophes et minérotrophes.....	4
1.3. Hydrologie des tourbières.....	5
1.3.1. Acrotelme et catotelme.....	5
1.3.2. Bilans hydrologiques des tourbières	6
1.3.3. Terminologies spécifiques au stockage.....	8
1.4. Approche scientifique de la thèse.....	12
1.5. Sites d'études.....	16
1.5.1. Choix des sites d'études	16
1.5.2. Localisation et caractérisation.....	16
1.5.3. Typologies principales	18

1.5.4.	Typologies spécifiques des tourbières.....	20
1.5.5.	Les bassins versants à l'étude.....	21
1.6.	Bilan du chapitre.....	29
CHAPITRE 2		
DYNAMIQUE HYDROLOGIQUE D'UNE TOURBIÈRE MINÉROTROPHE AQUALYSÉE : INTERACTIONS EAU SOUTERRAINE-EAU DE SURFACE.....		31
2.1.	Résumé.....	31
2.2.	Introduction.....	32
2.3.	Méthode.....	34
2.3.1.	Fabrication des puits et des piézomètres.....	34
2.3.2.	Instrumentation du site.....	35
2.3.3.	Test de drainage.....	36
2.3.4.	Mesures hydrologiques.....	37
2.4.	Résultats.....	38
2.4.1.	Profils de niveaux phréatiques et piézométriques au travers d'une lanière et de deux mares	38
2.4.2.	Variabilités spatiales.....	38
2.4.3.	Variabilités temporelles.....	40
2.4.4.	Effet topographique.....	43
2.5.	Discussion.....	46
2.5.1.	Profils phréatiques et piézométriques au sein des surfaces aqualysées.....	46
2.5.2.	Effet topographique.....	47
2.6.	Bilan du chapitre.....	49
CHAPITRE 3		
PROPRIÉTÉS PHYSIQUES DES SOLS BORÉAUX.....		51
3.1.	Résumé.....	51
3.2.	Introduction.....	52
3.3.	Méthode.....	55
3.3.1.	Localisation des mesures.....	55
3.3.2.	Prélèvements de tourbe.....	55
3.3.3.	Porosité efficace, rendement spécifique, densité apparente et porosité totale.....	56

3.3.4.	Oscillation du niveau du sol	58
3.3.5.	Coefficient de dilatation et emmagasinement spécifique moyen	60
3.3.6.	Emmagasinement spécifique	60
3.3.7.	Suivi temporel de la teneur en eau volumique	62
3.3.8.	Conductivité hydraulique à saturation	63
3.4.	Résultats	64
3.4.1.	Porosité efficace, rendement spécifique, densité apparente et porosité totale	64
3.4.2.	Variabilité spatio-temporelle de l'oscillation du niveau du sol et des niveaux phréatiques absolus	65
3.4.3.	Oscillation du niveau du sol suivant un profil de tourbe	69
3.4.4.	Variabilité temporelle de la teneur en eau volumique	71
3.4.5.	Conductivité hydraulique à saturation	72
3.5.	Discussion	73
3.5.1.	Classification des sols des différentes typologies spécifiques	73
3.5.2.	Relation entre l'oscillation du niveau du sol et l'oscillation du niveau phréatique	75
3.5.3.	Variabilité spatiale de l'emmagasinement spécifique	76
3.5.4.	Représentativité des termes de stockage	79
3.5.5.	Conductivité hydraulique à saturation	81
3.6.	Bilan du chapitre	82

CHAPITRE 4

RÔLE DE LA MOSAÏQUE DES SURFACES DE STOCKAGE SUR LA CONNECTIVITÉ HYDROLOGIQUE D'UN BASSIN VERSANT BORÉAL DE TÊTE

4.1.	Résumé	83
4.2.	Introduction	85
4.3.	Méthode	87
4.3.1.	Données hydrométéorologiques	87
4.3.2.	Oscillation du niveau du sol	89
4.3.3.	Stockage relatif calculé	89
4.3.4.	Stockage relatif estimé	90
4.4.	Résultats	93
4.4.1.	Mesures hydrométéorologiques	93

4.4.2.	Propriétés physiques des sols	98
4.4.3.	Comparaison des modèles de stockage	98
4.4.4.	Mosaïque des surfaces de stockage suivant différentes conditions d'humidité	99
4.5.	Discussion.....	102
4.5.1.	Précision du modèle de stockage	102
4.5.2.	Importance de l'utilisation de valeurs précises de S_y et de l' <i>ONS</i> dans les bilans de stockage 103	
4.5.3.	Mosaïque de capacités de stockage.....	104
4.5.4.	Origines des débits et effets de seuil	107
4.6.	Bilan du chapitre.....	111

CHAPITRE 5

MODÉLISATION DE L'ÉCOULEMENT DES EAUX DE SURFACE D'UN BASSIN VERSANT BORÉAL DE TYPE MINÉROTROPHE AU COURS D'UNE CRUE ESTIVALE, À L'AIDE D'UNE APPROCHE MULTI-RÉSERVOIRS.....

5.1.	Résumé	113
5.2.	Introduction	114
5.3.	Méthode.....	116
5.3.1.	Données hydrométéorologiques.....	117
5.3.2.	Données hydro-physiques	118
5.3.3.	Données géochimiques.....	118
5.3.4.	Sous-modèle hydrologique.....	119
5.3.5.	Sous-modèle géochimique	125
5.3.6.	Analyse de sensibilité.....	127
5.3.7.	Décomposition isotopique des hydrogrammes de crues	129
5.4.	Résultats.....	130
5.4.1.	Composition isotopique de l'eau et hydrochimie.....	130
5.4.2.	Mélange dans les mares.....	135
5.4.3.	Propriétés hydrologiques des sols	138
5.4.4.	Bilans hydrologiques du bassin versant	139
5.4.5.	Analyse de sensibilité.....	140
5.4.6.	Séparations isotopiques d'hydrogrammes à trois composantes	141
5.5.	Discussion.....	144

5.5.1.	Précipitations	144
5.5.2.	Eaux de surface	144
5.5.3.	Eaux de subsurface et des sédiments.....	146
5.5.4.	Mélange dans les mares.....	147
5.5.5.	Modèle à multiples réservoirs de mélanges	148
5.5.6.	Séparations isotopiques d'hydrogrammes à trois composantes	150
5.5.7.	Limites du modèle de mélanges	151
5.6.	Bilan du chapitre.....	152

CHAPITRE 6

CONCEPTUALISATION DES TOURBIÈRES MINÉROTROPHES BORÉALES DANS UN MODÈLE HYDROLOGIQUE : MISE EN PRATIQUE ET IMPACTS DES TYPOLOGIES DE TOURBIÈRE ET DE FORÊT SUR LES DÉBITS

6.1.	Résumé	153
6.2.	Introduction	154
6.3.	Méthode.....	156
6.3.1.	Modèle d'écoulement de petits bassins versants boréaux	156
6.3.2.	Données hydrométéorologiques	160
6.3.3.	Définition <i>a priori</i> des paramètres de calage	162
6.3.4.	Indicateurs de performance	162
6.3.5.	Impacts des différentes typologies de forêt et de tourbière sur les débits.....	163
6.4.	Résultats.....	164
6.4.1.	Relations débits <i>versus</i> stockage relatif	164
6.4.2.	Paramètre de calage (α_{PT}).....	164
6.4.3.	Données hydrométéorologiques	166
6.4.4.	Simulation des stockages relatifs	173
6.4.5.	Simulation des débits	173
6.4.6.	Impact des typologies de forêt et de tourbière sur les débits	174
6.5.	Discussion.....	176
6.5.1.	Paramètres du modèle hydrologique	176
6.5.2.	Modélisation des conditions hydrométéorologiques.....	178
6.5.3.	Performances des simulations	180

6.5.4. Impact des typologies de forêt et de tourbière sur les débits	182
6.6. Bilan du chapitre.....	184
CHAPITRE 7	
CONCLUSION GÉNÉRALE	185
7.1. Synthèse de l'étude.....	185
7.2. Perspectives	191
7.3. Mot de la fin	194
RÉFÉRENCES	195
ANNEXES.....	217

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Bassin versant du complexe hydroélectrique La Grande et localisation des centrales actuelles (tiré de Hydro-Québec, 2013).	4
Figure 1.2 : Représentation schématique des bilans hydrologiques d'une tourbière ombrotrophe (A) et d'une tourbière minérotrophe (B)..	7
Figure 1.3 : Évolution des contraintes totale et effective et de la pression de l'eau en fonction de la profondeur de sol.....	9
Figure 1.4 : Représentation schématique des variations de stockage (dS) entre t_0 et t_1 , liées au rendement spécifique (Stockage 1) et au coefficient de dilatation (Stockage 2)	11
Figure 1.5 : Représentation schématique des cinq principaux objectifs proposés et évalués dans cette thèse, caractérisant la dynamique hydrologique estivale d'un bassin versant boréal à dominance minérotrophe.....	12
Figure 1.6 : Localisation des bassins versants étudiés (cercle noir) au sein des principales zones de végétation du Québec-Labrador	17
Figure 1.7 : Localisation des bassins versants approximatifs « Abeille » et « Mouche » d'après un assemblage de photos aériennes.....	18
Figure 1.8 : Photo aérienne du sud-est de la tourbière Abeille prise en juin 2008	22
Figure 1.9 : Localisation des différents sites étudiés du bassin versant Abeille (A) et représentation des profils topographiques ouest-est (B) et nord-sud (C) de la tourbière.....	23
Figure 1.10 : Photos de différents sites de la tourbière Abeille	24
Figure 1.11 : Photos de différents sites instrumentés de la tourbière Abeille.....	25
Figure 1.12 : Vues vers l'aval (A) et vers l'amont (B) de la tourbière Mouche	26
Figure 1.13 : Limites topographiques du bassin versant Mouche (ligne grise) dont l'exutoire est un lac (en haut à gauche) et agrandissement de la partie tourbeuse (rectangle en pointillés blancs)	27

Figure 1.14 : Coupe topographique (E-F) de la partie étudiée du bassin versant Mouche.....	28
Figure 2.1 : Représentation schématique des cinq principaux objectifs proposés et évalués dans cette thèse. L'objectif 1 est réalisé dans ce chapitre.	32
Figure 2.2 : Schéma du site instrumenté le long de quatre mares et de quatre lanières consécutives.	36
Figure 2.3 : Évolution spatiale des niveaux phréatiques et piézométriques absolus des transects A, B et C, mesurés le jour 191 de l'année 2010.....	39
Figure 2.4 : Évolution spatiale des niveaux phréatiques et piézométriques absolus le long du transect B, mesurés le jour 191 de l'année 2010.....	41
Figure 2.5 : Évolution spatio-temporelle des charges piézométriques (niveau piézométrique absolu – niveau phréatique absolu) à 100 cm mesurées en juin (jours 154-161), juillet (jours 184-193) et octobre (jours 276-278) 2010, au niveau des nids 1 (aval), 3, 6, 8, 11 (amont) des transects A, B et C.....	42
Figure 2.6 : Évolution spatio-temporelle des niveaux phréatiques et piézométriques absolus au travers de la lanière 2 du transect B, entre les jours 184 et 193 de l'année 2010.	43
Figure 2.7 : Évolution de niveaux phréatiques et piézométriques relatifs au cours d'un test de drainage (indiqué par les doubles flèches) entre les jours 176 et 180.....	44
Figure 2.8 : Évolution spatiale des niveaux phréatiques et piézométriques absolus du transect B au cours de trois conditions hydrauliques : avant le drainage (t 0h), à l'équilibre des niveaux d'eau entre les mares 1 et 2 (t+47h), après recouvrement des niveaux phréatiques d'origine (t+78h).....	45
Figure 3.1 : Représentation schématique des cinq principaux objectifs proposés et évalués dans cette thèse. L'objectif 2 est réalisé dans ce chapitre.	52
Figure 3.2 : Représentation schématique d'un gonflement de la tourbe au cours d'une hausse du niveau phréatique	59
Figure 3.3 : Représentation schématique du dispositif permettant de mesurer les variations du niveau du sol suivant la profondeur	62

Figure 3.4 : Variations des niveaux phréatiques absolus (noir) et des niveaux du sol (gris) entre les jours 152 et 275 de l'année 2011	66
Figure 3.5 : Relations entre l'oscillation du niveau du sol et du niveau phréatique absolu lors d'un évènement pluvieux entre les jours 166 et 175 de l'année 2011	68
Figure 3.6 : Évolution journalière du niveau du sol (mm) enregistrée à différentes profondeurs au niveau de la lanière S2, d'après les positions initiales du jour 158 de l'année 2010	69
Figure 3.7 : Comparaison des oscillations de niveaux de sols moyens journaliers (mm) des trois systèmes de capteurs au niveau de la lanière S2, d'après les positions initiales du jour 158 de l'année 2011	71
Figure 3.8 : Évolution du niveau phréatique relatif (cm) et de la teneur en eau volumique (%) à 7, 10 et 15 cm de profondeur au niveau de la lanière S2 entre les jours 161 et 175 de l'année 2010.....	72
Figure 3.9 : Variations de la conductivité hydraulique à saturation (K_s ; $m\ s^{-1}$) de la tourbe au travers d'une lanière et de deux mares, aux profondeurs de 50, 75 et 100 cm	73
Figure 3.10 : Variation de l'emmagasinement spécifique moyen ($S_{s_{moy}}$; cm^{-1}) de platières (N7, N6, N5), de lanières (N3, N2, S2) et d'un tapis (N1) au cours de périodes de dilatation et de compression entre 2009 et 2011	78
Figure 3.11 : Variation de l'emmagasinement spécifique ($S_{s_{moy}}$; cm^{-1}) suivant les couches de tourbe (20-30; 30-40; 40-50; 50-60; 60-80; 80-100; 100-250 cm) de la lanière S2	79
Figure 4.1 : Représentation schématique des cinq principaux objectifs proposés et évalués dans cette thèse. L'objectif 3 est réalisé dans ce chapitre.	85
Figure 4.2 : Évolution du rendement spécifique (adimensionnel) avec la profondeur de sol (cm) suivant les platières, les lanières et la forêt	92
Figure 4.3 : Précipitations ($mm\ j^{-1}$), évapotranspiration ($mm\ j^{-1}$) et débits spécifiques ($mm\ h^{-1}$) entre les jours 176 et 275 de l'année 2011.....	94
Figure 4.4 : Fluctuations des niveaux phréatiques relatifs (NPR , cm) dans la forêt (A) et dans la tourbière (B), et oscillations du niveau du sol (NS , cm) dans la tourbière (C) entre les jours 176 et 275.....	95

Figure 4.5 : Niveaux phréatiques relatifs (<i>NPR</i> , cm) en fonction des débits spécifiques à l'exutoire (mm h^{-1}) dans une lanière (N2), une platière (N6) et la forêt (F1) pour la première période la plus humide (A, D, G), la période la plus sèche (B, E, H) et la deuxième période la plus humide (C, F, I).....	97
Figure 4.6 : Stockages relatifs cumulés (mm) obtenus avec les modèles <i>SRC</i> et <i>SRE</i> pour les jours 176-275 (A). Stockages relatifs cumulés (mm) de la tourbière avec les modèles <i>SRE</i> et <i>SRE*</i> (B). <i>SRS</i> cumulé (mm) de la tourbière et de la forêt (C). Écarts de stockage entre le <i>SRS</i> de la forêt et de la tourbière (D).....	100
Figure 4.7 : Stockages relatifs (<i>SRC</i> et <i>SRE</i>), précipitations (<i>P</i>), débits (<i>Q</i>) et évapotranspiration (<i>ET</i>) obtenus au cours de quatre évènements de précipitations similaires (jours 217, 226, 256, 236).....	101
Figure 4.8 : Modèle conceptuel des écoulements de l'eau au travers d'un bassin versant boréal contenant un versant forestier (<i>F</i>) et une tourbière minérotrophe en aval (<i>T</i>)..	110
Figure 5.1 : Représentation schématique des cinq principaux objectifs proposés et évalués dans cette thèse. L'objectif 4 est réalisé dans ce chapitre.	114
Figure 5.2 : Représentation schématique du découpage du bassin versant Abeille en onze grands réservoirs ($n = 1$ à 11)	117
Figure 5.3 : Représentation schématique du remplissage des réservoirs tourbe et mare en période de stockage	122
Figure 5.4 : Modèle schématique du processus de remplissage et de déversement modélisé dans les onze grands réservoirs, ainsi qu'un exemple de rapports isotopiques dans les réservoirs de tourbe et de mare des nouvelles surfaces élémentaires 2 et 3.	124
Figure 5.5 : Représentation chronologique des évènements. L'évènement commence au temps t_0 avec le remplissage des réservoirs de tourbe et de mare.....	126
Figure 5.6 : Représentation schématique de l'expression de la fonction objective <i>Y</i>	128

Figure 5.7 : Représentation des valeurs de δ^2H versus $\delta^{18}O$ pour les précipitations (A), l'eau de surface (B), l'eau de subsurface (C) et les eaux de surface des deux transects (D).....	132
Figure 5.8 : Chroniques des: niveaux phréatiques relatifs (<i>NPR</i>) des surfaces amont et aval de la tourbière ainsi que la forêt (A), débits à l'exutoire (B), précipitations horaires et des $\delta^{18}O$ de la pluie (C), δ^2H et des $\delta^{18}O$ de l'exutoire (D), concentrations en carbone organique dissous (<i>COD</i>) de l'exutoire (E), <i>d-excess</i> de l'exutoire (F).....	134
Figure 5.9 : Nombre d'heures de mélange par jour entre les jours 156 et 277 au sein des mares N6P, S2P et BP.....	136
Figure 5.10 : Chroniques horaires des températures des mares N6P (A), S2P (B) et BP (C) à différentes profondeurs	137
Figure 5.11 : Niveau phréatique relatif (<i>NPR</i> , cm) en fonction du débit ($m^3 h^{-1}$) à l'exutoire pour les typologies de tourbière (A) et de forêt (B)	138
Figure 5.12 : Comparaison entre les rapports isotopiques (δ^2H et $\delta^{18}O$) observés et simulés au niveau des trois mares N6P, S2P et BP	141
Figure 5.13 : Contribution des trois composantes simulées (tourbière, forêt, précipitations) à l'exutoire (A, $f_{pl,11}$), à l'aval de la tourbière (C, $f_{pl,10}$) et à l'amont de la tourbière (D, $f_{pl,2}$) au cours d'une crue de l'été 2011.	143
Figure 6.1 : Représentation schématique des cinq principaux objectifs proposés et évalués dans cette thèse. L'objectif 5 est traité dans ce chapitre.....	154
Figure 6.2 : Représentation schématique du modèle d'écoulement de petits bassins versants boréaux (A) à deux réservoirs en série (forêt et tourbière) ou (B) à un seul réservoir de forêt ou de tourbière	157
Figure 6.3 : Diagramme des étapes chronologiques lors de l'utilisation du modèle	158
Figure 6.4 : Relations débit ($mm h^{-1}$) versus stockage relatif (mm) obtenues au moyen des données de terrain (estimé) et des données prédites (préd.) au cours de l'été 2011 (jours 176-274), au travers des surfaces de forêt (A) et de tourbière (B).	165

Figure 6.5 : Évolution du coefficient de Priestley-Taylor (α_{PT}) en fonction de la température moyenne de l'air (T_{moy}) au travers des surfaces de forêt (A) et de tourbière (B), entre les jours 180 et 274 des années 2011 et 2012.....	165
Figure 6.6 : Évolution des précipitations cumulées (mm) et journalières (mm j ⁻¹) estivales (jours 180-274) des périodes de validation (2009, 2010) et des périodes de calage (2011, 2012) du modèle.....	168
Figure 6.7 : Estimations avec calage de l'évapotranspiration journalière (mm j ⁻¹) moyennée sur l'ensemble du bassin versant, entre les jours 180 et 274 des périodes de validation (2009, 2010) et des périodes de calage (2011, 2012) du modèle.....	169
Figure 6.8 : Évolution des stockages relatifs mesurés ($SR_{F,obs}$) et simulés ($SR_{F,sim}$) des surfaces de forêt entre les jours 180 et 274 des périodes de validation (2009, 2010) et des périodes de calage (2011, 2012) du modèle.	170
Figure 6.9 : Évolution des stockages relatifs mesurés ($SR_{T,obs}$) et simulés ($SR_{T,sim}$) des surfaces de tourbière entre les jours 180 et 274 des périodes de validation (2009, 2010) et des périodes de calage (2011, 2012) du modèle.....	171
Figure 6.10 : Évolution des débits spécifiques horaires (mm h ⁻¹) mesurés (Q_{obs}) et simulés (Q_4) à l'exutoire du bassin versant entre les jours 180 et 274 des périodes de validation (2009, 2010) et des périodes de calage (2011, 2012) du modèle.....	172
Figure 6.11 : Boîtes à moustaches représentant les débits spécifiques horaires (mm h ⁻¹) générés par le modèle, paramétré par 100 % de forêt (F) ou 100 % de tourbière (T), au cours des étés de 2009 à 2012.....	175

LISTE DES TABLEAUX

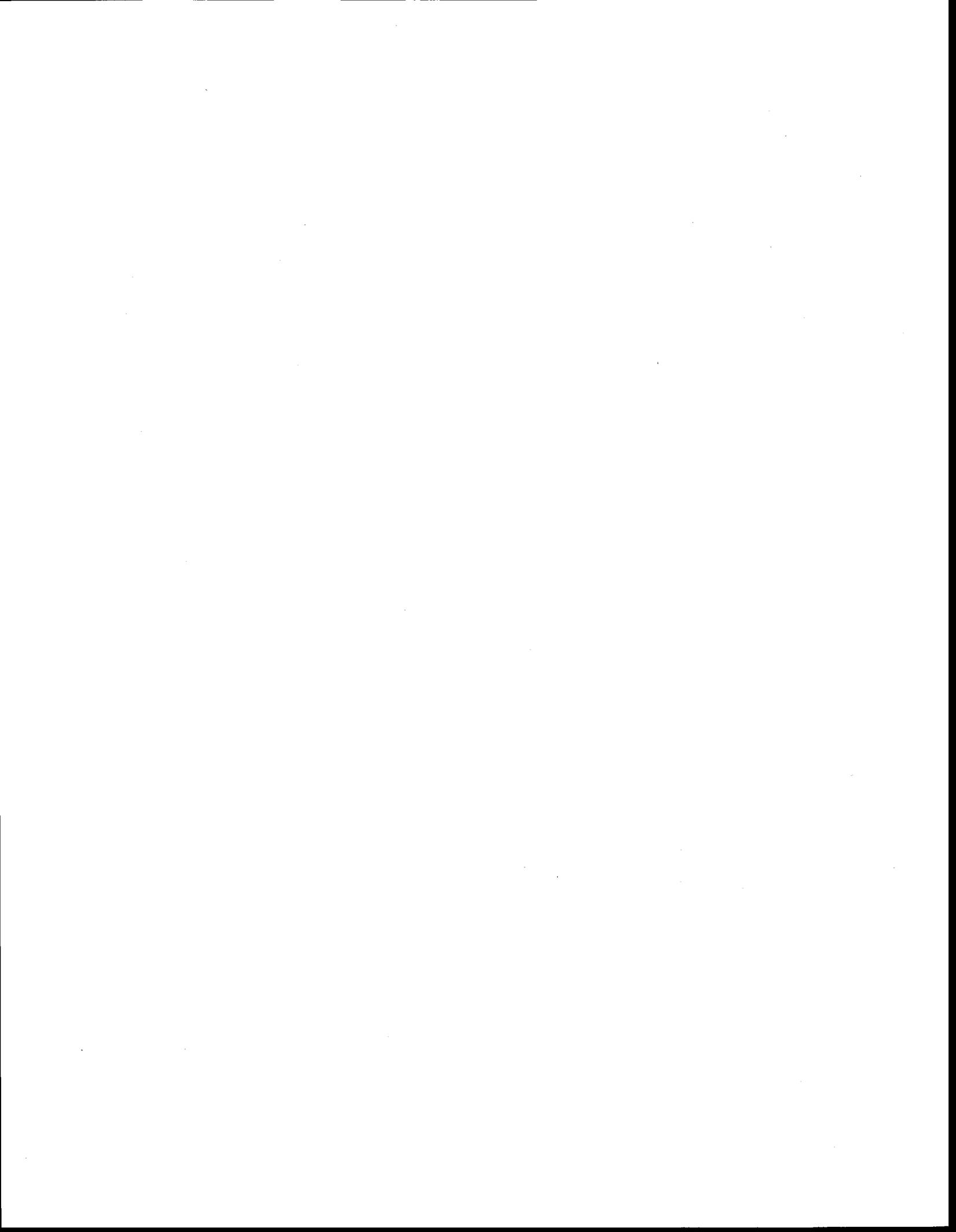
Tableau 1.1 : Variation du rendement spécifique (S_y) en fonction de la profondeur d'après différents auteurs.....	9
Tableau 3.1 : Propriétés physiques des sols de lanières, de platières et de la forêt en fonction de la profondeur. n , \emptyset_e , S_y , \emptyset_{tot} et D_{asec} représentent respectivement le nombre d'échantillon, la porosité efficace, le rendement spécifique, la porosité totale et la densité apparente sèche.....	57
Tableau 3.2 : Relations entre l'oscillation du niveau du sol et les fluctuations de niveaux phréatiques absolus suivant les typologies spécifiques de tapis (N1), lanières (N2, S2, N3) et platières (N5, N6, N7) entre 2009 et 2011.....	67
Tableau 4.1 : Variations de stockage au sein des typologies spécifiques, suivant les fluctuations de la nappe et l'oscillation du niveau du sol, entre les jours 217 et 275.....	105
Tableau 5.1 : Paramètres géochimiques et physiographiques utilisés dans le modèle. Les surfaces élémentaires (Surfaces É.) représentent les surfaces de tourbe, mare et forêt.....	120
Tableau 5.2 : Valeurs de COD , CE et $d-excess$ des différentes masses d'eau échantillonnées avant (jours 172-176) et après (jours 176-180) l'évènement de précipitation.....	133
Tableau 5.3 : Rendement spécifique moyen (adimensionnel) des platières, des lanières, des mares et de la forêt en fonction de la profondeur de sol.....	139
Tableau 5.4 : Bilans hydrologiques du bassin versant (mm) au cours des périodes de stockage et de vidange.....	139
Tableau 5.5 : Différences minimales (%) entre les distances géométriques de la fonction Y pour les trois mares N6P, S2P et BP, et suivant différentes combinaisons de profondeurs de mélanges.....	140
Tableau 6.1 : Comparaison des indicateurs de performance des stockages relatifs de la forêt et de la tourbière, des années de 2009 à 2012 (jours 180-274).....	173
Tableau 6.2 : Comparaison des indicateurs de performance des débits estivaux Q_4 , des années de 2009 à 2012 (jours 180-274).....	174

Tableau 6.3 : Comparaison des écarts de temps aux principales pointes de crues entre les débits estivaux observés (Q_{obs}) et simulés (Q_4). dt représente la relation $t(Q_4) - t(Q_{obs})$174

Tableau 6.4 : Comparaison des principaux pics de débits générés par le modèle, paramétré par 100 % de forêt (Q_F) ou 100 % de tourbière (Q_T), au cours des étés de 2009 à 2012.....176

LISTE DES ANNEXES

Annexe I : Recueil de photos (Figure I.1 à I.17).....	217
Annexe II : Schéma présentant la méthode de mesure des niveaux phréatiques absolus (<i>NPA</i>) utilisée dans le Chapitre 2	229
Annexe III : Oscillation du niveau du sol	231
Annexe IV : Carrer G.E., A.N. Rousseau, A. St-Hilaire, S. Jutras, D.F. Nadeau et S.J. Gumière. An analysis of the spatio-temporal dynamics of summer evapotranspiration from a boreal patterned fen, Quebec, Canada.....	233
Annexe V : Calcul du rayonnement net total.	277
Annexe VI : Calcul du débit généré par la forêt (Q_3) d'après les valeurs de stockage relatif (SR_F).....	279
Annexe VII : Coefficients de Priestley-Taylor utilisés dans le Chapitre 6.	283



LISTE DES ABRÉVIATIONS ET DES SIGLES

- En lien avec le bilan hydrologique (Chapitres 1 à 6)

Sigles	Définitions	Unités	Pages
α	Coefficient de Priestley-Taylor	-	88
b	Épaisseur de sol saturée	L	8, 59, 60, 61
dS	Variation de stockage	L	8
dt	Pas de temps	h	6
Δ	Pente de la courbe de saturation de vapeur en fonction de la température	kPa °C ⁻¹	88
E_{eq}	Évaporation à l'équilibre	L	88
ET	Évapotranspiration	L ³	6, 88
G	Flux de chaleur du sol	MJ m ² j ⁻¹	6
GW	Échanges avec l'eau souterraine	[L ³]	7
γ	Constante psychométrique	kPa °C ⁻¹	88
h	Charge hydraulique	L	8
λ	Flux de chaleur latente de vaporisation	MJ kg ⁻¹	88
P	Précipitations	L ³	89
Q	Débits	L ³	6
Q'	Apport d'eau par les versants	L ³	7
Q_1	Écoulements de base issus de la forêt	L	110
Q_2	Écoulements de base issus de la tourbière	L	110
Q_3	Écoulements de surface dans la forêt	L	110
Q_4	Écoulements de surface dans la tourbière	L	110
R_n	Radiation nette	MJ m ² j ⁻¹	88
S	Stockage	L ³	7
Sd	Coefficient de dilatation	-	8, 60
SR	Stockage relatif	L	90
SRC	Stockage relatif calculé	L	89
SRE	Stockage relatif estimé	L	91
SRE^*	Stockage relatif estimé avec des valeurs de porosités efficaces moyennes	L	91
SRS	Stockage relatif d'après un Seuil de déversement	L	92
Ss	Emmagasinement spécifique	L ⁻¹	8, 61
Ss_{moy}	Emmagasinement spécifique moyen	L ⁻¹	60
Sy	Rendement spécifique	-	8, 91
t	temps	h	6, 64

• En lien avec les propriétés du sol (Chapitres 1 à 6)

Sigles	Définitions	Unités	Pages
<i>A</i>	Surface intérieur d'un piézomètre	m ²	64
<i>AF</i>	Système de mesure de l'oscillation du sol « ancré-flottant »	-	58
<i>d</i>	Diamètre extérieur d'un piézomètre	m	64
<i>D_{asec}</i>	Densité apparente d'un échantillon sec	g cm ⁻³	57
<i>ΔNS</i>	Oscillation du niveau du sol	L	10, 58, 59
<i>ε</i>	Facteur d'erreur	%	63
<i>F</i>	Facteur de forme de la prise d'eau d'un piézomètre	m	64
<i>h</i>	Différence initiale de hauteur au temps <i>t</i>	m	64
<i>h₀</i>	Différence de hauteur d'eau par rapport au niveau initial	m	64
<i>K_s</i>	Conductivité hydraulique à saturation	m s ⁻¹	64
<i>l</i>	Longueur des crépines d'un piézomètre	m	64
<i>M_{drainée}</i>	Masse d'un échantillon drainé	g	56
<i>M_{saturée}</i>	Masse saturée d'un échantillon	g	56
<i>M_{sèche}</i>	Masse sèche d'un échantillon	g	57
<i>NP</i>	Niveau phréatique	L	34, 59
<i>NPA</i>	Niveau phréatique absolu : distance vertical entre le niveau phréatique et un niveau de référence fixe	L	37, 59
<i>NPR</i>	Niveau phréatique relatif : distance vertical entre le niveau phréatique et le niveau du sol	L	59, 90
<i>NPZ</i>	Niveau piézométrique	L	34
<i>NPZA</i>	Niveau piézométrique absolu	L	37
<i>NS</i>	Niveau du sol	L	54, 59
<i>σ</i>	Contrainte totale	kPa	10
<i>σ'</i>	Contrainte effective	kPa	10
<i>ψ</i>	Pression de l'eau	kPa	10
<i>Ø_e</i>	Porosité efficace	%	56
<i>Ø_{tot}</i>	Porosité totale	%	58
<i>θ_v</i>	Teneur en eau volumique réelle	%	63
<i>θFDR</i>	Teneur en eau volumique donnée par lune sonde FDR	%	63
<i>V_{cylindre}</i>	Volume du cylindre du carottier en cuivre	cm ³	56
<i>z</i>	Altitude du niveau du sol	L	10

- En lien avec les données géochimiques (Chapitre 5)

Sigles	Définitions	Unités	Pages
<i>COD</i>	Carbone organique dissous	mg l ⁻¹	115, 118
δ^2H	Rapport isotopique du deutérium	‰	115, 118
$\delta^{18}O$	Rapport isotopique de l'oxygène	‰	115, 118
<i>CE</i>	Conductivité électrique	μS cm ⁻¹	115, 118
<i>DIH</i>	Décomposition isotopique d'hydrogramme de crue	-	115
<i>T</i>	Température	°C	118, 136

- En lien avec le modèle hydro-géochimique (Chapitre 5)

Sigles	Définitions	Unités	Pages
<i>A_{pl}</i>	Superficie d'un réservoir de mare	m ²	121
<i>A_{pt}</i>	Superficie d'un réservoir de tourbe	m ²	121
<i>A_x</i>	Superficie d'un réservoir	m ²	123
<i>d-excess</i>	Excès en deutérium	‰	119
δ_i	Rapport isotopique observé des précipitations	‰	125
δ^2_F	Rapport isotopique en deutérium simulé de la forêt	‰	126
δ^2_P	Rapport isotopique en deutérium simulé des précipitations	‰	125
δ^2_{pl}	Rapport isotopique en deutérium simulé d'un réservoir de mare	‰	125
δ^2_{pt}	Rapport isotopique en deutérium simulé d'un réservoir de tourbe	‰	125
δ^2_Q	Rapport isotopique en deutérium à l'exutoire d'un grand réservoir	‰	129
δ^2_1	Rapport isotopique en deutérium de la composante 1	‰	129
δ^2_2	Rapport isotopique en deutérium de la composante 2	‰	129
δ^2_3	Rapport isotopique en deutérium de la composante 3	‰	129
$\Delta\delta^2$	Déviations entre le rapport isotopique en deutérium simulé et observé	‰	128
$d\delta^2$	Déviations entre les rapports isotopiques en deutérium des jours 175 et 177	‰	128
δ^{18}_F	Rapport isotopique en oxygène simulé de la forêt	‰	126
δ^{18}_P	Rapport isotopique en oxygène simulé des précipitations	‰	125
δ^{18}_{pl}	Rapport isotopique en oxygène simulé d'un réservoir de mare	‰	125
δ^{18}_{pt}	Rapport isotopique en oxygène simulé d'un réservoir de tourbe	‰	125
δ^{18}_Q	Rapport isotopique en oxygène à l'exutoire d'un grand réservoir	‰	129
δ^{18}_1	Rapport isotopique en oxygène de la composante 1	‰	129
δ^{18}_2	Rapport isotopique en oxygène de la composante 2	‰	129

Sigles	Définitions	Unités	Pages
δ^18_3	Rapport isotopique en oxygène de la composante 3	‰	129
$\Delta \delta^18$	Déviations entre le rapport isotopique en oxygène simulé et observé	‰	128
$d \delta^18$	Déviations entre les rapports isotopiques en oxygène des jours 175 et 177	‰	128
f_c	Débits à l'exutoire d'un grand réservoir	$m^3 h^{-1}$	123
f_{pl}	Débits d'un réservoir de mare	$m^3 h^{-1}$	123
$f_{pl, 2}$	Débits à l'exutoire du grand réservoir 2 représentant 10 % de l'aire drainée du bassin versant Abeille	$m^3 h^{-1}$	143
$f_{pl, 10}$	Débits à l'exutoire du grand réservoir 10 représentant 90 % de l'aire drainée du bassin versant Abeille	$m^3 h^{-1}$	143
$f_{pl, 11}$	Débits à l'exutoire du grand réservoir 11 représentant 100 % de l'aire drainée du bassin versant Abeille	$m^3 h^{-1}$	143
f_{pt}	Débits d'un réservoir de tourbe	$m^3 h^{-1}$	124
GMWL	Droite mondiale des eaux météoriques	-	130
LEL	Droite locale des eaux évaporées	-	130
LMWL	Droite locale des eaux météoriques	-	130
n	Nombre entier	-	123
P_i	Précipitations	mm	125
Q	Débits totaux à l'exutoire	$m^3 h^{-1}$	129
Q_1	Débits de la composante 1	$m^3 h^{-1}$	129
Q_2	Débits de la composante 2	$m^3 h^{-1}$	129
Q_3	Débits de la composante 3	$m^3 h^{-1}$	129
SDP_F	<i>Specific discharge production</i> de la forêt (débits engendrés par la forêt au niveau d'un réservoir de mare ou de forêt)	$m^3 h^{-1}$	124
SDP_{pl}	<i>Specific discharge production</i> des précipitations (débits engendrés par les précipitations au niveau d'un réservoir de mare)	$m^3 h^{-1}$	124
SDP_{pt}	<i>Specific discharge production</i> des précipitations (débits engendrés par les précipitations au niveau d'un réservoir de tourbe)	$m^3 h^{-1}$	123
S_{pl}	Volume d'eau stocké dans un réservoir de mare	m^3	121, 122
S_{pt}	Volume d'eau stocké dans un réservoir de tourbe	m^3	123
$\emptyset_{e_{pl}}$	Porosité efficace d'une mare	%	120
$\emptyset_{e_{pt}}$	Porosité efficace de la tourbe	%	120
t	Temps	h	124
V_{pl}	Volume d'eau dans un réservoir de mare	m^3	123
V_{pt}	Volume d'eau dans un réservoir de tourbe	m^3	123
V-SMOW	<i>Vienna-Standard Mean Ocean Water</i>	‰	119
Z_{BP}	Profondeur du réservoir de la mare BP	m	140
Z_p	Hauteur d'eau apportée par les précipitations	m	122, 140
Z_{pl}	Profondeur d'un réservoir de mares peu profondes	m	122, 140
Z_{pt}	Profondeur d'un réservoir de tourbe	m	122, 140
Z_{thres}	Hausse du NPR jusqu'au seuil de déversement	m	122

- En lien avec le modèle de stockage (Chapitre 6)

Sigles	Définitions	Unités	Pages
A_F	Superficie du réservoir de forêt	m ²	159
A_T	Superficie du réservoir de tourbière	m ²	159
a_F	Coefficient de la relation débits <i>versus</i> stockage relatif du réservoir de forêt	-	159
a_{PT}	Coefficient de Priestley-Taylor en relation avec la température	-	161
a_T	Coefficient de la relation débits <i>versus</i> stockage relatif du réservoir de tourbière	-	159
b_F	Coefficient de la relation débits <i>versus</i> stockage relatif du réservoir de forêt	mm	159
b_T	Coefficient de la relation débits <i>versus</i> stockage relatif du réservoir de tourbière	mm	159
ET_F	Évapotranspiration du réservoir de forêt	m ³	157, 159
ET_T	Évapotranspiration du réservoir de tourbière	m ³	157, 159
F	Typologie de forêt	-	156
NPR_F	Niveau phréatique relatif du réservoir de forêt	m	161
NPR_{la}	Niveau phréatique relatif des typologies de lanière	m	161
NPR_{pl}	Niveau phréatique relatif des typologies de platière	m	161
NS	Coefficient de Nash-Sutcliffe	-	162
$P-BIAIS$	Pourcentage de biais	%	162
P_F	Précipitations sur le réservoir de forêt	m ³	158
P_T	Précipitations sur le réservoir de tourbière	m ³	158
Q_{obs}	Débits observé	m ³ h ⁻¹	162
Q_{obs}	Débits moyens observés	m ³ h ⁻¹	162
Q_3	Débits générés par le réservoir de forêt	m ³ h ⁻¹	157, 159
Q_4	Débits générés par le réservoir de tourbière	m ³ h ⁻¹	157, 159
Q_F	Débits générés par le réservoir à 100% de forêt	m ³ h ⁻¹	157, 160
Q_T	Débits générés par le réservoir à 110% de tourbière	m ³ h ⁻¹	157, 160
$REQMN$	Racine carrée de l'erreur quadratique normalisée	%	162
SR_F	Stockage Relatif dans le réservoir de forêt après génération de débits	m ³	158
$SR_{F,obs}$	Stockage relatif observé dans le réservoir de forêt	m ³	161
$SR_{F,sim}$	Stockage relatif simulé dans le réservoir de forêt	m ³	162
SR_{obs}	Stockage relatif observé	m ³	162
$SR_{obs,max}$	Stockage relatif observé maximal	m ³	162
$SR_{obs,min}$	Stockage relatif observé minimal	m ³	162
SR_{sim}	Stockage relatif simulé	m ³	162
SR_T	Stockage relatif dans le réservoir de tourbière	m ³	158
$SR_{T,sim}$	Stockage relatif simulé dans le réservoir de tourbière	m ³	162
$SR_{T,obs}$	Stockage relatif observé dans le réservoir de tourbière	m ³	162
Sy_F	Rendement spécifique du réservoir de forêt	-	161
Sy_{la}	Rendement spécifique des typologies de lanière	-	161
Sy_{ma}	Rendement spécifique des typologies de mare	-	161

Sigles	Définitions	Unités	Pages
Sy_{pl}	Rendement spécifique des typologies de platière	-	161
Sy_F	Rendement spécifique du réservoir de forêt	-	161
T	Typologie de forêt	-	156
T_{moy}	Température moyenne sur 14 jours	°C	162

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1. Contexte

1.1.1. Répartition des tourbières

Les biomes et écosystèmes sont les reflets des conditions environnementales auxquelles ils sont soumis aux échelles régionale et continentale. Ainsi, lorsqu'on se rapproche des latitudes supérieures à 50°N dans l'hémisphère Nord, la forêt boréale se transforme graduellement en toundra, c'est-à-dire en zones de steppes dépourvues de strate arborescente. Les tourbières sont l'un des écosystèmes majeurs qui composent ce biome et sont présentes sur une large ceinture localisée entre le sud de la forêt boréale et le nord de la toundra. Leur couverture devient maximale aux alentours de 52°N et 57°N pour l'Amérique du Nord (Glaser *et al.*, 1986). On estime à 4 millions de km² la superficie du globe recouverte par les tourbières et celles-ci sont principalement situées au Canada, en Russie, en Scandinavie et au nord-ouest de l'Europe (Francez, 2000; Joosten *et al.*, 2002). Au Canada, les milieux humides représenteraient 14 % du territoire (N.W.W.G., 1988) et près de 80 % seraient des tourbières (Tarnocai *et al.*, 2000). Au Québec, les tourbières couvriraient entre 9 et 12 % de la superficie de la province, dont la majorité serait localisée autour des baies de James et d'Hudson (Payette *et al.*, 2001). Enfin, les tourbières couvriraient environ 20 % du bassin versant de La Grande rivière (Tarnocai *et al.*, 2000) et parfois plus de 50 % de certaines régions de la baie de James (Warner *et al.*, 1997).

1.1.2. « L'aqualyse » et les changements climatiques

Dans l'hémisphère Nord, un nombre important de ces tourbières boréales sont structurées par d'innombrables mares peu profondes (Payette *et al.*, 2001). En effet, les tourbières du type minérotrophe se caractérisent par un patron de surface constitué de lanières étroites séparées entre elles par des mares s'agencant perpendiculairement à la direction dominante de l'écoulement de l'eau (Tarnocai, 1980). Pour définir ce processus d'ennoisement des tourbières, le professeur

Serge Payette (Université Laval) a utilisé le néologisme « *aqualyse* ». Payette (2008) donne ainsi la définition suivante : « *l'aqualyse réfère au processus de décomposition physique des végétaux de la surface des tourbières sous l'action de l'eau. Il se distingue du terme hydrolyse qui se rapporte à la décomposition chimique d'un objet sous l'action de l'eau* ». Le processus d'aqualyse peut se développer de deux façons : par expansion graduelle sur des surfaces plates, ou par coalescence entre deux mares voisines (Dissanska, 2012). Différents facteurs pourraient contrôler ce processus. La pente topographique serait corrélée positivement avec le nombre de mares (Belyea, 2007) mais limiterait l'extension des surfaces aqualysées (White, 2011). La taille et la profondeur des tourbières seraient aussi des facteurs favorables au processus d'aqualyse (White, 2011). Des études récentes menées dans le nord du Québec ont appuyé l'hypothèse d'un lien étroit entre l'évolution du climat (hausse des précipitations) et ce phénomène récent de destruction de la végétation (Arlen-Pouliot, 2009; Dissanska, 2012). Ce lien a aussi été observé en Europe par Charman (1995). Dans le nord du Québec, l'augmentation de la hauteur d'eau dans les écosystèmes aquatiques depuis le début du XX^e siècle serait due à des taux d'humidité élevés et des précipitations abondantes (Bégin, 2001; Payette *et al.*, 1991). Pour le futur et dans ce contexte de changements climatiques, les prévisions du consortium Ouranos (Ouranos, 2012) pour le nord du Québec s'orientent vers une hausse des températures (de +4,5 à +6,5°C en hiver et de +1,6 à +2,8°C en été) et particulièrement des précipitations (de +16,8 à +29,4 % en hiver et de +3,0 à +12,1 % en été) à l'horizon 2050. Ces hausses des précipitations pourraient favoriser l'aqualyse et ainsi accentuer l'enneigement des tourbières boréales.

1.1.3. Rôle dans le cycle du carbone

L'une des particularités des sols tourbeux est qu'ils sont presque exclusivement composés de matières organiques, donc riches en carbone. Les tourbières en expansion accumulent 1 à 3 mm an⁻¹ de tourbe (Charman, 2002), ce qui rend leur bilan carbone excédentaire. De ce fait, les tourbières forment d'importants puits de carbone et contiendraient 33 à 50 % du carbone stocké dans les sols terrestres (Charman, 2002). L'hydrologie et plus particulièrement le niveau de la nappe, est l'un des paramètres majeurs contrôlant le rapport « carbone produit/carbone émis », (Moore *et al.*, 1998). L'émission de carbone, outre la respiration végétale, se réalise lors de la décomposition de la tourbe par les microorganismes du sol. L'amplitude du battement de la nappe influence le taux de décomposition bactérienne (Belyea *et al.*, 2001). En effet, un

abaissement rapide de la nappe, comme lors d'un drainage, favorise la décomposition aérobie et l'émission de dioxyde de carbone (Rydin *et al.*, 2006). En revanche, un ennoiment prolongé des tourbières engendre une décomposition anaérobie qui favorise une production de méthane (Rosenberry *et al.*, 2006). Ce rôle majeur dans les cycles du carbone et, par conséquent, du méthane ont fait l'objet de nombreuses études ces dernières années (Glaser *et al.*, 2004; Kellner *et al.*, 2006; Siegel *et al.*, 2001; Strack *et al.*, 2005; Strack *et al.*, 2006; Strack *et al.*, 2008).

1.1.4. L'hydroélectricité de la baie de James

Le complexe hydroélectrique La Grande, construit à partir de la fin des années 70, représente à lui seul près de la moitié (≈ 17 GW) de la puissance électrique installée au Québec (Hydro-Québec, 2013). Il regroupe actuellement dix centrales, localisées sur La Grande rivière ainsi que sur les rivières La Forge, Canapiscau, Opinaca et Eastmain (Figure 1.1). En tenant compte des dérivations, le bassin versant de ce complexe a une superficie de 177 000 km² (Hydro-Québec, 2011). Depuis 1985, le niveau d'eau dans ces réservoirs est étonnamment bas sans qu'aucune explication concrète ne soit établie pour le moment (Roy, 2004). Cependant, une faible réactivité de l'écoulement aux pluies a été enregistrée après certains épisodes à fortes précipitations. L'une des hypothèses avancées serait un emmagasinement d'eau au sein des tourbières, très représentées sur ce bassin versant.

1.1.5. Les projets de recherche

Cette thèse contribue à deux projets de recherche sur les tourbières du bassin versant de La Grande rivière (Québec). Le projet de recherche « Écohydrologie des tourbières minérotrophes fortement aqualysées » a été réalisé en partenariat avec l'Université Laval, l'UQAM et l'INRS-ETE sous la responsabilité du professeur S. Payette (Université Laval). Ce projet avait pour objectif d'améliorer les connaissances sur l'hydrologie (Dribault, 2012; Levrel *et al.*, 2010; Proulx-McInnis, 2010), le cycle du carbone (Cliche Trudeau, 2012) et sur le développement des tourbières minérotrophes aqualysées (Dissanska, 2012; White, 2011). Le second projet intitulé « Adaptation des outils PHYSITEL/HYDROTEL au milieu boréal québécois : modélisation des processus hydrologiques et analyses de sensibilité, d'identifiabilité et d'incertitudes » qui se conclut au printemps 2014 s'effectue sous la responsabilité du professeur A.N. Rousseau (INRS-

ETE). Ce projet a entre autre pour but d'améliorer les connaissances sur l'évapotranspiration (Carrer *et al.*, 2012; Nadeau *et al.*, 2012), l'évolution du couvert nival (Oreiller *et al.*, 2012) et la dynamique hydrologique (cette thèse) des tourbières du bassin versant de La Grande rivière. Ce dernier projet fait suite aux travaux récents d'adaptation du modèle semi-distribué HYDROTEL (Bouda *et al.*, 2013; Bouda *et al.*, 2012; Fortin *et al.*, 2001a; Fortin *et al.*, 2001b; Turcotte *et al.*, 2007; Turcotte *et al.*, 2003) au domaine Haut-Boréal québécois (Jutras *et al.*, 2009).

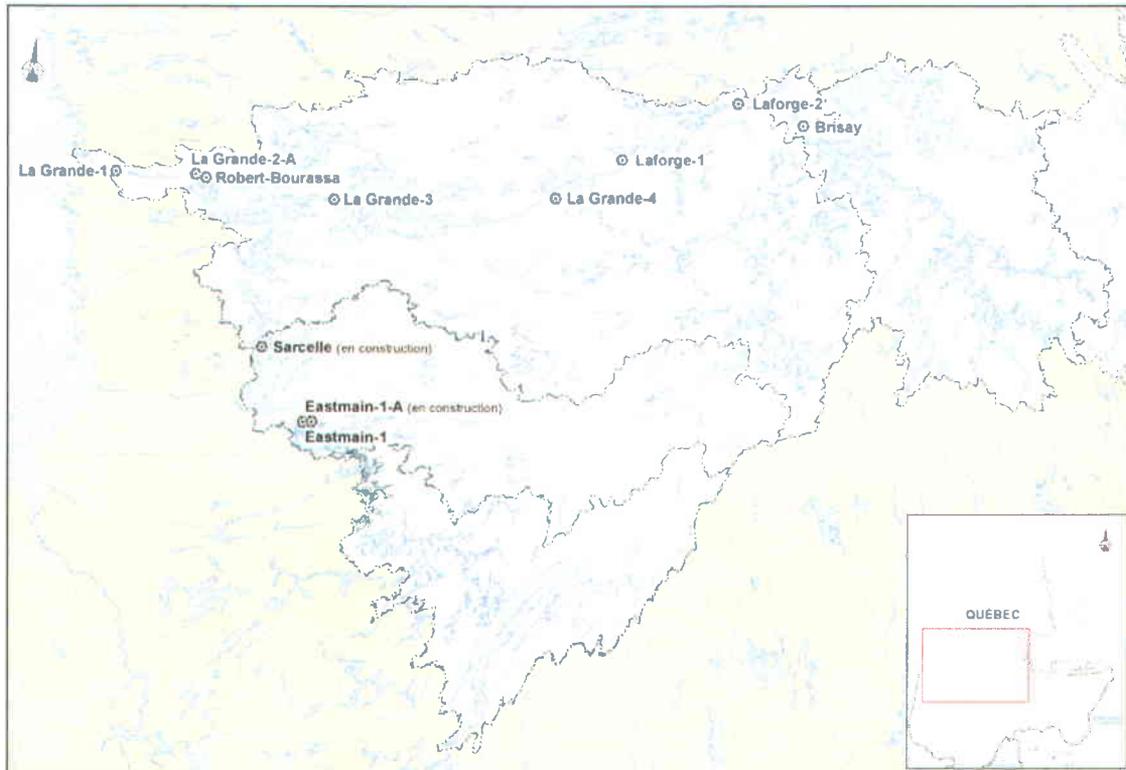


Figure 1.1 : Bassin versant du complexe hydroélectrique La Grande et localisation des centrales actuelles (tiré de Hydro-Québec, 2013).

1.2. Tourbières ombrotrophes et minérotrophes

Waddington *et al.* (2009) ont utilisé les définitions suivantes pour définir les termes « *milieux humides* » et « *tourbière* » :

Les zones humides sont définies comme des zones où la nappe est proche, ou au-dessus de la surface du sol assez longtemps pour former un sol saturé en eau, une végétation hydrophile, et une activité biologique adaptée aux environnements humides (National Wetlands Working Group, 1988). C'est pourquoi, les milieux humides seront localisés dans les zones où il y a un apport en eau adéquat, comme dans les régions où la moyenne des précipitations excède les pertes par évaporation,

là où le drainage est limité, ou lorsque des arrivées d'eau en surface ou des sources de sub-surface réduisent le déficit hydrique. En raison des conditions climatiques ou édaphiques y régnant; les marais, les zones d'eau peu profondes et certains marécages sont classés comme zones humides qui ne produisent pas, ou peu, de tourbe (Zoltai et Vitt 1995), tandis que les tourbières sont classées comme des zones humides qui ont accumulé plus de 40 cm de sédiments organiques.

La distinction entre les tourbières ombrotrophes (*bogs*) et minérotrophes (*fens*) peut être réalisée suivant des critères morphologiques, biologiques, géochimiques et hydrologiques (Payette *et al.*, 2001). Cependant, cette distinction se fait surtout sur la base de schémas conceptuels, moins bien définis dans la nature. Les tourbières ombrotrophes sont théoriquement alimentées par les précipitations seules, ce qui leurs confèrent une faible minéralisation des eaux (conductivité électrique $< 80 \mu\text{S cm}^{-1}$; Ca $< 2 \text{ mg l}^{-1}$). Cette faible minéralisation favorise l'implantation de sphaignes qui accentuent l'acidité du milieu (pH compris entre 3,5 et 4,2). Les tourbières minérotrophes sont alimentées par les précipitations et par les eaux de ruissellement issues des versants. Ces apports des versants leurs permettent d'avoir une eau plus minéralisée que les tourbières ombrotrophes (conductivité électrique $> 80 \mu\text{S cm}^{-1}$; Ca compris entre 2 et 50 mg l^{-1}). Cette minéralisation permet aux cypéracées d'être plus compétitives et limite la colonisation des sphaignes. Le pH est alors moins faible (4,6 à 7,5).

1.3. Hydrologie des tourbières

1.3.1. Acrotelme et catotelme

Il est courant de distinguer deux couches dans un profil de tourbe : l'acrotelme et le catotelme (Ingram, 1983). Cette distinction fait référence à différents états de saturation au cours de l'année, engendrant aussi différents processus biologiques, géochimiques et physiques. L'**acrotelme** correspond à la couche superficielle de la tourbe, entre la surface et le plus bas niveau de nappe mesuré à l'échelle des saisons. Cette couche est en outre, le siège de la croissance végétale, des processus d'oxydation ou de variations importantes de stockage d'eau. Le **catotelme** correspond à la couche de tourbe saturée en permanence. On y trouve en outre, les processus de méthanogenèse ou d'emménagement spécifique.

1.3.2. Bilans hydrologiques des tourbières

Un bilan hydrologique représente un calcul des entrées et des sorties d'eau à un instant t , au niveau d'un volume de contrôle bien défini. En hydrologie, le bassin versant représente généralement ce volume. À défaut de connaissances précises sur le site d'étude, un bassin versant se définit d'après son exutoire, souvent représenté par un cours d'eau. Toute molécule d'eau apportée en surface passera par cet exutoire à moins d'être reprise par l'évapotranspiration. Ses limites en surface sont donc représentées par les crêtes topographiques.

Les bilans hydrologiques simplifiés sont généralement représentés de la façon suivante :

$$P - ET - Q \pm GW = dS/dt \quad (1.1)$$

où P , ET , Q , GW , dS , dt représentent respectivement les précipitations, l'évapotranspiration, les débits, les échanges avec l'eau souterraine, et les variations de stockage dans l'intervalle de temps t .

Les tourbières ne représentent généralement pas à elles seules des bassins versants, mais sont l'une des typologies qui les composent. Ainsi, il est difficile de les étudier sans tenir compte des autres typologies, comme par exemple la forêt. Cependant, la schématisation de leur bilan hydrologique permet d'illustrer les différences de flux entre les tourbières ombrotrophes et les tourbières minérotrophes (Figures 1.2A et B).

Les tourbières ombrotrophes sont souvent représentées sous leur forme d'expansion terminale, c'est à dire la forme bombée (Figure 1.2A). Comme les tourbières minérotrophes, les tourbières ombrotrophes génèrent peu de débits en été car l' ET est quasi équivalente aux P (Kellner et al., 2002; Lafleur et al., 2005; Price et al., 1994). Des bilans hydrologiques simplifiés ($P - ET = dS$) sont parfois utilisés dans la littérature pour les tourbières ombrotrophes (Price *et al.*, 1999). Celles-ci montrent généralement de fortes fluctuations de niveaux phréatiques (NP) de quelques dizaines de centimètres (Clerc, 2009; Fraser *et al.*, 2001; Kellner *et al.*, 2002; Price *et al.*, 1994).

Les tourbières minérotrophes sont plus directement en interaction avec les versants, ce qui représente l'une des principales différences avec les tourbières ombrotrophes. Les tourbières minérotrophes sont généralement représentées le long d'un versant en pente (Figure 1.2B). Ainsi,

les entrées sont issues à la fois des P et de l'apport d'eau provenant des versants (Q'). L'effet de la pente combiné à de rapides baisses de la perméabilité au niveau du catotême limitent l'amplitude des fluctuations de nappes. Celles-ci sont souvent de l'ordre de quelques centimètres (Price *et al.*, 1994; Proulx-McInnis *et al.*, 2012; Roulet, 1991).

Pour ces deux types de tourbière, les échanges avec l'eau souterraine sont souvent considérés comme faibles (Branfireun *et al.*, 1998; Drexler *et al.*, 1999) voire nuls (Proulx-McInnis *et al.*, 2012).

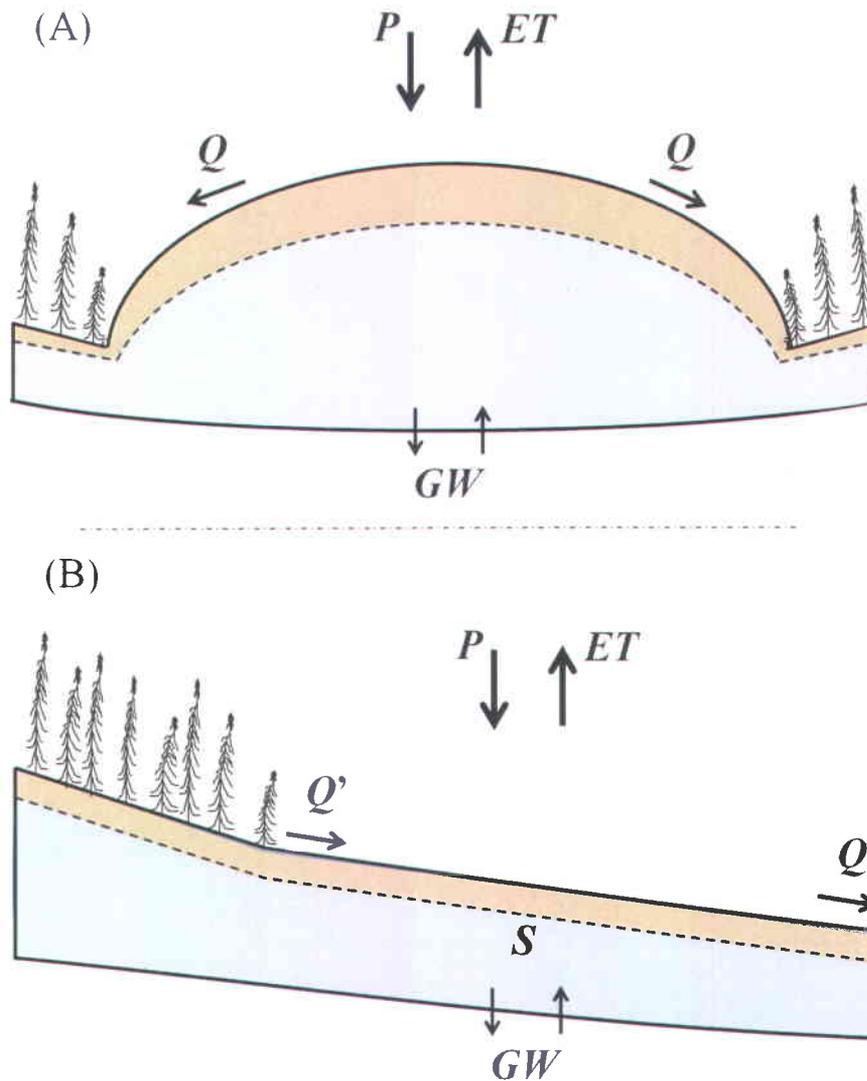


Figure 1.2 : Représentation schématique des bilans hydrologiques d'une tourbière ombrotrophe (A) et d'une tourbière minérotrophe (B). P , ET , Q , Q' , GW et S représentent respectivement les précipitations, l'évapotranspiration, les débits aux exutoires, l'apport d'eau par les versants, les échanges avec l'eau souterraine et le stockage. Le niveau phréatique est symbolisé par la ligne en pointillés.

1.3.3. Terminologies spécifiques au stockage

À la différence des termes du bilan hydrologique symbolisant des entrées ou des sorties d'eau (P , ET , Q , GW), le stockage (S) représente la quantité d'eau à l'intérieur d'un bassin versant. La majeure partie de ce S est contenue dans la porosité du sol en-dessous du niveau phréatique. Dans les sols minéraux, les variations de stockage (dS) correspondent relativement bien aux variations du niveau phréatique au sein de la porosité efficace. Cette porosité symbolise le rendement spécifique ou « *specific yield* » en anglais (Sy). Les sols organiques ont la particularité d'être constitués d'une matrice flexible engendrant une modification de la porosité du sol au cours du temps et se traduisant par un déplacement vertical du niveau du sol (Fritz *et al.*, 2008; Kennedy *et al.*, 2004; Petrone *et al.*, 2008; Price, 2003; Price *et al.*, 1999; Roulet, 1991; Strack *et al.*, 2006; Whittington *et al.*, 2007; Whittington *et al.*, 2006). Lors d'une augmentation du niveau phréatique, la matrice organique se détend et gonfle tandis que celle-ci se contracte lorsqu'une baisse du niveau phréatique survient. Plus les accumulations de tourbe seront importantes, plus il est pertinent de tenir compte des valeurs d'emmagasinement spécifique (Ss) ou du coefficient de dilatation (Sd ; Kennedy *et al.*, 2005) dans l'estimation du stockage. Ainsi les variations de S d'un sol organique peuvent être exprimées des façons suivantes :

$$dS = dh * (Sy + Sd) \quad (1.2)$$

$$dS = dh * (Sy + b.Ss) \quad (1.3)$$

où dS , représente les variations de stockage [L]; dh , les variations de charge hydraulique [L]; Sy , le rendement spécifique [adimensionnel]; Sd , le coefficient de dilatation [adimensionnel]; b , l'épaisseur de sol organique saturé [L]; et Ss , l'emmagasinement spécifique [L^{-1}].

- **Rendement spécifique**

Hogan (2006a) définit le rendement spécifique comme le volume d'eau drainé par unité de surface, divisé par la baisse du niveau de nappe. Le Sy correspond aussi à la différence entre la teneur en eau volumique à saturation et la capacité au champ. Les valeurs de Sy rencontrées dans la littérature varient fortement suivant la profondeur et le type de tourbe (Tableau 1.1) avec des valeurs proches de 1,00 en surface à moins de 0,15 dans le catotélme.

Tableau 1.1 : Variation du rendement spécifique (S_y) en fonction de la profondeur d'après différents auteurs.

Auteurs	S_y de surface	S_y de profondeur	Type de tourbière
Hogan (2006a)	1,00	0,13 (base de l'acrotelme)	minérotrophe
Verry & Boelter (1978)	0,45 (acrotelme)	0,10 (catotelme)	-
Price & FitzGibbon (1987)	0,29 (acrotelme)	0,13 (catotelme)	minérotrophe
van der Schaaf (2004)	0.40	0,20	ombrotrophe

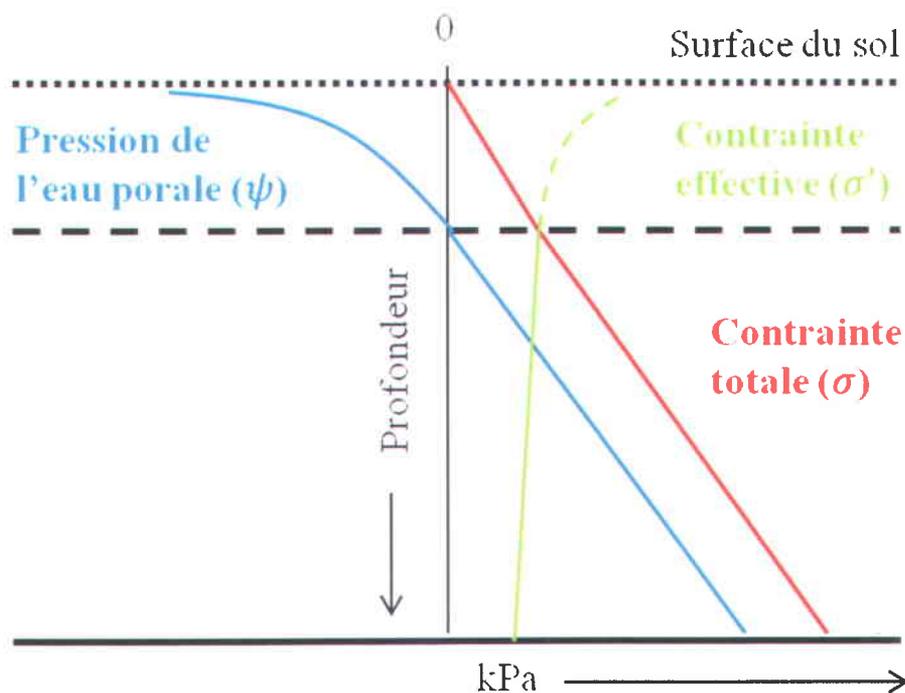


Figure 1.3 : Évolution des contraintes totale et effective et de la pression de l'eau en fonction de la profondeur de sol (modifié d'après Kennedy *et al.*, 2005).

- **Emmagasinement spécifique**

L'emmagasinement spécifique (S_s), appelé aussi coefficient d'emmagasinement spécifique peut être défini de deux façons (Banton *et al.*, 1997) : (i) comme la capacité d'un aquifère à libérer de l'eau sous l'effet d'un abaissement de la charge hydraulique ou (ii) comme le volume d'eau libéré par un volume de sol pour une baisse unitaire de la charge hydraulique.

Les variations du niveau du sol ne sont cependant pas toutes liées à l' S_s et s'expliquent par trois phénomènes : la compression normale, la compression résiduelle et l'oxydation. La compression résiduelle et l'oxydation se réalisent au niveau de la zone non saturée et sont largement inférieures à la compression normale qui s'effectue sur toute l'épaisseur de la zone saturée (McLay *et al.*, 1992; Price *et al.*, 1999). La compression résiduelle s'effectue lorsque l'air remplace l'eau dans la porosité du sol. Une importante partie des contraintes s'exercent alors sur la matrice et non plus sur l'eau, créant une diminution du volume de sol, particulièrement dans le cas des sols organiques qui sont plus compressibles que les sols minéraux. L'oxydation qui correspond à une dégradation de la matière organique peut, dans certains cas, représenter de fortes variations du volume de tourbe, mais celle-ci s'effectue sur le long terme (Schothorst, 1977). La compression normale est attribuée aux variations de la contrainte effective (σ' , Équation 1.4) et elle s'exprime majoritairement par la consolidation primaire (Kennedy *et al.*, 2005; Terzaghi, 1943). Dans la zone saturée, lorsque la pression de l'eau diminue (baisse de la charge hydraulique), la contrainte effective augmente (Figure 1.3). Une partie du poids total du sol est alors transférée de l'eau vers la matrice fibreuse (Schlotzhauer *et al.*, 1999). La contrainte effective s'exprime comme suit :

$$\sigma' = \sigma - \psi \quad (1.4)$$

où σ , σ' , ψ représentent respectivement la contrainte totale, la contrainte effective et la pression de l'eau.

En faisant l'hypothèse que tout changement de volume de sol est dû à la compression normale, il est possible de déterminer l' S_s d'après les variations du niveau du sol. Price et Sholtzhauer (1999) montrent ainsi que le coefficient de dilatation (S_d équivalent à $b.S_s$) peut être défini comme la variation du niveau du sol (dz) divisée par la variation de la charge hydraulique (dh) :

$$b.S_s = dz/dh \quad (1.5)$$

où b , S_s , dz , dh représentent respectivement l'épaisseur de la zone saturée [L], l'emmagasinement spécifique [L^{-1}], les variations du niveau du sol [L], et les variations de la charge hydraulique [L].

Dans la suite de la thèse, dz sera définie comme l'oscillation du niveau du sol (ΔNS).

- **Résumé sur le stockage**

Cette section a montré que les variations de stockage dans les couches saturées des sols organiques dépendaient de plusieurs paramètres. La Figure 1.4 représente d'une façon simple les pertes d'eau stockée dans un sol organique et les paramètres impliqués. Au cours d'une baisse du NP , une partie du sol se draine par gravité. La hauteur d'eau drainée correspond alors au produit dh par S_y . Cependant, cette baisse occasionne aussi une compression de la colonne de sol organique saturée. L'altitude perdue par le sol organique est équivalente à la hauteur d'eau drainée par compression (dz) ou au produit dh par S_d . Ainsi, pour les sols organiques, les variations de stockage sont équivalentes au produit dh par la somme des coefficients S_y et S_d (Équation 1.2). À noter que ces paramètres varient suivant la profondeur et le type de tourbe.

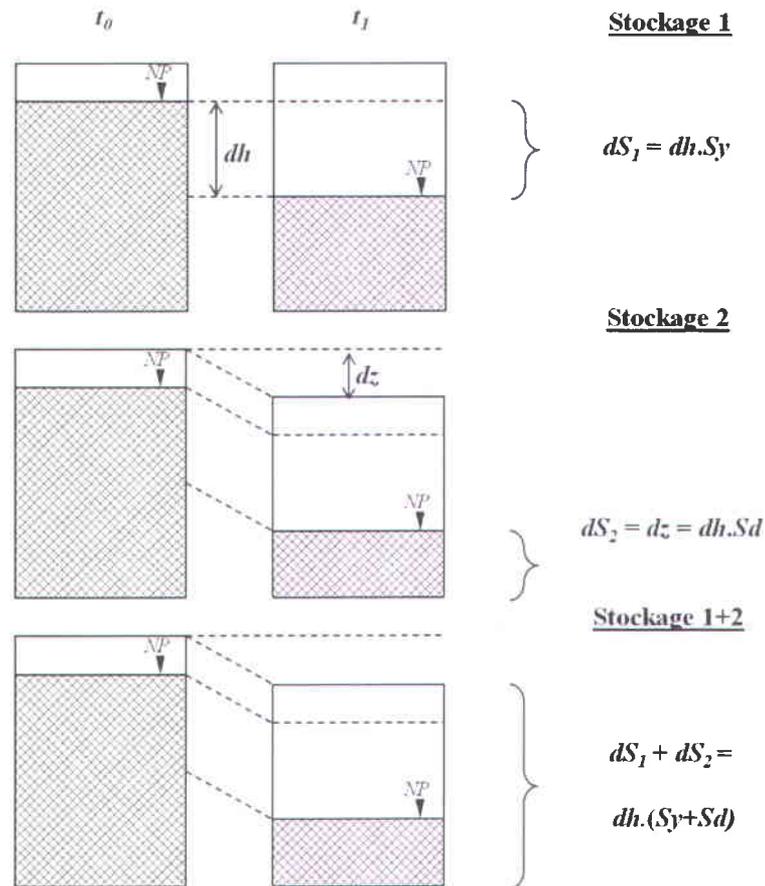


Figure 1.4 : Représentation schématique des variations de stockage (dS) entre t_0 et t_1 , liées au rendement spécifique (Stockage 1) et au coefficient de dilatation (Stockage 2). NP , S_y et S_d représentent respectivement le niveau phréatique, le rendement spécifique et le coefficient de dilatation. Les variations du niveau phréatique et du niveau du sol sont représentées par dh et dz .

1.4. Approche scientifique de la thèse

L'objectif général de la thèse est d'évaluer les écoulements de l'eau et les propriétés de stockage des périodes estivales de différentes typologies végétales et morphologiques de petits bassins versants boréaux incluant des tourbières minérotrophes fortement aqualysées. Pour répondre à cet objectif, deux petits bassins versants (< 15 ha) de la région de La Forge-1 (Québec) ont été instrumentés et suivis entre 2008 et 2012. Ces deux bassins versants sont représentatifs du domaine Haut-Boréal et particulièrement des Hautes-terres de la baie de James, situés à l'est du complexe hydro-électrique La Grande. Différents termes du bilan hydrologique, en particulier les échanges eau de surface – eau souterraine ainsi que la dynamique du stockage ont été étudiés. Les chapitres 2 à 6 répondent à des objectifs spécifiques présentés à la Figure 1.5.

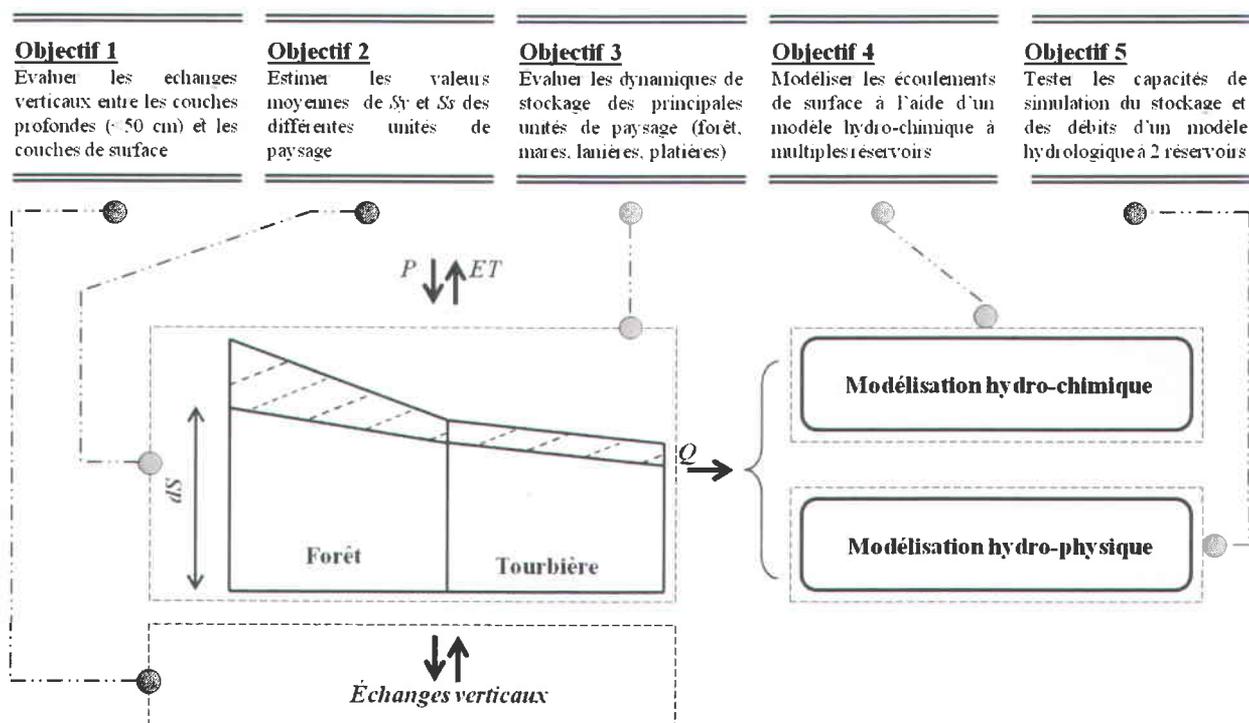


Figure 1.5 : Représentation schématique des cinq principaux objectifs proposés et évalués dans cette thèse, caractérisant la dynamique hydrologique estivale d'un bassin versant boréal à dominance minérotrophe.

Chapitre 2 : Dynamique hydrologique d'une tourbière minérotrophe aqualysée : interactions eau souterraine-eau de surface.

- **Hypothèses :** Le patron de surface en forme d'escalier des tourbières minérotrophes engendre des écoulements verticaux au niveau des lanières. Cependant, ces écoulements interagissent très peu avec le substratum minéral.
- **Objectifs spécifiques :** Définir : (i) les flux verticaux au travers de quelques séquences de mares et de lanières, et (ii) le rôle de la topographie de surface sur les profils piézométriques.
- **Démarche scientifique :** L'évolution de niveaux phréatiques et piézométriques (122) au sein d'une séquence de quatre lanières et de quatre mares (< 1000 m²) a été suivie en juin, juillet et octobre 2010. L'impact de la topographie de surface des zones aqualysées (en escalier) sur les profils piézométriques a quant à lui été estimé au moyen d'une expérience d'annulation du gradient phréatique entre deux mares.

Chapitre 3 : Propriétés physiques des sols boréaux.

- **Hypothèses :** Les propriétés physiques des sols varient suivant les typologies spécifiques (forêt, platière et lanières) et suivant la profondeur. L'oscillation du niveau du sol (ΔNS) est essentiellement due aux variations de stockage par emmagasinement spécifique. Les conductivités hydrauliques à saturation (K_s) des lanières sont faibles et limitent l'écoulement profond de l'eau.
- **Objectifs spécifiques :** Estimer : (i) les valeurs de porosité totale (\emptyset_{tot}), de porosité efficace (\emptyset_e), de densité apparente du matériau sec (D_{asec}) de rendement spécifique (S_y) des typologies spécifiques de forêt, platières et lanières; (ii) la part de l' ΔNS exprimée par les fluctuations des NPA ; (iii) la variabilité spatiale de S_s ; (iv) les proportions des termes S_y , S_s , θ_v dans le bilan de stockage et; (v) acquérir les valeurs moyennes de K_s de différentes couches de tourbe.
- **Démarche scientifique :** Des mesures ponctuelles (\emptyset_{tot} , \emptyset_e , D_{asec} , K_s , S_y) ainsi que des suivis en continu (ΔNS , NPA , θ_v) ont été réalisés au travers des typologies spécifiques de forêt, de platières et de lanières.

Chapitre 4 : Rôle de la mosaïque des surfaces de stockage sur la connectivité hydraulique d'un bassin versant boréal de tête.

- **Hypothèses :** Les fluctuations des niveaux phréatiques (NP) associées aux données de Sy et de Sd permettent de décrire les variations de stockage au travers d'un bassin versant. Sd est un facteur important dans le bilan de stockage des tourbières minérotrophes. Les typologies spécifiques de mare et de forêt ont un impact important sur le bilan de stockage d'un bassin versant.
- **Objectifs spécifiques :** (i) caractériser la dynamique estivale du stockage de l'eau d'un petit bassin versant boréal à partir de quelques paramètres hydro-pédologiques (NP , Sy , ΔNS), (ii) estimer l'impact des termes Sy et ΔNS sur le bilan de stockage, (iii) déterminer l'efficacité du stockage de chaque typologie de végétation (lanière, mare, platière et forêt) suivant différentes conditions d'humidité du sol; et (iv) proposer un schéma conceptuel du bilan hydrologique du bassin versant boréal étudié.
- **Démarche scientifique :** Un modèle simple de stockage de l'eau (EWS), basé sur des données de terrain (NP , \emptyset_e , ΔNS) a été comparé à un bilan hydrologique classique ($P-Q-ET$) d'un petit bassin versant boréal analysé (13 ha), au cours de la période de croissance végétative (juin-octobre). Quatre événements similaires (20 mm) ont été choisis pour décrire le comportement de stockage de l'eau de chaque typologie spécifique (c.-à-d.; forêt, mare, lanière et platière) suivant différentes conditions antécédentes de stockage/d'humidité. Deux relations empiriques « stockage relatif (SR) versus débit (Q) » ont été utilisées au cours de l'été afin d'estimer l'origine (forêt, tourbière) des débits.

Chapitre 5 : Modélisation de l'écoulement des eaux de surface d'un bassin versant boréal de type minérotrophe au cours d'une crue estivale, à l'aide d'une approche multi-réservoirs.

- **Hypothèses :** L'eau ruisselant en surface se mélange à l'eau contenue dans chaque mare engendrant un fort effet tampon. Le signal isotopique de l'eau varie peu dans le temps au niveau des tourbières.
- **Objectifs spécifiques :** (i) caractériser les signatures isotopiques des différentes masses d'eau contenues dans un bassin versant boréal, (ii) évaluer l'importance du mélange des

eaux au sein de la tourbière, (iii) tester un modèle de mélange simple et, (iv) estimer la contribution des eaux de pluie et de deux composantes d'eau du sol (tourbière, forêt) au cours d'une crue estivale.

- **Démarche scientifique :** Des traceurs isotopiques, géochimiques et physiques ont été utilisés pour décrire le comportement hydrologique d'un petit bassin versant boréal aqualysé, au cours de la période sans neige. Un modèle à multiple réservoirs de mélange a également été développé et testé. Enfin, l'évolution spatio-temporelle du mélange a été analysée à l'aide de séparations d'hydrogrammes sur des données simulées.

Chapitre 6 : Conceptualisation des tourbières minérotrophes boréales dans un modèle hydrologique : Mise en pratique et impacts des typologies de tourbière et de forêt sur les débits.

- **Hypothèse :** Des relations stockage *versus* débit permettent de bien représenter les écoulements de petits bassins versants boréaux incluant des tourbières minérotrophes aqualysées.
- **Objectifs spécifiques :** (i) produire et tester un modèle hydrologique simple couplant un réservoir forestier et un réservoir de tourbière et, (ii) évaluer l'impact des typologies de tourbières et de forêt sur les débits estivaux.
- **Démarche scientifique :** Un modèle simple à deux réservoirs en série, se basant sur des fonctions empiriques stockage *versus* débit, a été utilisé pour générer les écoulements estivaux des typologies de forêt et de tourbière d'un petit bassin versant. Les données simulées de stockage et de débit ont été comparées aux données d'observation (2008-2012). Le calage a été effectué sur des périodes de 14 jours, sur le coefficient alpha de Priestley-Taylor en lien avec la température moyenne de l'air. Enfin, les débits de 2009 à 2012 générés par le modèle suivant les typologies de forêt (F) et de tourbière (T) ont été comparés.

1.5.Sites d'études

1.5.1. Choix des sites d'études

Les bassins versants sélectionnés devaient premièrement répondre à différents critères, à savoir : être représentatifs du domaine Haut-Boréal, avoir une proportion élevée de tourbières minérotrophes, avoir un niveau d'aqualyse important, avoir un exutoire unique et bien défini et, être proche d'un axe routier. Le secteur du barrage hydroélectrique La Forge-1, au niveau du complexe hydroélectrique La Grande (Hydro-Québec), répondait à ces différentes conditions. De plus, une étude portant sur l'hydrologie des tourbières avait déjà été réalisée dans cette région (Tardif, 2009).

1.5.2. Localisation et caractérisation

Le secteur de La Forge-1 se situe à la limite entre les écotones de la forêt boréale ouverte (sous-zone de pessière à lichens) et de la toundra forestière (Figure 1.6). La région fait partie des hautes-terres de la baie de James, partie qui n'a pas été ennoyée par la mer de Tyrrell lors de la dernière fonte post-glacière (Dionne, 1978). De nombreux dépôts morainiques sont facilement visibles tout au long de la route Transtaïga (Québec), particulièrement à partir du barrage La Grande-4 (100 km à l'ouest de La Forge-1). De nombreux blocs erratiques sont d'ailleurs particulièrement visibles au sein des tourbières et des lacs de la région.

La température moyenne annuelle de l'air mesurée à la station météorologique de l'aéroport La Grande (400 km à l'ouest) entre 1971 et 2000 est de $-3,1^{\circ}\text{C}$ et varie entre $-23,2^{\circ}\text{C}$ en janvier et $13,7^{\circ}\text{C}$ en juillet (Environnement-Canada, 2013). Les températures négatives entre novembre et mai figent les premières couches de sol jusqu'à des profondeurs de 20 à 30 cm. L'écoulement d'eau au cours de ces mois y est donc limité. En revanche, le pergélisol est absent de cette région. Le climat est sec en hiver et humide en été avec des maximums de précipitation en août. Environ 40 % des précipitations annuelles de la région de La Forge-1 (770 mm) sont sous forme de neige. En considérant que la quasi-totalité de ces précipitations solides participe à la fonte printanière, on peut supposer que son impact sur les débits annuels est important. La fonte printanière

représenterait ainsi près de la moitié des débits annuels de ces bassins versants nordiques. C'est pourquoi, la fonte nivale est une période à ne pas négliger (Oreiller *et al.*, 2012).

Deux petits bassins versants ont été sélectionnés afin de répondre aux objectifs de la thèse (Figure 1.7). Le bassin versant « Abeille » ($54^{\circ} 06.868'N$, $72^{\circ} 30.083'O$) a été instrumenté pour les études de bilans de stockage, processus de mélange et modélisation hydrologique. Le bassin versant « Mouche » ($54^{\circ} 06.683'N$, $72^{\circ} 30.933'O$), situé à environ 1 km à l'ouest a été instrumenté pour l'estimation des échanges verticaux et des conductivités hydrauliques. Enfin, une partie des données météorologiques a été acquise au niveau du bassin versant « Aéroport », localisé à environ 2 km à l'ouest ($54^{\circ} 06.333'N$, $72^{\circ} 31.667'O$) et décrit en détails par (Tardif, 2009).



Figure 1.6 : Localisation des bassins versants étudiés (cercle noir) au sein des principales zones de végétation du Québec-Labrador (modifié d'après Payette *et al.*, 2001). TF et FO représentent respectivement l'écotone de toundra forestière et de forêt ouverte (pessière à lichens); FFsj, FFsb, FFp, les forêts fermées à Bouleau jaune, Bouleau blanc et pessière à mousses; TA, TH, la toundra arbustive et toundra herbacée.

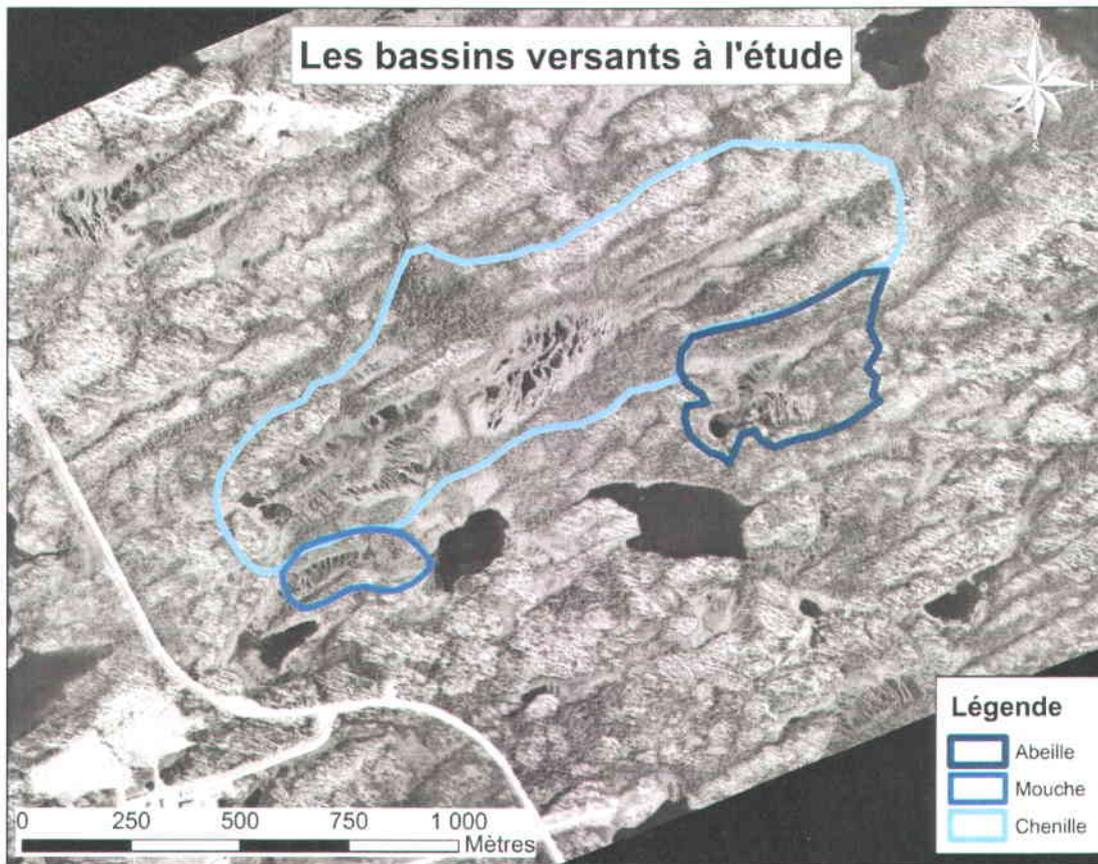


Figure 1.7 : Localisation des bassins versants approximatifs « Abeille » et « Mouche » d’après un assemblage de photos aériennes. Noter que l’axe routier est particulièrement visible à gauche de la carte, tout comme les lacs et les principales mares de ce secteur. Un troisième bassin versant « Chenille », étudié dans le cadre du projet « Aqualyse 2 » (Payette, 2008) est représenté.

1.5.3. Typologies principales

Deux typologies végétales ont été étudiées, les forêts et les tourbières minérotrophes. À la différence des tourbières ombrotrophes (peu présentes dans ce secteur mais très représentées au niveau des basses-terres de la baie de James), les tourbières minérotrophes permettent difficilement la colonisation d’arbres. La transition forêt-tourbière y est donc relativement nette (Annexe I, Figure I.1). Tout au long de cette thèse, les deux principales typologies végétales, forêt (*F*) et tourbière (*T*), seront considérées distinctement. Elles sont présentées dans les sections suivantes.

- **Forêt**

Les parties forestières sont composées d'une strate arborescente dominée par l'épinette noire (*Picea mariana* (Mill.) B.S.P.) de même que dans une moindre proportion par le mélèze (*Larix laricina* (Du Roi) K. Koch) et le pin gris (*Pinus banksiana* Lamb.). Les arbres ont une faible densité au sol et sont de petites tailles (< 10 m; Figure I.2). La strate arbustive est composée majoritairement d'éricacées (*Ledum Groenlandicum* (Oeder) Kron & Judd ; *Kalmia* sp., *Vaccinium* sp.) et surplombe une strate muscinale composée de sphaignes (*sphagnum* sp.), de mousses hépatiques à thalles (*Pleurozium schreberi* (Brid.) Mitt.) et de lichens des genres *Cladonia* sp. et *Cladonia* sp. (Figure I.3).

Le sol forestier se caractérise par une superposition de couches de constitution et d'épaisseur variables. La litière, majoritairement composée de mousses, repose sur une couche humifère fine. Les horizons minéraux lessivés de couleur blanche sont peu épais et passent rapidement à des horizons d'accumulation foncés (riches en fer) formés d'une matrice de particules fines, enrobant des blocs émoussés pluri-décimétriques (Figure I.4). Cette séquence de sol (0 à plus de 50 cm d'épaisseur) est typique des podzols (Levrel *et al.*, 2009) et des brunisols.

- **Tourbière**

Les tourbières de la région de La Forge-1 sont principalement de type minérotrophe à faciès aqualysé. Toutes les tourbières ne sont pas forcément structurées (formée d'une alternance nette de lanières et de mares) comme c'est le cas pour les tourbières Abeille et Mouche (White, 2011). Néanmoins, leur degré d'aqualyse est généralement élevé, pouvant atteindre près de 80 % de la superficie totale de la tourbière (White, 2011). Cette aqualyse s'accompagne par la formation de nombreuses mares allongées, perpendiculaires à la pente générale (sens principal de l'écoulement) et séparées entre elles par des lanières étroites avec une de moyenne de 5,15 m (Proulx-McInnis, 2010). L'épaisseur de tourbe est relativement faible, dépassant rarement 2 m (Proulx-McInnis *et al.*, 2013; White, 2011). Enfin, les mares sont généralement peu profondes et oscillent entre 0 et 90 cm de profondeur (White, 2011).

Les surfaces tourbeuses sont composées d'une petite strate végétative, mélangeant des sphaignes, des mousses brunes et des cypéracées dont les proportions varient suivant les environnements (buttes, tapis, lanières, platières). Les différents environnements présents sur la tourbière Abeille ont été décrits en détails dans des études récentes (Cliche Trudeau, 2012; Levrel *et al.*, 2010).

1.5.4. Typologies spécifiques des tourbières

Afin de comparer les dynamiques hydrologiques des principaux microenvironnements de tourbière, quatre typologies spécifiques (mares, lanières, tapis et platières) ont été étudiées. Les microenvironnements de buttes, peu représentés dans ces tourbières, ont été ignorés.

- **Mares**

Les mares correspondent à des étendues d'eau pérennes dont l'exutoire n'est pas défini (l'eau circule en surface au travers de la végétation). Elles sont généralement délimitées vers l'aval par des lanières aux bords abruptes. Les proportions d'étendues d'eau ne sont pas constantes au cours du temps (Dribault, 2012) néanmoins, celles-ci varient relativement peu pour les tourbières étudiées. Ces mares sont majoritairement non végétalisées, très colorées et d'apparence noire du fait de la concentration élevée en matières organiques dissoutes colorées (Figure I.5). Les mares de cette région ont une profondeur moyenne faible, généralement inférieure à 50 cm, et reposent sur un fond composé de dépôts meubles d'épaisseur non déterminée, et parfois sur des dépôts encroûtants, semblant flotter entre deux eaux.

- **Lanières**

Les lanières correspondent à des structures souvent bien définies, relativement denses et en alternance avec les mares (Figure I.6). Elles se localisent entre 5 et 15 cm au-dessus du niveau moyen de la nappe (Levrel *et al.*, 2010). Il existe différents types de lanières composées soit de mousses hépatiques (*Warnstorfia fluitans* (Hedw.) Loeske, *Cladopodiella fluitans* (Nees) Joerg.) et de sphaignes (*Sphagnum angustifolium* (Russaw) C. Jensen, *Sphagnum balticum* (Russaw) C. Jensen), soit de mousses hépatiques, de sphaignes et de cypéracées (*Scirpus* sp., *Trichophorum* sp., *Eriophorum* sp.), soit uniquement de cypéracées. Dans cette thèse, ces différents microenvironnements ont été considérés comme une seule et même typologie spécifique, celle des lanières.

- **Tapis**

Les tapis (Figure I.7) se caractérisent par la présence d'un couvert lâche de sphaignes (*Sphagnum* sp.) et de cypéracées (*Rhynchospora* sp.). Ils sont localisés au pourtour des grandes mares, avec de nombreuses périodes de submersion et peuvent être soumis à des phases de flottement.

- **Platières**

Les platières correspondent à des surfaces très planes, situées en périphérie des zones aqualysées (Figure 1.8). À la différence des lanières, les platières sont composées d'un couvert lâche de sphaignes (*Sphagnum fallax* (Klinggr) Klinggr, *Sphagnum angustifolium* (Russaw) C. Jensen) et de cypéracées (genres : *Scirpus*, *Trichophorum*, *Rhynchospora* et *Carex*). La profondeur de nappe est faible (< 10 cm) et l'eau est facilement visible entre les tiges.

1.5.5. Les bassins versants à l'étude

- **Bassin versant « Abeille »**

Le bassin versant Abeille (13 ha) est composé d'une partie forestière (72 % ou 9,36 ha) et, dans sa partie aval, d'une tourbière minérotrophe aqualysée (28 % ou 3,64 ha; Figures 1.8 et 1.9). Les limites topographiques sont assez bien définies au niveau de la forêt malgré une pente moyenne faible de 1,77 % (entre 439,2 et 448,8 m d'altitude, Proulx-McInnis *et al.*, 2013). La tourbière est formée par deux prolongements similaires (Figures 1.10A et 1.10B) dont la partie nord représente à elle seule 49 % de la superficie totale de la tourbière (Proulx-McInnis *et al.*, 2013). À l'aval, l'exutoire est délimité entre deux promontoires rocheux (quelques mètres de hauteur) distants d'une quinzaine de mètres entre lesquels chemine un petit ruisseau (50 cm de large, Figure 1.10C). Les promontoires sont formés d'affleurements rocheux et de dépôts glaciaires (Dissanska *et al.*, 2007). Le ruisseau prend naissance au niveau d'une grande mare, BP (0,27 ha, Proulx-McInnis, 2010). Cette grande mare est relativement profonde (maximum de 2,6 m) et s'apparente plutôt à un petit lac du fait d'un exutoire bien défini. La partie amont de la grande mare est considérée comme un tapis. Néanmoins, dans les bilans hydrologiques, ces tapis ont été interprétés comme faisant partie des typologies spécifiques de lanières. Le degré d'aqualyse de la tourbière a été mesuré à 31 % en juillet 2009 (Proulx-McInnis *et al.*, 2013). La tourbière est structurée suivant une succession de mares de quelques dizaines de mètres de long sur quelques mètres de large. Elle est composée de 110 mares de superficie moyenne d'environ 100 m² (Proulx-McInnis, 2010). Les lanières sont souvent courtes (13,04 m en moyenne) et étroites, mesurant en moyenne 2,24 m de largeur (Proulx-McInnis, 2010). Les limites mare-lanière sont assez bien définies dans les microenvironnements à *Carex* sp. et moins bien définies dans les

microenvironnements à *Sphagnum* sp. L'épaisseur de tourbe varie entre moins de 1 m en amont à approximativement 3 m en aval de la tourbière.



Figure 1.8 : Photo aérienne du sud-est de la tourbière Abeille prise en juin 2008 (crédit : K. Chokmani). La tourbière est composée d'une grande mare en aval (droite), d'une partie tourbeuse au nord (bas) et d'une seconde au sud (haut). Noter que les niveaux des nappes étaient particulièrement élevés en cette période.

Différents sites ont été instrumentés (Figure 1.9). L'exutoire est composé de deux canaux trapézoïdaux rigides (C1 et C2, depuis juin 2009) ainsi que d'un barrage en bois (depuis avril 2011, Figure 1.10D) imperméabilisé à l'aide d'une bâche plastique ancrée à 20 cm sous la surface (depuis juillet 2008). Les niveaux phréatiques ont été mesurés au niveau de la grande mare (BP, Figure 1.11A), du tapis (N1), de lanières (S2, N2, N3), de platières (N5, N6, N7) et de la forêt (F1). Les capteurs de déplacement ainsi que les sondes d'humidité ont été insérés au niveau d'une lanière (S2, Figure 1.11B). Les prélèvements d'eau ont été effectués à l'exutoire (C1), dans la grande mare (BP), à la surface du tapis (C3), dans les piézomètres d'une lanière (S2) et d'une platière (N6), au niveau de différentes mares (section 5.3.3) et dans la forêt (F1). Les prélèvements d'eau de pluie ont été réalisés en majorité au niveau du tapis (N1, Figure 1.11C). Les prélèvements de sol ont été réalisés au sein des lanières (PPS1, PPS2), des platières (PPS3, PPS4) et de la forêt (PPS5, PPS6, PPS7). Enfin, la station météorologique a été placée au niveau d'un renforcement tourbeux (SM, Figure 1.11D).

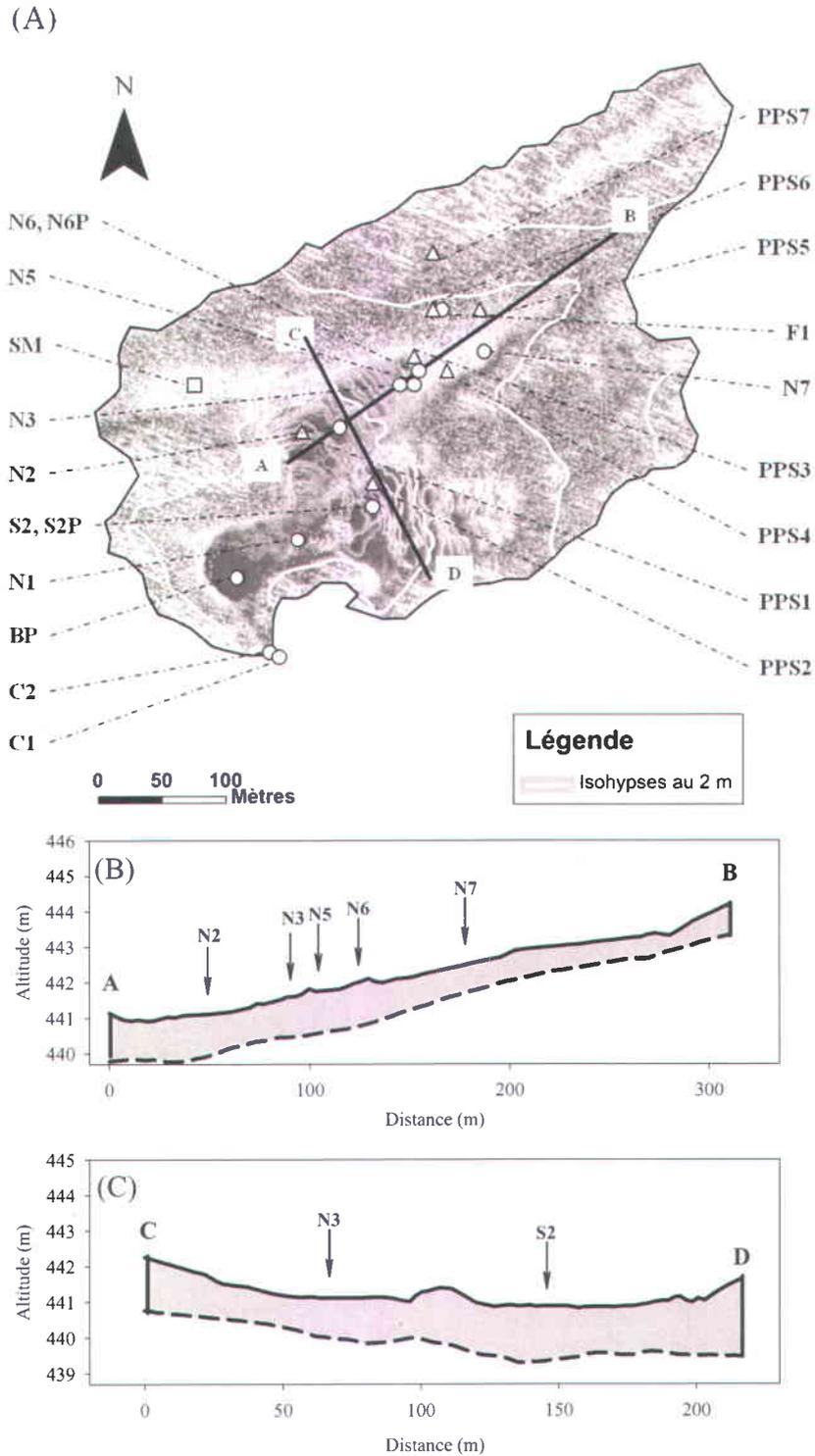


Figure 1.9 : Localisation des différents sites étudiés du bassin versant Abeille (A) et représentation des profils topographiques ouest-est (B) et nord-sud (C) de la tourbière. Les cercles, les triangles et le carré représentent respectivement les puits (BP, N1, N2, N3, N5, N6, N7, F1), les sites d'extraction de sol (PPS1, PPS2, PPS3, PPS4, PPS5, PPS6, PPS7) et la station météorologique (SM). Les données topographiques sont issues des travaux de Proulx-McInnis (2010) et obtenues à l'aide de sondages à la perche.

Afin de vérifier les conditions hydro-climatiques tout au long de l'année, deux appareils photos à prise de vue automatique (Moultrie Feeders I60; <http://www.moultriefeeders.com/>) ont été installés à l'exutoire (juillet 2008-juillet 2011) et au niveau de la grande mare (octobre 2008-août 2009).

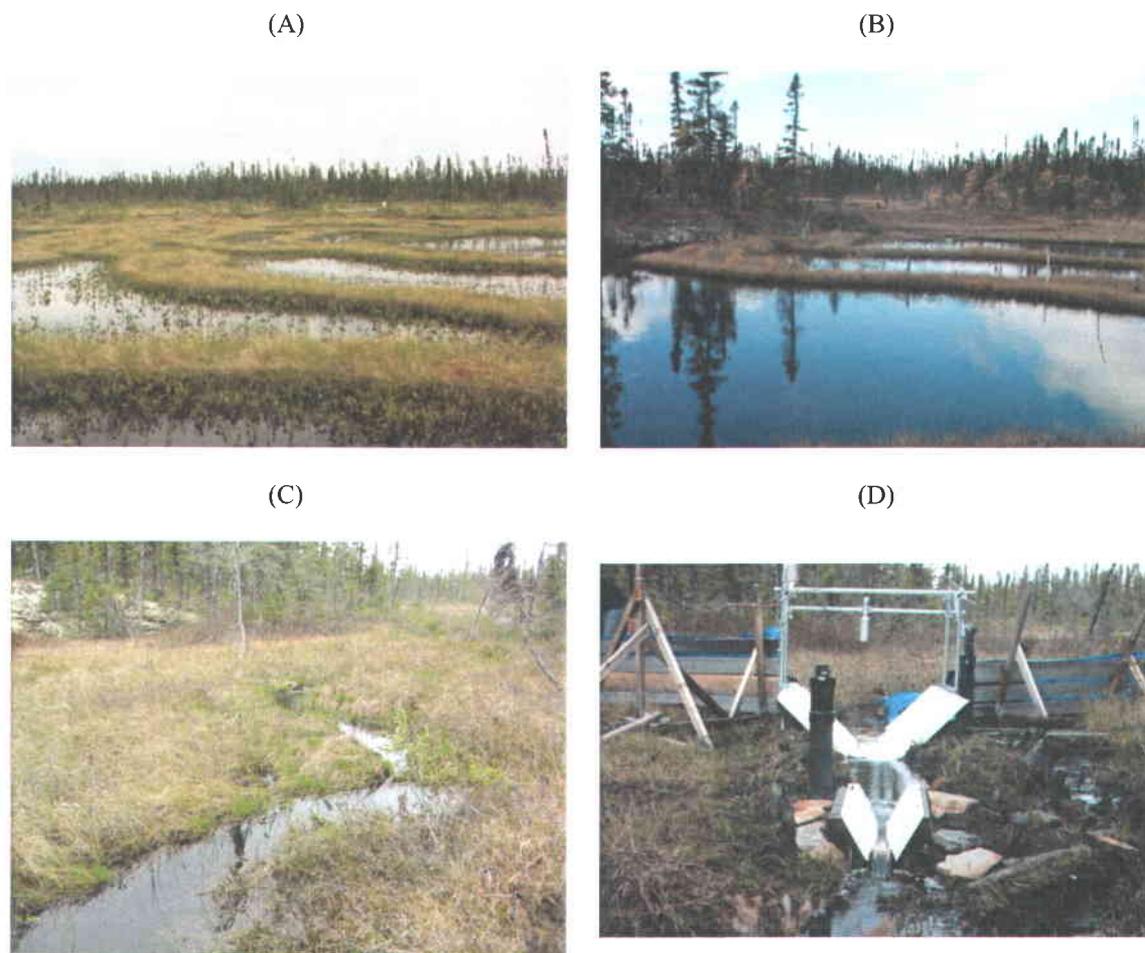


Figure 1.10 : Photos de différents sites de la tourbière Abeille. Les photos représentent la partie nord (A), la partie sud (B), le ruisseau (C), l'exutoire (D).

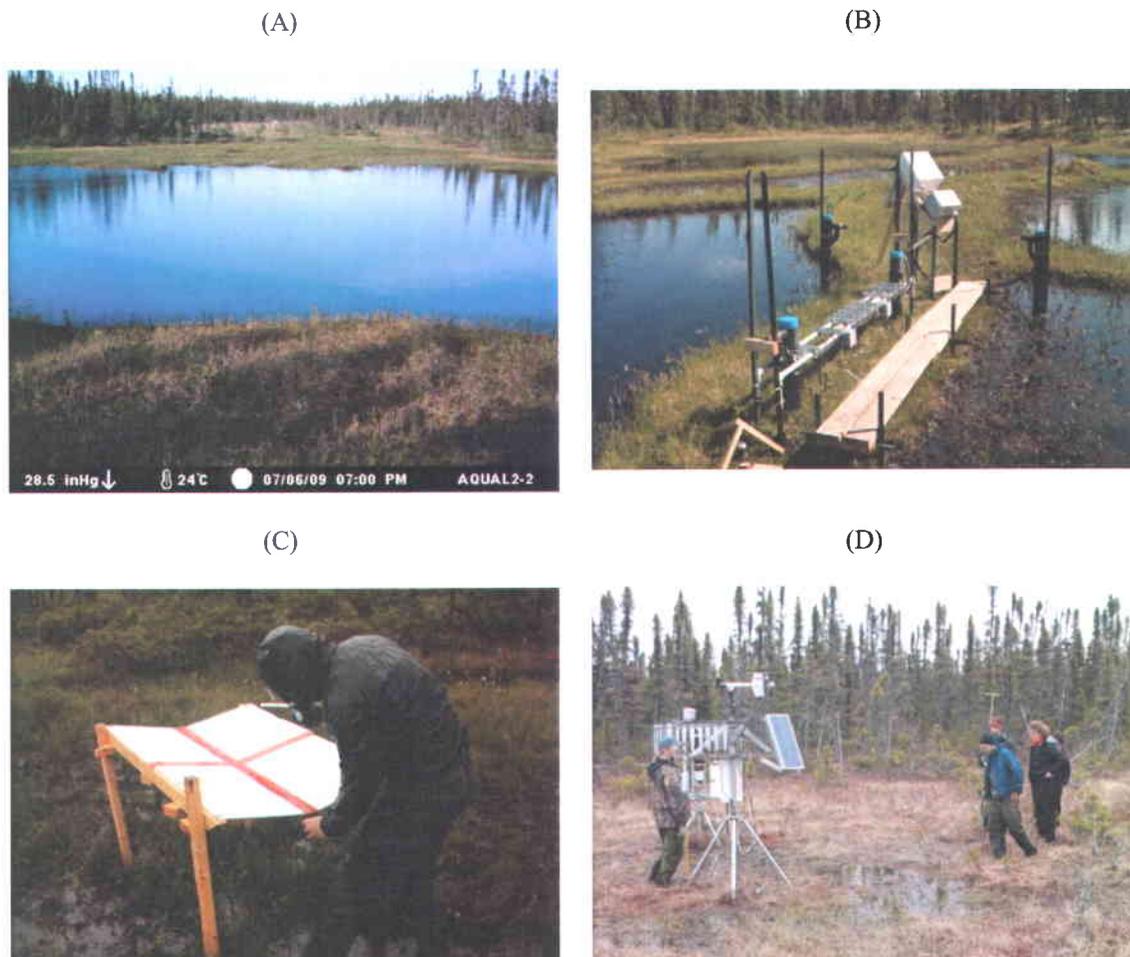


Figure 1.11 : Photos de différents sites instrumentés de la tourbière Abeille. Les photos représentent la grande mare (A), le site S2 (B), la table de prélèvement de l'eau de pluie (C) et la station météorologique (D).

- **Bassin versant « Mouche »**

Le bassin versant Mouche (< 5 ha) est relativement similaire au bassin versant Abeille, mis à part que la partie forestière est pentue au sud et très plane au nord. La tourbière ($\approx 1,5$ ha) est très aqualysée (< 40 %) et contient une très grande mare dans sa partie amont (Figures 1.12A, B et 1.13). L'exutoire de ce bassin est formé par un ruisseau qui se jette dans un petit lac. Une seule partie de la tourbière (partie aval) a été étudiée et aucun bilan hydrologique n'y a été réalisé.

La partie instrumentée se compose d'une succession de quatre mares (≈ 100 m²), séparées entre elles par des lanières étroites (< 5 m) composées d'espèces de sphaignes, de mousses hépatiques et de cypéracées. La couche organique mesure 100 cm au niveau des lanières et la profondeur des mares est inférieure à 50 cm. La tourbe de surface, peu décomposée, repose sur un substrat

organique très meuble d'une épaisseur d'environ 20 cm. Trois transects de puits et de piézomètres (A, B, C) ont été insérés au niveau des lanières ainsi qu'au niveau des mares (Figure 1.14). Des mesures en continu des niveaux d'eau ont été réalisées au niveau des mares 1 (B1pt), 2 (B8pt), 3 (B17pt) et 4 (B23pt). Deux drains (d.1, d.2) ont aussi été placés au travers des lanières 1 et 2.



Figure 1.12 : Vues vers l'aval (A) et vers l'amont (B) de la tourbière Mouche. Les trottoirs en bois sont localisés au niveau des trois transects de puits et de piézomètres.

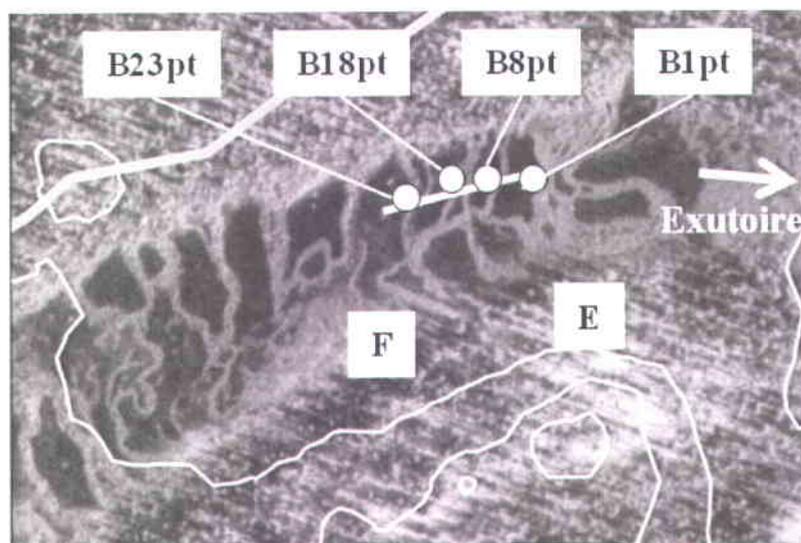


Figure 1.13 : Limites topographiques du bassin versant Mouche (ligne grise) dont l'exutoire est un lac (en haut à gauche) et agrandissement de la partie tourbeuse (rectangle en pointillés blancs). Les puits des mares 1 (B1pt), 2 (B8pt), 3 (B17pt) et 4 (B23pt) de l'aval vers l'amont sont représentés (cercles) ainsi que la localisation de la coupe topographique est-ouest de la tourbière (trait blanc, E-F). Les flèches blanches indiquent l'exutoire.

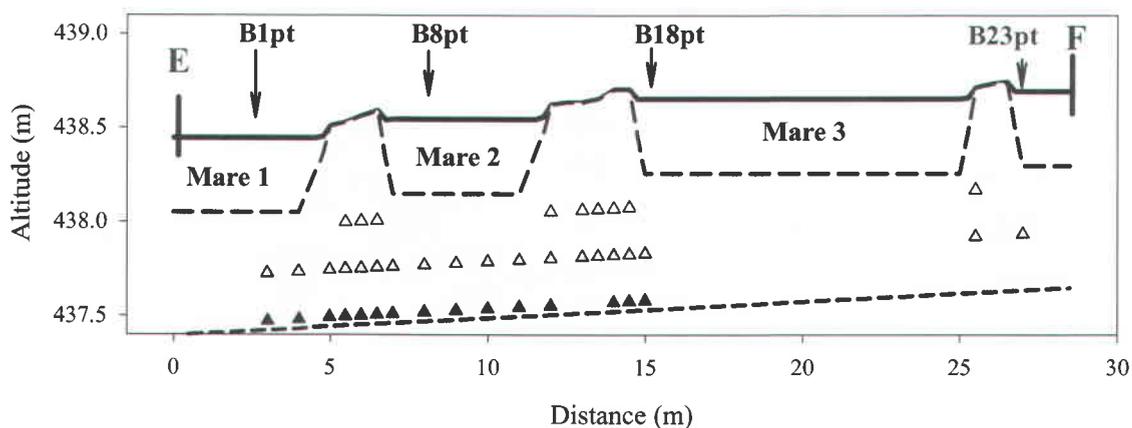


Figure 1.14 : Coupe topographique (E-F) de la partie étudiée du bassin versant Mouche. La coupe topographique représente les profondeurs approximatives des mares 1, 2, 3 et 4, la surface du substrat minéral (trait pointillé noir), les piézomètres de profondeurs 50 (triangles blancs), 75 (triangles gris) et 100 cm (triangles noirs).

- **Bassin versant « Aéroport »**

Le bassin versant Aéroport (4 ha) est relativement similaire aux deux autres bassins versants. La tourbière (1,4 ha) est très aqualysée (35 %) et relativement ouverte. La station météorologique Aéroport était située au centre de cette tourbière. Les données produites par cette station ont été largement utilisées dans cette thèse. Ce bassin versant a été étudié dans le cadre d'un projet de doctorat et plus de détails sont proposés dans Tardif (2009).

1.6. Bilan du chapitre

Cette courte introduction a présenté le contexte de l'étude et a décrit en détail les variables à prendre en compte dans les calculs de stockage de l'eau des bassins versants nordiques. Ces détails seront utiles tout au long de cette thèse où les paramètres du stockage apparaissent régulièrement. Chaque chapitre, faisant référence à un objectif, est bonifié par une introduction spécifique aux processus étudiés. Afin d'éviter une redondance dans la description des sites d'études, chaque chapitre fait référence à l'introduction générale autant que possible. Dans le but d'améliorer nos connaissances sur les écoulements de l'eau et le stockage de ces milieux, les chapitres suivants vont porter sur les échanges verticaux au sein des sols organiques d'une tourbière (objectif *i*) et sur les propriétés physiques des sols (objectif *ii*). Les résultats de ces deux chapitres vont nous permettre d'étudier les dynamiques du stockage de l'eau des différentes typologies spécifiques des bassins versants nordiques (objectif *iii*). Par la suite, deux modélisations géochimique (objectif *iv*) et hydrologique (objectif *v*) tenteront de représenter et de simplifier les écoulements de surface de ces milieux.



CHAPITRE 2

DYNAMIQUE HYDROLOGIQUE D'UNE TOURBIÈRE MINÉROTROPHE AQUALYSÉE : INTERACTIONS EAU SOUTERRAINE-EAU DE SURFACE

2.1. Résumé

Il est relativement courant d'observer des gradients piézométriques verticaux au sein des tourbières. Ces gradients peuvent être engendrés par la topographie et l'imperméabilité du substratum, sans pour autant signifier l'existence d'échanges significatifs avec l'eau souterraine. Afin d'améliorer notre compréhension des processus hydrologiques qui caractérisent les tourbières boréales, une étude expérimentale à une échelle relativement fine a été réalisée et est décrite dans ce chapitre. Les objectifs spécifiques de ce second chapitre ont été de définir : (i) les flux verticaux au travers de quelques séquences de mares et de lanières, et (ii) le rôle de la topographie de surface sur les profils piézométriques (Figure 2.1). Pour répondre à ces objectifs, 122 niveaux phréatiques et piézométriques, au sein d'une séquence de quatre lanières et de quatre mares ($< 1000 \text{ m}^2$) ont été suivis en juin, juillet et octobre 2010. L'impact de la topographie de surface des zones aqualysées sur les profils piézométriques a quant à lui, été estimé au moyen d'une expérience d'annulation du gradient phréatique entre deux mares. Les résultats ont montré qu'il existait un profil type d'échanges au sein des lanières à savoir : des flux horizontaux entre la surface et 50 cm de profondeur (couche équivalente à la profondeur des mares), des flux descendants (entre 50 et 100 cm) à l'amont des lanières et des flux ascendants (entre 50 et 100 cm) à l'aval des lanières. Cependant, ces flux demeurent faibles dans l'ensemble de la tourbière. L'expérience d'annulation des gradients phréatiques entre deux mares a montré que les formes de profils piézométriques étaient fortement dépendantes des gradients phréatiques et donc de la topographie de surface. Ainsi, l'écoulement dans ce type de milieu se comporterait comme dans un système à substrat minéral imperméable avec une topographie de surface en escalier. Les différents résultats de cette étude permettent de supposer que les profils piézométriques observables au sein des tourbières de la région de La Forge-1, n'engendrent des flux qu'au sein du dépôt de tourbe et que très peu d'échanges se font avec les couches minérales sous-jacentes.

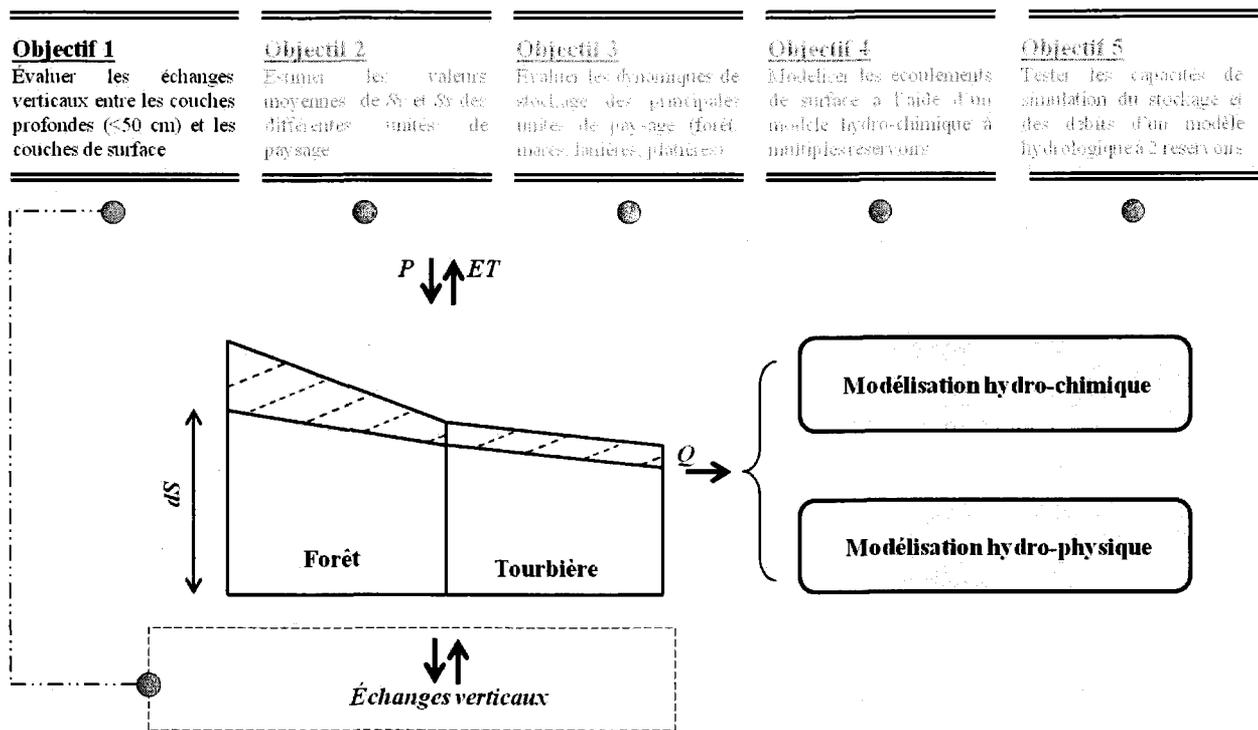


Figure 2.1 : Représentation schématique des cinq principaux objectifs proposés et évalués dans cette thèse. La réalisation de l'objectif 1 est présentée dans ce chapitre.

2.2. Introduction

L'un des premiers défis en hydrologie est d'estimer les différents termes du bilan hydrologique (P , Q , ET , dS et GW). Certains de ces termes, tel que P et Q sont relativement simples à mesurer. En revanche, l'estimation de ET , dS , GW reste difficile dans de nombreux cas, particulièrement pour les environnements tourbeux. L'évaluation des échanges avec l'eau souterraine représente le premier objectif de cette thèse.

La couche de subsurface peut être définie comme la couche de tourbe située entre la couche de surface, souvent décrite comme l'acrotelme dans les tourbières, et les sédiments minéraux sous-jacents, représentés ici par un till glaciaire. Cette couche s'apparente donc au catotelme. Actuellement, la plupart des auteurs préfèrent ignorer les échanges d'eau souterraine (GW_i , GW_o) au sein du bilan hydrologique, en raison des faibles conductivités hydrauliques et gradients piézométriques généralement mesurés au sein du catotelme (Ingram, 1983; Proulx-McInnis *et al.*, 2012; Tardif, 2009). Néanmoins, quelques études ont montré que les échanges avec les couches sédimentaires sous-jacentes pouvaient être des composantes relativement faibles mais

significatives du bilan hydrologique (Branfireun *et al.*, 1998; Quinton *et al.*, 1998; Siegel *et al.*, 1987). Ces faibles apports d'eau issus des sédiments ont été mis en évidence dans l'étude de Quinton *et al.* (1998) conjointement par la présence de gradients piézométriques verticaux (20 cm pour 170 cm de sol) ainsi que par des analyses géochimiques. Cependant, la plupart des études se basent uniquement sur des estimations faites à partir de rares gradients piézométriques qui ne reflètent pas nécessairement toutes les conditions du milieu. De plus, il paraît difficile de déterminer l'origine des écoulements sans faire varier les conditions hydrauliques par des méthodes numériques ou expérimentales.

La topographie en escalier, typique des tourbières minérotrophes aqualysées, pourrait avoir une influence prépondérante sur les échanges de subsurface. Par exemple, le modèle d'écoulements des aquifères à méso-échelle développé par Tòth (1963), est basé sur des limites imperméables aux frontières et sur une topographie de surface représentée par une onde sinusoïdale. L'un des résultats de Tòth (1963) a été de démontrer mathématiquement que les hauts topographiques (les versants) étaient des zones de vidange alors que les bas topographiques (les vallées) étaient des zones de recharge. Ce modèle a mis en évidence le rôle prépondérant de la topographie de surface sur l'intensité des écoulements locaux et régionaux. Plus récemment, Reeve *et al.* (2000) ont montré que la perméabilité du substrat minéral sous-jacent était le paramètre principal favorisant les écoulements verticaux au sein de grandes tourbières ombrotrophes et que la pente régionale ainsi que la topographie locale avaient une importance moindre sur les écoulements. En revanche, un substratum minéral imperméable permet aussi d'observer des écoulements verticaux dans le catotélme malgré l'absence d'échanges significatifs avec l'eau souterraine. Des sédiments peu perméables (ici représentés par un till cimenté ou compacté) qui permettent la présence de zones humides et donc de tourbières, associés à une topographie en escalier typique des tourbières aqualysées, pourraient expliquer les petits gradients piézométriques habituellement observés dans ces milieux (Branfireun *et al.*, 1998; Clerc, 2009; Quinton *et al.*, 1998). Ainsi, au lieu d'utiliser les gradients piézométriques verticaux pour estimer les échanges potentiels avec l'eau souterraine, ce chapitre évalue l'impact de la topographie de surface sur ces gradients et les conséquences qui en découlent sur les échanges avec l'eau souterraine.

Les objectifs spécifiques de ce chapitre ont été de définir : (i) les flux verticaux au travers de quelques séquences de mares, et (ii) le rôle de la topographie de surface sur les profils piézométriques.

2.3.Méthode

Ce chapitre est basé sur des mesures réalisées entre juin et octobre 2010 (niveaux piézométriques) et en juillet 2011 (drainage d'une mare). Ces périodes estivales permettent d'écartier les écoulements issus de la fonte printanière (non étudiés dans la thèse). L'installation des transects de piézomètres a été en grande partie réalisée au cours de l'année 2009. Les séquences de mares étudiées dans ce chapitre proviennent du bassin versant Mouche (Figures 1.6 et 1.12).

2.3.1. Fabrication des puits et des piézomètres

Afin de distinguer clairement les deux types d'instruments couramment utilisés en hydrologie pour la mesure d'eau souterraine, deux définitions peuvent être proposées. Un puits correspond à la formation d'un trou dans le sol permettant de mesurer un niveau phréatique (*NP*). Dans la plupart des études, le puits est consolidé par un tube, crépiné sur toute sa longueur. De cette manière, toutes les charges piézométriques des différentes couches de sol s'équilibrent en surface avec le *NP*. Un piézomètre correspond à un tube, crépiné uniquement sur une partie. Les niveaux d'eau qui y sont mesurés décrivent alors des niveaux piézométriques (*NPZ*) correspondant aux couches de sol où se localisent les crépines. Les *NPZ* s'équilibrent en surface avec la pression atmosphérique. Une différence de *NPZ* entre deux couches de sol à un moment donné indique un échange potentiel d'eau entre ces deux couches.

Les puits et piézomètres des différents chapitres de cette thèse ont tous été fabriqués suivant les mêmes méthodes telles que décrites en détail par Clerc (2009; section 2.6). Les puits et piézomètres (Figure I.9) ont été confectionnés à partir de tubes d'Acrylonitrile-Butadiène-Styrène (ABS) noirs, de diamètre 1,5" (d.i. = 3,81 cm). Les crépines des puits ont été réalisées à l'aide d'une scie circulaire sur table permettant la réalisation de longues fentes obliques sur l'ensemble du tube. Avant l'insertion des puits, un bas en nylon a été ajouté à l'extérieur de ceux-ci afin d'empêcher un éventuel remplissage du tube par des matières organiques fines. La confection des crépines des piézomètres a nécessité des outils spécifiques (gabarit de longueur de crépine, toupie plongeante). L'usinage des crépines verticales (6 crépines de 1 cm de large) est adapté de Baird *et al.* (2004) et permet d'avoir environ 65 % de surface de contact avec le milieu tourbeux. Toutes

les crépines des piézomètres mesuraient 9,8 cm de longueur. À la différence des puits, les crépines des piézomètres n'ont pas été recouvertes par un bas en nylon (coût financier et mesures de la conductivité hydraulique). L'extrémité de chaque puits ou piézomètres (partie dans le sol) a été obstruée par un cône de mousse expansée, collée sur un bouchon de liège. Cette forme profilée a permis d'insérer plus facilement les tubes dans les sols tourbeux.

2.3.2. Instrumentation du site

Afin d'apprécier en détail les échanges verticaux au sein des surfaces aqualysées, trois transects parallèles (A, B, C) de puits et de piézomètres ont été implantés le long d'une séquence de quatre mares et de quatre lanières consécutives (Figure 2.2). Les transects extérieurs (A et C) étaient composés de 11 nids (puits et piézomètres répartis sur une même ligne, perpendiculaire à l'écoulement de surface) tandis que le transect central (B) était composé de 23 nids. Chaque nid pouvait contenir au maximum un puits (pt) d'une profondeur de 1 m et trois piézomètres de profondeur de crépine de 50 cm (pz50), 75 cm (pz75) et environ 100 cm (pz100). Les profondeurs de crépine ont été définies comme le centre des crépines (9,8 cm). Les référentiels de surface pour chacun des puits et des piézomètres ont été : les *NP* des mares et les surfaces des lanières (les lanières étaient relativement planes avec une légère pente vers l'aval). Chaque tube a été inséré manuellement jusqu'à la profondeur désirée. Lorsque le matériel était trop dense, un pré-trou a été réalisé dans les couches superficielles à l'aide d'une tarière (d.e. = 5 cm). Au sein d'un même transect, l'espacement entre les nids était d'environ 0,5 m au niveau des lanières alors qu'il était d'environ 1 m au niveau des mares. L'espacement entre chaque transect était d'environ 5 m. Les *NP* des quatre mares ont été obtenus au moyen de quatre puits, insérés dans chacune des mares le long du transect central et représentés par les points B1pt, B8pt, B17pt et B23pt.

Afin de minimiser les dommages causés par le piétinement, des trottoirs en bois ont été installés au niveau de chaque transect, passant à la fois par-dessus les lanières et par-dessus les mares (Figure I.10).

Le test expérimental d'annulation du gradient phréatique entre deux mares a été réalisé au moyen de deux drains, insérés au travers des lanières 1 et 2 à environ 20 cm de profondeur sous les lanières (Figure 2.2, Figure I.11 et I.12). Chaque drain, confectionné à partir de tube ABS souple et non perforé, de diamètre 4" (d.i. = 10,16 cm), permettait d'effectuer une vidange rapide en

quelques minutes des mares 1 et 2. Cependant, le relèvement partiel et involontaire de l'embout de drainage a limité l'effet de « choc hydraulique ». Les extrémités amovibles des drains pouvaient être soit envoyées (vidange), soit relevées (aucun drainage). Ces deux drains ont permis d'abaisser au maximum les *NP* des mares 1 et 2 d'environ 20 et 30 cm, respectivement.

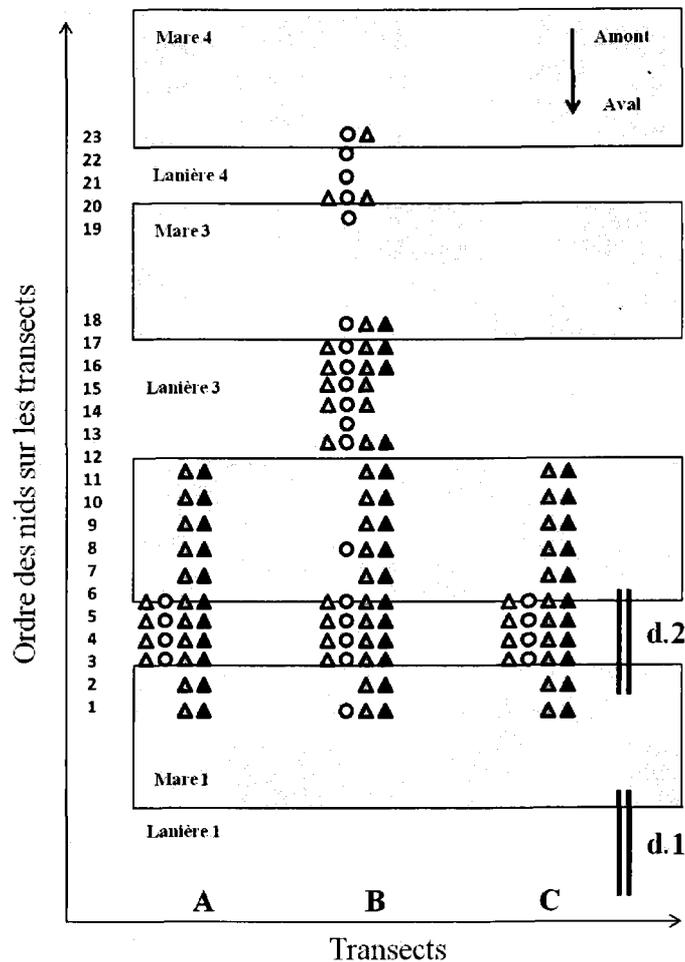


Figure 2.2 : Schéma du site instrumenté le long de quatre mares et de quatre lanières consécutives. Les figures géométriques ne conservent pas les dimensions réelles. Pour chaque nid (1 à 23), les cercles blancs représentent les puits, les triangles blancs, gris et noirs représentent respectivement les piézomètres de 50 cm, 75 cm et 100 cm. Les deux traits parallèles noirs symbolisent le drain 1 (d.1) et le drain 2 (d.2).

2.3.3. Test de drainage

L'expérience d'annulation du gradient phréatique entre les mares 1 et 2 a été réalisée entre les jours 176 (18h) et 178 (10h) de l'année 2011. À la fin de cette période de drainage, le *NP* de la mare 1 a été légèrement abaissé de façon non volontaire, suite à un mauvais accrochage de

l'embout de drainage. L'efficacité du drainage de la mare 1 a été contrôlée au moyen d'enregistrements en continu (jours 176-179) des fluctuations des niveaux phréatiques absolus (*NPA*) des mares 1, 2 et 3, de même que celui de la lanière 2. Au cours de cette expérience, les *NPA* et les niveaux piézométriques absolus (*NPZA*) des nids 1 à 11 du transect B ont été mesurés ponctuellement avant le drainage (jour 176, 12h), à l'équilibre des nappes (jour 178, 10h) et après l'arrêt du drainage (jour 179, 17h).

2.3.4. Mesures hydrologiques

Deux types de mesures ont été réalisés à savoir : des mesures en continu et des mesures ponctuelles. Les niveaux d'eau mesurés ont tous été référencés d'après un point fixe (tige en acier ancrée dans le substratum minéral) représentant le niveau du sol de la lanière 2 au nid C4 (Figure 2.2; Annexe II). Ces niveaux d'eau correspondaient donc à des niveaux absolus (*NPA* et *NPZA*).

Les mesures en continu (pas de temps de 15 min) ont été effectuées à l'aide de capteurs de pression d'eau (Levelogger (Solinst, 2013), modèles LT F15/M5 3001 et Gold F15/M5; précision, ± 3 mm; <http://www.solinst.com/Prod/Data/3001Gold.pdf>) positionnés au fond des puits. Les valeurs obtenues ont ensuite été compensées de la pression atmosphérique, mesurée par un capteur de pression du même type (Barologger Solinst, model LT F15/M1.5 3001; précision, ± 1 mm; http://www.envirosupply.net/manuals/Solinst_3001_LeveloggerV2.pdf). Le capteur de pression atmosphérique était localisé au niveau de la station météorologique du site Abeille.

Les mesures ponctuelles des 122 *NPA* et *NPZA* ont été réalisées à l'aide d'un niveau optique (Nikon AC-2S, 24x). La précision a été estimée à quelques millimètres (l'échelle de graduation sur la mire étant de 1 centimètre). La fréquence des mesures a été de deux mesures par jours (9h, 17h) pendant trois périodes de 10 jours. L'utilisation d'un niveau optique et d'une mire graduée, munie d'un détecteur d'eau lumineux (fabrication personnelle), a permis de s'affranchir des problèmes de référentiel le long des transects.

2.4. Résultats

2.4.1. Profils de niveaux phréatiques et piézométriques au travers d'une lanière et de deux mares

Les résultats des mesures ponctuelles ont montré que les *NPA* se découpaient suivant trois parties, à savoir : un palier amont, une zone de décroissance régulière et un palier aval (Figure 2.3). Les paliers amont et aval représentaient simplement les niveaux d'eau des mares alors que la zone de baisse régulière des *NPA* représentait les niveaux d'eau au sein de la lanière. Les *NPZA* suivaient relativement bien les *NPA*. Cependant, à la différence des *NPA*, les paliers semblaient moins bien marqués. La comparaison des charges piézométriques ($NPZA - NPA$; lorsque $NPZA - NPA > 0$ l'écoulement vertical s'effectue vers le haut, lorsque $NPZA - NPA < 0$ l'écoulement vertical s'effectue vers le bas) indique l'existence de zones de flux descendants au niveau des zones amont (à partir du centre de la lanière) et ascendants au niveau des zones aval (Figure 2.3). Les charges hydrauliques étaient cependant de faibles importances, équivalent à quelques centimètres (rarement > 3 cm) pour des gradients verticaux de quelques pourcents. Les charges piézométriques étaient plus importantes juste en amont et en aval de la lanière qu'au niveau des mares. Aussi, on peut noter que le sens des flux verticaux s'inversait au centre de la lanière (charge piézométrique nulle entre pz50 et pz100). À la différence des couches profondes (75 et 100 cm), aucun flux vertical n'a été mesuré dans la partie supérieure du sol, entre la surface topographique de la lanière et les couches à 50 cm de profondeur. Le transect A fait cependant exception car de très faibles charges hydrauliques (< 1 cm) y ont été mesurées.

2.4.2. Variabilités spatiales

Les mesures réalisées sur les 122 puits et piézomètres de ce site ont montré que les profils phréatiques et piézométriques étaient relativement similaires au sein d'une même lanière (Figure 2.3). On peut remarquer que les profils piézométriques des transects B et C étaient assez semblables alors que les profils piézométriques du transect A montraient des charges piézométriques plus importantes (Figure 2.3). Il est à noter que le transect A était localisé en bordure de mare, interagissant possiblement avec une mare adjacente. Cette similitude au sein d'une même lanière s'est aussi observée à travers une succession de mares et de lanières (Figure

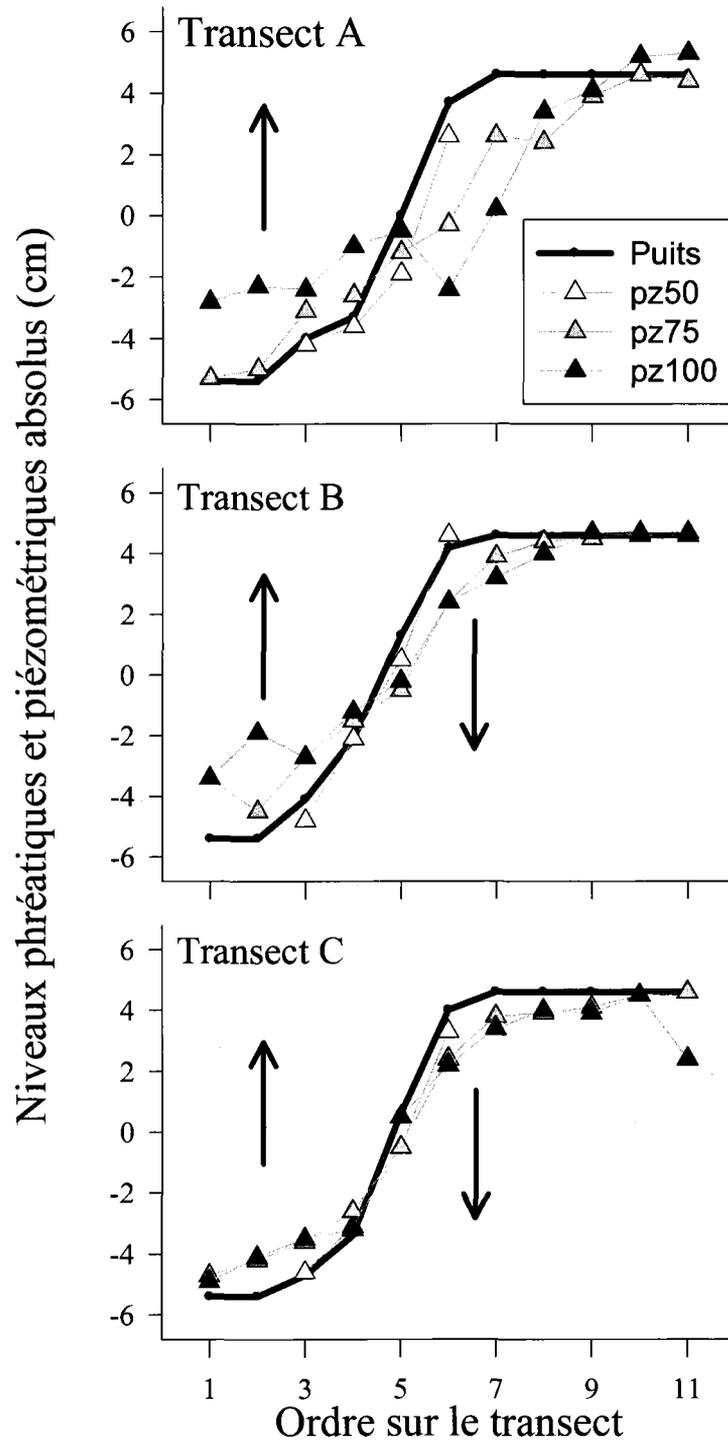


Figure 2.3 : Évolution spatiale des niveaux phréatiques et piézométriques absolus des transects A, B et C, mesurés le jour 191 de l'année 2010. Les nids 1 à 2, 3 à 6, 7 à 11 se localisent respectivement au sein de la mare 1, de la lanière 2 et de la mare 2. Les flèches indiquent le sens de l'écoulement vertical.

2.4). Les profils phréatiques et piézométriques ont varié moins régulièrement au sein de la lanière 3 qu'au sein de la lanière 2 (Figure 2.4). À noter que la lanière 3 semblait se diviser en deux avec apparition d'une très petite mare quasi pérenne au cours de la saison. Les mesures n'ont pas non plus montré de flux vertical au sein de la quatrième lanière. Enfin, les charges phréatiques mesurées entre les quatre mares successives (1 à 4) variaient d'une lanière à une autre. Les différences de *NPA* entre les mares 1-2, 2-3 et 3-4 étaient respectivement égales à 10, 11 et 4 cm.

2.4.3. Variabilités temporelles

Les profils de charges piézométriques entre les pz100 et les pz50 (représentés par les *NPA*) étaient sensiblement similaires en juin (jours 154-161), juillet (jours 184-193) et octobre (jours 276-278). Les mesures ont montré des flux descendants à l'amont et des flux ascendants à l'aval de la lanière 2, indépendamment de la période étudiée (Figure 2.5). À l'amont de la lanière 2 (nid 6), les charges piézométriques moyennes à 100 cm au niveau du transect B en juin, juillet et août ont été de -1,3, -1,4 et -1,1 cm. À l'aval de la lanière 2 (nid 3), les charges piézométriques moyennes à 100 cm du transect B en juin, juillet et août ont été de 1,4, 1,5, et 2,7 cm. Les autres transects (A et C) ont aussi montré peu d'évolutions temporelles de ces charges. Néanmoins, les charges piézométriques négatives (nid 6) du transect A ont toujours été plus importantes (comprises entre -3,5 et -5,2 cm) qu'au niveau des deux autres transects.

Les niveaux d'eau entre les mares 1 (B1pt) et 2 (B8pt) n'ont pas été totalement synchrones entre les jours 184 et 193 (Figure 2.6). Ainsi, les charges phréatiques entre les deux mares ont été légèrement plus faibles entre les jours 186 et 188 (8,0 et 8,4 cm) qu'entre les jours 189 et 193 (9,2 et 9,6 cm). Au cours de ces périodes, les charges piézométriques ont été d'abord plus faibles (entre 0,7 et 1,5 cm en B3; entre -0,8 et 1,6 cm en B6) et ensuite plus élevées (entre 1,4 et 2,2 cm en B3; entre -1,0 et 2,2 cm en B6). L'évolution des charges piézométriques à l'amont et à l'aval de la lanière 2 ont semblé suivre les fluctuations des *NPA* des mares amont et aval, sauf le jour 188 où les *NPZA* amont (B6) ont semblé suivre l'évolution du *NPA* de la mare aval (augmentation des charges phréatiques et piézométriques). Enfin, il est à noter qu'aucune charge piézométrique significative n'a été observée entre les piézomètres à 50 cm et les *NPA*.

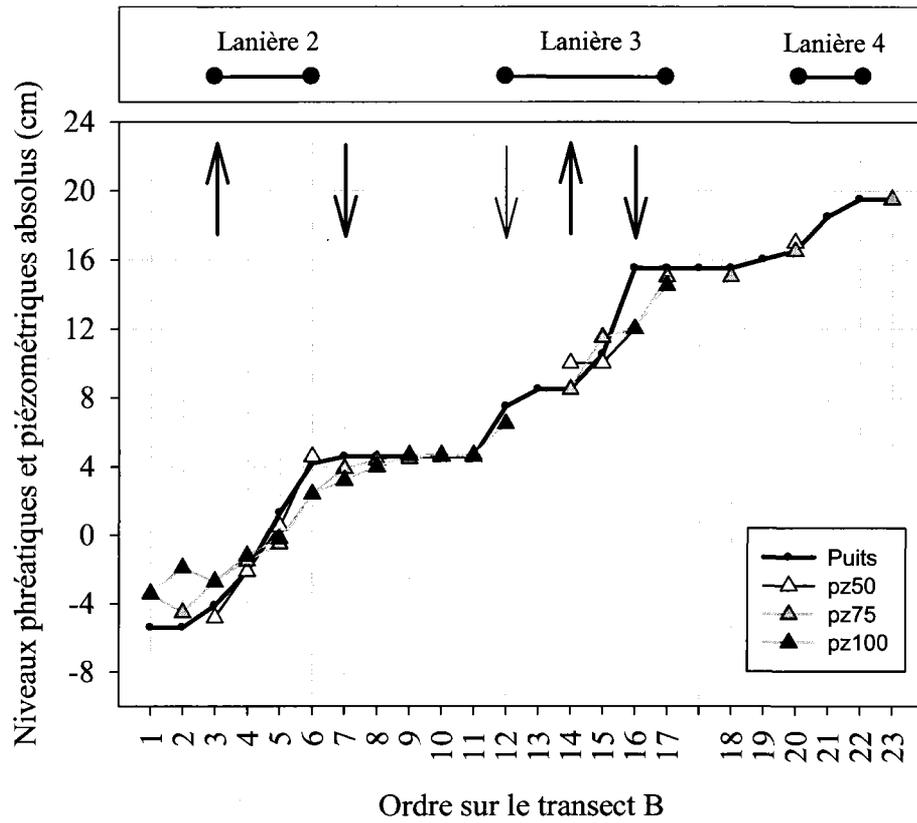


Figure 2.4 : Évolution spatiale des niveaux phréatiques et piézométriques absolus le long du transect B, mesurés le jour 191 de l'année 2010. Les nids 1 à 2, 7 à 11, 18 à 19, 23 se localisent respectivement au sein des mares 1, 2, 3 et 4. Les nids 3 à 6, 12 à 17, 20 à 22 se localisent respectivement au sein des lanières 2, 3 et 4.

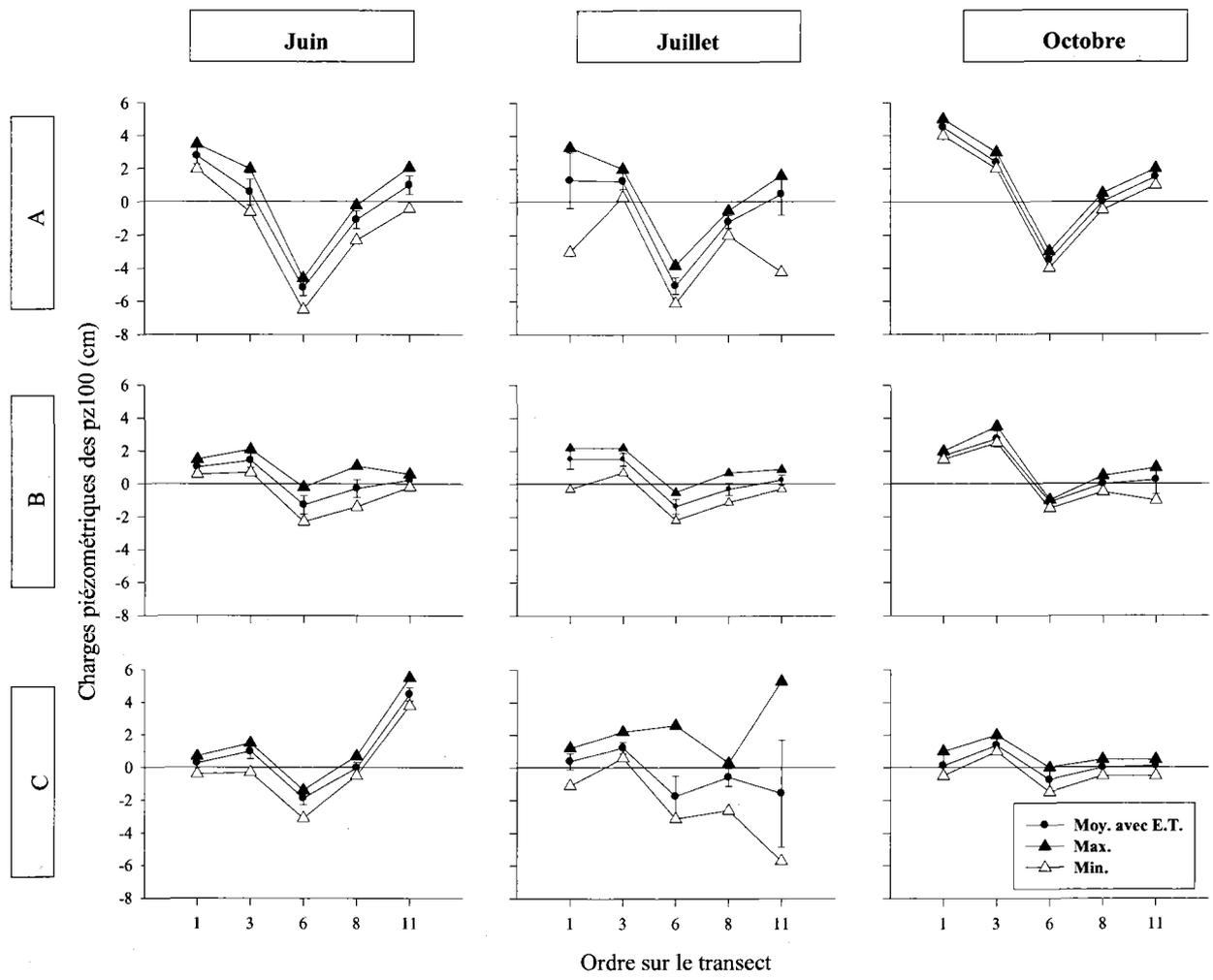


Figure 2.5 : Évolution spatio-temporelle des charges piézométriques (niveau piézométrique absolu – niveau phréatique absolu) à 100 cm mesurées en juin (jours 154-161), juillet (jours 184-193) et octobre (jours 276-278) 2010, au niveau des nids 1 (aval), 3, 6, 8, 11 (amont) des transects A, B et C. Les nids 3 et 6 sont localisés au sein de la lanière 2. Le nombre de périodes de mesures utilisé pour calculer les moyennes (cercles noirs), écart-types (tirets verticaux), minimums (triangles blancs) et maximums (triangles noirs) sont : $n = 17$ (juin), $n = 19$ (juillet), $n = 4$ (octobre). Les lignes noires horizontales représentent les niveaux de charges piézométriques nuls. Les points situés au-dessus et en-dessous de ces lignes représentent respectivement des écoulements verticaux orientés vers le haut (surface) ou vers le bas (subsurface).

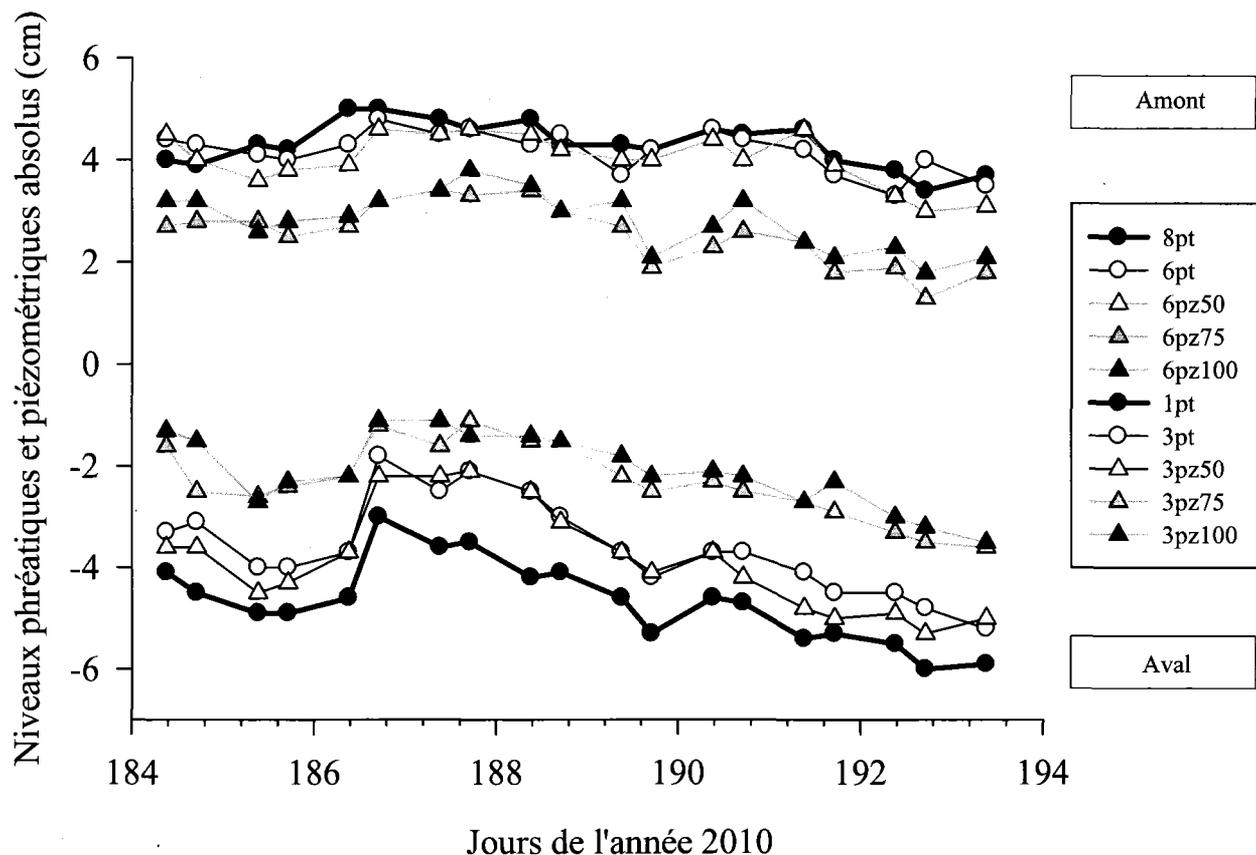


Figure 2.6 : Évolution spatio-temporelle des niveaux phréatiques et piézométriques absolus au travers de la lanière 2 du transect B, entre les jours 184 et 193 de l'année 2010. Les nids 1, 3 et 6, 8 représentent respectivement les zones aval et amont de la lanière. Les niveaux phréatiques et piézométriques sont représentés respectivement par des cercles et des triangles.

2.4.4. Effet topographique

Les Figures 2.7 et 2.8 montrent l'évolution des *NPA* et des *NPZA* du transect B au cours de l'expérience de drainage. Le *NPA* de la mare 3 (B17) a été pris comme témoin. On peut noter que les *NPA* au sein de la lanière 2 (B3 et B6) ont parfaitement suivi le rabattement de nappe occasionné par le drainage. L'arrêt du drainage a montré une vitesse de recouvrement du *NPA* de la mare 2 de $2,1 \text{ cm h}^{-1}$. Cette augmentation du *NPA* s'est prolongée de quelques heures, suite à l'apport probable d'eau de pluie (augmentation du *NPA* de la mare 3 à la fin du jour 178).

La mise à l'équilibre des *NPA* des mares 1 et 2 a eu comme conséquence de baisser significativement (de 0 à 5 cm) les *NPZA* à 50, 75 et 100 cm (Figure 2.8). Cet équilibre des niveaux des mares s'est aussi traduit par l'annulation quasi totale (charges piézométriques < 1

cm) des charges piézométriques et des flux descendants et ascendants à l'amont et à l'aval de la lanière. Les mesures des niveaux d'eau effectuées 31 heures après l'arrêt du drainage ont montré que les profils piézométriques étaient redevenus similaires à ceux mesurés avant le drainage. L'arrêt du drainage a donc eu comme conséquence de rétablir des flux descendants (les plus notables) et ascendants, à l'amont et à l'aval de la lanière.

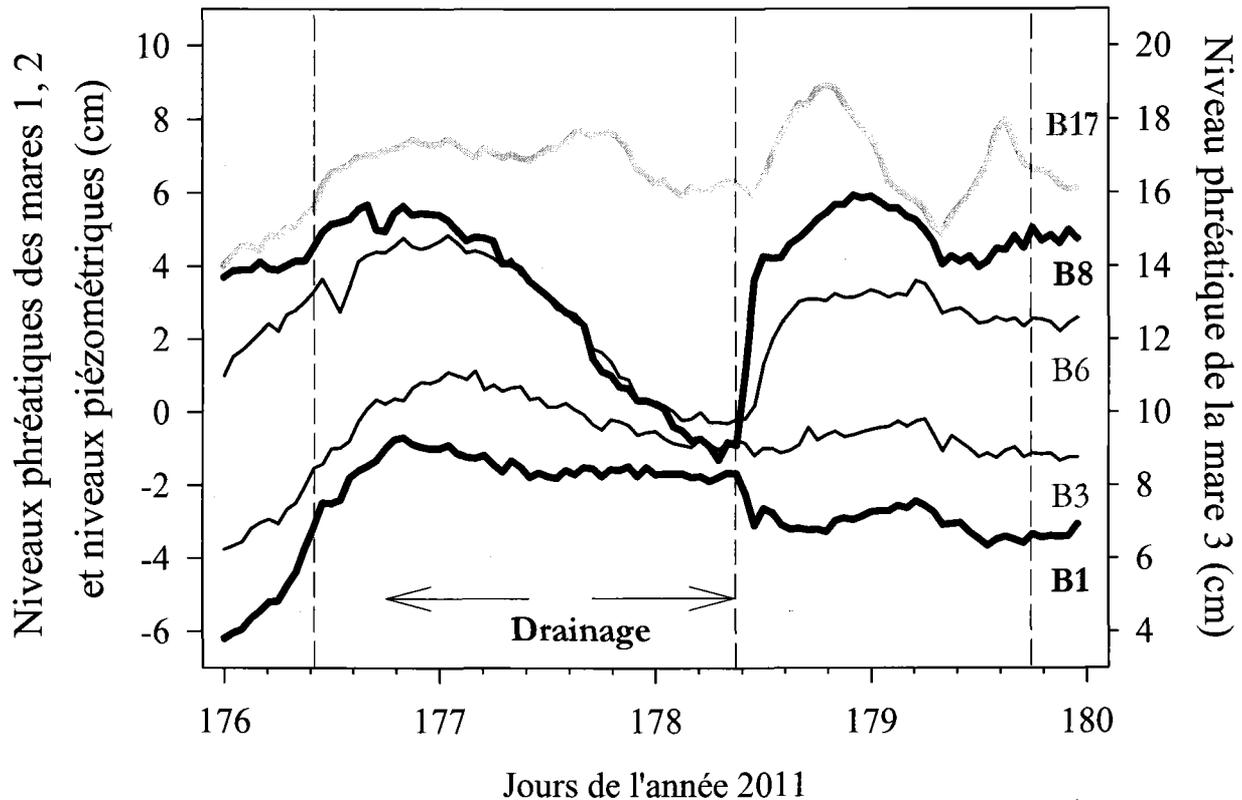


Figure 2.7 : Évolution de niveaux phréatiques et piézométriques relatifs au cours d'un test de drainage (indiqué par les doubles flèches) entre les jours 176 et 180. Les lignes épaisses noires et grises représentent les niveaux phréatiques des mares 1 (B1, aval), 2 (B8) et 3 (B17, amont). Les lignes noires en traits fins représentent les niveaux piézométriques B3pz75 (aval) et B6pz75 (amont) au sein de la lanière 2.

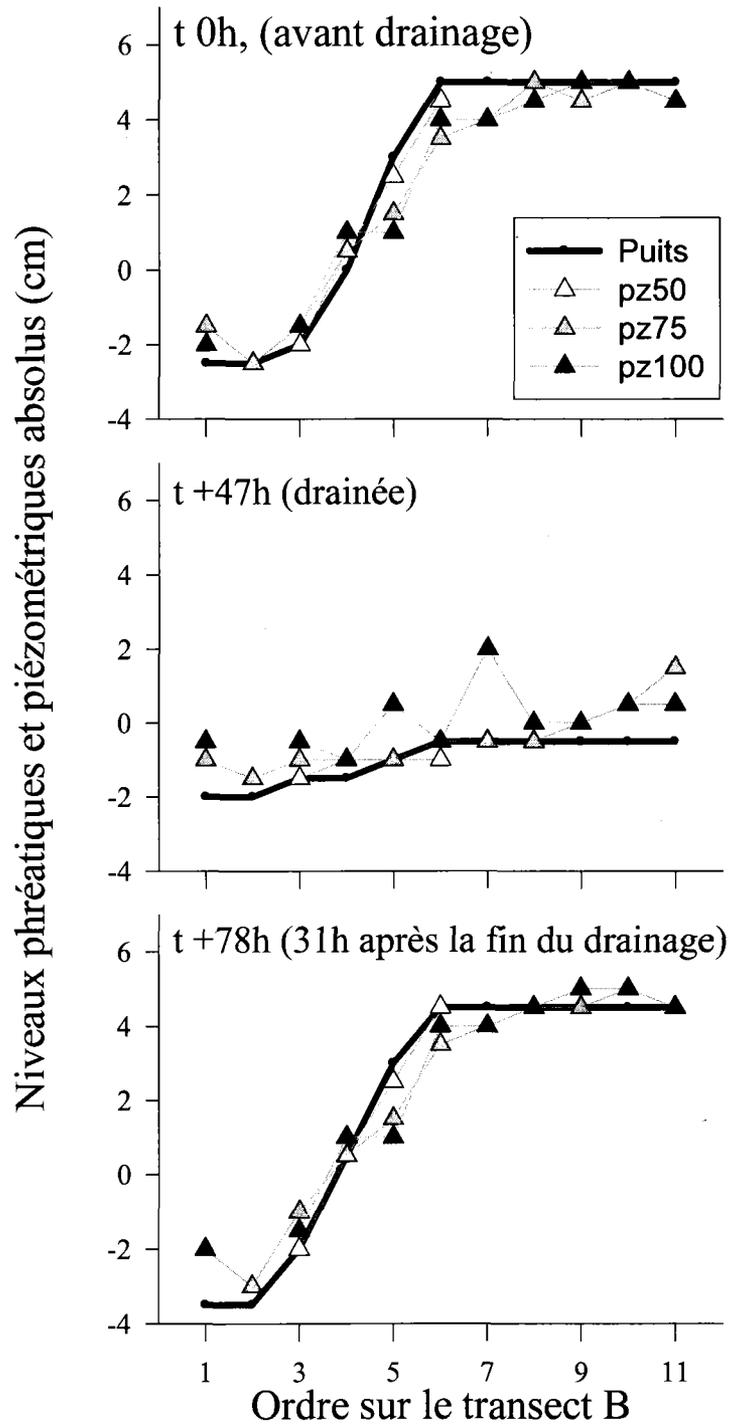


Figure 2.8 : Évolution spatiale des niveaux phréatiques et piézométriques absolus du transect B au cours de trois conditions hydrauliques : avant le drainage ($t=0h$), à l'équilibre des niveaux d'eau entre les mares 1 et 2 ($t=+47h$), après recouvrement des niveaux phréatiques d'origine ($t=+78h$).

2.5. Discussion

2.5.1. Profils phréatiques et piézométriques au sein des surfaces aqualysées

Cette étude détaillée des charges phréatiques et piézométriques au sein de surfaces tourbeuses aqualysées apporte de nouvelles connaissances sur l'estimation des flux verticaux et sur la compréhension de leurs origines, au sein de tourbières minérotrophes aqualysées.

Les baisses régulières des *NPA* à la surface des lanières indiquent que les propriétés hydrauliques (indirectement la conductivité hydraulique) des dix premiers centimètres de tourbe sont relativement homogènes dans le sens horizontal. Une anisotropie importante se traduirait par un profil de *NP* irrégulier. On a pu observer en revanche que lorsque les lanières étaient caractérisées par une dégradation de surface (formation d'une petite mare au centre de la lanière 3), l'isotropie horizontale était affectée et la baisse des *NPA* n'était, dans ce cas, plus régulière.

L'analyse des gradients piézométriques entre les différentes couches de tourbe a mis en évidence qu'il n'existait aucun flux vertical au sein des premières couches de tourbe (0-50 cm). Cette absence de flux vertical et la présence de gradients hydrauliques horizontaux indique probablement que la composante horizontale (gradients piézométriques horizontaux) de l'écoulement domine l'écoulement général dans les premières couches de tourbe. Ces couches (0-50 cm) correspondent approximativement aux profondeurs des mares. Cette absence de flux verticaux est typique d'un écoulement stationnaire en milieu non confiné et isotrope. En revanche, il existe des flux descendants (amont des lanières) et ascendants (aval des lanières) au sein des couches de subsurface (50-100 cm). Ces flux, sont quant à eux, représentatifs des écoulements pouvant être typiquement observés en-dessous d'un barrage (Fell *et al.*, 2005), entre deux frontières imperméables (le barrage et le socle rocheux). Néanmoins, dans le cas des tourbières, la lanière ne fait pas office de barrière imperméable. Les gradients piézométriques verticaux sont ici favorisés par la non stationnarité des gradients phréatiques le long des séquences de mares et de lanières (aucun gradient phréatiques au niveau des mares et présence de gradients phréatiques au niveau des lanières).

Ces flux verticaux ont aussi été mis en évidence par d'autres études (Branfireun *et al.*, 1998; Fraser *et al.*, 2001; Quinton *et al.*, 1998; Siegel *et al.*, 1987). Cependant, aucune d'entre elles n'a observé ce genre de profils piézométriques et plus particulièrement, répété au travers de plusieurs

lanières. Les études de Branfireun *et al.* (1998) ainsi que de Quinton *et al.* (1998) ont mis en évidence des flux ascendants au travers des couches de subsurface, issus probablement des versants. L'étude géochimique de Siegel *et al.* (1987) a, quant à elle, mise en évidence une interaction des tourbières avec la nappe régionale. Ferone *et al.* (2004) ont en revanche observé très peu d'échanges avec le substrat de type till glaciaire. Ces résultats contrastés montrent qu'il n'existe pas un, mais plusieurs schémas d'échanges verticaux au sein des tourbières, qui varient suivant le type de substrat minéral et sans doute, suivant la localisation de la tourbière sur le bassin versant.

Les flux ascendants et descendants au sein des lanières ont été mesurés aussi bien latéralement (au niveau d'une lanière) que longitudinalement (au travers d'une succession de lanières). Cette reproductibilité des profils piézométriques sur le site de la Mouche met en évidence une certaine homogénéité des profils au sein de la tourbière. Néanmoins, quelques particularités existent comme l'absence de flux verticaux au niveau de la lanière 3. Cette différence pourrait être due aux faibles gradients phréatiques qui ont été mesurés entre les mares 3 et 4. Nos résultats ont aussi montré peu de variabilité temporelle des profils piézométriques entre juin et octobre. En plus d'une homogénéité spatiale, il semblait donc y avoir une homogénéité temporelle des profils piézométriques. En effet, les gradients phréatiques entre les mares semblent être assez bien conservés au cours de l'été, conservant ainsi les mêmes conditions hydrauliques au cours de la saison. Néanmoins, les charges piézométriques ont semblé suivre l'évolution des gradients phréatiques entre les mares : les gradients piézométriques étant plus élevés en condition de gradients phréatiques plus importants. Cette évolution synchrone des charges piézométriques et phréatiques a été précédemment observée par Clerc (2009) et Fraser *et al.* (2001).

2.5.2. Effet topographique

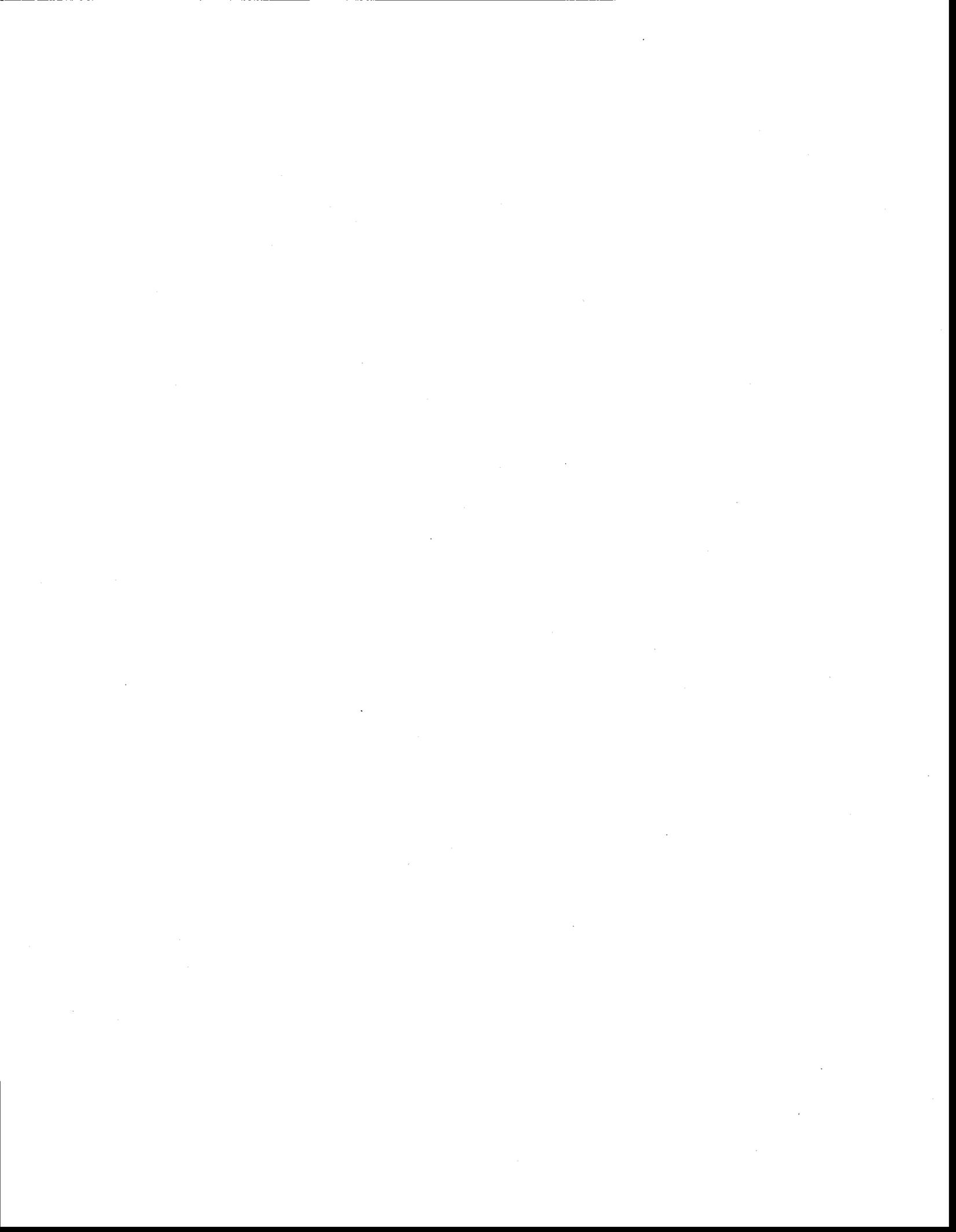
L'annulation du gradient phréatique entre les mares a eu deux conséquences sur les profils hydrauliques. Premièrement, cette modification des niveaux de nappes a entraîné une baisse importante des NPZA (pz50, pz75 et pz100) à l'amont, où la baisse était effective. Deuxièmement, le schéma d'échanges verticaux au sein des lanières (flux descendants à l'amont et flux ascendants à l'aval d'une lanière) a été profondément modifié. Seuls quelques flux ascendants ont été mesurés entre les couches inférieures (75, 100 cm) et la couche à 50 cm. Ces

charges piézométriques pourraient être dues à des artéfacts (non stabilisation des *NPZA*) mais aussi aux charges piézométriques formées par le gradient hydraulique de la lanière 3 (lanière non drainée). Ces résultats ont montré que les charges piézométriques étaient largement dépendantes des *NPA* ainsi que des gradients phréatiques formés par la succession de mares en escalier. Une contribution significative des eaux souterraines à l'écoulement vertical aurait dû se traduire par une conservation des *NPZ*, ce qui n'a pas été observé. Ces fluctuations rapides des *NPZ* indiquent donc que les échanges avec l'eau souterraine sont faibles sous la tourbière.

Ces observations corroborent avec le modèle d'écoulement proposé par Tòth (1963). Ce modèle montre aussi que la pente topographique locale a un impact important sur l'intensité des flux verticaux. Cependant, Reeve *et al.* (2000) ont démontré physiquement que les flux verticaux observés au sein de grandes tourbières ombrotrophes découlaient principalement de l'imperméabilité du substratum (couche minérale) et que la topographie de surface n'avait qu'un rôle secondaire. Les flux descendants et ascendants (entre les couches profondes et la couche à 50 cm) mesurés à l'amont et à l'aval des lanières pourraient donc être expliqués physiquement en considérant un système avec une frontière horizontale imperméable (le till des couches minérales). Les variations de gradients phréatiques entre les mares (Figures 2.4, 2.6 et 2.8) ont néanmoins montré que la topographie de surface était également un facteur clé du contrôle des flux verticaux. En effet, l'arrêt du drainage et le retour à des *NPA* en escalier, a permis de reproduire rapidement le schéma de flux verticaux au sein de la lanière 2. Une modélisation physique des écoulements à la manière de l'étude de Reeve *et al.* (2000), permettrait de quantifier le rôle du substratum imperméable et celui de la topographie de surface sur ces flux.

2.6. Bilan du chapitre

Le protocole décrit dans ce chapitre a permis de mettre en évidence l'existence de profils typiques d'échanges au sein d'une tourbière aqualysée, à savoir : une dominance des flux horizontaux dans les couches de surface (< 50 cm), des flux descendants et ascendants à l'amont et à l'aval de chaque lanière (objectif *i*). Ce protocole nous a aussi permis de montrer que la topographie de surface (structure en escalier) était l'un des principaux paramètres engendrant les flux verticaux observés dans les couches de subsurface. Cependant, une modélisation du rôle de la topographie et de la perméabilité du substratum sur les profils des écoulements serait nécessaire afin d'appuyer l'hypothèse d'absence d'échange avec l'eau souterraine (objectif *ii*). Dans les chapitres 4, 5 et 6, les échanges avec l'eau souterraine seront donc supposés nuls. On fera alors l'hypothèse que cette absence d'échange s'applique aussi aux versants forestiers.



CHAPITRE 3

PROPRIÉTÉS PHYSIQUES DES SOLS BORÉAUX

3.1. Résumé

Les principales propriétés physiques des sols tourbeux comme θ_{tot} , D_{asec} , K_s sont relativement bien connues. Néanmoins, elles varient suivant le type de tourbe (fibrique, mésique ou humique) et donc suivant le type de tourbière (ombrotrophe ou minérotrophe). Cela est particulièrement vrai pour les propriétés de stockage de l'eau (S_y et S_s) qui ont un rôle essentiel dans les bilans hydrologiques. Malgré la forte représentativité des tourbières sur le bassin versant de La Grande rivière, peu d'études ont porté sur les propriétés physiques des sols tourbeux de la baie de James. De plus, S_s est un terme souvent ignoré dans les bilans hydrologiques alors qu'il est potentiellement aussi important que S_y . Afin d'améliorer nos connaissances sur les propriétés physiques des sols tourbeux minérotrophes et plus particulièrement sur celles qui affectent les capacités de stockage, différentes mesures de terrain ont été réalisées. Les objectifs spécifiques de ce troisième chapitre ont été d'estimer : (i) les valeurs de θ_{tot} , θ_e , D_{asec} des typologies spécifiques de forêt, platière, lanière; (ii) la part de l' ΔNS exprimée par les fluctuations des NPA ; (iii) la variabilité spatiale de S_s ; (iv) les proportions des termes S_y , S_s , θ_v dans le bilan de stockage et; (v) l'acquisition de valeurs moyennes de K_s de différentes couches de tourbe (Figure 3.1). Pour répondre à ces objectifs, différentes mesures ponctuelles (θ_{tot} , D_{asec} , K_s , S_y) ainsi que des suivis en continu (ΔNS , θ_v) ont été réalisés au travers des typologies spécifiques de forêt, de platière et de lanière. Les mesures ont été réalisées au niveau des bassins versants Mouche et Abeille. Les résultats ont montré une forte variation des propriétés de drainage dans les premières couches de sol, aussi bien au niveau des platières (sols organiques fibriques), des lanières (sols organiques mésiques) qu'au niveau des sols forestiers. Ces variations de θ_e , accompagnées des faibles valeurs de K_s en-dessous de 50 cm de profondeur (10^{-6} m s^{-1} pour les lanières) favorisent les écoulements superficiels. Sur la tourbière Abeille, en moyenne 80 % de l' ΔNS a été expliqué par les fluctuations des NPA , traduisant une forte relation entre l' ΔNS et les variations de stockage au travers du profil de tourbe. Les estimations de S_s ont été respectivement de $9,7 \cdot 10^{-4}$ à $36,4 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^{-1}$ au niveau des platières et de $2,6 \cdot 10^{-4}$ à $9,9 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^{-1}$ au niveau des lanières. Ces variabilités

spatiales de S_s suivant les typologies spécifiques de tourbières n'ont cependant pas été observées au sein d'un profil de tourbe (lanière). En revanche, les faibles effets d'hystérèse entre l' ΔNS et les NPA , l'absence d'oscillation des capteurs de déplacement en-dessous de 150 cm de profondeur, ainsi que l'observation de dépôts relativement liquides en profondeur laissent supposer que certains compartiments de la tourbière pourraient flotter sur des dépôts anciens, probablement de type lacustre, pendant une partie de la saison estivale. Enfin, les variations de stockage d'eau au sein de la partie tourbeuse sont largement dépendantes de S_y . La présence de nappes hautes (> 10 cm) tout au long de l'année favorise S_y ($> 0,40$) par rapport à S_d ($\approx 0,15$) et limite les effets de séchage en surface. Néanmoins, S_d représente une part non négligeable du bilan de stockage, principalement lors des périodes de nappes basses.

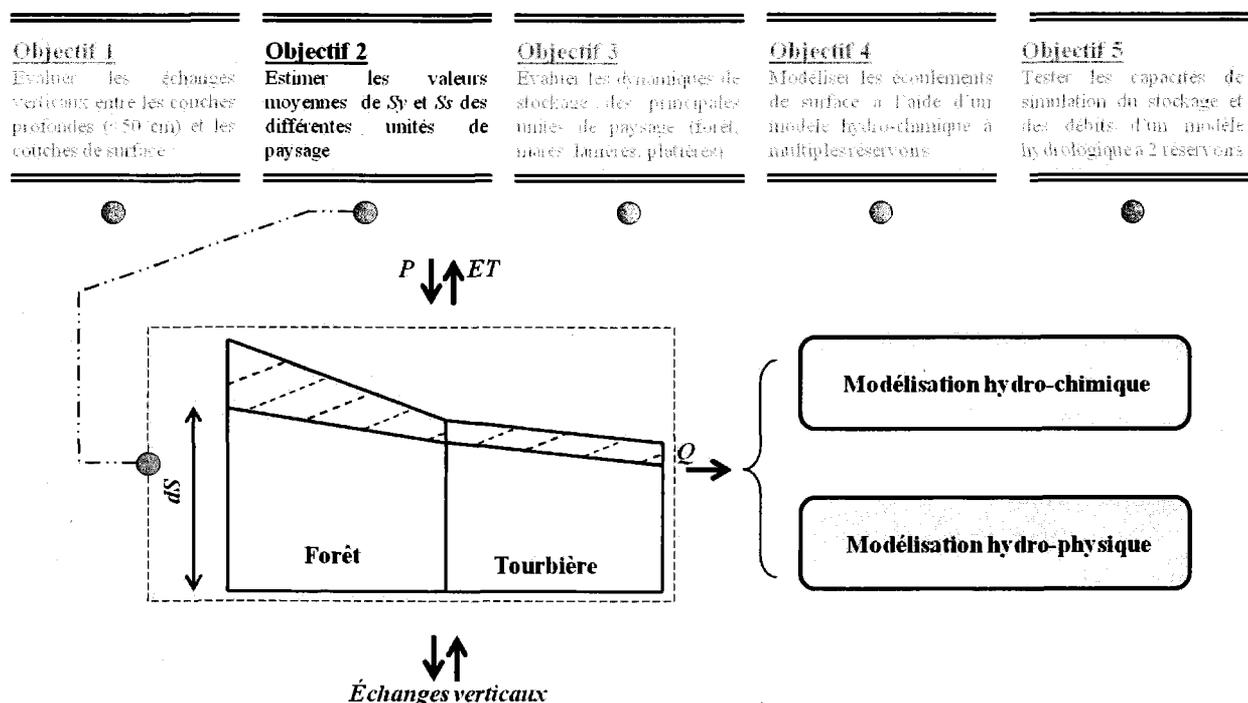


Figure 3.1 : Représentation schématique des cinq principaux objectifs proposés et évalués dans cette thèse. La réalisation de l'objectif 2 est présentée dans ce chapitre.

3.2.Introduction

La plupart des sols organiques nordiques d'épaisseurs variables, provenant de l'accumulation de matière végétales, se retrouvent au niveau des tourbières. Celles-ci se localisent généralement dans les fonds de vallées ou au niveau des bas topographiques. Leur position en aval sur les

bassins versants de petites tailles confère aux tourbières un rôle prépondérant dans la dynamique hydrologique de ces milieux. Malgré la forte représentativité des tourbières dans le moyen-nord québécois, peu d'études ont porté sur les propriétés physiques des sols organiques de la région de la baie de James (Clerc, 2009; Levrel *et al.*, 2010; Levrel *et al.*, 2009). Pourtant, l'estimation des propriétés de stockage d'eau et des conductivités hydrauliques à saturation (K_s) demeure nécessaire pour les travaux de modélisation hydrologique. Dans un sol organique, l'eau peut être stockée suivant quatre compartiments matriciels : le stockage d'eau dans la microporosité représente le compartiment majeur mais son eau est plutôt « non active » tandis que les trois autres compartiments de stockage peuvent être considérés plus restreints en volume alors que leur eau est plutôt « active ». Ces derniers compartiments sont représentés par la macroporosité, le gonflement du sol et les remontées capillaires.

Les substrats tourbeux possèdent des porosités totales (θ_{tot}) importantes, comprises entre 80 et près de 100 % (Hogan, 2006a; Oswald *et al.*, 2011; Petrone *et al.*, 2008; Quinton *et al.*, 2000). Ces valeurs dépendent du degré de décomposition de la matière organique mais ne reflètent pas forcément la capacité du sol à se drainer sous l'effet de la gravité. La porosité efficace (θ_e) qui correspond au volume d'eau qu'un sol peut libérer sous l'effet de la gravité, diminue rapidement en profondeur dans les sols tourbeux. Cette porosité peut aussi être exprimée en rendement spécifique (S_y ; adimensionnel), celui-ci passant ainsi théoriquement de 1.0 en surface à des valeurs inférieures à 0.2 dans le catotélme (Hogan, 2006a). Différentes valeurs moyennes de S_y sont utilisées dans la littérature, dépendamment du type de tourbe (fibrique, mésique, humique) et du nombre de couches présentes. Néanmoins, une majorité d'études indiquent des valeurs moyennes de S_y comprises entre 0,2 et 0,4 (Price *et al.*, 1994; Quinton *et al.*, 2000, Whittington *et al.*, 2006). Ces valeurs sont concordantes avec celles proposées par Letts *et al.* (2000) pour le schéma de surface canadien CLASS (Verseghy, 1991).

Les sols organiques ont la particularité d'avoir une matrice flexible leurs conférant des propriétés de stockage d'aquifères régionaux. Cette élasticité s'accompagne d'une oscillation du niveau du sol (ΔNS) observée dans de nombreuses études (Fritz *et al.*, 2008; Kennedy *et al.*, 2004; Petrone *et al.*, 2008; Price, 2003; Price *et al.*, 1999; Roulet, 1991; Strack *et al.*, 2006; Whittington *et al.*, 2007; Whittington *et al.*, 2006). Cette ΔNS suit généralement les fluctuations de la nappe (Fritz *et al.*, 2008; Price *et al.*, 1999) et l'évolution du gel du sol (Petrone *et al.*, 2008; Roulet, 1991). Plusieurs auteurs évoquent aussi un rôle de la production et d'émission de méthane dans l' ΔNS

(Glaser *et al.*, 2004; Strack *et al.*, 2006). Lorsque l' ΔNS correspond à des variations de stockage d'eau au travers de la matrice saturée, il est possible de déterminer le coefficient de dilatation (Sd , adimensionnel), variations de niveau du sol (NS) par variations de la charge hydraulique. Il est néanmoins plus courant d'utiliser la notion d'emménagement spécifique (Ss ; cm^{-1}) dont le produit par l'épaisseur de sol saturé (b) correspond à Sd ($Sd = Ss \times b$). Ss diminue généralement en profondeur ainsi que dans les couches très décomposées (Price, 2003; Price *et al.*, 1999). Ses valeurs sont habituellement comprises entre 10^{-4} et 10^{-3} cm^{-1} (Kellner *et al.*, 2002; Price *et al.*, 1999).

L' ΔNS peut passablement modifier les valeurs de K_s (Price, 2003; Whittington *et al.*, 2006). Price (2003) a montré que ces variations pouvaient être importantes dans les tourbières anthropisées (deux ordres de grandeur) mais restaient relativement faibles dans les tourbières naturelles (un demi-ordre de grandeur). Malgré leurs fortes \varnothing_{tot} , les sols tourbeux sont considérés comme peu conducteurs, voire imperméables en profondeur. En effet, les couches profondes montrent généralement des valeurs de K_s comprises entre 10^{-7} et 10^{-8} m s^{-1} (Ketcheson *et al.*, 2011, Price, 2003; Whittington *et al.*, 2007). Cependant, en surface, les conductivités observées sont généralement plus élevées, avoisinant 10^{-4} m s^{-1} (Levrel *et al.*, 2009; Whittington *et al.*, 2007) et pouvant atteindre 10^{-2} m s^{-1} dans les premiers centimètres de sol (Petroni *et al.*, 2008; Quinton *et al.*, 2008).

Enfin, la texture très fibreuse des sphaignes et des mousses confère à la tourbe un fort pouvoir de capillarité. Ces remontées d'eau au-dessus du niveau phréatique forment un stockage d'eau non négligeable dans les couches non saturées. Des remontées capillaires de 10 à 20 cm ont été rapportées dans la littérature (Hogan, 2006a; Kellner *et al.*, 2002; Romanov, 1968).

Les objectifs spécifiques de ce troisième chapitre ont été d'estimer : (i) les valeurs de \varnothing_{tot} , \varnothing_e , de densité apparentes sèches (D_{asec}) des typologies spécifiques de forêt, platière, lanière; (ii) la part de l' ΔNS exprimée par les fluctuations des NPA ; (iii) la variabilité spatiale de Ss ; (iv) les proportions des termes Sy , Ss , de la teneur en eau volumique (θ_v) dans le bilan de stockage et; (v) des valeurs moyennes de K_s de différentes couches de tourbe.

3.3.Méthode

Les résultats de ce chapitre proviennent essentiellement de mesures effectuées sur le bassin versant « Abeille » (Figure 1.9), sauf les mesures de K_s qui ont été réalisées au sein du dispositif de piézomètres du bassin versant « Mouche » (Figures 1.13, 1.14 et 2.2). Ces résultats proviennent de diverses campagnes de terrain opérées entre juin 2009 et octobre 2011.

3.3.1. Localisation des mesures

Les prélèvements de sols ont été effectués afin de mesurer θ_{tot} , θ_e et D_{asec} pour chaque typologie spécifique (Figure 1.9). Ainsi, les prélèvements de sols ont été effectués sur des lanières (PPS1, PPS2), des platières (PPS3, PPS4) et des sols forestiers (PPS5, PPS6, PPS7).

Les variations spatio-temporelles estivales du NS ont été étudiées entre 2009 et 2011 sur sept sites (Figure 1.9) représentatifs des tapis (N1), des lanières (S2, N2, N3, N5) et des platières (N6, N7). En parallèle, les variations de NS suivant un profil de tourbe ont été mesurées en 2010 (jours 158-192) et 2011 (jours 158-276) sur une lanière (S2).

Les mesures de K_s ont été réalisées en octobre 2009 sur les nids de piézomètres 1 à 11 des transects A, B et C (Figures 1.14 et 2.2).

Le suivi temporel des variations de la teneur en eau volumique (θ_v) des premières couches de sol d'une lanière (S2) a été réalisé en 2010 (jours 161-275). Les sondes d'humidité ont été préalablement mises en place en juillet 2009.

3.3.2. Prélèvements de tourbe

Toutes les carottes de sols ont été extraites à l'aide de cylindres de cuivre (50 mm de hauteur et 50 mm de d.i.) dont l'une des extrémités a été biseautée (Figure I.13). L'utilisation de cylindres rigides (cuivre) à bords fin (< 1 mm) a permis de pénétrer facilement les sols, limitant ainsi les effets de compaction lors des prélèvements. Des méthodes similaires ont été utilisées précédemment pour les sols tourbeux (Hogan, 2006a; Price, 1996; Price *et al.*, 1987). Lorsque les sols étaient peu compacts, essentiellement au niveau des platières, un pré-découpage de la carotte de tourbe au moyen d'un couteau a été effectué. Enfin, l'échantillonnage des sols forestiers a été

réalisé sur des parois fraîches de profils pédologiques (Figure I.14). La forte proportion de galets émoussés dans les horizons d'accumulation (< 20 cm de profondeur) du couvert forestier a cependant limité le nombre d'échantillons souhaité.

Les sites de lanières et de platières ont été prélevés aux profondeurs respectives de 0-5, 5-10, 10-15, 15-20 et 20-25 cm. Chaque site de prélèvement a été échantillonné trois fois, donnant ainsi six échantillons par profondeur et par typologie spécifique. En revanche, les prélèvements des sols forestiers (PPS5, PPS6, PPS7) ont été moins réguliers, le nombre d'échantillons variant suivant les couches (Tableau 3.1).

Après l'extraction, les carottes ont été emballées dans un film plastique afin de minimiser la dessiccation. Les mesures de \emptyset_e ont été réalisées dans les 48 h suivant l'extraction, puis chaque carotte a été conservée dans un sac plastique à 4°C en attendant les mesures de \emptyset_{tot} et D_{asec} au laboratoire (réalisées dans le mois).

3.3.3. Porosité efficace, rendement spécifique, densité apparente et porosité totale

Les valeurs de \emptyset_e ont été obtenues à l'aide d'une méthode gravimétrique utilisées par de nombreux auteurs qui étudient les tourbières (Brady *et al.*, 1999; Petrone *et al.*, 2008; Price, 1996; Price *et al.*, 1987). La méthode consiste à mesurer sur un échantillon, le rapport du volume d'eau gravitaire perdue au bout de 24 h de drainage (1 cm³ d'eau équivaut à 1 g) sur le volume de sol saturé (l'échantillon de sol).

$$\emptyset_e = \frac{1}{\rho_{eau}} \left(\frac{M_{saturée} - M_{drainée}}{V_{cylindre}} \right) \cdot 100 \quad (3.1)$$

avec \emptyset_e , la porosité efficace (%); $M_{saturée}$, la masse de l'échantillon saturé (g); $M_{drainée}$, la masse de l'échantillon au bout de 24 h de drainage (g); $V_{cylindre}$, le volume du cylindre (cm³) et ρ_{eau} , la densité de l'eau pure (égale à 1 g cm⁻³).

Avant chaque mesure, un film plastique étanche a été fixé à la base des cylindres afin d'empêcher le drainage vertical. Les échantillons ont été saturés d'eau puis pesés une première fois ($M_{saturée}$). Après le retrait du film plastique, les échantillons ont été drainés librement pendant 24 h puis pesés une seconde fois ($M_{drainée}$). Le poids du cylindre vide a été retranché de chaque pesée.

Tableau 3.1 : Propriétés physiques des sols de lanières, de platières et de la forêt en fonction de la profondeur. n , \emptyset_e , Sy , \emptyset_{tot} et D_{asec} représentent respectivement le nombre d'échantillon, la porosité efficace, le rendement spécifique, la porosité totale et la densité apparente sèche. Org. et Org.-min. représentent respectivement les typologies de sols organiques et organo-minérales.

	Profondeur (cm)	n	Sols	\emptyset_e (%)	Sy (adim.)	\emptyset_{tot} (%)	D_{asec} (g cm ⁻³)
Lanières	0 - 5	6	Org.	40 ± 18	0,40 ± 0,18	103 ± 4	0,075 ± 0,018
	5 - 10	6	Org.	11 ± 4	0,11 ± 0,04	92 ± 5	0,125 ± 0,019
	10 - 15	6	Org.	8 ± 3	0,08 ± 0,03	92 ± 3	0,129 ± 0,016
	15 - 20	6	Org.	11 ± 2	0,11 ± 0,02	92 ± 4	0,129 ± 0,023
	20 - 25	6	Org.	12 ± 4	0,12 ± 0,04	94 ± 5	0,133 ± 0,013
	0 - 15*		Org.		0,20		
Platières	0 - 5	6	Org.	60 ± 15	0,60 ± 0,15	102 ± 5	0,022 ± 0,007
	5 - 10	6	Org.	28 ± 12	0,28 ± 0,12	98 ± 5	0,040 ± 0,008
	10 - 15	6	Org.	15 ± 2	0,15 ± 0,02	94 ± 4	0,064 ± 0,002
	15 - 20	6	Org.	15 ± 6	0,15 ± 0,06	93 ± 3	0,069 ± 0,001
	20 - 25	6	Org.	17 ± 3	0,17 ± 0,03	92 ± 8	0,079 ± 0,002
	0 - 10*		Org.		0,44		
Forêt	5 - 10	3	Org.	37 ± 5	0,37 ± 0,05	96 ± 2	0,041 ± 0,003
	15 - 20	2	Org.-min.	32 ± 1	0,32 ± 0,01	88 ± 15	0,217 ± 0,152
	25 - 30	6	Org.-min.	13 ± 3	0,13 ± 0,03	82 ± 8	0,421 ± 0,187
	35 - 40	6	Org.-min.	15 ± 3	0,15 ± 0,03	48 ± 11	1,651 ± 0,077
	40 - 45	3	Org.-min.	8 ± 2	0,08 ± 0,02	36 ± 3	1,488 ± 0,053

* valeurs moyenne de Sy des lanières et platières au niveau de l'acrotelme.

Les valeurs de \emptyset_e peuvent être directement converties en rendement spécifique (Sy , adimensionnel) comme indiqué au Tableau 3.1.

Les densités apparentes sèches ont été obtenues en effectuant le rapport du poids sec de l'échantillon sur le volume de l'échantillon à saturation (le volume du cylindre).

$$D_{asec} = \frac{M_{sèche}}{V_{cylindre}} \quad (3.2)$$

avec D_{asec} , la densité apparente de l'échantillon sec (g cm⁻³); $M_{sèche}$, la masse de l'échantillon sec (g) et $V_{cylindre}$, le volume du cylindre (cm³).

Les densités apparentes sèches ont été déterminées après séchage des échantillons à l'étuve pendant 72 h à 80°C au lieu des 105°C habituellement utilisés dans les protocoles standards (Carter, 1993). Une température basse de 80°C empêche les éventuels effets de combustion de la matière organique (Zoltai *et al.*, 2000). Les pertes de masse des échantillons ont été suivies toutes les 24 h afin d'évaluer l'état de dessiccation des échantillons.

Les porosités totales ont été obtenues en effectuant le rapport du volume d'eau (1 cm³ d'eau équivaut à 1 g) perdu au cours du séchage, sur le volume de l'échantillon à saturation (le volume du cylindre).

$$\varnothing_{tot} = \frac{1}{\rho_{eau}} \left(\frac{M_{saturée} - M_{sèche}}{V_{cylindre}} \right) \cdot 100 \quad (3.3)$$

avec \varnothing_{tot} , la porosité totale (%); $M_{saturée}$, la masse de l'échantillon saturé (g); $M_{sèche}$, la masse de l'échantillon sec (g); et $V_{cylindre}$, le volume du cylindre (cm³) et ρ_{eau} , la densité de l'eau pure (égale à 1 g cm⁻³).

Toutes les pesées ont été réalisées à l'aide d'une balance de précision (MXX 5001; précision \pm 0,01g; Denver Instrument).

3.3.4. Oscillation du niveau du sol

Le suivi spatio-temporel de l' ΔNS a été réalisé à l'aide d'une méthode combinant deux mesures de fluctuations du niveau phréatique (NP) dans un même puits, dont les référentiels étaient différents (Figure 3.2). Cette méthode utilisée précédemment par Fritz *et al.* (2008) consiste à mesurer la différence de niveaux d'eau entre les niveaux phréatiques absolus (NPA) et relatifs (NPR) au moyen de deux capteurs de pression (levelogger; section 2.3.4). Le NPA a été référencé d'après un point fixe qui ne change pas d'altitude au cours de la saison, alors que le NPR représente le NP d'après la surface du sol, qui est fluctuante dans le cas des tourbières. Ainsi, une baisse plus importante du NPA (compression de la tourbe) que du NPR va se traduire par une baisse absolue de cette différence de niveaux (ex : $\Delta NPA - \Delta NPR = \Delta NS$ ou : $-10 - -8 = -2$ cm). Ce dispositif a été appelé système ancré-flottant (AF). Chaque site étudié (N1, S2, N2, N3, N5, N6 et N7) était composé d'un puits ABS (d.i. = 3,81 cm) crépiné sur toute la hauteur (120 cm),

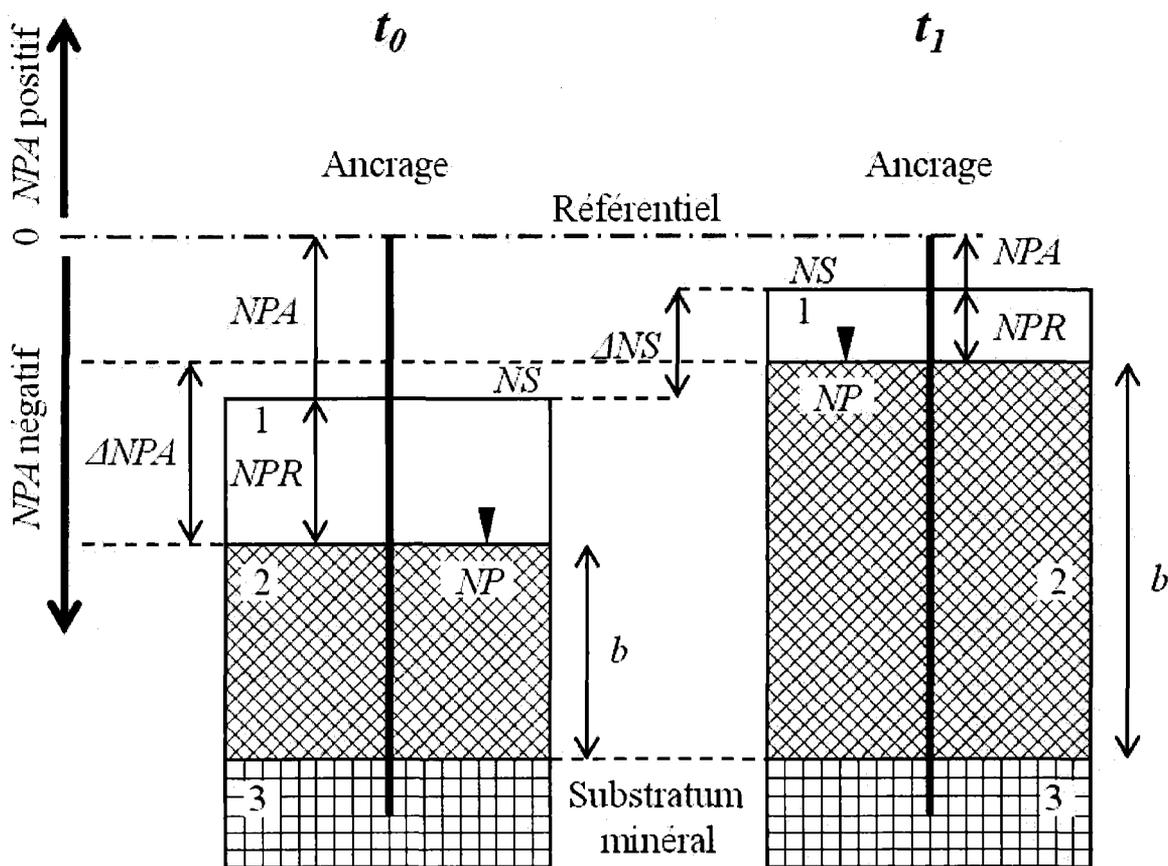


Figure 3.2 : Représentation schématique d'un gonflement de la tourbe au cours d'une hausse du niveau phréatique (adapté de Fritz *et al.*, 2008). Le gonflement de la tourbe représenté par l'oscillation du niveau du sol (ΔNS) intervient entre t_0 (gauche) et t_1 (droite). Ce gonflement survient au cours d'une hausse du niveau phréatique (NP). Les barres de métal (ancrage) servant de référentiels au niveau phréatique absolu (NPA) sont ancrées dans le substratum minéral (3). Le niveau phréatique relatif (NPR) se définit par rapport au niveau du sol (NS). Enfin, le dépôt de tourbe est constitué d'une zone non saturée (1) et d'une zone saturée (2 ou b).

Tout au long de la thèse, deux référentiels ont été utilisés pour définir les NP . L'ancrage dans les sédiments sert à exprimer les NPA utilisés principalement pour l'expression des ΔNS . La surface du sol (NS) sert à exprimer les NPR , utilisés dans le cas des écoulements de surface.

Si $NPA < 0$, la nappe se situe sous l'ancrage de référence (et inversement). Si $NPR < 0$, la nappe se situe sous le niveau du sol (et inversement). En cas de submersion, NPA et NPR peuvent être positifs.

$$NPA(t) - \text{Ancrage} = (NPR(t) - NS(t)) + (NS(t) - \text{Ancrage})$$

$$\Delta NPA = \Delta NPR + \Delta NS$$

Si la fluctuation de nappe est exprimée uniquement par l' ΔNS alors ΔNPR n'évolue pas (la nappe est toujours à la même profondeur par rapport au niveau du sol) et $\Delta NPA = \Delta NS$. Si la fluctuation de nappe n'engendre pas d' ΔNS alors, $\Delta NPA = \Delta NPR$ (cas de la plupart des sols minéraux).

d'une barre en métal ancrée dans le substratum minéral et d'un trépied en bois (30 x 30 x 30 cm) reposant à la surface de la tourbe (Figure I.14). L'un des capteurs était relié au trépied en bois (*NPR*) et l'autre à la barre de métal (*NPA*). Ces deux capteurs positionnés au fond du puits étaient reliés à leur ancrage au moyen d'un fil en nylon. La Figure 3.2 détaille le système *AF* utilisé. Les mesures sont issues de moyennes horaires de relevés effectués à un pas de temps de 15 minutes.

3.3.5. Coefficient de dilatation et emmagasinement spécifique moyen

Le coefficient de dilatation (*Sd*), produit de Ss_{moy} par l'épaisseur de sol organique saturé (*b*) a été estimé en effectuant le rapport de la variation du *NS* sur la variation du *NPA*. Cette estimation considère implicitement que toute variation du niveau du sol est due à des variations de volume d'eau au sein des couches saturées.

$$Sd = \frac{\Delta NS(t)}{\Delta NPA(t)} \quad (3.4)$$

avec *Sd*, le coefficient de dilatation (adimensionnel); $\Delta NS(t)$, la fluctuation du niveau du sol (cm) en fonction du temps; et $\Delta NPA(t)$, la fluctuation du niveau phréatique absolu (cm) en fonction du temps.

L'emmagasinement spécifique moyen (Ss_{moy}) a été estimé en divisant *Sd* par l'épaisseur de sol saturé (*b*).

$$Ss_{moy} = \frac{Sd}{b} \quad (3.5)$$

avec Ss_{moy} , l'emmagasinement spécifique moyen (cm^{-1}); *Sd*, le coefficient de dilatation (adimensionnel) et *b*, l'épaisseur de sol organique saturé (cm).

3.3.6. Emmagasinement spécifique

Les variations de l'emmagasinement spécifique (*Ss*) au sein d'un profil de tourbe ont été déterminées à l'aide d'un dispositif (Figure 3.3, Figure I.15) ancré dans le substratum minéral et composé à la fois d'ancrages déployables (Figure I.16A) et de potentiomètres de précision (Figure

I.16B). La structure porteuse était formée de quatre barres de métal ancrées dans les sédiments et reliées entre elles par deux tubes de métal horizontaux servant à la fixation des capteurs. Douze potentiomètres droits (modèle KL1000; déplacement, 100 mm; précision, $\pm 0,05$ mm; CONTELEC; <http://www.contelec.ch/>) ainsi que deux potentiomètres rotatifs (fabrication maison; résolution, 1 mm) ont été attachés aux quatorze ancrages dépliables. Chaque ancrage était composé d'une attache dépliable de 5,5 cm de large, montée au bout d'une tige filetée métallique (0,6 cm de diamètre), recouverte d'une gaine plastifiée afin de limiter les frottements. L'utilisation d'attaches dépliables a permis de limiter la perturbation de la structure du sol lors de l'insertion. Une fois positionnée à la profondeur souhaitée, les attaches ont été dépliées en vissant la tige filetée. Ce type d'ancrage a été précédemment utilisé dans l'étude de Hogan (2006a). Les profondeurs d'ancrage des potentiomètres droits étaient respectivement de 5, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 80, 100, 150 et 250 cm. Afin d'estimer la résistance des capteurs au déplacement, deux ancrages superficiels supplémentaires (5 cm de profondeur) ont été reliés à des potentiomètres rotatifs. Les potentiomètres rotatifs ont un effet de résistance au déplacement très faible car les ancrages y sont reliés par l'intermédiaire d'un fil gardé sous tension au moyen d'un petit contrepoids. Tous ces capteurs ont été reliés à deux acqui-siteurs de données (CR10WP et CR10X; Campbell Sci.; <http://www.campbellsci.ca/>), munis de batteries 12V et d'un panneau solaire (10 watts). L'enregistrement a été réalisé à un pas de temps de 4 h. Enfin, pour éviter de perturber la lanrière étudiée, un long trottoir en bois a été implanté le long du dispositif, dés l'instrumentation (Figure I.15).

L'emmagasinement spécifique (S_s) a été obtenu pour chaque couche de sol en effectuant le rapport du coefficient de dilatation de la couche étudiée sur l'épaisseur de cette couche.

$$S_s(z) = \frac{S_d(z)}{b(z)} \quad (3.6)$$

avec S_s , l'emmagasinement spécifique de la couche z (cm^{-1}); $S_d(z)$, le coefficient de dilatation de la couche z (adimensionnel) et $b(z)$, l'épaisseur de la couche z (cm).

À noter que chaque capteur a enregistré l'intégrale des ΔNS comprises entre le substratum minéral et l'ancrage. Ainsi, il est nécessaire de soustraire de la couche étudiée, les ΔNS des couches inférieures.

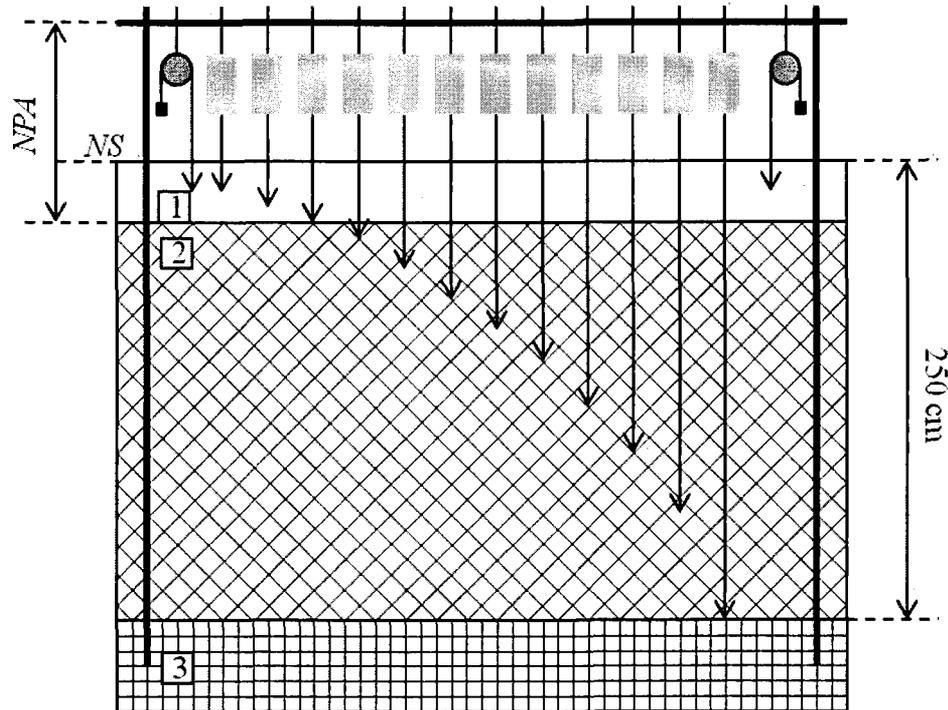


Figure 3.3 : Représentation schématique du dispositif permettant de mesurer les variations du niveau du sol suivant la profondeur. Le dispositif est composé de 12 potentiomètres droits (rectangles gris) ainsi que de 2 potentiomètres rotatifs (cercles gris) munis de contrepois (carrés noirs). Les flèches représentent les ancrages à 5 (x3), 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 80, 100, 150 et 250 cm de profondeur. Les barres de métal (ancrage) servant de référentiels au niveau phréatique absolu (*NPA*) sont ancrées dans le substratum minéral (3), alors que le niveau du sol (*NS*) fluctue en permanence. Enfin, le dépôt de tourbe est constitué d'une zone non saturée (1) et d'une zone saturée (2). Le schéma ne conserve pas les proportions.

3.3.7. Suivi temporel de la teneur en eau volumique

Le suivi temporel de la teneur en eau volumique (θ_v) d'une lanière a été réalisé à l'aide de trois sondes (EC-5, Decagon Devices Inc., 2008; <http://www.decagon.com>) utilisant la technique FDR (*frequency domain reflectometry*), reliées à un enregistreur de données (H21-002, HOBO, Onset Computer Corporation, 2007; <http://www.onsetcomp.com/>). La moyenne journalière a été utilisée sur des données enregistrées au pas de temps de 15 min. Les sondes de longueurs de broches de 5 cm, ont été insérées horizontalement à 7, 10 et 15 cm de profondeur. Ces sondes, pré-étalonnées pour les sols organo-minéraux ont été étalonnées pour différentes typologies spécifiques de la tourbière « Abeille » par Levrel *et al.* (2010). L'équation ci-dessous ($r^2 = 0,87$) proposée par

Levrel *et al.* (2010) donne la relation générale θ_v vs θFDR pour les lanières (appelées dans ce cas : platières surélevées à entremêlement herbacé et mousses).

$$\theta_v = 158,21 * \theta FDR - 1,40 + \varepsilon \quad (3.7)$$

avec θ_v , la teneur en eau volumique réelle (%) et θFDR , la teneur en eau volumique donnée par la sonde (%) et ε , le terme d'erreur (%). Noter que cette équation générale pour les platières surélevées à entremêlement herbacé et mousses est simplifiée par l'utilisation des valeurs de densités apparentes à saturation ($0,0841 \text{ g cm}^{-3}$) et densités apparentes sèches ($0,1437 \text{ g cm}^{-3}$) obtenues dans l'article de Levrel *et al.* (2010).

3.3.8. Conductivité hydraulique à saturation

Les conductivités hydrauliques à saturation (K_s) de différentes couches de tourbe (50, 75 et 100 cm de profondeur) ont été estimées suivant une méthode piézométrique de type « *Bail test* » ou test de choc hydraulique par retrait rapide d'un volume d'eau connu. Le protocole a été le suivant : un capteur de pression d'eau (levelogger; section 2.3.4) a été inséré au fond d'un piézomètre ainsi qu'un lest cylindrique (Figure I.17) équivalant à une augmentation de 26 cm d'eau dans le piézomètre. Après stabilisation du niveau d'eau (niveau d'eau à l'équilibre de départ) le lest a été retiré, provoquant un choc hydraulique instantané. La remontée du niveau d'eau a été mesurée en continu par un capteur de pression au pas de temps de 1 min. À noter que l'insertion ou le retrait d'un objet est préférable à l'addition ou le retrait d'eau car le choc hydraulique devient instantané. Aussi, la quantité d'eau n'est pas modifiée entre chaque test (SurrIDGE *et al.*, 2005). La conductivité de chaque piézomètre n'a été testée qu'une seule fois. Les mesures ont été réalisées au niveau des piézomètres de 50 cm sur les nids A3, A4, A5, A6, B3, B4, B5, B6, C3, C4, C5, C6; de 75 cm sur les nids A1, A3, A6, A8, A9, A11, B2, B5, B6, B7, B8, B9, C1, C9, C10, C11; et de 100 cm sur les nids A9, B3, B4, B6, B8, B9, B10, B11, C1, C3, C4. Avant le début des tests, les tubes ont été nettoyés et ramonés à l'aide d'une tige en acier munie de nombreuses rondelles de diamètre proche de celui des tubes. Le but était de rafraichir les parois des crépines afin de conserver une surface crépinée identique à celle utilisée dans le calcul de la K_s . Ces tubes ont aussi été vidés de leur contenu en eau, une première fois.

La formule utilisée pour l'estimation de K_s est celle proposée par Baird *et al.* (2004) issue d'une adaptation aux milieux tourbeux de la formule générale de Hvorslev (1951).

$$K_s = - \frac{A}{F \cdot t} * \ln \left(\frac{h}{h_0} \right) \quad (3.8)$$

avec K_s , la conductivité hydraulique à saturation (m s^{-1}); A , la surface intérieure du piézomètre (ici $1,14 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2$); F , le facteur de forme de la prise d'eau du piézomètre (m); t , le temps de remontée correspondant à 90 % de recouvrement (s); h_0 , la différence de hauteur d'eau par rapport au niveau initial à $t = 0$ (m); h , la différence de hauteur d'eau par rapport au niveau initial à t (m).

Le facteur de forme de la prise d'eau des piézomètres peut être calculé à partir de la formule empirique proposée par Baird *et al.* (2004). Ce facteur de forme est égal à 1,165 m dans notre étude.

$$F = \frac{2,4\pi l}{\ln \left(\frac{1,2l}{d} + \sqrt{1 + \left(\frac{1,2l}{d} \right)^2} \right)} \quad (3.9)$$

avec l , la longueur des crépines (0,098 m); d , le diamètre extérieur du tube ABS (0,048 m).

3.4. Résultats

3.4.1. Porosité efficace, rendement spécifique, densité apparente et porosité totale

Les propriétés physiques du sol forestier ont montré une distinction assez nette entre les couches organiques et les couches minérales (Tableau 3.1) avec D_{asec} entre $0,041 \pm 0,003 \text{ g cm}^{-3}$ (couches organiques) et $1,651 \pm 0,077 \text{ g cm}^{-3}$ (couches minérales), \emptyset_{tot} entre $96 \pm 2 \%$ (couches organiques) et $36 \pm 3 \%$ (couches minérales). Les mêmes observations ont été faites sur \emptyset_e avec des valeurs passant de $37 \pm 5 \%$ (couches organiques) à $8 \pm 2 \%$ (couches minérales), ce qui correspondait respectivement à des valeurs de S_y de $0,37 \pm 0,05$ (couches organiques) à $0,08 \pm 0,02$ (couches minérales).

Les propriétés physiques des sols tourbeux ont montré quelques distinctions suivant la typologie spécifique et suivant la profondeur (Tableau 3.1). D_{asec} évoluaient entre $0,022 \pm 0,007$ et $0,079 \pm 0,002 \text{ g cm}^{-3}$ dans les platières et entre $0,075 \pm 0,018$ et $0,133 \pm 0,013 \text{ g cm}^{-3}$ dans les lanières. θ_{tot} évoluaient entre 102 ± 5 et $92 \pm 8 \%$ dans les platières et entre 103 ± 4 et $92 \pm 5 \%$ dans les lanières. θ_e ont montré des baisses rapides entre la surface (théoriquement égale à 100 %) et les couches du catotélme avec des θ_e allant de 60 ± 15 à $15 \pm 6 \%$ dans les platières et de 40 ± 18 à $11 \pm 2 \%$ dans les lanières. Ces valeurs correspondaient respectivement à des valeurs de S_y de $0,60 \pm 0,15$ à $0,15 \pm 0,06$ (platières) et de $0,40 \pm 0,18$ à $0,11 \pm 0,02$ (lanières).

3.4.2. Variabilité spatio-temporelle de l'oscillation du niveau du sol et des niveaux phréatiques absolus

A l'échelle de la période estivale, les fluctuations des NS et des NPA ont montré des évolutions synchrones (Figure 3.4). De plus, ces deux variables ont indiqué des corrélations élevées (Tableau 3.2) sur les trois typologies spécifiques étudiées ($0,34 < r^2 < 0,91$), exceptée pour les tapis en 2010 ($r^2 = 0,04$). Les corrélations ont été plus élevées au niveau des lanières (N2, N3, S2; $0,73 < r^2 < 0,91$) qu'au niveau du tapis (N1; $0,04 < r^2 < 0,89$) et des platières (N5, N6, N7; $0,34 < r^2 < 0,79$). Il est à noter que seules deux valeurs indiquent peu de corrélation (0,04 et 0,34). Les corrélations entre NS et NPA varient légèrement suivant les années. Ainsi, entre 2009 et 2011, les valeurs de r^2 des sites N1 (tapis), N2 (lanière) et S2 (lanière) ont varié respectivement entre 0,04 et 0,89, entre 0,76 et 0,85, et entre 0,73 et 0,91.

Les variations maximales de NS ont été relativement faibles et identiques au sein des tapis (10 à 22 mm), des lanières (11 à 27 mm) et des platières (10 à 35 mm) avec une moyenne de 19 mm pour les trois typologies spécifiques (Tableau 3.2). Les variations maximales de NPA ont été beaucoup plus importantes, comprises entre 64 et 170 mm pour une amplitude maximale moyenne de 118 mm.

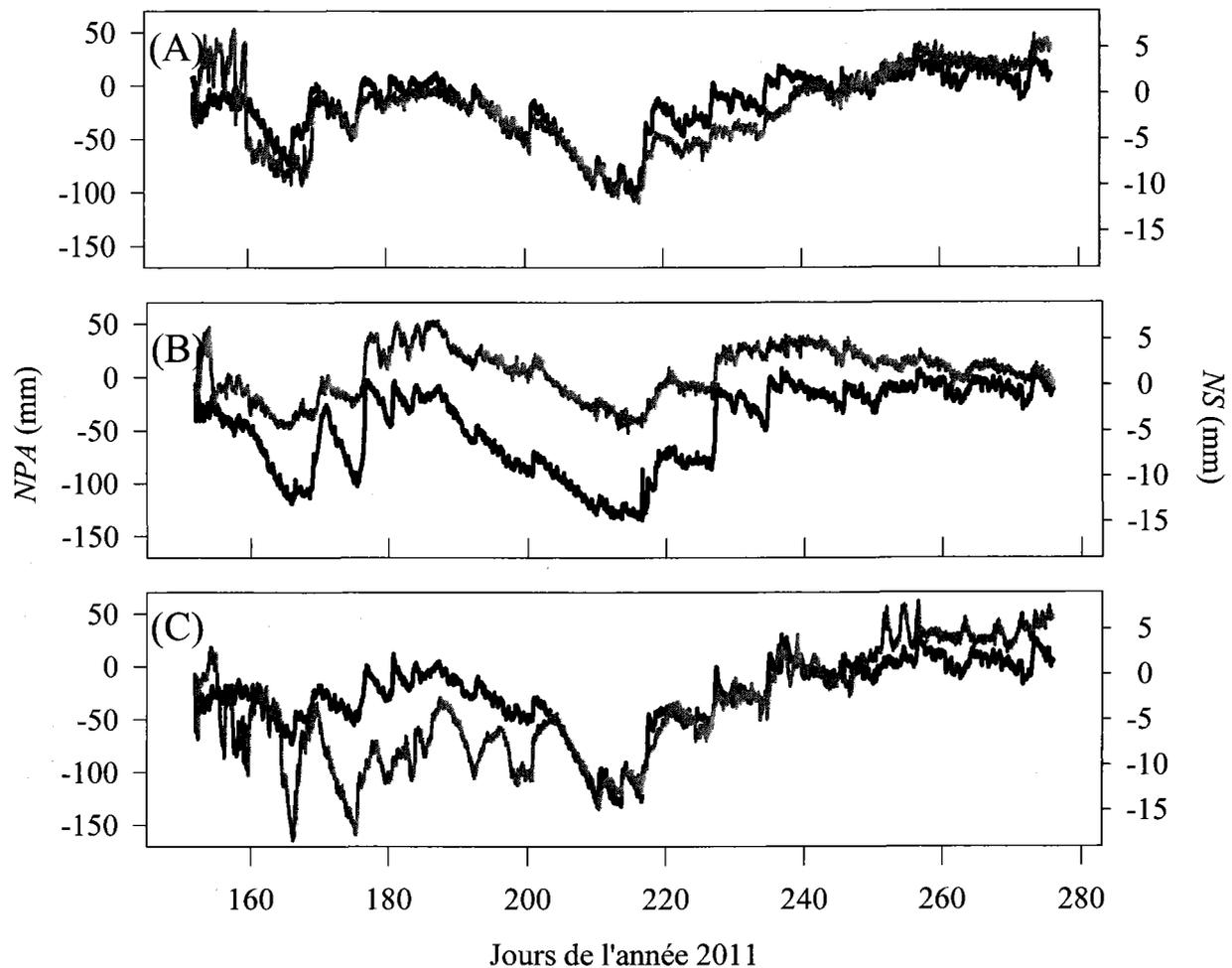


Figure 3.4 : Variations des niveaux phréatiques absolus (noir) et des niveaux du sol (gris) entre les jours 152 et 275 de l'année 2011. La platière N6 (A), la lanière S2 (B) et le tapis aval N1 (C) sont représentés. Noter que les échelles des *NPA* sont près de 9 fois supérieures aux échelles des *NS*.

A l'échelle de quelques heures ou de quelques jours, les chroniques de *NS* et de *NPA* (Figure 3.4) ont montré quelques périodes à tendances inverses (*N6* entre les jours 250 et 275) ou à amplitudes variables (*N1* entre les jours 152 et 200).

Peu de phénomènes d'hystérèse et de faibles ampleurs ont été observés entre les variations de *NS* et de *NPA* (Figure 3.5). Ces phénomènes ont été observés au niveau du tapis (*N1*) et d'une platière (*N6*). Ces deux hystérèses ont décrit des sens inverses à savoir : une ΔNS plus importante lors de la phase de montée du *NPA* pour le tapis *N1* et une ΔNS plus faible lors de la phase de montée du *NPA* pour la platière *N6*.

Tableau 3.2 : Relations entre l'oscillation du niveau du sol et les fluctuations de niveaux phréatiques absolus suivant les typologies spécifiques de tapis (N1), lanières (N2, S2, N3) et platières (N5, N6, N7) entre 2009 et 2011. Sd représente la pente de corrélation entre les séries ΔNS et ΔNPA . $\Delta_{\max} NS$ et $\Delta_{\max} NPA$ représentent l'amplitude maximale des variations de NS et de NPA . n représente le nombre de données journalières (une valeur par jour prise à 0h00).

	site	année	n	r^2	Sd	$\Delta_{\max} NS$ (mm)	$\Delta_{\max} NPA$ (mm)
Tapis	N1	2009	113	0,61**	0,12	16	91
		2010	105	0,04*	0,02	10	146
		2011	71	0,89**	0,13	22	149
Lanières	N2	2009	76	0,76**	0,15	16	87
		2010	121	0,76**	0,14	23	151
		2011	59	0,85**	0,16	21	108
	S2	2009	64	0,81**	0,10	13	104
		2010	108	0,91**	0,11	19	170
		2011	94	0,73**	0,07	11	129
N3	2010	121	0,86**	0,20	27	144	
Platières	N5	2009	85	0,34**	0,21	24	64
	N6	2010	85	0,54**	0,09	10	74
		2011	105	0,78**	0,13	16	121
	N7	2011	121	0,79**	0,29	35	116

* $p < 0,05$; ** $p < 0,01$

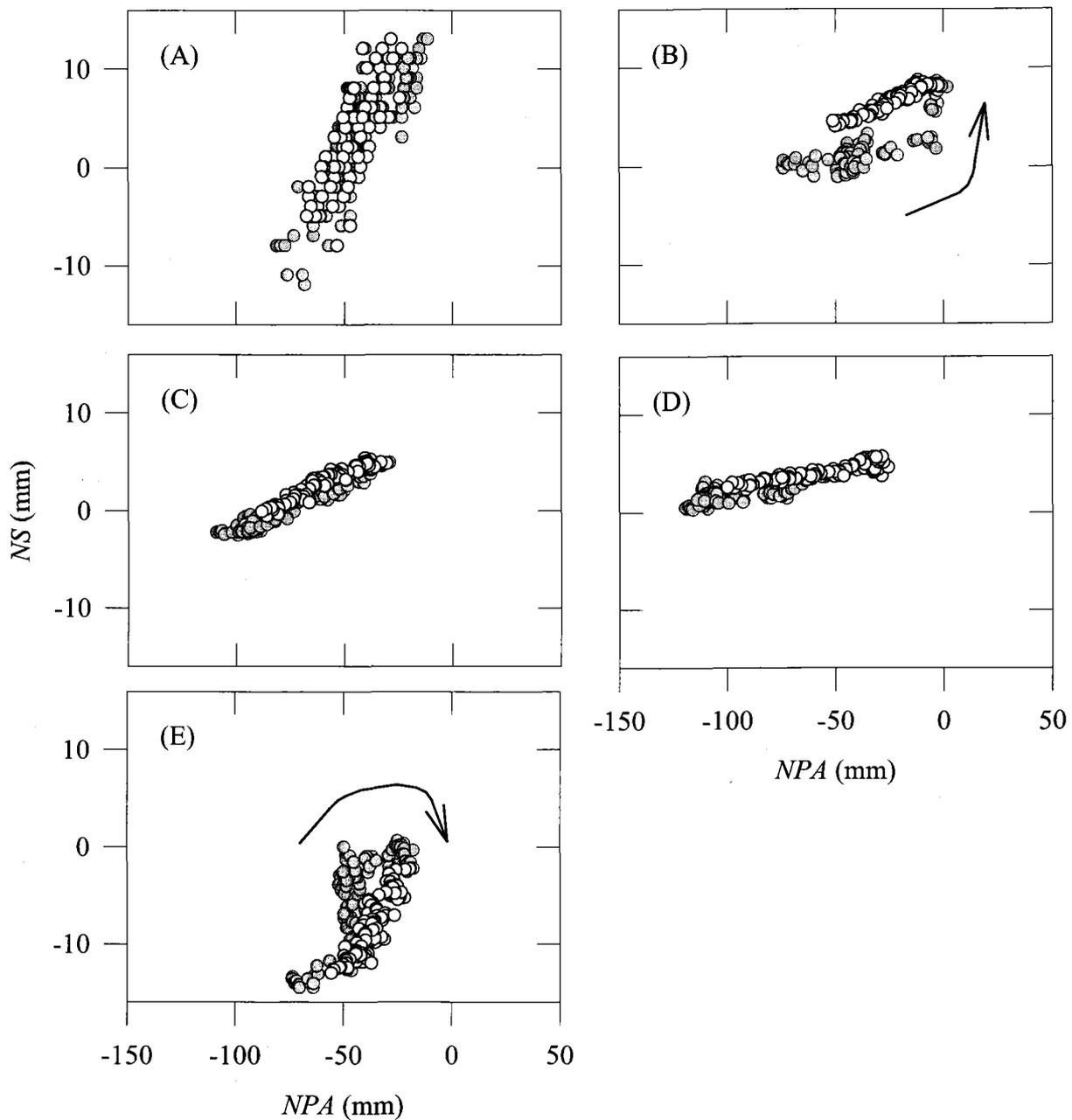


Figure 3.5 : Relations entre l'oscillation du niveau du sol et du niveau phréatique absolu lors d'un évènement pluvieux entre les jours 166 et 175 de l'année 2011. Les typologies spécifiques représentées sont les platiers N7 (A) et N6 (B), les lanières N2 (C) et S2 (D), ainsi que le tapis N1 (E). Les cercles gris et blancs représentent respectivement les phases de gonflement et de rétrécissement de la tourbe. Les flèches noires représentent l'évolution temporelle du phénomène d'hystérèse.

3.4.3. Oscillation du niveau du sol suivant un profil de tourbe

Les variations de *NS* ont été globalement identiques jusqu'à 80 cm de profondeur suivant les différentes couches de 20 cm d'épaisseur (Figure 3.6). Ainsi, lors de la phase de compression (entre les jours 158 et 174 de l'année 2010), les diminutions des couches 5-20, 20-40, 40-60 et 60-80 cm ont été respectivement de 0,9; 0,7; 0,8 et 0,6 mm. En revanche, la couche comprise entre 80 et 100 cm de profondeur a montré une compression environ deux fois supérieure, d'environ 1,6 mm. Celle comprise entre 100 et 150 cm de profondeur a montré, pour des épaisseurs de couches équivalentes à 20 cm, une compression de 1,3 mm. Les couches plus profondes, comprises entre 150 et 250 cm n'ont montré aucune variation du niveau du sol. Les mêmes observations ont été faites lors de la phase de dilatation entre les jours 174 et 192.

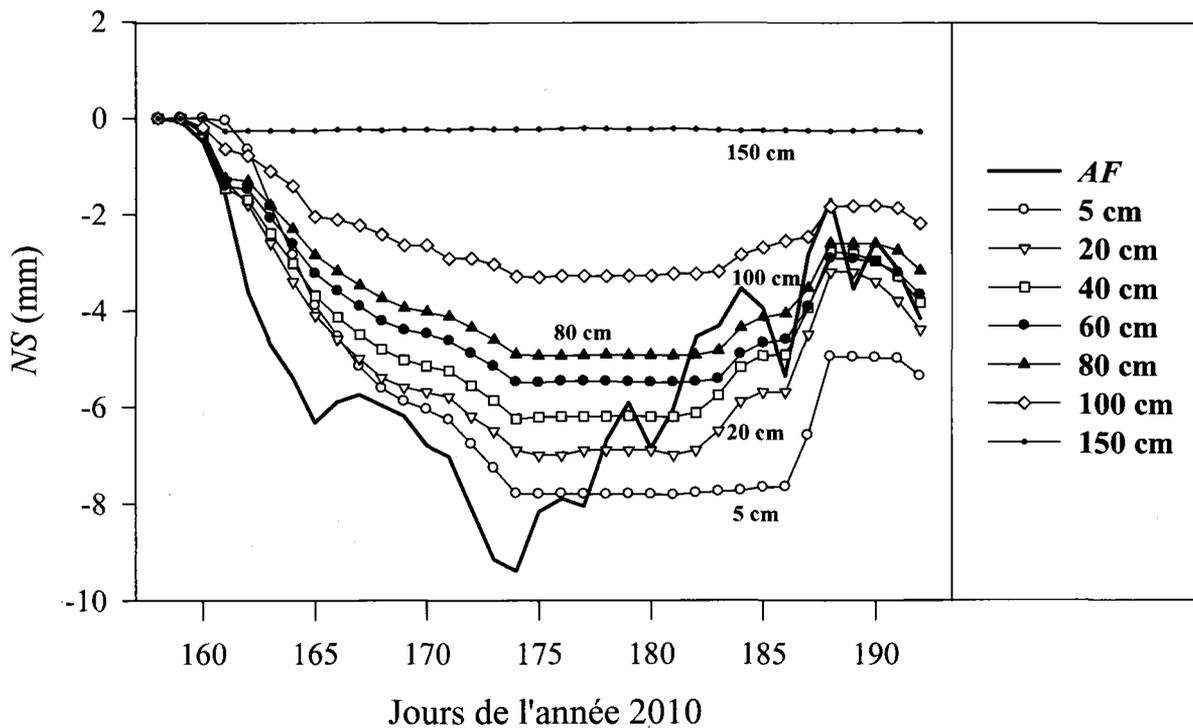


Figure 3.6 : Évolution journalière du niveau du sol (mm) enregistrée à différentes profondeurs au niveau de la lanière S2, d'après les positions initiales du jour 158 de l'année 2010. La ligne noire en trait gras représente le déplacement (mm) mesuré au moyen du dispositif Ancré-Flottant (AF).

Cependant, on peut noter que la dilatation de la couche à 5 cm de profondeur a été plus tardive que pour les autres couches. Une deuxième saison de mesures a été réalisée en 2011. Cependant, des problèmes techniques de résistance au déplacement (mauvais fonctionnement des appareils) au niveau des potentiomètres droits n'ont pas permis d'utiliser ces données (Annexe III).

La comparaison des différents systèmes (potentiomètres droits, potentiomètres rotatifs, système *AF*) a été réalisée sur les données de 2010 et 2011 (Figures 3.6 et 3.7). En 2010, des amplitudes similaires d'*ΔNS* ont été mesurées entre le potentiomètre droit (7,8 mm) et le système *AF* (9,4 mm) lors de la phase de compression. En revanche, les dilatations ont été différentes avec respectivement 2,8 et 7,7 mm pour le potentiomètre droit et le système *AF*. Les données de 2011 ont montré des comportements similaires avec des amplitudes de dilatation et de compression plus faibles pour le potentiomètre droit que pour le système *AF*. Néanmoins, l'axe « fictif » du niveau de départ correspondait au croisement des courbes (Figure 3.7). La comparaison entre *AF* et les potentiomètres rotatifs (peu de résistance au déplacement) a aussi montré une légère différence d'amplitude au niveau de la première phase de dilatation (jours 168-187) avec respectivement 7,4 et 9,1 mm, ainsi qu'au niveau de la seconde phase de compression (jours 188-216) avec respectivement 7,3 et 10,4 mm. En revanche, les autres phases d'*ΔNS* ont été relativement similaires. On peut aussi noter une différence d'amplitude (2,2 mm) de dilatation entre les deux potentiomètres rotatifs lors de la première dilatation (jours 168-187).

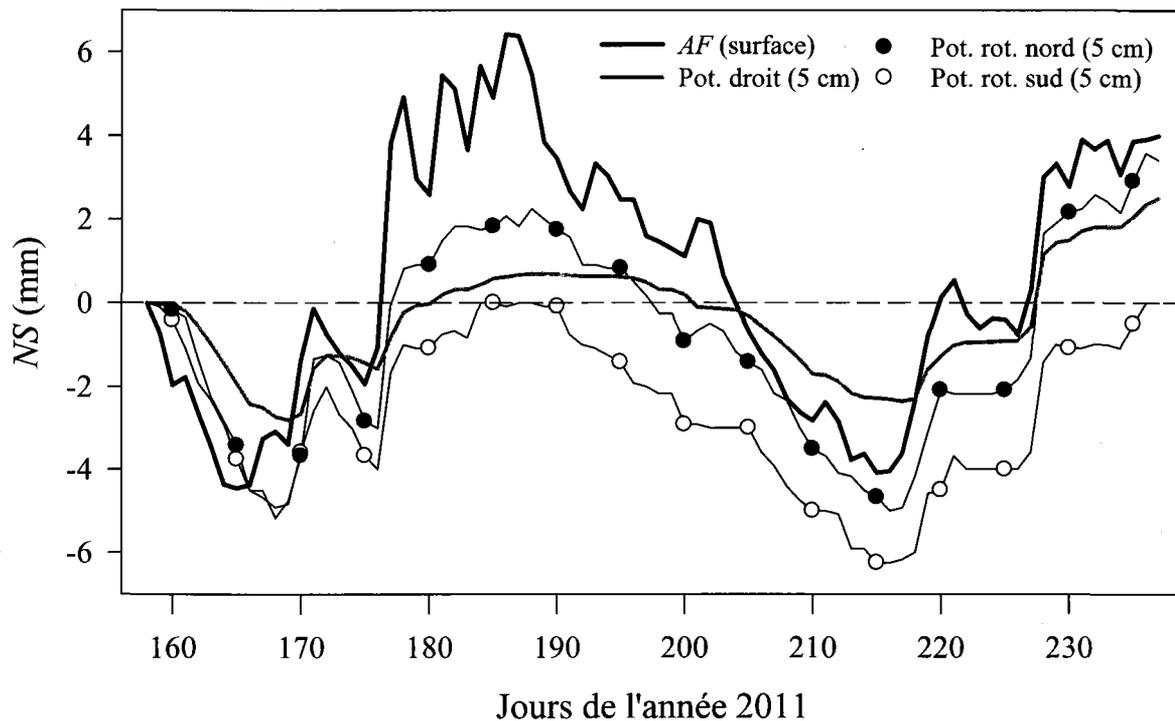


Figure 3.7 : Comparaison des oscillations de niveaux de sols moyens journaliers (mm) des trois systèmes de capteurs au niveau de la lanière S2, d'après les positions initiales du jour 158 de l'année 2011. La ligne horizontale pointillée indique le niveau de départ. Les données sont issues de moyennes journalières pour chacun des capteurs.

3.4.4. Variabilité temporelle de la teneur en eau volumique

Au cours de l'année 2010 (NPR élevés), une seule période (jours 161-183) de baisse de θ_v a été observée à 7 et 10 cm de profondeur (Figure 3.8). Ces baisses de θ_v correspondaient à une diminution du NPR de 8 à 15 cm par rapport à la surface, portant le NPR en-dessous de la profondeur des sondes. Les θ_v des sondes à 7 et 10 cm (sous la surface) ont diminué respectivement de 82 à 75 % et de 83 à 80 %. Ainsi, en condition non saturée, la sonde à 7 cm a indiqué une baisse de 7 % de la teneur en eau volumique. On peut aussi remarquer que la sonde à 7 cm a montré des variations brèves de θ_v d'environ 1,5 %, en condition de saturation. Ces variations ont semblé survenir lors des fluctuations de la nappe. La sonde située à 15 cm sous la surface est restée constamment sous le NPR . Néanmoins, des variations faibles et lentes de θ_v , d'environ 1 % ont été observées entre les jours 161 et 183.

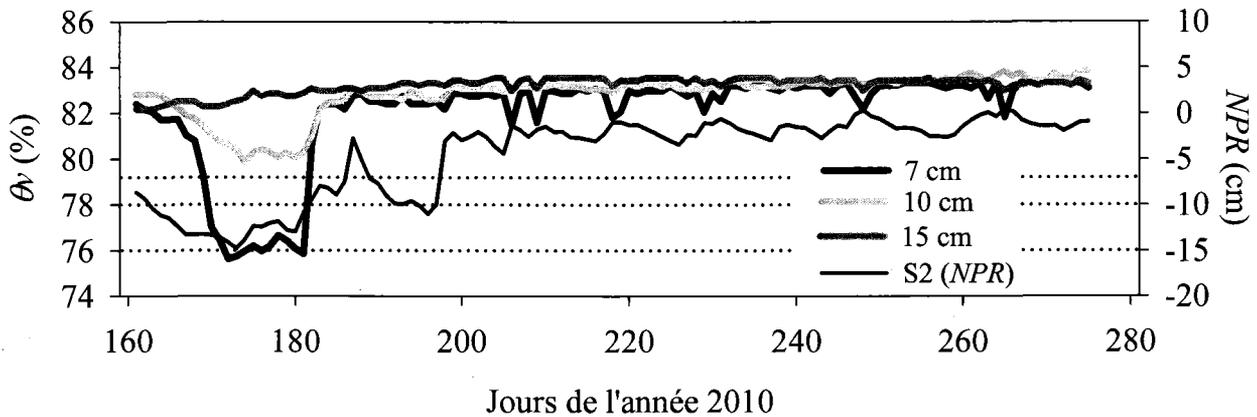


Figure 3.8 : Évolution du niveau phréatique relatif (cm) et de la teneur en eau volumique (%) à 7, 10 et 15 cm de profondeur au niveau de la lanière S2 entre les jours 161 et 175 de l'année 2010. Les traits horizontaux pointillés représentent les profondeurs de sonde (7, 10 et 15 cm).

3.4.5. Conductivité hydraulique à saturation

Les moyennes de K_s ont montré (Figure 3.9) des valeurs relativement plus élevées à 50 cm ($1,9 \cdot 10^{-6} \pm 1,7 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$) qu'à 75 cm ($1,3 \cdot 10^{-6} \pm 1,0 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$) ou à 100 cm ($0,6 \cdot 10^{-6} \pm 0,5 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$). Néanmoins, ces variations suivant les profondeurs de tourbe étaient très faibles, inférieures à un ordre de grandeur. Ces différences entre les moyennes de K_s sont aussi non significatives ($p > 0.05$), excepté entre 50 et 100 cm de profondeur. Les données entre les valeurs minimales et maximales ont représenté des écarts d'environ un ordre de grandeur à 75 cm ($0,4 \cdot 10^{-6}$ à $4,4 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$), alors qu'ils étaient légèrement supérieurs à un ordre de grandeur à 50 cm ($0,4 \cdot 10^{-6}$ à $6,3 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$) et à 100 cm ($0,1 \cdot 10^{-6}$ à $1,4 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$).

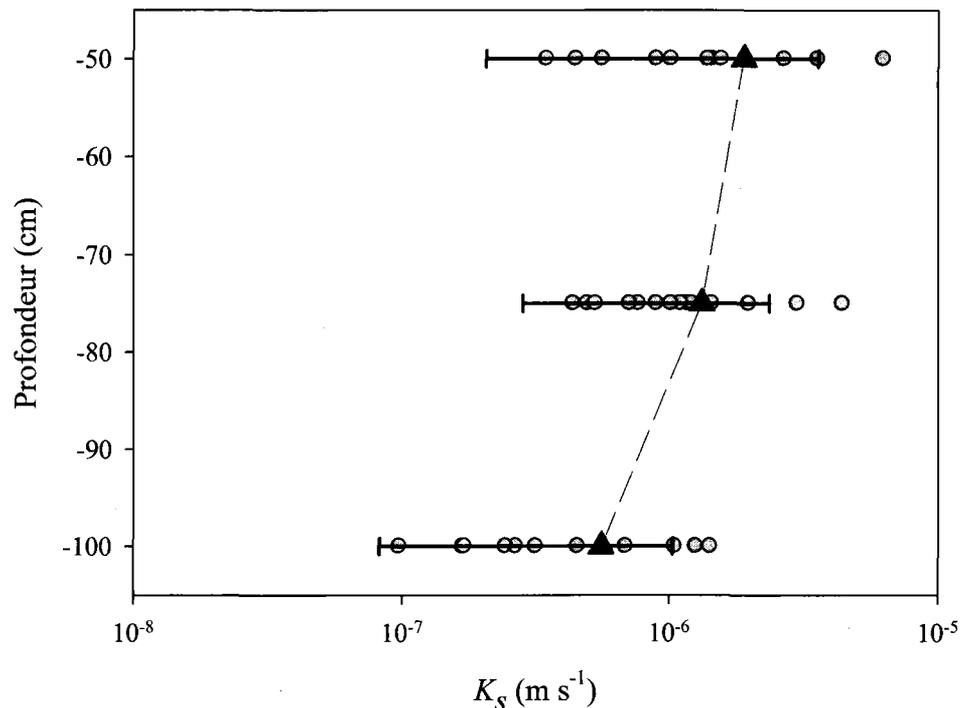


Figure 3.9 : Variations de la conductivité hydraulique à saturation (K_s ; $m s^{-1}$) de la tourbe au travers d'une lanière et de deux mares, aux profondeurs de 50, 75 et 100 cm. Les triangles et les moustaches représentent les valeurs moyennes et les écart-types. Les cercles gris représentent les valeurs de chaque test par profondeur. Le nombre de mesures aux profondeurs de 50, 75 et 100 cm ont été respectivement de 12, 16 et 11. Différence significative ($p < 0,05$) uniquement entre 50 et 100 cm.

3.5. Discussion

3.5.1. Classification des sols des différentes typologies spécifiques

Le sol de la partie forestière est caractérisé par une transition pédologique assez nette entre les couches de surface et les couches de subsurface. Cette transition, représentée par le passage d'un substrat organique peu décomposé à un substrat organique très décomposé puis à un substrat minéral, s'observe aussi au niveau des propriétés physiques des sols. Les couches de surface sont peu denses, très poreuses et indiquent des valeurs de θ_e relativement élevées (> 32%). En revanche, la couche humifère (25-30 cm) très décomposée, indique des valeurs de θ_e faibles (13 %) malgré des valeurs de porosité totale élevées. Les couches minérales sous-jacentes sont denses, moyennement poreuses et faiblement drainantes. Cette transition relativement nette pourrait jouer un rôle de couche limite favorisant des écoulements sub-superficiels, comme

observée dans d'autres études (Brown *et al.*, 1999; Carey *et al.*, 2001; Frisbee *et al.*, 2007). À la différence des tourbières, les versants forestiers possèdent des pentes locales non négligeables ($> 1 \%$, Proulx-McInnis *et al.*, 2013) qui, combinées à un substrat relativement conducteur en surface (de l'ordre de $1 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$, Levrel *et al.*, 2009) pourraient favoriser les écoulements sub-superficiels au cours des périodes de précipitations intenses. Néanmoins, la baie de James est caractérisée par des précipitations régulières et modérées, limitant potentiellement ce type d'écoulement. Levrel *et al.* (2009) ont cependant estimé sur une tourbière ombrotrophe de la baie de James que les écoulements verticaux entre les couches humifères et minérales des versants étaient très limités du fait des fortes différences de K_s entre ces couches. Les auteurs ont appuyé leur hypothèse par l'observation de nappes perchées.

Les premières couches organiques de la tourbière (0-25 cm) semblent en revanche plus homogènes que le sol de la forêt. Toutefois, les résultats permettent de distinguer, d'après la définition de Boelter (1969), les platières de type fibrique ($D_{asec} < 0,075 \text{ g cm}^{-3}$), des lanières de type mésique ($0,075 \text{ g cm}^{-3} < D_{asec} < 0,195 \text{ g cm}^{-3}$). Ces deux typologies spécifiques sont très poreuses avec des \varnothing_{tot} supérieures à 92 % pour les platières et les lanières. Ces valeurs sont en accord avec les données de la littérature (Hogan, 2006a; Oswald *et al.*, 2011; Petrone *et al.*, 2008; Quinton *et al.*, 2000). Cependant, on peut noter que les premières couches de tourbe (0-5 cm) ont montré des valeurs aberrantes de \varnothing_{tot} ($> 100 \%$). Ces légères surestimations de \varnothing_{tot} viennent probablement de la précision de la méthode employée pour le calcul de \varnothing_{tot} , estimée à $\pm 5 \%$. Ces données sont néanmoins très proches des valeurs obtenues précédemment par Levrel *et al.* (2010) au moyen d'échantillons plus grands (15 x 15 cm), sur les platières ($0,025 \text{ g cm}^{-3}$) et les lanières ($0,084 \text{ g cm}^{-3}$) de ce site d'étude.

L'apparente homogénéité des valeurs de \varnothing_{tot} ou de D_{asec} au sein des vingt-cinq premiers centimètres de tourbe masque cependant de fortes variations de \varnothing_e en fonction de la profondeur. Ainsi, les typologies spécifiques de tourbière passent rapidement de couches très drainantes ($\varnothing_e > 28 \%$) à la surface des platières (0-10 cm) et des lanières (0-5 cm), à des couches peu drainantes ($\varnothing_e < 15 \%$) en profondeur. Cette chute brutale de la \varnothing_e avec la profondeur est très emblématique des milieux tourbeux et limite les capacités de stockage « actif » de la matrice de tourbe lorsque les nappes sont basses ($> 10 \text{ cm}$ de profondeur).

3.5.2. Relation entre l'oscillation du niveau du sol et l'oscillation du niveau phréatique

L'oscillation de la matrice tourbeuse peut être la conséquence de différents phénomènes physiques (stockage d'eau, évolution de l'épaisseur de gel, production de méthane). Cependant, la région de La Forge 1 ne se situe pas en domaine de pergélisol et le gel au sol (les 25 premiers centimètres) disparaît généralement avant le mois de juin. Une récente étude réalisée sur le bassin versant de l'Abeille a aussi montré que la production de méthane était relativement modérée au niveau des surfaces végétales et que 79 % des émissions de la tourbière s'effectuaient au niveau des mares (Cliche Trudeau *et al.*, 2013). L'évolution du gel au sol et la production de méthane ne paraissent donc pas des facteurs prédominants dans l' ΔNS . Les résultats de ce chapitre montrent en revanche que près de 80 % de l' ΔNS est expliqué par les fluctuations du NPA . Cette relation est particulièrement constante au niveau des lanières (sols mésiques) alors que des variabilités plus importantes existent au niveau des platières (sols fibriques).

Peu d'effets d'hystérèse entre l' ΔNS et le NPA ont été mesurés au sein de cette tourbière. Ces relations linéaires s'apparenteraient aux cas des tourbières flottantes mais nécessiterait un rapport de 1 : 1 comme observé dans l'étude de Strack *et al.* (2006). Ce rapport est bien plus faible ici, avec un maximum de 0,3 : 1 et souvent inférieur à 0,15 : 1 (Tableau 3.2). Cependant, ces effets d'hystérèse ont été largement observés sur les tourbières entre les périodes de dilatation et de compression (Fritz *et al.*, 2008; Schlotzhauer *et al.*, 1999; Schwärzel *et al.*, 2002) et semblent dépendants du niveau de la nappe avec une diminution de ces phénomènes en conditions de nappes hautes (Fritz *et al.*, 2008). Fritz *et al.* (2008) ont suggéré aussi des comportements hydrologiques complexes avec des périodes éphémères de flottaison en plus des phénomènes de compression et de dilatation. Les faibles amplitudes des phénomènes d'hystérèse entre l' ΔNS et le NPA pourraient être dues à la fois aux conditions de nappes hautes tout au long de l'année, aux faibles fluctuations de la nappe, à la flottaison de la tourbe et à la faible précision du système AF .

3.5.3. Variabilité spatiale de l'emmagasinement spécifique

L'emmagasinement spécifique n'est généralement pas uniforme et varie à la surface d'une tourbière (Fritz *et al.*, 2008; Roulet, 1991) ou suivant le profil de tourbe (Price, 2003). En faisant l'hypothèse que la totalité de l' ΔNS représente les variations de stockage d'eau dues au coefficient de dilatation (Sd), on peut estimer des valeurs d'emmagasinement spécifiques (Ss) pour les différentes typologies spécifiques. Ainsi, en considérant les épaisseurs de couches saturées (b), Ss a varié en moyenne de $9,7 \cdot 10^{-4}$ à $36,4 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^{-1}$ au niveau des platières, de $2,6 \cdot 10^{-4}$ à $9,9 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^{-1}$ au niveau des lanières et équivaut à $10,3 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^{-1}$ au niveau des tapis (Figure 3.10). Ces valeurs sont concordantes avec celles observées dans la littérature (Kellner *et al.*, 2002; Price *et al.*, 1999). Néanmoins, les effets de compression et de dilatation au sein de la zone non saturée sont implicitement inclus dans ces calculs, produisant possiblement une surestimation de Ss . Price (1997) a montré que ces changements au-dessus du NPA pouvaient être significatifs lorsque le potentiel hydrique était très négatif. Cependant, les NPA au travers du bassin versant Abeille restent proches du niveau du sol ($< 12 \text{ cm}$ de profondeur) tout au long de l'année, ce qui ne favorise pas ces changements de volumes au-dessus du NPA . L'effet du poids du trépied additionné au poids du capteur engendre nécessairement une compaction des premières couches de tourbe où Ss est généralement plus élevé (Price, 2003). Cette compaction aurait pour conséquence d'augmenter la variabilité de Ss entre les périodes de dilatation (réduit) et de compression (accentué). On peut remarquer que les écart-types sont plus importants au niveau des platières (sols fibriques) qu'au niveau des lanières (sols mésiques) (Figure 3.10). Néanmoins, la comparaison des différents capteurs sur la lanière S2 n'a pas réellement montré d'effet de compaction dû au système AF . Cependant, aucune comparaison n'a été réalisée sur les platières.

Les variations spatiales de Ss mesurées suivant les typologies spécifiques s'observent aussi suivant le profil de tourbe. Ainsi, au cours d'une période de compression (Figure 3.11A), les valeurs de Ss ont été relativement identiques entre 20 et 80 cm de profondeur ($3,1 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^{-1}$), deux fois supérieures entre 80 et 100 cm de profondeur ($6,1 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^{-1}$), et relativement faibles en dessous de 100 cm ($1,5 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^{-1}$). La moyenne de Ss sur l'ensemble du profil a atteint pour une période de compression $2,2 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^{-1}$, ce qui est comparable à la moyenne obtenue par le système AF ($2,6 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^{-1}$). Des évolutions similaires avec des valeurs légèrement plus faibles ont été obtenues sur l'ensemble des mesures de 2010 et 2011 (Figure 3.11B). Néanmoins, les problèmes

de déplacement de capteurs observés en 2011 limitent l'interprétation de ces résultats. La diminution de S_s est généralement observée en profondeur au niveau des substrats très décomposés (Price, 2003; Price *et al.*, 1999). Cependant, on remarque ici que c'est une couche profonde qui donne les valeurs les plus élevées de S_s ($6,1 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^{-1}$). Il est cependant probable que S_s soit surestimé entre 80 et 100 cm et sous-estimé entre 150 et 250 cm. En effet, au cours de l'instrumentation du site S2, des dépôts quasi liquides, probablement de type lacustre, ont été observés à ces profondeurs. Ces dépôts meubles ont sans doute limité le déplacement des capteurs (< 100 cm) comme observé à la Figure 3.6, à 150 cm de profondeur (aucun déplacement). Si l'on fait la moyenne de S_s sur l'ensemble de la couche située entre 80 et 250 cm de profondeur ($2,1 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^{-1}$) on obtient des valeurs de S_s équivalentes aux valeurs estimées pour la surface (20-80 cm). En faisant l'hypothèse d'une sous-estimation du déplacement des capteurs entre 80 et 250 cm, S_s semble être relativement constant suivant le profil d'une lanière (20 à 250 cm de profondeur). La présence de dépôts très meubles en profondeur suggère néanmoins un possible effet de flottaison de la tourbe comme précédemment envisagé sur d'autres tourbières (Fritz *et al.*, 2008; Roulet, 1991; Strack *et al.*, 2006). Néanmoins, la singularité de chaque site d'étude est aussi à envisager.

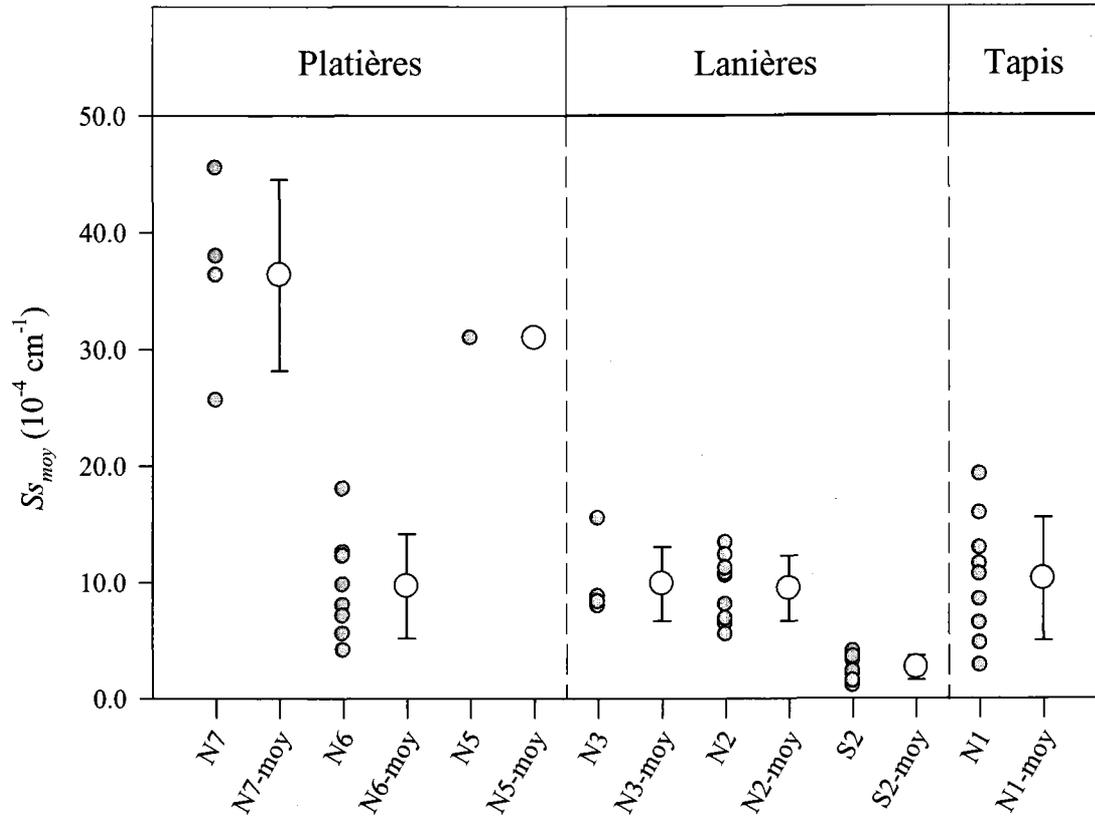


Figure 3.10 : Variation de l'emmagasinement spécifique moyen (Ss_{moy} ; cm^{-1}) de platières (N7, N6, N5), de lanières (N3, N2, S2) et d'un tapis (N1) au cours de périodes de dilatation et de compression entre 2009 et 2011. Les cercles gris représentent les valeurs de Ss_{moy} estimées au cours des périodes de fluctuations importantes du *NPA*. Les cercles blancs et les traits noirs représentent la moyenne et l'écart-type pour chaque site.

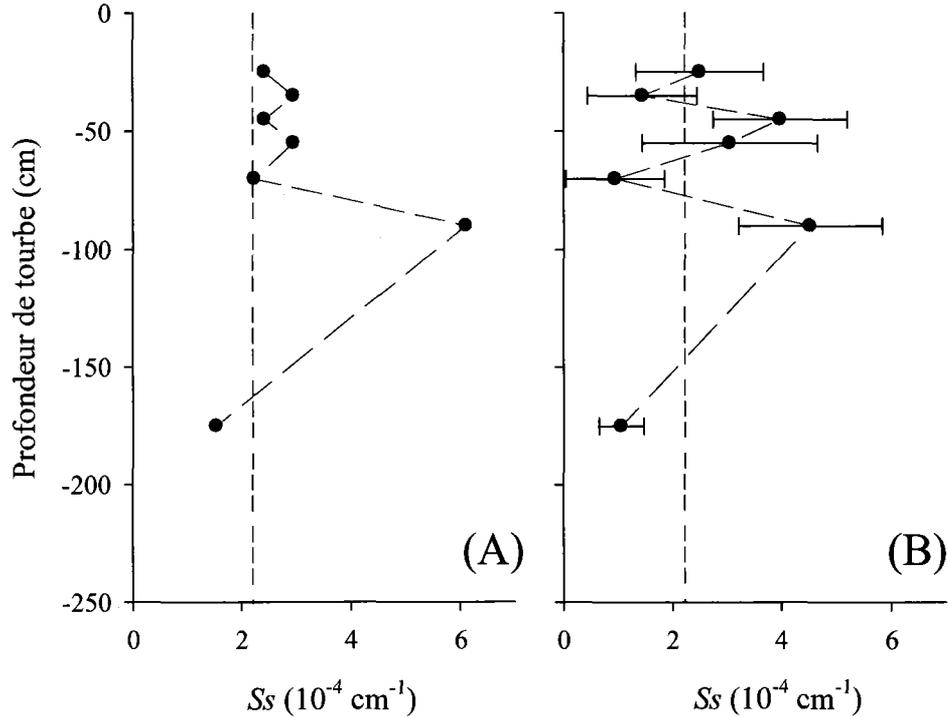


Figure 3.11 : Variation de l'emmagasinement spécifique (Ss_{moy} ; cm^{-1}) suivant les couches de tourbe (20-30; 30-40; 40-50; 50-60; 60-80; 80-100; 100-250 cm) de la lanière S2. Les valeurs ont été obtenues d'après une période de compression en 2010 (A), et d'après six fluctuations importantes au cours des étés 2010 et 2011 (B). Les cercles et les moustaches représentent la moyenne et l'écart-type pour chaque couche. Les lignes noires pointillées représentent la valeur moyenne obtenue sur l'ensemble du profil au cours de la période de compression de 2010.

3.5.4. Représentativité des termes de stockage

On s'attend à ce que les variations de stockage dans la zone non saturée d'un milieu tourbeux ennoyé soient relativement faibles. Les résultats apportés par les sondes FDR vont dans ce sens. Néanmoins, aucune sonde n'a été installée au-dessus de 7 cm de profondeur, ce qui limite nos observations aux premiers centimètres de sol. De plus, les valeurs de θ_v semblent être légèrement sous-estimées par rapport aux valeurs de θ_{tot} et θ_e . Ces légères différences montrent les difficultés d'estimer θ_v par des méthodes indirectes. Le suivi de la teneur en eau n'a cependant pas été réalisé au niveau des platières, composées majoritairement de sphaignes. Néanmoins, la faible profondeur de nappe (< 10 cm de profondeur) au niveau des platières limite la rupture du continuum hydrique et tendrait à conserver l'humidité du sol. La texture fibreuse de la tourbe engendre d'importantes remontées capillaires (Hogan, 2006a; Kellner *et al.*, 2002; Romanov,

1968). Les pertes d'eau par évaporation au niveau des zones non saturées sont probablement rapidement remplacées par remontées capillaires au niveau de la tourbe vivante, formée d'innombrables petites feuilles. Ainsi, les variations de stockage au sein de la zone non saturée se traduisent par des variations du niveau phréatique. Cependant, l'instrumentation a été largement déployée sur la partie tourbeuse et ne permet pas de conclure sur les variations de stockages des zones non saturées de la partie forestière. Celles-ci sont possiblement plus importantes.

Les zones saturées représentent un stock d'eau très important dans les tourbières du fait des θ_{tot} avoisinant les 90 %. L'épaisseur moyenne de tourbe du bassin versant Abeille a été estimée à 1,08 m par Proulx-McCinis (2010). Par extrapolation, la tourbière Abeille qui représente approximativement 39 300 m³ de tourbe (36 400 m² x 1,08 m) pourrait contenir 35 400 m³ d'eau (39 300 x 0,90). À l'échelle du bassin, ce volume représente une lame d'eau de 973 mm soit une fois et demie la pluviométrie annuelle ou quatorze fois les variations maximales de stockage estival de la partie tourbeuse (Chapitre 6, section 6.3.3). Néanmoins, une infime partie de cette eau participe au bilan hydrologique au travers des termes S_d et S_y . Les valeurs de S_d sont relativement faibles à l'échelle de la tourbière, comprises entre 0,29 et 0,09 pour les platières et entre 0,20 et 0,07 pour les lanières. En revanche, S_s varie peu suivant le profil de tourbe, ce qui n'est pas le cas de S_y . Les valeurs de S_y sont très élevées au travers des cinq premiers centimètres de tourbe (> 0,40) et diminuent rapidement avec la profondeur, atteignant entre 5 et 10 cm de profondeur des valeurs de 0,28 pour les platières et 0,11 pour les lanières. Avec des NPA au-dessus de 5 cm de profondeur une grande partie de la saison estivale, les variations de stockage d'eau dans la tourbière s'expriment largement par le coefficient S_y . En revanche, S_d devient équivalent à S_y uniquement lorsque les NPA sont en-dessous de 5 cm de profondeur pour les lanières et 10 cm de profondeur pour les platières. Ces observations sont en accord avec les résultats d'autres études qui montrent que même si S_d est non négligeable, S_y reste le terme dominant pour les variations de stockage d'une tourbière naturelle (Hogan, 2006a; Kellner *et al.*, 2002). Cet écart entre S_y et S_d est possiblement plus prononcé sur une tourbière minérotrophe que sur une tourbière ombrotrophe, car les nappes y sont généralement plus hautes.

Au niveau des surfaces forestières, seul S_y est pris en compte dans les variations de stockage. Étant donné les faibles valeurs de S_y dans les sols minéraux forestiers, on peut s'attendre à de fortes fluctuations de nappes au cours de la saison estivale. Ce probable fort battement de nappe pourrait favoriser la rupture du continuum hydrique entre la nappe phréatique et la surface. Dans

ces conditions, les écoulements de surface (non mesurables par les seules variations de nappe) pourraient être importants lors des pluies estivales (Levrel *et al.*, 2009).

3.5.5. Conductivité hydraulique à saturation

La tourbe humique est généralement considérée comme une matrice peu conductrice lorsqu'elle est très décomposée. Cependant, en surface, les couverts de mousses et de sphaignes montrent des conductivités élevées, supérieures à 10^{-4} m s⁻¹ (Fraser *et al.*, 2001; Levrel *et al.*, 2009). Dans ce chapitre, seules les K_s des couches de subsurface (entre 50 et 100 cm de profondeur) ont été mesurées. Les couches mesurées ont montré peu de variabilité de K_s avec la profondeur malgré des valeurs légèrement plus faibles à 100 cm qu'à 50 et 75 cm. Les valeurs moyennes obtenues étaient comprises entre $0,6 \cdot 10^{-6}$ et $1,9 \cdot 10^{-6}$ m s⁻¹. Ces valeurs sont concordantes aux données de Levrel *et al.* (2009) obtenues sur une tourbière ombrotrophe de la baie de James et légèrement plus faibles (moins d'un ordre de grandeur) que celles observées plus généralement dans la littérature (Branfireun *et al.*, 1998; Ferone *et al.*, 2004; Waddington *et al.*, 1997). On observe aussi que la variabilité de K_s au sein d'une même couche est équivalente à un ordre de grandeur, soit autant que la variabilité entre les couches. Ainsi, on peut dire que K_s est relativement constante et faible (10^{-6} m s⁻¹) entre 50 et 100 cm de profondeur, limitant les écoulements au sein de ces couches. En revanche, les valeurs élevées de K_s en surface, décrites dans la littérature (Fraser *et al.*, 2001; Levrel *et al.*, 2009) favorisent fortement les écoulements superficiels.

3.6. Bilan du chapitre

Ce chapitre avait pour principal objectif d'estimer les différentes propriétés physiques des sols boréaux qui sont utilisées dans les calculs de stockage de l'eau. La méthodologie mise en place a montré que les sols organiques des tourbières sont de gros réservoirs d'eau mais qu'une faible partie de ces eaux est réellement « active » à l'échelle de la saison (objectif *i*). Au sein des couches organiques, l' ΔNS est principalement due aux variations de NPA dans les couches saturées. Cependant, il n'a pas été possible d'estimer avec précision l' ΔNS au sein des couches non saturées et celle des couches profondes (objectif *ii*). Dans les couches saturées, les variations de stockage sont variables suivant les typologies spécifiques (objectif *iii*). Les mesures de S_y , de S_d et de θ_v ont permis de montrer que S_y est le paramètre dominant dans les variations de stockage de ces tourbières minérotrophes et que les variations de θ_v au sein des couches non saturées des tourbières sont relativement limitées (objectif *iv*). Les mesures de la K_s des couches organiques d'une tourbière ont permis d'appuyer l'hypothèse selon laquelle la quasi-totalité des échanges d'eau saisonniers se réalise en surface. Ces différents résultats permettent de renforcer l'hypothèse faite au Chapitre 2, d'une quasi absence d'échange entre les eaux souterraines et les tourbières de cette région. Aussi, ils vont permettre d'appuyer les bilans hydrologiques réalisés dans les chapitres 4, 5 et 6, par des données de terrain relativement bien détaillées.

CHAPITRE 4

RÔLE DE LA MOSAÏQUE DES SURFACES DE STOCKAGE SUR LA CONNECTIVITÉ HYDROLOGIQUE D'UN BASSIN VERSANT BORÉAL DE TÊTE

4.1. Résumé

Des études récentes ont suggéré que la connectivité hydrologique des bassins versant boréaux de tête pourrait être contrôlée par les conditions antécédentes d'humidité ainsi que par le patron de surface des différentes typologies de végétation (c.-à-d. forêt, tourbières). Ce contrôle serait aussi largement dû aux potentiels de stockage de chaque typologie. Les objectifs spécifiques de ce troisième chapitre ont été de : (i) caractériser la dynamique estivale du stockage de l'eau d'un petit bassin versant boréal à partir de quelques paramètres hydro-pédologiques (NP , S_y , ΔNS), (ii) estimer l'impact des termes S_y et ΔNS sur le bilan de stockage, (iii) déterminer l'efficacité du stockage de chaque typologie spécifique (lanière, mare, platière et forêt) suivant différentes conditions d'humidité du sol; et (iv) proposer un schéma conceptuel du bilan hydrologique pour les petits bassins versants boréaux (Figure 4.1). Un modèle simplifié de stockage de l'eau (SRE), basé sur des données de terrain (NPR , S_y , ΔNS) a été comparé à un bilan hydrologique classique ($P-Q-ET$, SRC) d'un petit bassin versant boréal aqualysé (13 ha), au cours de la période de croissance végétative (juin-octobre). Quatre évènements de précipitations similaires (20 mm) ont été sélectionnés pour décrire la dynamique de stockage de l'eau de chaque typologie, suivant différentes conditions antécédentes de stockage et d'humidité. Deux relations empiriques stockage relatif (SR) versus débit (Q) ont été utilisées afin d'estimer l'origine (forêt, tourbière) des débits au cours de l'été. Les résultats ont montré que le modèle SRE reproduisait assez fidèlement les variations de stockage calculées par le bilan hydrologique classique SRC . Ces résultats suggèrent que les variations de stockage peuvent être relativement bien décrites par les fluctuations des NP , lorsque l'hétérogénéité des typologies spécifiques est prise en compte. Cependant, ce modèle semble bien moins précis à l'échelle journalière et particulièrement au travers de la forêt, qui était moins instrumentée. Ces imprécisions pourraient en partie être expliquées par l'absence de données sur la rétention de l'eau au sein des couches non saturées,

l'interception des précipitations par la canopée et sur les écoulements sub-superficiels. Ces résultats illustrent en partie, les défis à relever pour reproduire les variations de stockage des petits bassins versants boréaux à l'échelle journalière. Malgré l'impact significatif de l' ΔNS sur les variations estivales de stockages des platières et des lanières (27-61 %), le modèle *SRE* simplifié par des valeurs moyennes de Sy a montré peu de différences avec *SRE* détaillé. Cela pourrait être dû au comportement hydrologique antagoniste entre l' ΔNS et l'utilisation de valeurs moyenne de Sy (surestimation du déstockage par Sy moyen compensé par la non prise en compte de l' ΔNS et inversement). La forêt et la tourbière ont décrit des variations de stockage similaires au cours de l'été mais des variations différentes lors des principaux événements de précipitations. À l'échelle de la tourbière, nous avons constaté que les fortes capacités de stockage des mares (localisées au niveau des lanières) réduisaient l'écart de capacité de stockage entre les platières (Sy élevé) et les lanières (Sy faible). La formation de mares au sein des tourbières aqualysées pourrait être une réponse à l'augmentation des conditions humides dans cette région. L'utilisation des relations empiriques *SR versus Q* a permis de mettre en évidence une période de débits dont l'origine était exclusivement ceux de la tourbière (un événement du milieu de l'été). Les résultats de cette étude fournissent un nouvel aperçu de la complexité du comportement hydrologique des bassins versants boréaux et permettent d'entrevoir de nouvelles perspectives de modélisation de ces milieux.

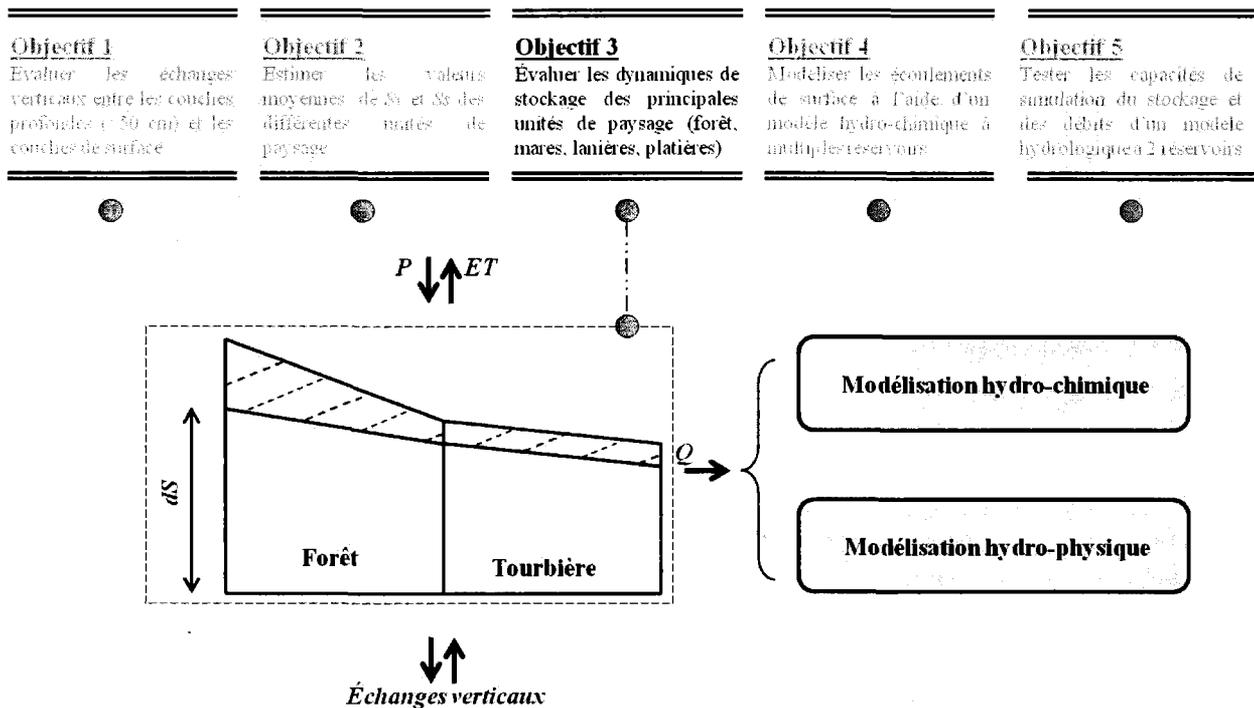


Figure 4.1 : Représentation schématique des cinq principaux objectifs proposés et évalués dans cette thèse. La réalisation de l'objectif 3 est présentée dans ce chapitre.

4.2. Introduction

Les tourbières occupent environ 14 % du territoire Canadien (Tarnocai, 1998), ce qui représente $4 \cdot 10^6$ km² (Joosten *et al.*, 2002). Malgré leur importante représentativité au travers des environnements nordiques, ces zones humides sont encore peu documentées d'un point de vue hydrologique. On distingue généralement deux types de tourbières, les ombrotrophes et les minérotrophes. Les tourbières minérotrophes sont généralement localisées à l'aval des bassins versants de tête. Elles peuvent ainsi potentiellement impacter les écoulements. Les tourbières ont un rôle sur l'amplitude des débits (Branfireun *et al.*, 1998; Kværner *et al.*, 2006; Quinton *et al.*, 1998) ainsi que sur le transport d'éléments chimiques (Branfireun *et al.*, 1996; Devito *et al.*, 1997).

Au cours des deux dernières décennies, des études se sont intéressées à la dynamique du stockage de l'eau au sein des tourbières naturelles (Fritz *et al.*, 2008; Kellner *et al.*, 2002; Weiss *et al.*, 2006), ainsi que des tourbières anthropisées (Kennedy *et al.*, 2005; Price, 2003; Price *et al.*, 1999; Schlotzhauer *et al.*, 1999; Van Seters *et al.*, 2001). Comme pour les sols minéraux, le stockage d'eau dans la tourbe dépend principalement du rendement spécifique (S_y). Néanmoins, même si

une matrice tourbeuse saturée peut contenir jusqu'à 90 % d'eau (Hogan, 2006a; Kellner *et al.*, 2006), le S_y diminue rapidement de 1,0 dans l'acrotelme à moins de 0,2 dans le catotelme (Hogan, 2006a; Van Der Schaaf, 2004). Ces propriétés intrinsèques de la tourbe réduisent les capacités effectives de stockage de celle-ci qui dépendent alors du niveau phréatique (NP). Les sols organiques sont particuliers car le volume de leur matrice réagit significativement aux variations du NP (Price *et al.*, 1999). Le changement de la porosité matricielle induit une ΔNS , qui représente les variations de stockage de l'eau en fonction du coefficient de dilatation (S_d) et des variations de la charge hydraulique (Kennedy *et al.*, 2005). Plusieurs études (Price *et al.*, 1999; Schlotzhauer *et al.*, 1999) portant sur des tourbières anthropisées ont montré que le S_d était plus important que le S_y dans la détermination des variations du stockage. Des résultats inverses ont cependant été observés pour des tourbières naturelles (Fritz *et al.*, 2008; Kellner *et al.*, 2002). Toutefois, le S_d n'est pas négligeable dans les sols tourbeux et doit être pris en compte dans les bilans de stockage des tourbières.

Dans un contexte d'aqualyse (Payette, 2008), les capacités de stockage des tourbières peuvent être considérablement augmentées. Cette dégradation de la tourbe sous l'effet de l'eau (Payette, 2008) forme des complexes de mares et de lanières étroites et allongées, perpendiculaires à la pente dominante représentant la direction de l'écoulement. Ces mares augmentent les capacités de stockage (Price *et al.*, 1994; Quinton *et al.*, 1998) et par conséquent, réduisent l'écoulement (Quinton *et al.*, 1998).

Bien que le potentiel de stockage des tourbières soit connu, la dynamique de stockage entre les versants et les tourbières a suscité peu d'intérêts. Quelques études (Branfireun *et al.*, 1998; Kværner *et al.*, 2006) ont montré des changements entre ces différentes typologies dans la relation pluie *versus* débit au cours de l'été. En conditions sèches, l'amplitude des débits est contrôlée par le NP des tourbières, tandis qu'en conditions humides, elle est contrôlée par l'antécédent d'humidité des versants forestiers (Branfireun *et al.*, 1998).

Ce chapitre fait suite aux travaux récents réalisés sur l'hydrologie des tourbières du bassin de La Grande rivière (Clerc, 2009; Jutras *et al.*, 2009; Levrel *et al.*, 2010; Proulx-McInnis *et al.*, 2012; Tardif, 2009). Les objectifs de ces études étaient d'améliorer la compréhension des processus hydrologiques et des capacités de stockage d'eau des tourbières aqualysées.

Les objectifs spécifiques de ce chapitre ont été de : (i) caractériser la dynamique estivale du stockage de l'eau d'un petit bassin versant boréal à partir de quelques paramètres hydro-pédologiques (NP , Sy , ΔNS), (ii) estimer l'impact des termes Sy et ΔNS sur le bilan de stockage, (iii) déterminer l'efficacité du stockage de chaque typologie spécifique (lanière, mare, platière et forêt) suivant différentes conditions d'humidité du sol; et (iv) proposer un schéma conceptuel du bilan hydrologique pour les petits bassins versants boréaux.

4.3.Méthode

Dans ce chapitre, seule la période de croissance végétative (juin-octobre) a été étudiée entre les jours 175 et 277 de l'année 2011. Le bassin versant Abeille a été choisi (Figure 1.9).

4.3.1. Données hydrométéorologiques

Les débits estivaux ont été acquis à l'aide de deux canaux trapézoïdaux (TRACOM, <http://www.tracomfrp.com/flumes.htm/>) disposés en série (C1 en amont et C2 en aval) au niveau d'un barrage fait de planches de bois et d'une bâche en plastique, de 60 cm de hauteur (Figure 1.10D). Les bâches plastiques ont été enfouies à une profondeur de 20 cm sous la surface de la tourbe. Le canal C1 (Large 60° V model; 0,06-9,8 l s⁻¹; précision, ± 0,009 l s⁻¹) et le canal C2 (SRCRC 12'' 45° V model; 1,4-220 l s⁻¹; précision, ± 0,22 l s⁻¹) ont permis de couvrir l'ensemble des débits rencontrés pendant l'étude (de 0,06 à 220 l s⁻¹). Le niveau d'eau dans chaque canal a été mesuré par un capteur de pression (Leveloggers, model F15/M5 3001; précision, ± 3 mm; Solinst) localisé dans un puits de tranquillisation. Une estimation grossière des écoulements pouvant circuler sous les canaux (entre 20 et 70 cm de profondeur) donne un débit de $0,2 \cdot 10^{-3}$ l s⁻¹, en considérant des valeurs de K_s de $2 \cdot 10^{-6}$ m s⁻¹ (section 3.4.5), une aire de 10 m² (20 m de largeur par 0,5 m de profondeur) et un gradient hydraulique de 1 %. Ces écoulements étant très faibles, nous n'en avons pas tenu compte dans les calculs des débits. L'installation de ce type de matériels, adapté aux petits bassins versants, a fait l'objet d'un rapport détaillé sur l'instrumentation d'une tourbière ombrotrophe de la baie de James (Jutras *et al.*, 2007).

Les précipitations ont été mesurées majoritairement par la station météorologique du site Aéroport (Chapitre 1, section 1.5.5). La station était composée d'un acquiiseur de données CR10X (Campbell Scientific, Logan, UT; <http://www.campbellsci.ca>), d'un auget basculant (TR-525-USW; précision, 0,1 mm; Texas Electronics Inc.; <http://www.texaselec.com/>) combiné à un réservoir de glycol (CS700, Campbell Scientific), d'un capteur de pression atmosphérique (61205V; précision, $\pm 0,5$ hPa; Campbell Scientific), d'un pyranomètre (SP-LITE; précision, $\pm 0,5$ hPa; Campbell Scientific), d'un anémomètre (R.M. Young Wind Monitor; Campbell Scientific), d'un capteur de température et d'humidité relative (CS500; $\pm 0,4^\circ\text{C}$ et 3 %; Campbell Scientific) et d'une batterie 12V reliée à un panneau solaire de 20W. Les données de la station météorologique du site Abeille (similaire à celle de l'Aéroport) ont été utilisées, lorsque que cela était possible.

L'évapotranspiration potentielle à l'équilibre (E_{eq}) a été déterminée d'après l'approche semi empirique de Priestley *et al.* (1972), détaillée à l'Annexe IV. Cette approche a été largement utilisée dans les études portant sur les tourbières boréales (Kellner, 2001; Price *et al.*, 1994; Quinton *et al.*, 1998) et a fait l'objet d'une étude récente sur le bassin versant Abeille en 2011 (Annexe IV). L'évapotranspiration (ET) a été déterminée à l'aide des Équations 4.1 et 4.2 :

$$ET = \alpha \cdot E_{eq} \quad (4.1)$$

$$E_{eq} = \frac{1}{\lambda} \frac{\Delta(R_n - G)}{\Delta + \gamma} \quad (4.2)$$

où α représente le coefficient de Priestley-Taylor obtenu sur le terrain par une méthode lysimétrique (section suivante); λ , le flux de chaleur latente de vaporisation qui est utilisé pour convertir l'énergie en équivalent de hauteur d'eau (MJ kg^{-1}); Δ , la pente de la courbe de saturation de vapeur en fonction de la température ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$); R_n , la radiation nette ($\text{MJ m}^{-2} \text{ j}^{-1}$) qui diffère suivant les surfaces de forêt et de tourbière par des valeurs différentes d'albédo (l'estimation de R_n d'après le rayonnement total et en fonction d'équations empiriques est détaillée dans l'Annexe V); G , le flux de chaleur du sol ($\text{MJ m}^{-2} \text{ j}^{-1}$) qui peut être ignoré pour des périodes inférieures à 10 jours (Allen *et al.*, 2006); γ , la constante psychométrique ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$).

Pour ce chapitre, l' ET moyenne du bassin versant a été obtenue à l'aide de l'Équation (4.3) :

$$ET_{bassin} = 0,72 \cdot \alpha_{Forêt} E_{eq,Forêt} + 0,28 \cdot \alpha_{Tourbière} E_{eq,Tourbière} \quad (4.3)$$

avec ET_{bassin} qui représente l' ET moyenne du bassin versant [L]; $ET_{eq,Forêt}$, l' ET à l'équilibre de la forêt [L]; $ET_{eq,Tourbière}$, l' ET à l'équilibre de la tourbière [L]; $\alpha_{Forêt}$, le coefficient de Priesley-Taylor de la forêt; $\alpha_{Tourbière}$, le coefficient de Priesley-Taylor de la tourbière. Noter que les pondérations de 0,72 et 0,28 correspondent respectivement au pourcentage de forêt et de tourbière sur le bassin versant.

Un coefficient de Priestley-Taylor ($\alpha_{Forêt}$) de 0,70 a été utilisé pour les typologies de forêt, tout au long de la période d'étude. Cette valeur est intermédiaire entre celles obtenues pour les forêts boréales à conifère du Canada (Brümmer *et al.*, 2012) et les tourbières arbustives (Van Seters *et al.*, 2001). Selon l'étude en annexes (Annexe IV), les coefficients α_{Fen} obtenus pour la tourbière au cours de la période estivale de 2011 ont été de 1,44 (jours 179-188), 0,80 (jours 189-237) et à 1,27 (jours 238-275). De telles variations ont aussi été mesurées dans d'autres études portant sur les tourbières (Eaton *et al.*, 2001; Kellner, 2001; Price *et al.*, 1994) et dépendent du déficit de vapeur saturante dans l'air (Priestley *et al.*, 1972).

4.3.2. Oscillation du niveau du sol

Les chroniques d' ΔNS ont été obtenues suivant la méthode présentée au Chapitre 3 (section 3.3.5). À la lumière des résultats du Chapitre 3, nous avons considéré que l' ΔNS était due en totalité à des variations de stockage d'eau. Les variations mesurées au niveau des sites N2 et N6 ont été considérées comme représentatives des lanières et de platières.

4.3.3. Stockage relatif calculé

Le stockage relatif calculé (SRC), qui est pris comme référentiel dans ce chapitre et calculé à un pas de temps horaire, est décrit dans l'Équation (4.4). Les échanges entre l'eau de surface et l'eau souterraine ont été ignorés ici, en accord avec les résultats obtenus dans le Chapitre 2 et les faibles valeurs de K_s des couches profondes (Chapitre 3).

$$SRC_{t+1} = SRC_t + (P - ET - Q) \cdot \Delta t \quad (4.4)$$

où SRC_t représente le stockage relatif calculé et cumulé [L] entre le temps t_0 et le temps t ; SRC_{t+1} , le stockage relatif calculé et cumulé [L] entre le temps t et le temps $t+1$; P , les précipitations [L]; ET , l'évapotranspiration [L]; Q , le débit spécifique à l'exutoire [L]; et Δt , le pas de temps horaire.

4.3.4. Stockage relatif estimé

Les tourbières aqualysées montrent généralement des niveaux phréatiques proches de la surface du sol (Price *et al.*, 1994; Quinton *et al.*, 1998), ce qui réduit l'épaisseur de la zone non saturée et par conséquent, le potentiel de stockage de l'eau au dessus du niveau phréatique. La canopée de faible importance qui caractérise la forêt du Haut-Boréal limite aussi le pouvoir d'interception de la pluie par celle-ci. Le sous-bois dans la forêt est relativement dense ce qui devrait favoriser une bonne infiltration des eaux. Ces différentes propriétés nous ont amené à supposer que les fluctuations des niveaux phréatiques au travers du bassin versant représentaient relativement bien l'évolution du stockage de l'eau. Par conséquent, nous avons fait les hypothèses suivantes : les fluctuations des niveaux phréatiques relatifs (NPR) au niveau des sites F1, N2 et N6 représentent respectivement la dynamique de stockage de la forêt, des lanières et des platières. Aussi, nous avons supposé que les couches non saturées ont conservé les mêmes teneurs en eau tout au long de la période d'étude. L' ΔNS a été prise en compte sur trois typologies spécifiques de la tourbière (lanière, platière et mare). Nous avons ainsi considéré une ΔNS au sein des couches de tourbe qui supportent les mares en tenant compte des fluctuations des niveaux phréatiques absolus (NPA) des lanières. Cette hypothèse fait référence aux résultats du Chapitre 3 qui montrent que l' ΔNS s'effectue sur la totalité du profil de tourbe, incluant les couches de tourbe en-dessous des mares. Cependant, nous n'avons pas mesuré l' ΔNS en-dessous des mares. Pour en tenir compte, le ΔNPA a été utilisé (il inclut les fluctuations de la nappe et du sol) à la place du ΔNPR plus de l' ΔNS (Figure 3.2). Pour les mares, S_y a été fixée à 1,0 sur l'ensemble de la colonne d'eau. Les variations de stockages relatifs (SR) suivant les différentes typologies spécifiques sont décrites dans les Équations (4.5 à 4.8).

Forêt:

$$\Delta SR_{F1} = \Delta NPR_{F1} \cdot S_{y_{F1}}(z) \quad (4.5)$$

Mare:

$$\Delta SR_M = \Delta NPA_{N2} \cdot Sy_M(z) \quad (4.6)$$

Lanière:

$$\Delta SR_{N2} = (\Delta NPR_{N2} \cdot Sy_{N2}(z)) + \Delta NS_{N2} \quad (4.7)$$

Platière:

$$\Delta SR_{N6} = (\Delta NPR_{N6} \cdot Sy_{N6}(z)) + \Delta NS_{N6} \quad (4.8)$$

où ΔSR représente les variations de stockage d'eau [L]. $F1, M, N2, N6$ représentent les typologies de forêt, de mare, de lanière et de platière. $\Delta NPR, \Delta NPA$ et ΔNS représentent les variations de niveaux phréatiques relatifs [L], niveaux phréatiques absolus [L] et niveaux du sol [L]. $Sy(z)$ représente le rendement spécifique à la profondeur z .

Pour obtenir le SRE sur l'ensemble du bassin versant, chaque SR a été pondéré suivant sa représentativité sur le bassin versant. Les typologies de forêt, de mare, de lanière et de platière représentaient respectivement 72; 8,4; 9,8 et 9,8 % du bassin versant. SRE est décrit dans l'Équation (4.9).

$$SRE = (SR_{F1}) \cdot P_{F1} + (SR_M) \cdot P_M + (SR_{N2}) \cdot P_{N2} + (SR_{N6}) \cdot P_{N6} \quad (4.9)$$

où SRE représente l'estimation des SR [L]; P_{F1}, P_M, P_{N2} et P_{N6} correspondent aux proportions des typologies de forêt, de mare, de lanière et de platière sur le bassin versant.

Les données de Sy utilisées dans ce chapitre sont représentées par les trois courbes de rendement spécifiques en fonction de la profondeur, illustrées dans la Figure 4.2.

Afin d'estimer le gain apporté par des valeurs précises et évolutives de Sy et d' ΔNS sur le SRE de la tourbière, un stockage relatif simplifié (SRE^*) a été estimé. Ce stockage a considéré une valeur

moyenne de S_y pour chaque typologie spécifique de platières et de lanières (Chapitre 3; Tableau 3.1) et aucune ΔNS . La forêt n'a pas été considérée dans cette comparaison.

Les variations de stockage d'eau de chaque typologie suivant des conditions différentes de NP ont été mesurées au cours de quatre évènements similaires (≈ 20 mm). Le stockage d'eau dans chaque typologie a été mesuré entre le début de la précipitation et la fin de la crue (débit équivalent à 20 % de la pointe de crue).

Les seuils de déversement (forêt et tourbière) qui ont servi au calcul du stockage relatif d'après un seuil de déversement (SRS), ont été déterminés d'après des relations NPR versus débits spécifiques. Nous avons considéré qu'en-dessous d'un débit spécifique de $0,02 \text{ mm h}^{-1}$, la forêt et la tourbière se comportaient comme des surfaces de stockage et inversement. Les estimations de ces NPR sont données dans les sections suivantes.

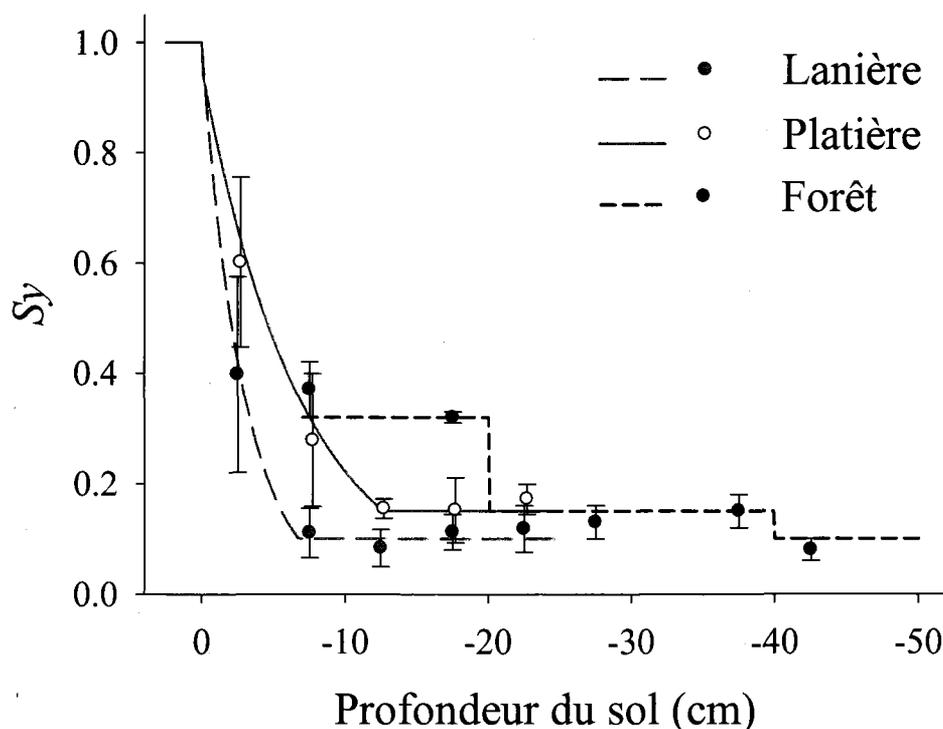


Figure 4.2 : Évolution du rendement spécifique (adimensionnel) avec la profondeur de sol (cm) suivant les platières, les lanières et la forêt. Les cercles blancs, gris et noirs représentent les valeurs moyennes de S_y des platières, des lanières et de la forêt. Les moustaches représentent l'écart type moyen sur deux à six échantillons. Les courbes grises, en pointillés gris, en pointillés noirs représentent respectivement les estimations des variations de S_y pour les platières ($0.954 \exp(-0.146 \cdot z)$), les lanières ($0.993 \exp(-0.341 \cdot z)$) et la forêt.

4.4. Résultats

4.4.1. Mesures hydrométéorologiques

Les précipitations ont été fréquentes au cours de l'été (Figure 4.3). Une vingtaine d'évènements pluvieux ($> 5 \text{ mm j}^{-1}$) a été mesurée entre les jours 176 et 275, dont six ont représenté de 22 à 85 mm de pluie cumulée (jours, 176-192; 213-219; 227; 234-244; 254-256; 272-273). Ces évènements n'ont en revanche pas tous généré de crue (Figure 4.3).

La période la plus sèche (jours, 189-233) a été caractérisée par des débits faibles ($< 0,16 \text{ mm h}^{-1}$), représentant une lame d'eau cumulée de 15,8 mm sur 44 jours (jours, 189-233). Deux évènements de précipitations majeures ont cependant été mesurés au cours de cette période, représentant 33,5 mm (jours, 213-219) et 23,9 mm (jours, 226-227).

Le reste de la saison, représenté par deux périodes plus humides (jours, 176-188; 234-275) a été caractérisé par quelques débits de pointe, liés à des évènements majeurs (Figure 4.3). L'évènement principal (jours, 234-244) a représenté un apport en eau de 93,0 mm et a généré un débit de pointe de $1,11 \text{ mm h}^{-1}$. Cette crue a représenté un débit spécifique cumulé de 41,0 mm sur 11 jours. D'autres débits de pointe de moindres amplitudes ont été mesurés entre 0,45 et 0,58 mm h^{-1} . Les relevés ont montré des amplitudes de débits non proportionnelles aux apports en eau par les précipitations. Ainsi, le débit de pointe a été de $0,45 \text{ mm h}^{-1}$ (22,1 mm de précipitations) le jour 234 alors qu'il a été de $1,11 \text{ mm h}^{-1}$ (24,1 mm de précipitation) le jour 237. D'autres débits de pointe de moindres amplitudes ont été mesurés entre 0,11 et $0,18 \text{ mm h}^{-1}$ (jours, 246, 254, 264). Les débits cumulés des deux périodes les plus humides ont été respectivement de 34,9 mm (jours, 176-188) et de 116,7 mm (jours, 234-275).

L'évapotranspiration (*ET*) a été relativement forte à la fin du mois de juin, avec un taux maximal de $4,1 \text{ mm j}^{-1}$ (jour, 178; Figure 4.3). Les taux moyens ont été de $2,4 \text{ mm j}^{-1}$ lors de la période la plus sèche (jours, 189-233), et de $2,6 \text{ mm j}^{-1}$ (jours, 176-188) et $1,2 \text{ mm j}^{-1}$ (jours, 234-275) lors des périodes les plus humides.

Les cumuls des précipitations, des débits et de l'*ET* sur l'ensemble de la saison étudiée (jours, 176-275) ont représenté respectivement 380, 167 et 192 mm de hauteur d'eau. Ce bilan

hydrologique a montré un stockage positif de 21 mm d'eau. Les débits et l'*ET* ont représenté respectivement 44 et 51 % des apports en eau par les précipitations.

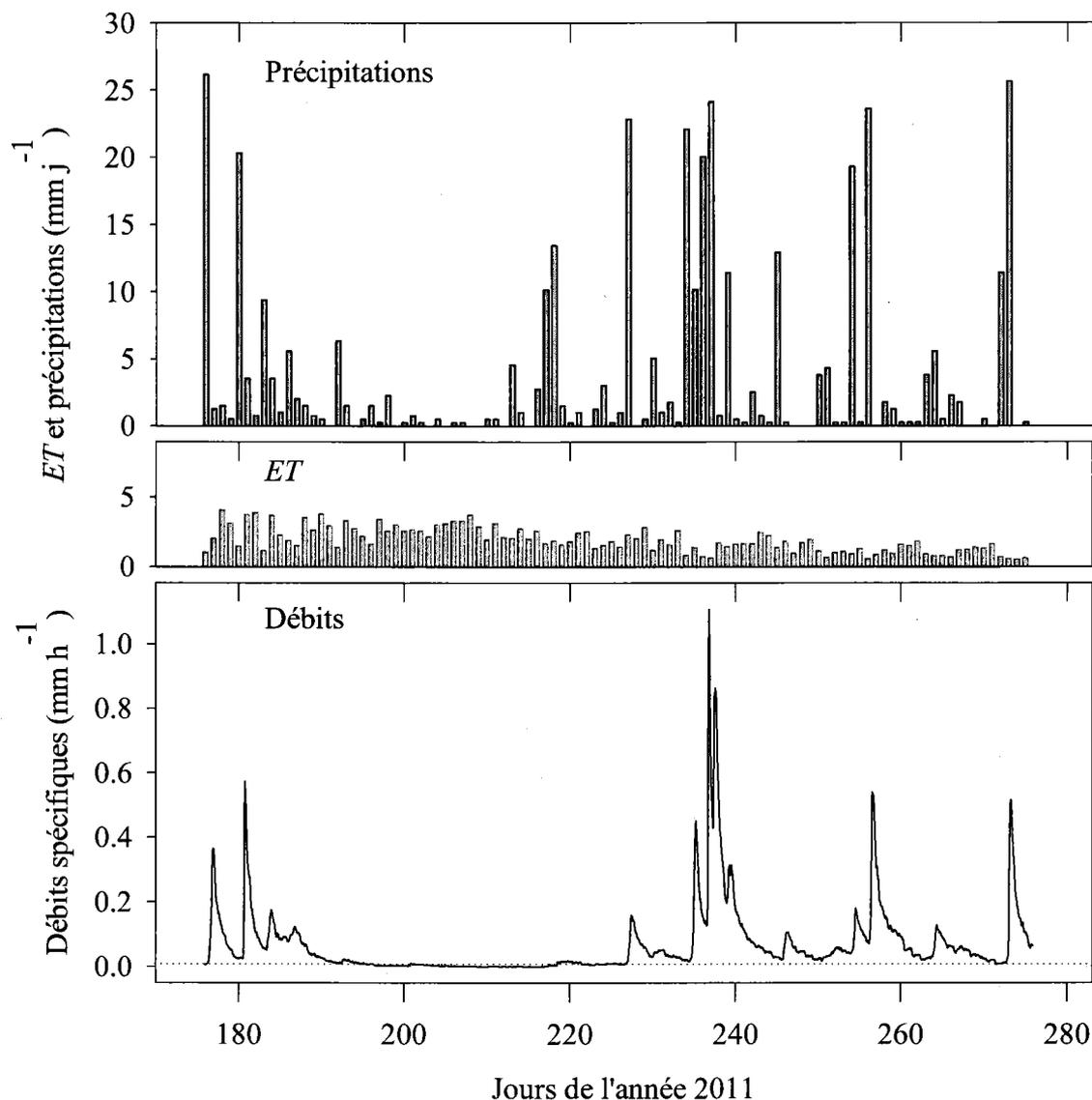


Figure 4.3 : Précipitations (mm j^{-1}), *ET* (mm j^{-1}) et débits spécifiques (mm h^{-1}) entre les jours 176 et 275 de l'année 2011.

Au cours de la période la plus sèche, les *NPR* ont diminué continuellement entre les jours 189 et 215, avec des rabattements moyens de $1,65 \text{ cm j}^{-1}$ dans la forêt, $0,29 \text{ cm j}^{-1}$ dans les platières et $0,24 \text{ cm j}^{-1}$ dans les lanières et mares (Figure 4.4). Au cours de ces 26 jours, une seule augmentation des *NPR* a été observée le jour 200, principalement au niveau des platières ($+3,5 \text{ cm}$). Cette augmentation n'a cependant pas concordé avec un apport d'eau par des précipitations.

Entre les jours 209 et 216, les *NPR* ont été conservés dans les platières et dans les lanières alors qu'ils ont diminué significativement dans la forêt (-12,9 cm). Les deux événements survenus les jours 217 et 227 ont fait augmenter les *NPR*. Ces augmentations ont été respectivement de 29,1 et 31,7 cm dans la forêt; 8,6 et 3,9 cm dans les platières; 6,8 et 5,5 cm dans les lanières et mares. Après les précipitations du jour 217, nous n'avons noté aucune variation des *NPR* au sein de la tourbière, alors qu'ils ont diminué dans la forêt avec un rabattement constant de 2,8 cm j^{-1} .

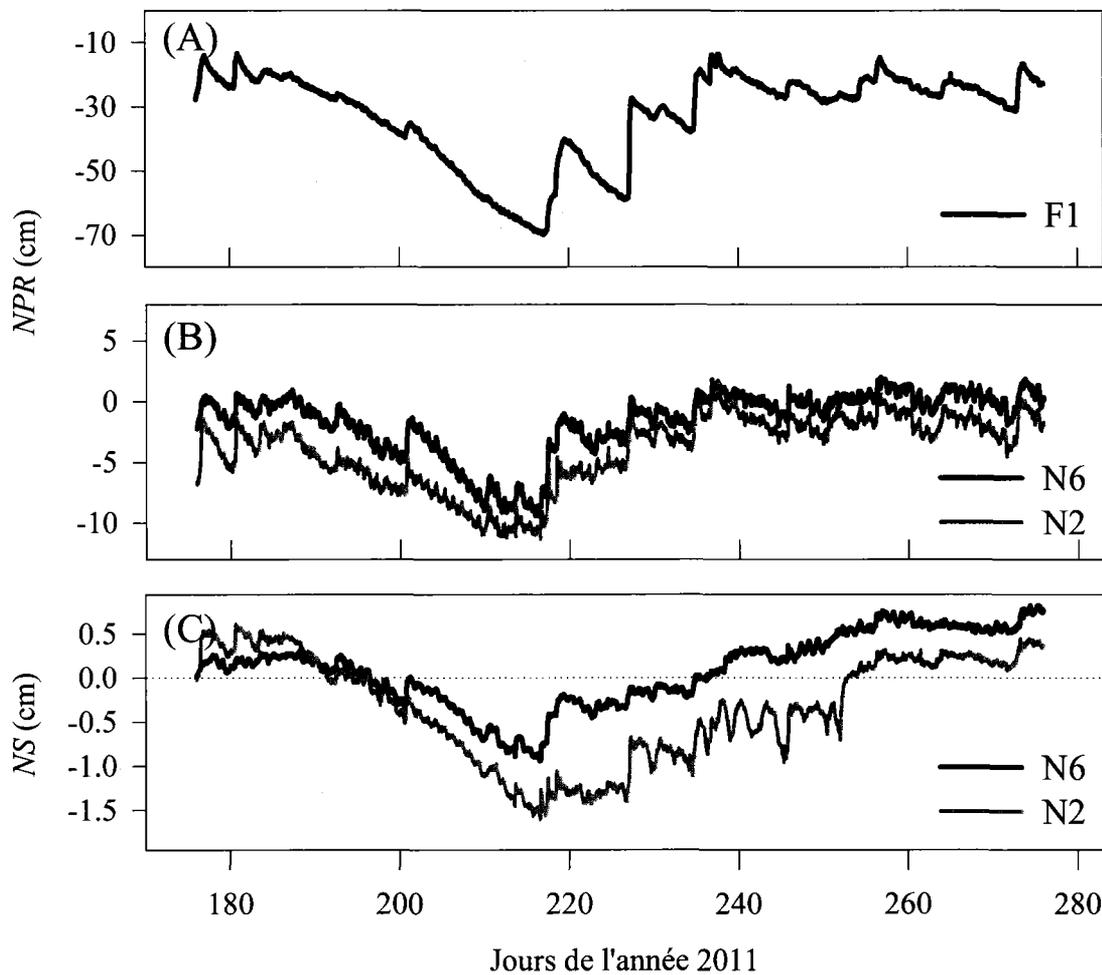


Figure 4.4 : Fluctuations des niveaux phréatiques relatifs (*NPR*, cm) dans la forêt (A) et dans la tourbière (B), et oscillations du niveau du sol (*NS*, cm) dans la tourbière (C) entre les jours 176 et 275. F1, N2, N6 représentent respectivement les puits dans la forêt, les lanières et les platières.

Les fluctuations des *NPR* ont été plus élevées dans la forêt qu'au travers de la tourbière (Figure 4.4). Les *NPR* ont fluctué entre -69,9 et -13,3 cm dans la forêt, entre -9,5 et 2,0 cm dans les platières, et entre -11,3 et 1,5 cm dans les lanières et mares. Au cours des deux périodes les plus

humides, tous les *NPR* sont restés élevés, proches des niveaux maximums mesurés pendant l'étude. Les précipitations ont engendré des augmentations faibles de *NPR* comme observées le jour 272 avec seulement +14,9 cm dans la forêt, +3,9 cm dans les platières, +2,9 cm dans les lanières et mares. Une exception a cependant été observée le jour 234 avec des *NPR* élevés dans la tourbière et des *NPR* bas dans la forêt (-38,1 cm). L'augmentation importante des *NPR* dans la forêt (+19,3 cm) n'a pas été mesurée au sein de la tourbière (entre +3,2 et + 4,7 cm) le jour 234.

Les hausses des *NPR* ont généré des débits de pointe dans la forêt et dans la tourbière (Figure 4.5). Ces seuils ont été estimés à -0,6 cm dans les lanières et mares et, à 0,7 cm dans les platières. Des effets d'hystérèse ont été observés dans la tourbière au cours de la période la plus sèche (jours 189-233) avec un débit de pointe maximal de 0,16 mm h⁻¹. Le seuil dans la forêt a semblé être plus progressif que dans la tourbière avec une augmentation importantes des débits entre -20 et -14 cm. Au cours de la période la plus sèche, un fort effet d'hystérèse a été observé dans la forêt entre les jours 189 (0,04 mm h⁻¹ pour un *NPR* de -23,1 cm) et 227 (0,16 mm h⁻¹ pour un *NPR* de -37,3 cm).

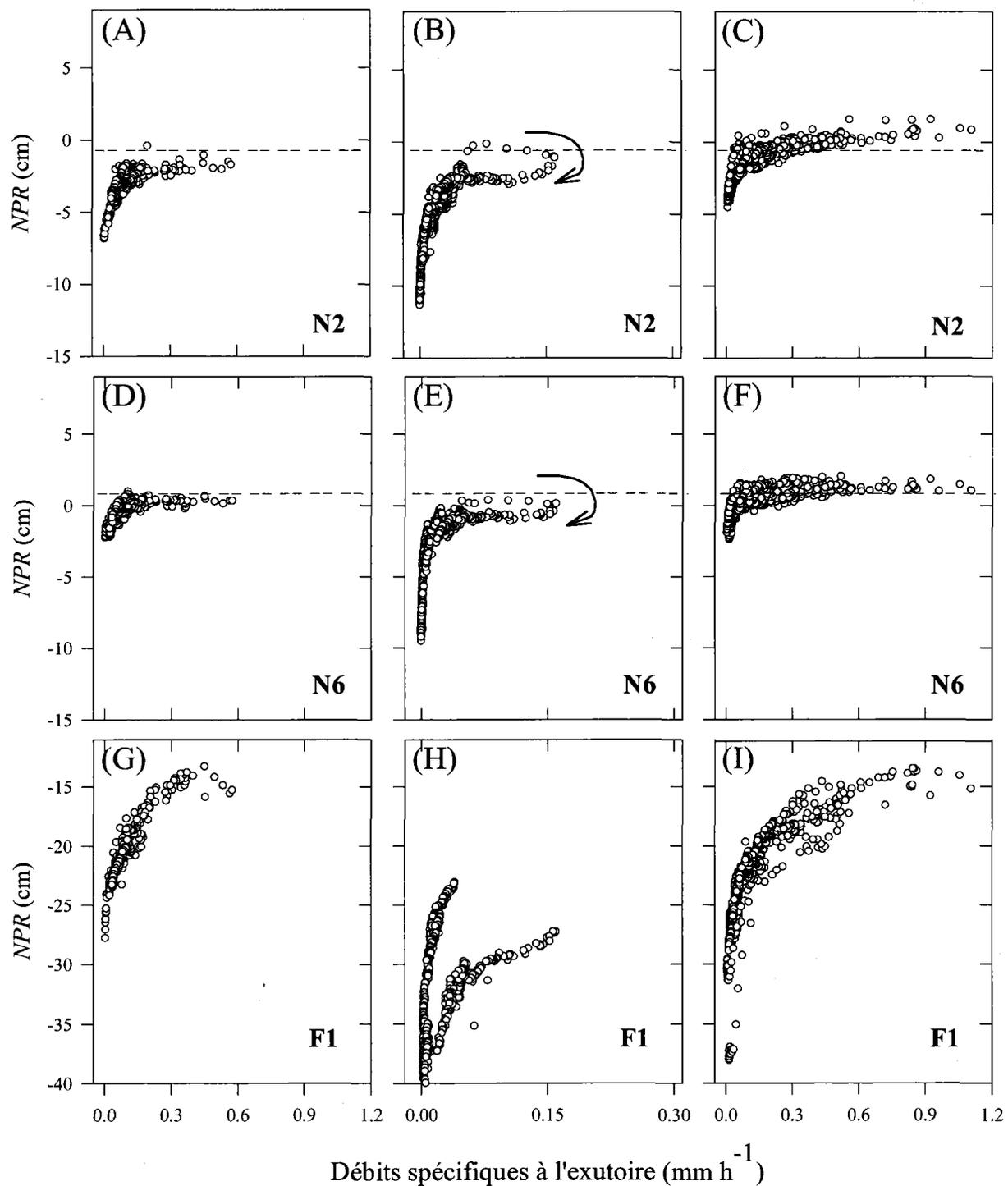


Figure 4.5 : Niveaux phréatiques relatifs (*NPR*, cm) en fonction des débits spécifiques à l'exutoire (mm h^{-1}) dans une lanière (N2), une platière (N6) et la forêt (F1) pour la première période la plus humide (A, D, G), la période la plus sèche (B, E, H) et la deuxième période la plus humide (C, F, I). Les deux flèches représentent le sens de l'effet d'hystérèse. Les lignes horizontales représentent l'interprétation des seuils de déversement.

4.4.2. Propriétés physiques des sols

L' ΔNS ($\Delta NS(t) = NS(t) - NS(t-1)$; Figure 4.4) a été mesurée dans les platières (N6) et les lanières (N2). Au cours de la période étudiée, les amplitudes maximales d' ΔNS ont été de 17 mm dans les platières (jours, 217-275) et de 22 mm dans les lanières (jours, 217-275). Les écarts d'altitudes mesurés entre le début et la fin de l'étude (jours, 176-275) ont été de +4 mm (lanières) et de +8 mm (platières). Au cours des quatre événements pluvieux servant à la comparaison de capacités de stockage de chaque typologie, les ΔNS maximales ont été respectivement dans les platières de +2,7 mm (jours, 217-221), +1,1 mm (jours, 226-229), +1,2 mm (jours, 236-238) et de +1,3 mm (jours, 256-257). Elles ont été pour les lanières de +0,8 mm (jours, 217-221), +4,1 mm (jours, 226-229), +5,8 mm (jours, 236-238) et de +0,8 mm (jours, 256-257).

4.4.3. Comparaison des modèles de stockage

À l'échelle de la saison, le modèle *SRE* a bien reproduit la dynamique de stockage du modèle classique *SRC*, autant lors de la période sèche que des périodes plus humides (Figure 4.6A) avec moins de 10 % d'erreur estimée d'après la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (RMSE; elle était de 6,1 mm pour une variation maximale de stockage de 81 mm). Cependant, deux exceptions ont été observées les jours 217 et 226. Le stockage estimé par *SRE* a été supérieur à celui calculé par *SRC* avec +7 mm (jour 217) et +9 mm (jour 226). À l'échelle de la tourbière, le modèle simplifié *SRE** a montré peu de différences avec le modèle plus complexe *SRE*. Ces faibles différences ont été observées aussi bien avec des hauts *NPR* qu'avec des bas *NPR* (Figure 4.6B). Ces deux modèles ont montré des résultats similaires tout au long de la période étudiée. Les dynamiques de stockage au sein de la forêt et de la tourbière ont été relativement similaires (Figure 4.6C). La Figure 4.6C a montré des périodes de stockage lorsque les nappes étaient au-dessus du seuil arbitraire de $0,02 \text{ mm h}^{-1}$ (stockage relatif d'après un seuil, *SRS*) déterminé d'après une relation *SR versus Q* (présentée à la Figure 4.5 et similaire à la méthode utilisée pour la Figure VI.1 de l'Annexe VI). Dans la forêt, ces périodes ont été observées entre les jours 176 et 196 ainsi qu'entre les jours 234 et 274. Dans la tourbière, ces périodes ont été observées au cours de trois périodes similaires (jours, 176-194; 227-232; 234-275). Avant le jour 200, nous avons constaté un *SRS* plus important dans la forêt que dans la tourbière. Les précipitations apportées le jour 226 ont fait augmenter le *SRS* dans les deux

typologies avec un dépassement du seuil de stockage seulement au niveau de la tourbière. L'augmentation des quantités d'eau stockées le jour 200 a représenté +20 mm dans la tourbière et seulement +5 mm dans la forêt. Chaque période de précipitations majeures a eu comme conséquence de faire évoluer brièvement l'écart de stockage entre la forêt et la tourbière, correspondant à un stockage d'eau plus important dans la tourbière que dans la forêt. Entre les évènements de précipitations, cet écart a été relativement constant, excepté entre les jours 210 et 226 où le déstockage d'eau a été plus important dans la forêt que dans la tourbière (Figure 4.6D). Cela traduit une circulation plus rapide de l'eau au sein de la tourbière qu'au sein de la forêt.

4.4.4. Mosaïque des surfaces de stockage suivant différentes conditions d'humidité

Quatre périodes de stockage suivant des évènements de précipitations similaires (de 20,1 à 26,4 mm) et suivant différentes conditions de *NPR* (profondeurs de 69 cm, 59 cm, 22 cm et 22 cm dans la forêt) sont représentées dans la Figure 4.7. Bien que les précipitations cumulées ont varié que faiblement (26,4, 23,9, 23,6 et 20,1 mm) entre les évènements sélectionnés (Figure 4.7A), les débits spécifiques cumulés ont largement fluctué, entre 1,4 et 11,9 mm alors que les *ET* cumulées ont diminué de 10,8 à 0,8 mm. Le *SRC* a montré une baisse régulière de 14,2 à 7,4 mm (Figure 4.7B). Cependant, les données de *SRE* ont été plus élevées que celles de *SRC* au cours de trois périodes (17,0, 24,3 et 12,3 mm) et inférieures pour la troisième période (4,7 mm). Les *SRE* ont été plus faibles dans les lanières et les platières que dans les mares (Figure 4.7C). Les *SRE* ont été compris entre 7,6 mm (jours, 256-257) et 13,6 mm (jours, 217-221) dans les platières, 2,9 mm (jours, 217-221) et 13,1 mm (jours, 236-238) dans les lanières, 10,5 mm (jours, 256-257) et 20,7 mm (jours, 217-221) dans les mares. Les mares ont stocké une grande quantité d'eau au cours de la première période comparativement aux lanières et platières. Les *SRE* de la tourbière ont été relativement constants au cours des quatre évènements étudiées (Figure 4.7D) Les *SRE* dans la forêt ont varié suivant la période, avec des stockages très élevés au cours des deux premières périodes (18,9 et 29,9 mm) et des stockages très faibles lors des deux dernières périodes (3,2 et 11,5 mm).

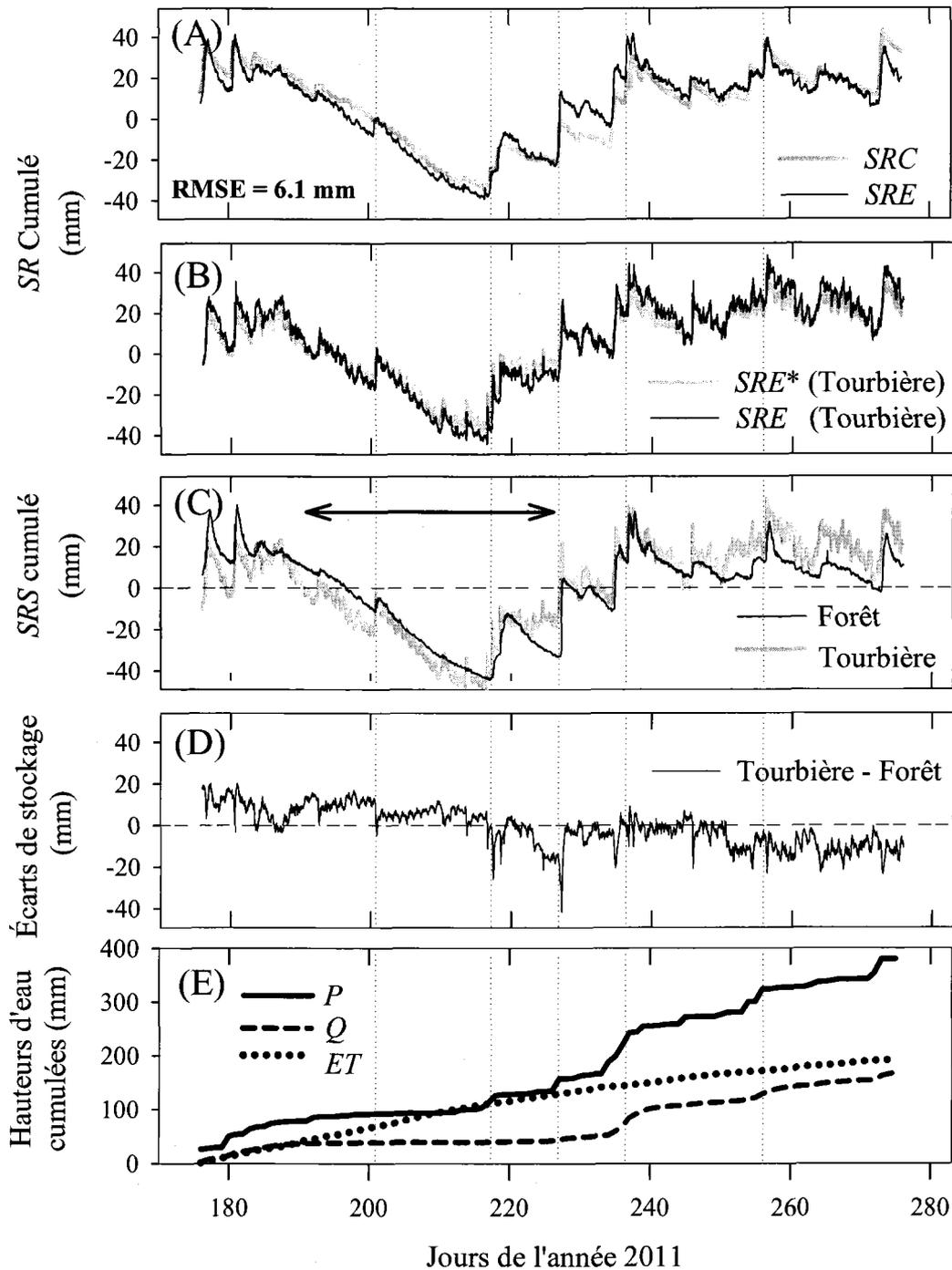


Figure 4.6 : Stockages relatifs cumulés (mm) obtenus avec les modèles *SRC* et *SRE* pour les jours 176-275 (A). Stockages relatifs cumulés (mm) de la tourbière avec les modèles *SRE* et *SRE** (B). *SRS* cumulé (mm) de la tourbière et de la forêt (C). Écart de stockage entre le *SRS* de la forêt et de la tourbière, égal à $\Delta SRS(Forêt) - \Delta SRS(Tourbière)$, ou encore l'écart entre la courbe noire et la courbe grise de 4.6C (D). Hauteurs d'eau (*P*, *Q* et *ET*) cumulées (E). Les flèches indiquent les périodes sans génération de débit majeurs. Les lignes verticales indiquent les dates de références (jour 201) où le *SRS* est égal à zéro dans la forêt et dans la tourbière, et les jours 217, 226, 236, ainsi que 256.

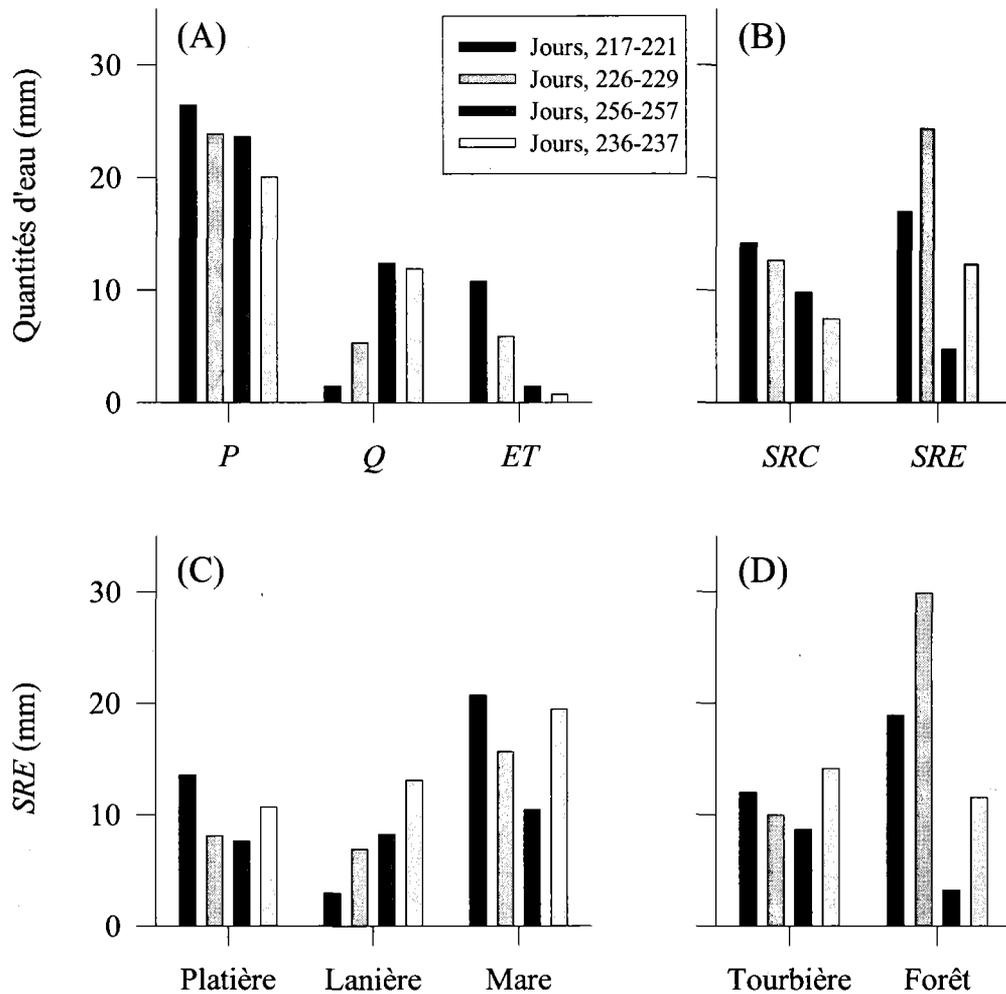


Figure 4.7 : Stockages relatifs (*SRC* et *SRE*), précipitations (*P*), débits (*Q*) et évapotranspiration (*ET*) obtenus au cours de quatre évènements de précipitations similaires (jours 217, 226, 256, 236). Les barres représentent les différents termes du bilan hydrologique (A) et le stockage à l'échelle du bassin versant (B), au travers des typologies spécifiques de la tourbière (lanière, platière et mare) (C), et au niveau de la tourbière et de la forêt (D). Chaque période commence au début de la précipitation et se termine lorsque les débits retournent à une amplitude de 20 % de la pointe de crue (excepté pour l'évènement du jour 236 avec 30 % de la pointe de crue). À noter que les comparaisons en volumes d'eau stockés restent relativement similaires aux données de la figure, mise à part pour le (D) où la forêt est 2,5 fois plus importante que la tourbière. Les durées des quatre évènements de précipitations ont été respectivement de 104h, 19h, 15h et 15h pour les jours de l'année 217, 226, 256 et 236.

4.5. Discussion

4.5.1. Précision du modèle de stockage

Les bilans hydrologiques sont couramment proposés dans la littérature et permettent de comprendre en partie le comportement hydrologique des bassins versants. Ils permettent aussi d'estimer l'*ET* et le stockage (Kellner *et al.*, 2002; Metcalfe *et al.*, 1999; Price *et al.*, 1994; Proulx-McInnis *et al.*, 2012), qui sont des termes difficiles à mesurer. L'objectif principal de cette étude était de décrire les variations estivales de stockage d'un petit bassin versant typique du Haut-Boréal. En revanche, le comportement hydrologique des périodes de fontes printanières qui génère des processus d'écoulements différents que lors des pluies (Hayashi *et al.*, 2003; Spence, 2000) n'a pas été considéré dans ce chapitre.

La précision du modèle de stockage (*SRE*) dépend des capacités de celui-ci à reproduire les variations du stockage. Le modèle proposé dans ce chapitre a considéré uniquement les variations de stockage au travers des couches saturée ($\Delta NPR * S_y$) et particulièrement, celles issues de la déformation de la matrice tourbeuse (ΔNS).

Lorsque l'on considère toute la période d'étude, le modèle (*SRE*) reproduit bien les variations de stockages calculées par le bilan hydrologique (*SRC*). Ce résultat supporte l'hypothèse que les variations de stockage au niveau du bassin versant sont correctement exprimées par les termes : *NP*, *S_y* et *S_d*. En raison de la forte proportion de forêt sur ce bassin versant (72 %), nous pouvons faire l'hypothèse que l'utilisation des *NP* et du *S_y* peuvent permettre à eux seuls une bonne estimation des variations de stockage à l'échelle du bassin (*S_d* n'est pris en compte qu'au niveau de la tourbière, soit sur 28 % à l'échelle du bassin versant).

Ces résultats de simulations représentant les fluctuations saisonnières, n'ont pas été aussi bons à l'échelle journalière (Figures 4.6A et 4.7B). Nous avons observé particulièrement deux périodes de surestimation du *SRC* en conditions de bas *NP* (Figure 4.6A; jours, 217, 226). Ces surestimations du stockage pourraient être dues à des surestimations du *S_y* des couches inférieures à 40 cm de profondeur dans la forêt, qui n'ont pas été très échantillonnées (Chapitre 3, Tableau 3.1). Cependant, les faibles valeurs de *S_y* (0,08) obtenues dans notre étude ne semblent pas surestimées (Banton *et al.* 1997). La variabilité des quantités d'eau apportées au cours des fortes précipitations (Jours 217 et 226) et la difficulté de la mesurer au moyen d'une seule station

de météorologique pourrait aussi être une cause de ces surestimations. D'autres hypothèses sont avancées dans les sections suivantes. En revanche, puisque *SRE* néglige les variations de stockage au sein des couches non saturées et de la canopée, il n'est pas réaliste que les variations de stockage estimées par *SRE* soient supérieures à celles calculées par *SRC*. Ces bonnes estimations pourraient refléter une petite surestimation de *SRE* au travers de la saison ou une sous-estimation de l'*ET*, terme dont l'erreur pourrait être potentiellement élevée. Plusieurs études ont rapporté pour les tourbières et les forêts boréales, des *ET* estivales supérieures à 200 mm (Brümmer *et al.*, 2012; Grelle *et al.*, 1997; Kellner *et al.*, 2002; Lafleur *et al.*, 2005), ce qui est supérieur à la valeur estimée pour ce bassin versant (192 mm).

4.5.2. Importance de l'utilisation de valeurs précises de S_y et de l' ΔNS dans les bilans de stockage

Les résultats ont montré que l' ΔNS a un impact important sur le bilan de stockage de la tourbière. Entre les jours 217 et 275, l' ΔNS a représenté respectivement 27 et 61 % des variations de stockage dans les platières et les lanières (Tableau 4.1). En d'autres termes, les variations de stockage au travers de la porosité efficace ($\Delta NPR * S_y$) ont représenté respectivement 73 et 39 % dans ces deux typologies (Équations 4.7 et 4.8). Ces résultats confirment les hypothèses formulées sur ce même site d'étude par Proulx-McInnis *et al.* (2012) qui suggéraient que l' ΔNS avait un impact important sur les variations de stockage. Nos résultats ont mis en évidence l'importance des déformations de la matrice tourbeuse sur les variations de stockage d'environnements naturels, ce qui est en accord avec les résultats de Kellner *et al.* (2002). Dans leur étude, Kellner *et al.* (2002) ont estimé que 40 % des variations de stockage étaient dues à l'emmagasinement spécifique. Sur la tourbière Abeille, l' ΔNS a représenté environ un tiers (32 %) des variations maximales de stockage en comptant l' ΔNS sous les mares (Tableau 4.1). Toutefois, l'importance de l' ΔNS sur le stockage semble être inférieure en milieu naturel (Kennedy *et al.*, 2005) qu'en milieu anthropisé (Price *et al.*, 1999). Sur une tourbière exploitée, Price *et al.* (1999) ont mesuré une valeur de S_d de 0,13, ce qui était équivalent aux valeurs de S_y (0,10-0,20).

Malgré l'importance de l' ΔNS dans les bilans de stockage des tourbières (Fritz *et al.*, 2008; Kellner *et al.*, 2002; Price *et al.*, 1999); Tableau 4.1), peu de différences ont été observées entre le modèle *SRE* qui tenait compte de l' ΔNS et des variations de S_y avec la profondeur, et le modèle

simplifié SRE^* reposant sur des valeurs de Sy moyens (Figure 4.6B). L'utilisation d'une valeur moyenne de Sy pour chaque typologie spécifique dans le modèle SRE^* se traduit par une surestimation (conditions de NPR bas) et une sous-estimation (conditions de NPR haut) des variations de stockage. Ces différences de stockage ont été observées en conditions de hauts NPR mais sont restées faibles comparativement aux fortes variations de Sy avec la profondeur (Figure 4.2). Ces faibles différences pourraient être expliquées par des processus antagonistes entre une valeur constante de Sy et des valeurs fluctuantes de Sy et de ΔNS . Des conditions de NPR hauts génèrent une sous-estimation du stockage par l'utilisation d'une valeur moyenne de Sy . Sous ces conditions, les variations de stockage au travers de la matrice ($\Delta NPR * Sy$) domine largement le bilan de stockage. En revanche, des conditions de NPR bas génèrent une surestimation des variations de stockage. Le fait d'omettre de considérer ΔNS dans le modèle SRE^* , qui est proportionnellement plus important en conditions de nappes basses, diminue cette différence. L'utilisation de valeurs moyennes de Sy dans les modèles hydrologiques devrait avoir un impact de faible importance sur l'estimation du stockage. Les relations du type stockage *versus* débits devraient permettre une bonne prédiction de ceux-ci. L'utilisation de valeurs moyennes de Sy devrait cependant augmenter les pointes de crue par sous-estimation du stockage. Cependant, d'autres études devraient être réalisées pour confirmer cette hypothèse (voir Chapitre 6).

4.5.3. Mosaïque de capacités de stockage

Le troisième sous objectif de ce chapitre était d'estimer les capacités de stockage de chaque typologie spécifique suivant différentes conditions d'humidité. Pour cela, nous avons mesuré à l'aide du SRE le stockage d'eau de chaque typologie spécifique entre le début d'évènements pluvieux et la fin de la période de crue (correspondant ici au niveau de retour de 20 % de l'amplitude de la pointe de crue). Avant d'interpréter les résultats de cette section, il est important de se rappeler que le modèle SRE ne prédit pas aussi bien les variations de stockage à l'échelle journalière qu'à l'échelle saisonnière.

Tableau 4.1 : Variations de stockage au sein des typologies spécifiques, suivant les fluctuations de la nappe et l'oscillation du niveau du sol, entre les jours 217 et 275. Les calculs sont issus des Équations 4.5 à 4.8 pour chaque typologie spécifique. ΔNPA représente la somme de ΔNPR et ΔNS .

	Forêt	Tourbière	Mares	Lanières	Platières
ΔNPR (mm)	+54	+43*	+80*	+12	+41
ΔNS (mm)		< +18	< +19	+19	+15
ΔNPA (mm)	+54	> +54	> +80	+31	+56

* La valeur contient une proportion d'eau stockée par l' ΔNS mais non mesurée.

À l'échelle de l'évènement, la forêt a montré des variations de stockage plus importantes que la tourbière (Figure 4.7D). Les résultats ont montré que la différence de *SRS* entre la forêt et la tourbière augmentait particulièrement au cours des périodes de bas *NP* (jours, 210-217; 220-226) ou durant les périodes de précipitations (jours, 200, 217, 226) (Figure 4.7D). Sous des conditions similaires d'*ET* (même vitesse de rabattement des *SR* pendant la période sèche) et suivant des dynamiques de stockage semblables entre la forêt et la tourbière, deux hypothèses peuvent être faites. Ne pas représenter les variations de stockage des couches non-saturées dans le modèle *SRE* représente la première hypothèse. L'augmentation continue de l'écart de *SRS* (Figure 4.7D) entre la forêt et la tourbière, sous des conditions de précipitations faibles, pourrait être expliquée par un stockage d'eau dans les couches non-saturées. Celles-ci sont potentiellement plus importantes dans le sol de la forêt. L'interception d'une partie des précipitations par le couvert dense de mousses et de lichens (canopée des espèces de sous-bois) pourrait aussi être envisagée. Certaines études (Kellner *et al.*, 2002; Price *et al.*, 2004; Romanov, 1968; Yazaki *et al.*, 2006) ont mesuré des remontées capillaires importantes dans les sols tourbeux, pouvant atteindre plus de 10 cm (Hogan, 2006a). Le développement de remontées capillaires importantes limite les capacités de stockage d'eau des couches non-saturées, particulièrement lorsque les *NP* sont déjà hauts (notre étude). Les faibles variations de stockage dans la tourbière entre les jours 210 et 217 pourraient être expliquées par la non prise en compte des variations de stockage dans les couches non-saturées du sol, par notre modèle. La seconde hypothèse est la non représentation des flux sub-superficiels dans le modèle, qui peuvent se développer au travers de la forêt, lors des épisodes de

précipitations intenses. Ces écoulements sub-superficiels se développant au-dessus des *NP* ont été observés en été dans d'autres études (Brown *et al.*, 1999; Carey *et al.*, 2001; Frisbee *et al.*, 2007). La couche organique très décomposée observée, lors du carottage du sol forestier (Chapitre 3), pourrait limiter les capacités d'infiltration de l'eau et ainsi favoriser ce type d'écoulement. Les différences de dynamiques de stockage entre la forêt et la tourbière, lors des précipitations du jour 200 (non observées par la station météorologique), pourraient être dues à ce phénomène (Figure 4.6C). Au cours de cet événement, l'augmentation du *SRS* n'a pas été aussi importante dans la forêt que dans la tourbière. Cette différence de stockage a persisté jusqu'au jour 210. Dans leur étude, Branfireun *et al.* (1998) ont proposé que les conditions d'humidité des tourbières en aval soient maintenues par des apports d'eau issus des versants, en-dessous des zones tourbeuses.

Les faibles fluctuations de *SRE* obtenues au sein de la tourbière pour les quatre événements étudiés (Figure 4.7D) ont été surprenantes. Des quantités comparables de stockage d'eau ont été estimées au sein de la tourbière, indépendamment des *NP* mesurés au début des précipitations. Aussi, les quantités d'eau stockées dans la tourbière ont été plus faibles que celles calculées par le modèle *SRC*. Ces observations semblent montrer que les tourbières ont des capacités de stockage limitées, particulièrement lorsque les apports en eau excèdent un certain seuil de stockage. En conditions de déconnexions hydrologiques (bas *NP* et aucun débit), le stockage (*P-ET*) dans la forêt et dans la tourbière devrait être équivalent. Pourtant, aucune observation allant dans ce sens n'a été faite ici (Figure 4.7D). Cette observation indique que l'utilisation des fluctuations de *NP* pour estimer le stockage n'est pas une méthode appropriée à l'échelle de l'événement. À petite échelle de temps, de nombreux phénomènes transitoires (écoulements, humectation, interception...) sont à prendre en compte, rendant l'utilisation seule des *NP* insuffisante pour déterminer les variations de stockage.

À l'échelle de la tourbière, nos résultats ont mis en évidence les fortes capacités de stockage des mares comparées à celles des lanières ou des platières (Figure 4.7C). Ces résultats sont concordants avec ceux d'autres études qui montrent qu'une part importante du stockage de l'eau dans les tourbières peut être réalisée dans les mares (Price *et al.*, 1994; Quinton *et al.*, 1998). Entre des conditions de *NP* bas et de *NP* hauts, les platières ont stocké de 2,6 à 1,4 fois plus d'eau que les lanières (Figure 4.7C). Cette estimation du stockage ne tient cependant pas compte des mares situées majoritairement au niveau des lanières. Les fortes capacités de stockage des mares

réduisent sensiblement l'écart entre les platières et les lanières, réduisant du même coup l'écart entre la tourbière et la forêt. La présence de mares pourrait être une réponse à l'augmentation des quantités d'eau apportées par les précipitations au cours du 20^{ème} siècle dans le nord du Québec (Bégin, 2001; Payette *et al.*, 2004), qui est probablement la cause de l'aqualyse des tourbières (Arlen-Pouliot, 2009; Dissanska, 2012; Payette, 2008). La capacité de stockage des différentes typologies spécifiques de la tourbières semble être équivalente à celle de la forêt (Tableau 4.1). Cependant, la variabilité des capacités de stockage au travers de la tourbière n'est pas en accord avec les suggestions de Spence *et al.* (2006), qui proposent que le comportement hydrologique au sein d'une même unité du paysage soit relativement homogène. La physiographie spécifique des tourbières aqualysées, faites de fortes (mares) et des faibles (tourbe) capacités de stockage, pourrait être une exception.

4.5.4. Origines des débits et effets de seuil

La génération d'un débit requiert que les précipitations excèdent d'une part les pertes d'eau par évapotranspiration et d'autre part, les capacités de stockage des différentes typologies de sol. Dans un petit bassin versant caractérisé par un versant forestier et par une tourbière en aval, deux conditions de stockage peuvent générer un débit : (i) par dépassement des seules capacités de stockage de la tourbière en aval ou, (ii) par dépassement des capacités de stockage de la forêt et de la tourbière. Si les capacités de stockage de la tourbière en aval sont importantes, aucun débit ne peut être généré. Quinton *et al.* (1998) ont utilisé les termes de « déconnexion hydrologique » pour décrire ce processus.

La première condition engendre très peu de débits et sont issus de la tourbière. L'un des principaux événements (24 mm) le jour 226 pourrait en être un exemple. Cette précipitation importante a généré un débit spécifique relativement faible car toute l'eau apportée sur la forêt a été stockée (Figures 4.3 et 4.6A). Le seuil de déversement (*SRS*) a en revanche été dépassé au sein de la tourbière (Figures 4.6B et 4.6C). Sur un bassin versant boréal, Oswald *et al.* (2011) ont montré que pour la majorité des précipitations, moins de 20 % de la superficie du bassin était contributrice à l'écoulement. Cette première condition est schématisée dans la Figure 4.8B (Q_4).

La seconde condition engendre des débits importants, dont l'origine est majoritairement le versant forestier. Ces débits sont dus à l'augmentation significative des surfaces contributives.

Différentes origines spatiales de génération des débits ont été observées précédemment par Kværner *et al.* (2008) sur un bassin versant boréal similaire à notre site d'étude. Les précipitations des jours 234, 255 et 272 illustrent ces conditions (Figure 4.3). Ces résultats suggèrent que dans les bassins versants boréaux qui contiennent une forte proportion de forêt, la « connexion hydrologique » entre les mares de la tourbière (Quinton *et al.*, 1998) n'est pas le principal facteur de contrôle de la génération des débits de pointe. Cette dernière est cependant nécessaire. Cette deuxième condition est schématisée dans la Figure 4.8A (Q_3 et Q_4).

L'effet de seuil qui conditionne une phase d'écoulement ou de stockage a été précédemment observé dans quelques études nordiques (Oswald *et al.*, 2011; Spence *et al.*, 2006). Cet effet est particulièrement visible au travers des surfaces de platière et de lanière (Figure 4.5). L'effet de seuil est caractéristique des zones humides et a été largement représenté dans les modèles hydrologiques (Guertin *et al.*, 1987; Jutras *et al.*, 2009; Liu *et al.*, 2008). Il est dû aux faibles conductivités hydrauliques des matrices organiques qui induisent de faibles capacités de stockage et de drainage. Celles-ci favorisent les écoulements de surface. Nos résultats montrent que ces seuils de stockage restent constants dans le temps et sont indépendants de l'intensité des précipitations (Figure 4.5). Néanmoins, quelques phénomènes d'hystérèses au sein des relations NPR – débits ont été observés. Étant donné que notre modèle de stockage tenait compte de l' ΔNS , ces hystérèses ne peuvent être expliquées par l'élasticité de la tourbe. Ces phénomènes ont été observés uniquement au cours de la période la plus sèche (Figure 4.5B et 4.5E). Ces faibles débits pourraient être générés par un processus de cascade entre les mares amont et les mares aval (semblable à l'effet de cascade entre une série de réservoirs), produisant une dynamique asynchrone entre l'amont et l'aval. Ces hystérèses sont courantes à petites échelles (Kellner *et al.*, 2002), mais rarement observées à l'échelle du bassin versant (Clerc, 2009; Fitzgerald *et al.*, 2003; Spence *et al.*, 2010). Le seuil étrange observé dans la forêt le jour 227 (Figure 4.5H) pourrait être expliqué par des débits provenant uniquement de la tourbière. Ce seuil semble confirmer les deux possibles origines spatiales des débits (forêt + tourbière ou uniquement tourbière), comme précédemment observées par Kværner *et al.* (2008).

Les troisième et quatrième conditions ne génèrent pas de débit. Ces phases interviennent lorsque les nappes sont basses, ce qui engendre d'importantes capacités de stockage dans la forêt ou/et dans la tourbière (Figure 4.8 C et D).

Les écoulements de base provenant de la forêt sont difficiles à mettre en évidence mais la présence de gradients hydrauliques positifs entre la forêt et la tourbière permettent de les envisager (Q_1 , Figure 4.8). En revanche, les très faibles débits mesurés au cours de la période la plus sèche indiquent que la composante de débit d'étiage est relativement faible (Q_2 , Figure 4.8). Ces écoulements de base pourraient donc être négligés dans les bilans hydrologiques. La différence principale entre la forêt et la tourbière est selon toute vraisemblance, la dynamique de stockage. Au contraire de la forêt, une part significative du stockage dans la tourbière se réalise par emmagasinement spécifique (changement de la porosité totale de la tourbe) et devrait donc être pris en compte dans les bilans hydrologiques. Malgré cette particularité des sols tourbeux, nos résultats semblent montrer que la dynamique de stockage entre S_y et l' ΔNS est antagoniste en conditions de NP bas. Lorsque la nappe baisse, la valeur du S_y diminue. Il y a donc moins de variations de stockage pour une baisse équivalente de NP . En revanche, les variations de stockage dues à l' ΔNS restent identiques. Ainsi, plus la nappe baisse, plus la part des variations de stockage dues à l' ΔNS sont importantes. Cette dynamique antagoniste permettrait d'utiliser uniquement des valeurs moyennes de S_y dans les bilans de stockage et donc, de s'affranchir de l'emmagasinement spécifique.

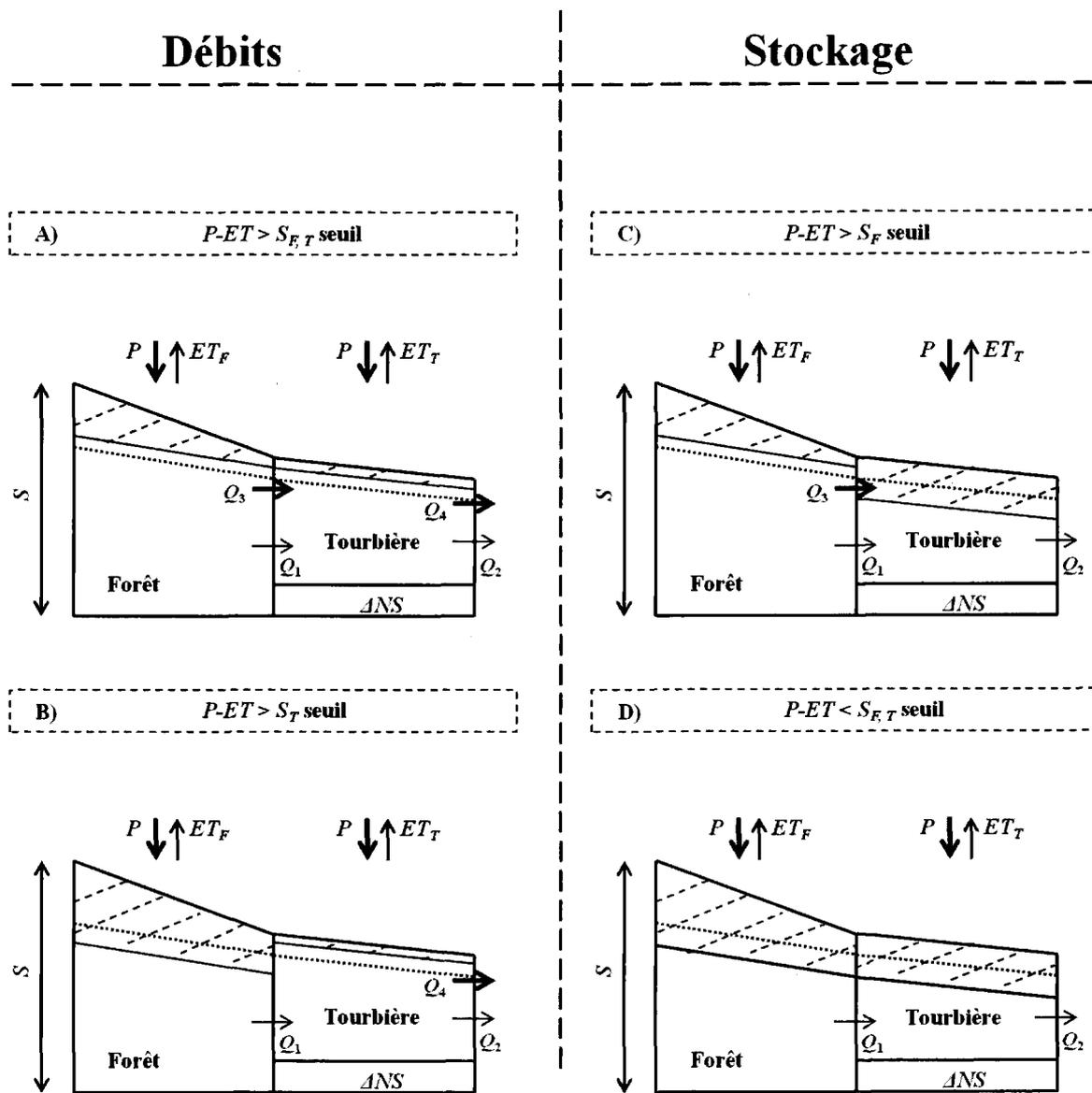


Figure 4.8 : Modèle conceptuel des écoulements de l'eau au travers d'un bassin versant boréal contenant un versant forestier (*F*) et une tourbière minérotrophe en aval (*T*). L'épaisseur des flèches est proportionnelle à l'importance des flux. *P*, *ET*, *S*, ΔNS représentent respectivement les précipitations, l'évapotranspiration, les variations de stockage et les fluctuations du niveau du sol. Q_1 et Q_2 représentent les écoulements de base de la forêt et de la tourbière. Q_3 and Q_4 représentent les écoulements de surface au sein de la forêt et de la tourbière.

4.6. Bilan du chapitre

L'utilisation de quelques paramètres hydro-pédologiques (NP , Sy , ΔNS) dans le modèle de stockage SRE nous a permis de reproduire les fluctuations issues du bilan hydrologique (objectif *i*). Cependant, les résultats de cette étude mettent aussi en avant que les variations de stockage peuvent être estimées à l'échelle de la saison en utilisant uniquement des fluctuations de NP et des valeurs moyennes de Sy pour chaque typologie spécifique (objectif *ii*). À l'échelle de l'évènement de précipitation, l'utilisation de quelques paramètres hydro-pédologiques (NP , Sy , ΔNS), semblent être néanmoins insuffisante pour estimer précisément les variations de stockage. Ces résultats ont été discutés. À la différence de la forêt, les variations de stockage dans la tourbière semblent être relativement indépendantes des conditions d'humidité du sol. Aussi, les mares représentent des réservoirs de stockage importants au sein des tourbières (objectif *iii*). Les différents résultats de ce chapitre nous ont permis de proposer un schéma conceptuel du bilan hydrologique pour les petits bassins versants boréaux (objectif *iv*). Ce schéma reposant sous la forme de deux réservoirs en série (forêt et tourbière) a été utilisé dans le Chapitre 6 au sein d'un modèle de stockage et de l'écoulement de petits bassins versants boréaux.



CHAPITRE 5

MODÉLISATION DE L'ÉCOULEMENT DES EAUX DE SURFACE D'UN BASSIN VERSANT BORÉAL DE TYPE MINÉROTROPHE AU COURS D'UNE CRUE ESTIVALE, À L'AIDE D'UNE APPROCHE MULTI-RÉSERVOIRS

5.1. Résumé

L'écoulement de surface des bassins versants boréaux dépend avant tout des capacités de stockage de chaque typologie de sol. Cependant, cet écoulement peut s'exprimer de différentes façons (ruissellement de surface par excès des capacités d'infiltration, effet piston, *etc...*). Compte tenu de la méconnaissance des dynamiques hydrologiques au sein des tourbières aqualysées, ce chapitre a mis l'accent sur les processus de mélanges des eaux de surface au moyen de traceurs naturels (δ^2H , $\delta^{18}O$). Les objectifs spécifiques de ce chapitre ont été de : (i) caractériser les signatures isotopiques des différentes masses d'eau contenues dans un bassin versant boréal, (ii) évaluer l'importance du mélange des eaux au sein de la tourbière, (iii) tester un modèle de mélange simple et, (iv) estimer la contribution des eaux de pluie et de deux composantes d'eau de sol (tourbière et forêt) au cours d'une crue estivale (Figure 5.1). Des traceurs isotopiques, géochimiques et physiques ont été utilisés pour décrire le comportement hydrologique estival d'un petit bassin versant boréal aqualysé. Un modèle à multiples réservoirs de mélange a également été développé et testé. Enfin, l'évolution spatio-temporelle du mélange a été analysée à l'aide de séparations d'hydrogrammes sur des données simulées. Les résultats de ce chapitre ont montré que le signal isotopique des eaux de surface de la tourbière était de plus en plus affecté par l'évaporation entre l'amont et l'aval, rendant l'utilisation de la méthode classique de séparation d'hydrogrammes, non applicable (signature non constante au sein du bassin versant). En revanche, l'eau de surface dans la forêt a conservé tout au long de l'année une signature isotopique d'eau de pluie. Au cours de la période la plus humide (fin de l'été), cette variabilité spatiale a été largement réduite et un signal isotopique d'eau de pluie a dominé aussi bien dans la forêt que dans la tourbière. La mise en évidence d'un long temps de résidence des eaux de subsurface (> 50 cm de profondeur) suggère qu'elles ne contribuent que faiblement aux

débits de l'exutoire et pourraient donc être ignorées dans les bilans hydrologiques. Les résultats du modèle à multiples réservoirs de mélanges validé par des données hydro-géochimiques, ont illustré un processus de remplissage et de déversement au sein de chaque mare. Les décompositions d'hydrogrammes sur les données simulées d'une crue d'été ont indiqué que l'eau de pré-événement (*PE*, tourbière) représentait près de 90 % des débits à l'exutoire. Ces eaux de *PE* ont été remplacées à l'amont de la tourbière majoritairement par des eaux issues de la forêt. En revanche, l'apport d'eau par les pluies (*E*, précipitation) était régulier au sein de la tourbière ($\approx 20\%$). Ce comportement hydrologique suggère que l'eau de surface des bassins versants boréaux a un temps de résidence relativement court et qu'elle est donc, rapidement renouvelée.

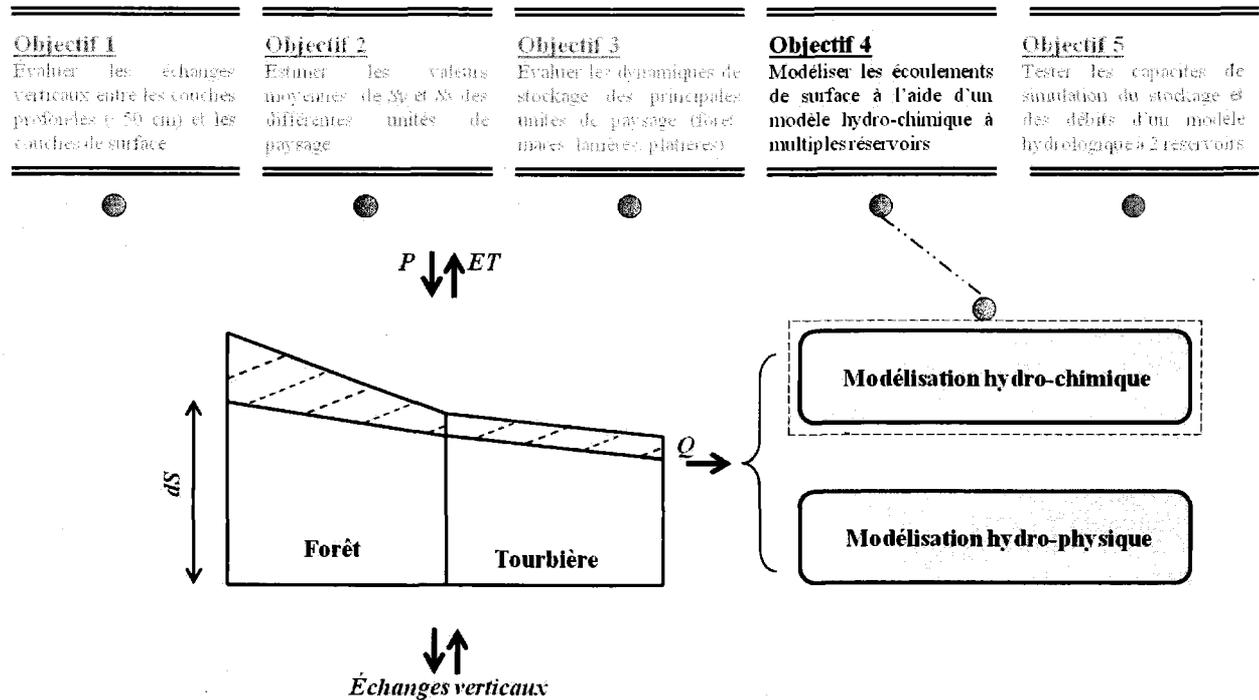


Figure 5.1 : Représentation schématique des cinq principaux objectifs proposés et évalués dans cette thèse. La réalisation de l'objectif 4 est présentée dans ce chapitre.

5.2. Introduction

Les tourbières sont caractérisées par une importante accumulation de tourbe qui peut atteindre occasionnellement plusieurs mètres. Cet important stockage de matières organiques leur confère un rôle prépondérant dans le cycle du carbone. En raison des services écosystémiques non négligeables apportés par ces environnements, de nombreuses études ont été menées ces

dernières décennies dans divers domaines comme : la restauration de sites (Poulin *et al.*, 2013; Rochefort *et al.*, 2006), les transferts de polluants (Devito *et al.*, 1997; Kværner *et al.*, 2006), l'hydrologie (Jutras *et al.*, 2009; Proulx-McInnis *et al.*, 2012), les propriétés physiques des sols (Levrel *et al.*, 2009; Levrel *et al.*, 2010) ou bien les gaz à effet de serre (Kellner *et al.*, 2006; Strack *et al.*, 2008; Nadeau *et al.*, 2013). Malgré ce fort intérêt pour les tourbières, l'hydrologie de celles-ci reste encore mal connue, particulièrement les processus de ruissellement et de mélanges.

Le traçage géochimique des eaux est une méthode couramment utilisée en hydrologie dans le but de qualifier et de préciser les processus hydrologiques en cours dans un bassin versant. Le traçage des eaux de sol ou de ruissellement par la conductivité électrique (*CE*) ou le carbone organique dissous (*COD*) est relativement répandu (Bishop *et al.*, 2004; Creed *et al.*, 2003; Findlay *et al.*, 2001; Kværner *et al.*, 2006). Cependant, bien que le *COD* soit un bon indicateur des couches organiques en dégradation, ce traceur n'est pas conservatif et son utilisation reste limitée à l'identification de l'origine des écoulements.

La décomposition isotopique d'hydrogrammes (*DIH*) représente une méthode standard permettant d'estimer la proportion des eaux de pluie (*E*) et des eaux stockées (pré-événement; *PE*) dans les débits. Au cours des dernières décennies, les *DIH* ont été largement utilisées sur les zones humides (Gibson *et al.*, 2000; Hayashi *et al.*, 2004; Kværner *et al.*, 2006; Laudon *et al.*, 2002; Laudon *et al.*, 2007; Metcalfe *et al.*, 2001). Comme pour les autres bilans de masse, l'une des hypothèses est l'homogénéité du signal isotopique (c.-à-d., un mélange complet des eaux dans un réservoir défini). Cependant, cette hypothèse dans les *DIH* à deux ou trois composantes est parfois non validée, rendant les résultats incertains (Buttle, 1994). La majorité des études montrent que les débits aux sorties des zones humides sont composés d'une proportion très importantes d'eau de *PE* (Brassard *et al.*, 2000; Fitzgerald *et al.*, 2003; Kværner *et al.*, 2008; Laudon *et al.*, 2002; Metcalfe *et al.*, 2001; Waddington *et al.*, 1993). Sur un bassin versant composé de forêt et de zones humides, Waddington *et al.* (1993) ont expliqué la forte proportion des eaux de *PE* par un mélange rapide de l'eau de l'*E* avec les eaux stockées. Cette hypothèse a été testée dans une étude portant sur la modélisation des chroniques de signaux géochimiques à l'exutoire d'une zone humide (Brassard *et al.*, 2000). Leurs résultats ont montré que les processus de mélanges étaient importants au cours des faibles et des fortes intensités de précipitations. Cependant, une autre étude en domaine boréal a montré que le mélange des eaux de l'*E* avec

celles de *PE* était de moindre importance (Kværner *et al.*, 2008) et qu'un processus de piston chassant l'eau de *PE* du bassin versant, pouvait être possible au cours de l'été (Kværner *et al.*, 2006).

L'aqualyse forme au sein des tourbières minérotrophes un complexe de mares peu profondes (< 50 cm), allongées perpendiculairement à la pente topographique dominante qui représente la direction principale de l'écoulement. Cette particularité morphologique des tourbières aqualysées, oblige la majeure partie de l'écoulement de surface à traverser les mares. Ces multiples petits réservoirs, en étant hydrologiquement déconnectés (Quinton *et al.*, 1998) au cours des périodes sèches, pourraient favoriser des processus de remplissage et de déversement (Spence *et al.*, 2003) au cours des principaux événements de précipitations. Ce comportement hydrologique de remplissage et de déversement induit probablement une variabilité spatiale du signal géochimique au travers du bassin versant. Cette variabilité induirait l'obligation d'utiliser un modèle à multiples réservoirs de mélanges dans le but d'estimer et de comprendre les processus hydrologiques au sein de ces petits bassins versants boréaux.

Afin d'améliorer nos connaissances sur le comportement hydrologique des tourbières minérotrophes aqualysées, ce chapitre a mis l'accent sur l'étude du mélange des eaux au moyen de traceurs isotopiques naturels (δ^2H , $\delta^{18}O$). Les objectifs spécifiques de ce chapitre ont été de : (i) caractériser les signatures isotopiques des différentes masses d'eau contenues dans un bassin versant boréal, (ii) évaluer l'importance du mélange des eaux au sein de la tourbière, (iii) tester un modèle de mélange simple et, (iv) estimer la contribution des eaux de pluie et de deux composantes d'eau de sol (tourbière, forêt) au cours d'une crue estivale.

5.3.Méthode

Ce chapitre comprend deux parties. La première partie présente une étude descriptive des variations spatiales et temporelles de la géochimie des eaux de pluie et du sol, échantillonnées entre 2008 et 2012, sur le bassin versant Abeille (Figure 1.9). La seconde partie porte sur l'évaluation d'un modèle de mélange à multiples réservoirs sur une crue de juin 2011 (jours 172-179).

5.3.1. Données hydrométéorologiques

Les débits de la crue de juin 2011 ont été acquis à l'aide de deux canaux trapézoïdaux, disposés en série (section 4.3.1). Les précipitations ont été acquises par la station météorologique du site Aéroport (section 4.3.1) et les *NPR* (F1, S2 et N6) ont été mesurés suivant la méthode décrite au Chapitre 2 (section 2.3.4). Les variations de stockage ont été estimées au sein de la tourbière en faisant le produit des variations des *NPR* par les valeurs moyennes de S_y . Suite aux résultats du Chapitre 4 qui ont montré que l'emmagasinement spécifique était relativement négligeable à l'échelle de la tourbière, celui-ci n'a pas été considéré.

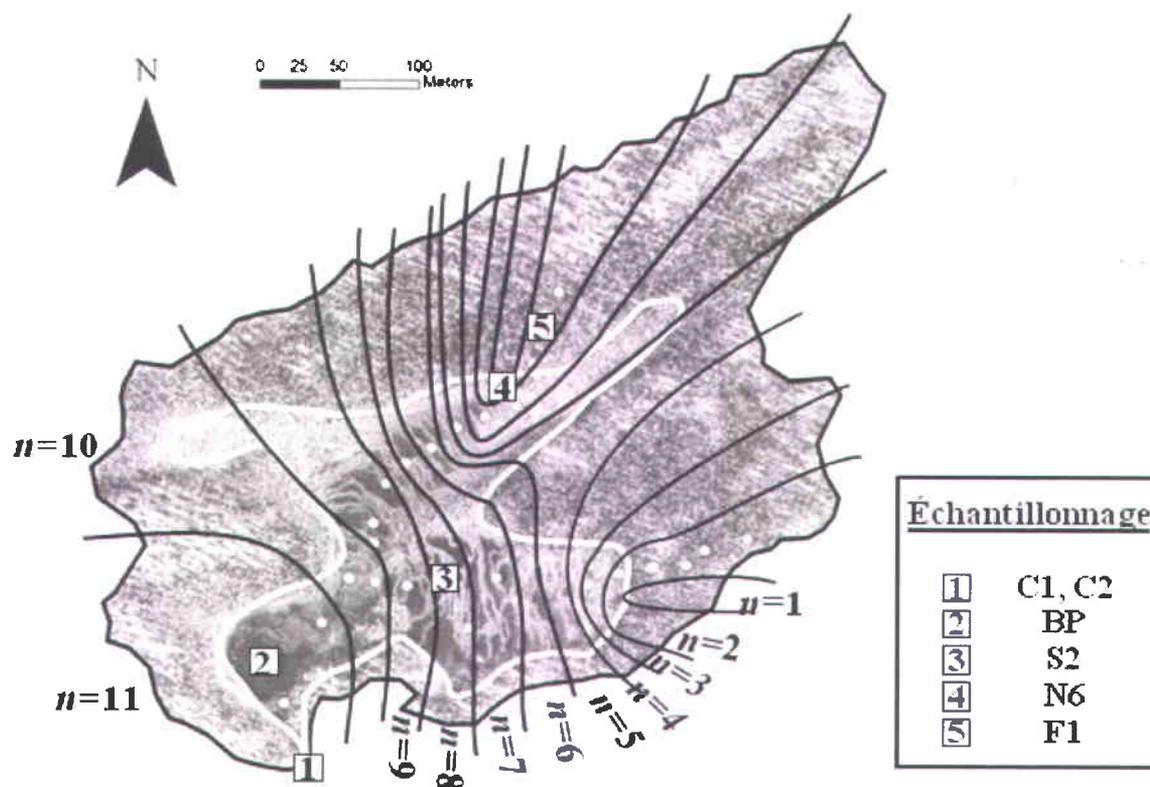


Figure 5.2 : Représentation schématique du découpage du bassin versant Abeille en onze grands réservoirs ($n = 1$ à 11). Chaque grand réservoir compris entre $n = 1$ et $n = 4$ est représenté par deux sous-ensembles formant un seul grand réservoir. Le trait blanc délimite la tourbière de la forêt. Les traits noirs représentent les limites de chaque grand réservoir. Les carrés et les cercles blancs représentent respectivement les sites d'échantillonnage et les deux transects de prélèvements des eaux de surface réalisés en 2011 et 2012.

5.3.2. Données hydro-physiques

Les données de conductivité électrique (*CE*) ont été acquises au pas de temps de 15 minutes entre juin et octobre 2011 à l'aide d'une sonde ODEON munie d'un enregistreur de données (Neotek-Ponsel; ODEON; <http://www.ponsel-web.com>). Les *CE* des eaux de sol ont été périodiquement mesurées à l'aide de cette même sonde. L'incertitude analytique a été estimée à $\pm 1 \mu\text{S cm}^{-1}$. Les profils de températures dans les mares et dans la tourbe ont été acquis au pas de temps horaire à l'aide de capteurs de températures (HOBO Pro V2; Onset Computer Corp; résolution, $\pm 0.2^\circ\text{C}$). Une chaîne verticale de capteurs de température (à 5, 15 et 30 cm de profondeur), attachée à une bouée a été disposée au centre de deux mares peu profondes (≈ 30 cm; N6P et S2P; Figures 1.8, 1.9 et 5.2). La même méthode a été utilisée pour la mare la plus profonde (≈ 250 cm; BP), avec une chaîne contenant cinq capteurs (à 5, 10, 60, 100 et 150 cm). Cinq capteurs de température fixés à un tasseau de bois suivant un profil vertical ont été insérés dans la tourbe au niveau de chacun des sites N6 et S2 (Figures 1.9 et 5.2).

5.3.3. Données géochimiques

Les eaux de l'exutoire, de la pluie, de la neige et du sol ont été échantillonnées manuellement entre 2008 et 2012 pour les analyses isotopiques ($\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$) et pour le carbone organique dissous (*COD*). L'échantillonnage d'une crue (jours 172-179) a été réalisé à l'exutoire suivant une fréquence de prélèvement d'environ sept échantillons par jour. Les eaux du sol et des mares ont été échantillonnées avant (jour 175) et après (jour 175) la pointe de crue, afin d'évaluer les processus de mélange. Ce jeu de données a été complété par des prélèvements (27) d'eau de surface (mares, tourbière et forêt) réalisés suivant deux transects amont-aval en juin et octobre 2012 (Figure 5.2). Les précipitations ont été échantillonnées à l'aide d'une feuille de plastique blanc ($\approx 1 \text{ m}^2$) légèrement inclinée, disposée environ 1 m au-dessus du sol (Figure 1.11C). Les gouttelettes d'eau ont été collectées en utilisant une raclette. Tous les échantillons ont été filtrés à $0,45 \mu\text{m}$ et entreposés à 4°C avant les analyses en laboratoire. Des bouteilles de verre opaque préalablement acidifiées (acide sulfurique) ont été utilisées pour le *COD*.

Les analyses de *COD* ont été réalisées par le laboratoire de l'INRS-ETE au moyen d'un analyseur Shimadzu TOC-VCPH ($\pm 0,05 \text{ mg l}^{-1}$ pour la majorité des échantillons). Les signatures

isotopiques (δ^2H et $\delta^{18}O$) ont été obtenues en majorité au moyen d'un spectromètre LGR, LWIA (Liquid Water Isotope Analyzer) modèle 30d (Los Gatos Research Inc., Mountain View, Californie, USA; <http://www.lgrinc.com/>), équipé d'un auto-injecteur LC-PAL. Les valeurs de δ^2H et de $\delta^{18}O$ (‰) ont été référencées d'après le standard international V-SMOW (Vienna-Standard Mean Ocean Water). L'incertitude analytique était de ± 1 ‰ pour δ^2H et de $\pm 0,2$ ‰ pour $\delta^{18}O$. L'excès en deutérium (*d-excess*, ‰) a été calculé d'après l'équation $d-excess = \delta^2H - 8\delta^{18}O$ (Dansgaard, 1964), où δ^2H et $\delta^{18}O$ correspondent aux rapports isotopiques obtenus pour chaque échantillon. Habituellement, des valeurs de *d-excess* proches de 10 ‰ sont obtenues pour les précipitations qui sont directement issues de l'évaporation des masses d'eaux océaniques. Les valeurs de *d-excess* peuvent être modifiées par l'évaporation des eaux continentales. Ceci permet de distinguer différents processus de recharge au sein des bassins versants.

5.3.4. Sous-modèle hydrologique

Afin de représenter la variabilité spatiale du signal isotopique au sein de la tourbière, le bassin versant (13 ha) a été subdivisé en onze grands réservoirs successifs. Un découpage en onze grands réservoirs a permis de tenir compte d'une variabilité du signal isotopique entre l'amont et l'aval de la tourbière. La Figure 5.2 propose une représentation de ce découpage. Chaque grand réservoir est composé de surfaces élémentaires de tourbe, mare et forêt. Chaque grand réservoir (composées de tourbe, mare et forêt) est représenté par la notation « *n* » allant de 1 à 11. Les proportions de forêt (72 %) et de tourbière (28 %), du bassin versant Abeille, ont été conservées dans chaque grand réservoir. Les typologies de tourbière ont été divisées en surfaces élémentaires de tourbe et de mare (Tableau 5.1). Il existe une exception pour le grand réservoir ($n = 1$), où la typologie de tourbière est représentée uniquement par une mare. Afin de reproduire l'augmentation du pourcentage de surfaces d'eaux libres en direction de l'aval (tourbière de plus en plus aqualysée vers l'aval), une augmentation linéaire de la proportion des mares de 3 à 14,5 % (par grand réservoir) a été appliquée au travers des onze grands réservoirs.

L'hypothèse directrice pour ce sous-modèle hydrologique est que le débit de chaque exutoire de chaque grand réservoir cumulé est proportionnel à la surface drainée par ceux-ci. Compte tenu de la petite superficie du bassin versant étudié et donc, de la réactivité rapide des débits aux

précipitations, les débits des onze grands réservoirs ont été calculés en série. Des débits au pas de temps horaire ont été utilisés dans ce chapitre.

Deux périodes hydrologiques (stockage et vidange) ont été considérées en accord avec les résultats d'autres études (Kværner *et al.*, 2008; Quinton *et al.*, 1998). Lorsque les *NPR* étaient en-dessous d'un seuil de déversement, la période de stockage était active. Le seuil pris en compte pour l'ensemble des grands réservoirs était celui mesuré au niveau de la lanière S2. Au cours de la période de stockage, les précipitations ont été stockées dans chacune des surfaces élémentaires, en ne considérant aucun échange entre elles. La période de vidange était active lorsque les *NPR* étaient au-dessus du seuil de déversement. Ce modèle n'a considéré aucune alternance entre période de stockage et de vidange.

Tableau 5.1 : Paramètres géochimiques et physiographiques utilisés dans le modèle. Les surfaces élémentaires (Surfaces É.) représentent les surfaces de tourbe, mare et forêt des grands réservoirs 1 à 11.

Réservoirs cumulés	1	1 à 2	1 à 3	1 à 4	1 à 5	1 à 6	1 à 7	1 à 8	1 à 9	1 à 10	1 à 11
Aire drainée (%)	1,5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
Cumulées (ha):	0,195	1,3	2,6	3,9	5,2	6,5	7,8	9,1	10,4	11,7	13,0
Réservoirs (<i>n</i>)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Surfaces É. (m ²):											
Tourbe	0	3392	3264	3076	2888	2700	2512	2324	2136	1948	1760
Mare	60	188	376	564	752	940	1128	1316	1504	1692	1880
Forêt	1890	7470	9360	9360	9360	9360	9360	9360	9360	9360	9360
Total réservoir (ha):	0,195	1,105	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3
Échantillon. (Jours)											
Tourbe	N6	F1						S2			C1
Mare	175,177							175,177			175,177
Forêt	175,177							175,177			175,177
Exutoire		175,177									172-179
Rapports isotopiques utilisés à t_0 (‰)											
δ^2	-107,1	-105,5	-103,8	-102,2	-100,6	-98,9	-97,4	-95,7	-95,7	-95,7	-105,0
δ^{18}	-13,6	-13,2	-12,8	-12,4	-12,0	-11,6	-11,2	-10,8	-10,8	-10,8	-13,0

À la fin de la période de stockage (première période), la totalité des précipitations apportées pendant cette période a été ajoutée dans chacune des surfaces élémentaires de tourbe et de mare et mélangée au volume d'eau présent avant l'évènement. En raison d'une différence de porosité efficace entre la tourbe ($\phi_{e_{pt}}$) et les mares ($\phi_{e_{pl}}$), une seconde étape a été nécessaire afin d'égaliser les *NPR* entre les mares et la tourbe. Au sein des surfaces élémentaires de forêt, nous avons fait l'hypothèse d'un écoulement de type « piston » sans mélange avec les eaux de précipitations.

Les surfaces élémentaires de tourbe et de mare (où le mélange des eaux se produit) ont été représentées par des réservoirs de profondeur identiques dans les onze grands réservoirs à savoir Z_{pt} (tourbe) et Z_{pl} (mare). Néanmoins, le volume de chaque réservoir est différent en raison de la variabilité des aires contributives (Tableau 5.1). Une analyse de sensibilité permettant d'ajuster les profondeurs de mélange des réservoirs de tourbe (Z_{pt}) et de mare (Z_{pl}) aux données d'observation a été utilisée (détaillée dans les sections suivantes). Nous avons supposé que les NPR étaient identiques au sein des réservoirs de mare et de tourbe, au seuil de déversement. En d'autres termes, le seuil de déversement est identique pour la tourbe et les mares.

- Équations en période de stockage

L'augmentation des NPR (Z_{thres}) pour atteindre le seuil de déversement (Z_{thres} représente ici une hauteur d'eau), due à l'apport de précipitations dans la partie de tourbière d'un grand réservoir n est décrite dans l'Équation (5.1) et représentée dans la Figure 5.3:

$$Z_{thres,n} = \left(\frac{Z_p}{\emptyset e_{pt}} \cdot \frac{A_{pt,n}}{(A_{pt,n} + A_{pl,n})} \right) + \left(Z_p \cdot \frac{A_{pl,n}}{(A_{pt,n} + A_{pl,n})} \right) \quad (5.1)$$

où, $Z_{thres,n}$ représente l'augmentation du niveau d'eau (m); $A_{pt,n}$ et $A_{pl,n}$, les superficies de tourbe et de mare (m²) d'un grand réservoir n ; Z_p , l'apport d'eau par les précipitations pour atteindre le seuil de déversement (m); et $\emptyset e_{pt}$, la porosité efficace de la tourbe (%).

$Z_{thres,n}$ permet de calculer le volume d'eau initial dans les réservoirs de mare ($V_{pl}(t_0)$) et de tourbe ($V_{pt}(t_0)$) d'un grand réservoir n . Le volume d'eau stocké dans la mare ($S_{pl,n}$) pour d'atteindre le seuil de déversement est donné par l'Équation (5.2):

$$S_{pl,n} = Z_{thres,n} \cdot A_{pl,n} \quad (5.2)$$

Le volume d'eau ($f'_{pt,n}$) issu d'un réservoir de tourbe et se déversant dans une mare est donné par l'Équation (5.3) :

$$f'_{pt,n} = (Z_{thres,n} - Z_{p,n}) \cdot A_{pl,n} \quad (5.3)$$

où $Z_{p,n}$ représente l'apport d'eau par les précipitations pour atteindre le seuil de déversement (m) dans la mare (m^3) au cours de la période de stockage et pour un grand réservoir n .

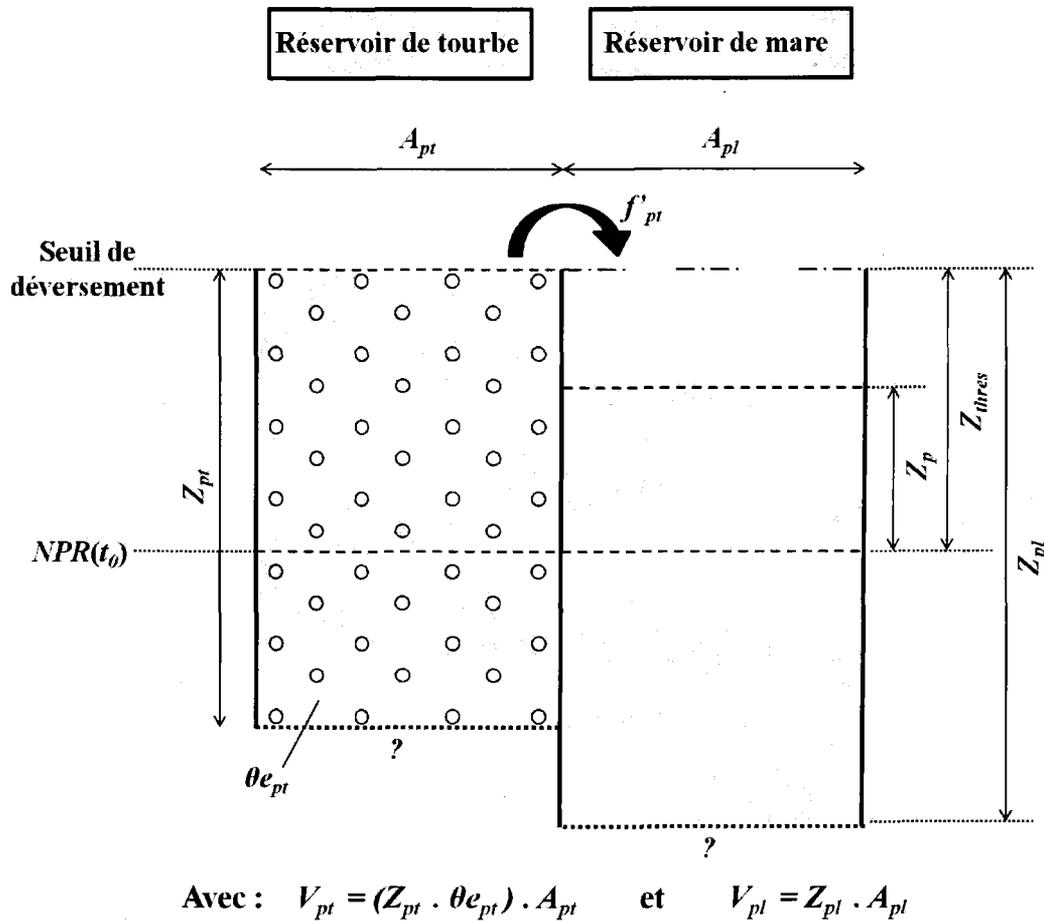


Figure 5.3 : Représentation schématique du remplissage des réservoirs tourbe et mare en période de stockage. Le réservoir de tourbe contient une matrice poreuse de porosité efficace θe_{pt} . L'apport d'eau par les précipitations fait augmenter plus rapidement le NPR dans le réservoir de tourbe que dans le réservoir de mare. L'excès d'eau (f'_{pt}) permet de remplir le réservoir de mare, jusqu'au seuil de déversement. Les profondeurs totales des deux réservoirs sont déterminées ultérieurement à l'aide d'une analyse de sensibilité.

Le volume d'eau stocké dans la tourbe ($S_{pt,n}$) pour d'atteindre le seuil de déversement est donné par $S_{pt,n} = Z_{thres,n} \cdot A_{pt,n}$ mais sans la connaissance de $Z_{thres,n}$ il s'exprime par :

$$S_{pt,n} = (Z_{p,n} \cdot A_{pt,n}) - f'_{pt,n} \quad (5.4)$$

Les volumes d'eau initiaux dans les réservoirs de tourbe ($V_{pt}(t_0)$) et de mare ($V_{pl}(t_0)$) pour un grand réservoir n sont donnés par les Équations (5.5) et (5.6) :

$$V_{pt,n}(t_0) = (Z_{pt,n} \cdot \theta_{e_{pt}} \cdot A_{pt,n}) - S_{pt,n}(t) \quad (5.5)$$

$$V_{pl,n}(t_0) = (Z_{pl,n} \cdot A_{pl,n}) - S_{pl,n}(t) \quad (5.6)$$

où $V_{pt,n}(t_0)$ et $V_{pl,n}(t_0)$ représentent respectivement les volumes initiaux (t_0) d'eau des réservoirs de tourbe (m^3) et de mare (m^3) d'un grand réservoir n .

- Équations en période de vidange (dépassement du seuil de déversement)

Au cours de la période de vidange (lorsque le seuil est dépassé), nous avons distingué deux origines d'apports en eau. Les apports d'eau par les précipitations (sur les surfaces de tourbe et de mare) et les apports d'eau issus des versants (eau de la forêt). Ces apports s'expriment par la fonction SDP qui représente la « *specific discharge production* » ($m^3 h^{-1}$). Pour chaque surface élémentaire, la SDP est proportionnelle à l'aire drainée par celle-ci (Équation 5.7).

$$SDP_{x,n}(t) = \frac{f_c(t) A_{x,n}}{A} \quad (5.7)$$

où $f_c(t)$ et A représentent respectivement le débit total à l'exutoire du bassin versant ($m^3 h^{-1}$) au temps t et l'aire du bassin versant (m^2). $SDP_{x,n}$ et $A_{x,n}$ représentent les débits ($m^3 h^{-1}$) et la surface (m^2) du réservoir x d'un grand réservoir n .

En se référant à la Figure 5.4, un réservoir de tourbe avec un volume fini $V_{pt,n+1}$ (égal à $Z_{pt,n+1}$ par $\theta_{e_{pt}}$ par $A_{pt,n+1}$), pour un grand réservoir $n+1$, reçoit des apports en eau issus des pluies ($SDP_{pt,n+1}$) et de la mare en amont ($f_{pl,n}$). Lors de la période de vidange, tous les réservoirs sont au seuil de déversement. Ainsi, l'ensemble du volume d'eau reçu par un réservoir est transmis au réservoir suivant. À noter que seule, la vidange, est considérée comme une perte d'eau. Nous avons fait l'hypothèse que l'évapotranspiration était négligeable au cours d'une forte précipitation. Ainsi, l'évapotranspiration n'a pas été considérée dans ce modèle. Ensuite, l'excès d'eau dans le réservoir de tourbe ($f_{pt,n+1}$) est transféré à la mare $n+1$ (juste en aval du réservoir de tourbe) avec un volume fini $V_{pl,n+1}$ (égal à $Z_{pl,n+1}$ par $A_{pl,n+1}$). En plus des apports en eau issus du réservoir de tourbe, le réservoir de mare reçoit des apports en eau issus des pluies ($SDP_{pl,n+1}$) et de la forêt ($SDP_{F,n+1}$). L'excès d'eau dans le réservoir de mare ($f_{pl,n+1}$) d'un grand réservoir $n+1$ est transféré

au réservoir de tourbe d'un grand réservoir $n+2$ (en aval). Le sous-modèle hydrologique est décrit au travers des Équations (5.8) et (5.9):

$$f_{pt,n+1}(t) = SDP_{pt,n+1}(t) + f_{pl,n}(t) \quad (5.8)$$

$$f_{pl,n+1}(t) = SDP_{F,n+1}(t) + SDP_{pl,n+1}(t) + f_{pt,n+1}(t) \quad (5.9)$$

Pour chaque pas de temps (1h), le débit est égal au débit observé à l'exutoire du bassin versant (grand réservoir 11).

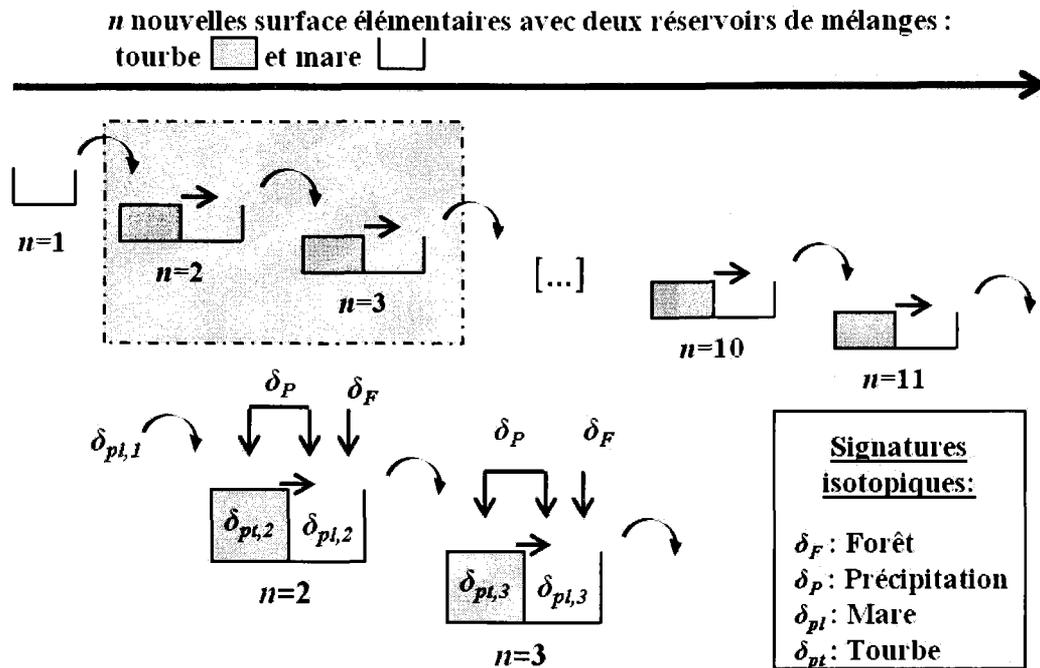


Figure 5.4 : Modèle schématique du processus de remplissage et de déversement modélisé dans les onze grands réservoirs, ainsi qu'un exemple de rapports isotopiques dans les réservoirs de tourbe et de mare des nouvelles surfaces élémentaires 2 et 3.

5.3.5. Sous-modèle géochimique

Le sous-modèle géochimique est basé sur des bilans de conservation de masses pour les deux traceurs isotopiques. Les précipitations et l'eau issue de la forêt représentent les apports, et les débits aux exutoires représentent les exports. Aucun export d'eau par évaporation n'a été considéré.

Au cours de la période de stockage, les rapports isotopiques (δ^2 , δ^{18}) des précipitations ont été calculés par une méthode d'incrémentation des valeurs entre les périodes d'échantillonnage. Ces valeurs ont ensuite été pondérées (McDonnell *et al.*, 1990) par les taux de précipitation comme décrit dans l'Équation (5.10) :

$$\delta^{18}O = \sum_{i=1}^j P_i \delta_i / \sum_{i=1}^j P_i \quad (5.10)$$

où δ_i et P_i représentent respectivement le signal isotopique (‰) des précipitations échantillonnées (échantillon i) et les quantités d'eau apportées par les pluies entre deux échantillons.

Les rapports isotopiques des réservoirs de tourbe (δ^2_{pt}) et de mare (δ^2_{pl}), d'un grand réservoir n , à la fin de la période de stockage (t), sont calculés d'après le mélange entre la signature isotopique des pluies incrémentée et pondérée, et les eaux déjà stockées dans chaque réservoir. La chronologie des événements est représentée dans la Figure 5.5. Les Équations (5.11) et (5.12) sont :

$$\delta^2_{pt,n}(t) = \frac{(V_{pt,n} \cdot \delta^2_{pt,n}(t_0)) + (SDP_{pt,n} \delta^2_p)(t)}{V_{pt,n} + SDP_{pt,n}} \quad (5.11)$$

$$\delta^2_{pl,n}(t) = \frac{(V_{pl,n} \cdot \delta^2_{pl,n}(t_0)) + [(SDP_{pl,n} \delta^2_p) + (f_{pt,n} \delta^2_{pt,n})](t)}{V_{pt,n} + SDP_{pt,n} + f_{pt,n}} \quad (5.12)$$

où $\delta^2_{pt,n}(t_0)$ et $\delta^2_p(t)$ représentent respectivement les rapports isotopiques en deutérium (‰) de la tourbe et des précipitations et $\delta^2_{pl,n}(t_0)$ et $\delta^2_p(t)$ les rapports isotopiques en deutérium (‰) des mares et des précipitations d'un grand réservoir n aux temps (t_0) et (t). $f_{pt,n}(t)$ et $\delta^2_{pt,n}(t)$

représentent respectivement l'excès d'eau (m³) dans le réservoir de tourbe n et le rapport isotopique en deutérium (‰) de la tourbe au temps (t).

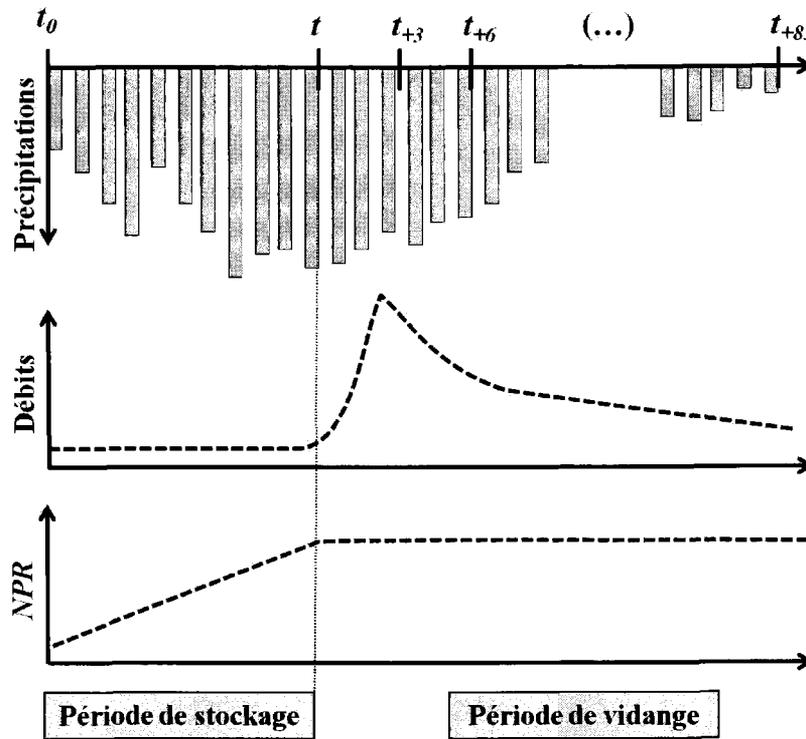


Figure 5.5 : Représentation chronologique des événements. L'évènement commence au temps t_0 avec le remplissage des réservoirs de tourbe et de mare. La période de stockage est considérée comme un seul pas de temps ($t - t_0$). La période de vidange commence au temps t et se poursuit jusqu'au temps t_{+83} . Au cours de cette période, un débit est généré par dépassement du seuil de déversement des réservoirs. Les NPR des réservoirs de tourbe et de mare restent au niveau du seuil de déversement tout au long de la période de vidange.

Au cours de la période de vidange, les rapports isotopiques des précipitations ont été calculés suivant l'Équation (5.10). Les rapports isotopiques des eaux de la forêt (δ^2_F et δ^{18}_F) ont été fixés pour toute la période de la crue, d'après les résultats obtenus par échantillonnage.

Les rapports isotopiques des réservoirs de tourbe ($\delta^2_{pt,n+1}$) et de mare ($\delta^2_{pl,n+1}$), d'un grand réservoir $n+1$, au temps ($t+1$), sont calculés d'après les pondérations des différentes masses d'eau comme décrit dans les Équations (5.13) et (5.14) :

$$\delta^2_{pt,n+1}(t+1) = \frac{\left[\left((SDP_{pt,n+1} \delta^2_p) + (f_{pl,n} \delta^2_{pl,n}) \right) (t+1) + \left((A_{pt,n+1} Z_{pt,n+1}) \delta^2_{pt,n+1}(t) \right) \right]}{\left[(SDP_{pt,n+1} + f_{pl,n+1}) + (A_{pl,n+1} Z_{pl,n+1}) \right] (t+1)} \quad (5.13)$$

où $\delta_{pl,n+1}^2$, δ_p^2 , $\delta_{pl,n}^2$ représentent respectivement les rapports isotopiques en deutérium (‰) de la tourbe, des précipitations et de la mare d'un grand réservoir $n+1$ et n , au temps $(t+1)$. $\delta_{pl,n+1}^2(t)$ représente le rapport isotopique en deutérium (‰) de la tourbe d'un grand réservoir $n+1$ au temps (t) .

$$\delta_{pl,n+1}^2(t+1) = \frac{[(SDP_{F,n+1} \delta_F^2) + (SDP_{pl,n+1} \delta_p^2) + (f_{pt,n+1} \delta_{pt,n+1}^2)](t+1) + [(A_{pl,n+1} Z_{pl,n+1}) \delta_{pl,n+1}^2(t)]}{[(SDP_{F,n+1} + SDP_{pl,n+1} + f_{pt,n+1}) + (A_{pl,n+1} Z_{pl,n+1})](t+1)} \quad (5.14)$$

où $\delta_{pl,n+1}^2$, δ_p^2 , $\delta_{pl,n+1}^2$, δ_F^2 représentent les rapports isotopiques en deutérium (‰) de la mare, des précipitations, de la tourbe et de la forêt, d'un grand réservoir $n+1$, au temps $t+1$. $\delta_{pl,n+1}^2(t)$ représente les rapports isotopiques en deutérium (‰) de la mare d'un grand réservoir $n+1$ au temps (t) . La même approche a été utilisée pour déterminer les rapports isotopiques en oxygène (‰).

Le modèle requiert *a priori* de connaître les signatures isotopiques des différentes composantes (les rapports isotopiques de la forêt et des onze grands réservoirs). Dans cette étude, les rapports isotopiques ont été obtenus par échantillonnage seulement au sein de trois mares (BP, S2P et N6P) et dans la forêt, avant l'évènement (jour 175) et après la pointe de crue (jour 177). Sur la base d'observations de terrain montrant un enrichissement en isotopes lourds des eaux de surface vers l'aval de la tourbière, nous avons décidé d'incrémenter spatialement la signature isotopique de chaque réservoir (Tableau 5.1) entre le premier (N6P) et le huitième (S2P). Dans la partie aval du bassin versant, nous avons choisi de donner les mêmes signatures isotopiques aux huitième, neuvième et dixième réservoirs. Ces signatures correspondaient au huitième réservoir (S2P). Enfin, le onzième réservoir avait la signature isotopique de la mare la plus profonde (BP).

5.3.6. Analyse de sensibilité

Afin d'obtenir le meilleur paramétrage des profondeurs de mélanges pour les réservoirs de tourbe et de mare, nous avons développé une fonction objective d'erreur (Y) basée sur une fonction scalaire normalisée. Cette fonction est définie par la différence des moindres carrés entre les rapports isotopiques (δ^2 et δ^{18}) prédits et observés au niveau des trois mares échantillonnées (N6P, S2P et BP). Les gammes de profondeurs testées ont été respectivement de 0,02 à 0,10 m

(tourbe), 0,10 à 0,30 m (mare) et 0,20 à 1 m (mare la plus profonde, BP). Les profondeurs ont été testées tous les 5 cm pour les réservoirs de tourbe et de mare, et tous les 20 cm pour la mare la plus profonde. Le meilleur paramétrage correspondait à la valeur minimale de la fonction Y comme représenté à la Figure 5.6.

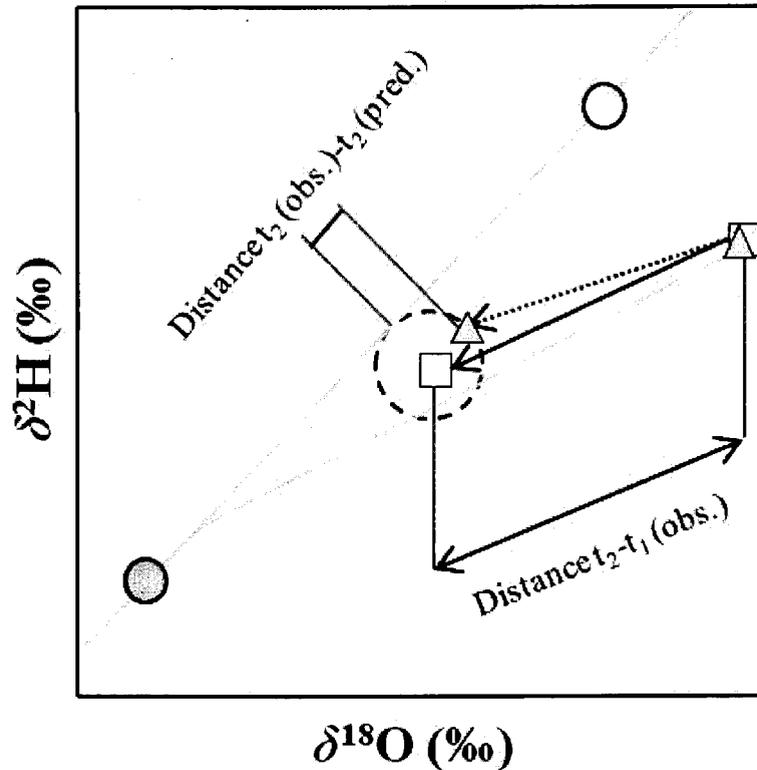


Figure 5.6 : Représentation schématique de l'expression de la fonction objective Y . Les carrés blancs et les triangles gris représentent respectivement les δ^2H et les $\delta^{18}O$ observés et prédits, au niveau d'une mare hypothétique. La fonction Y compare la distance géométrique entre la valeur prédite et la valeur observée après l'évènement, à la distance géométrique entre les valeurs observées avant et après l'évènement. Le cercle en pointillés indique toutes les possibilités pour une même erreur. Les cercles blancs et gris représentent les pôles des précipitations et de la forêt.

$$Y = \sqrt{\sum_{pool=1}^n (\Delta\delta^2)^2 + 8 \cdot (\Delta\delta^{18})} / \sqrt{\sum_{pool=1}^n (d\delta^2)^2 + 8 \cdot (d\delta^{18})} \quad (5.15)$$

où $\Delta\delta^2$ et $\Delta\delta^{18}$ représentent respectivement les déviations entre les valeurs prédites et observées en deutérium et oxygène, après la pointe de crue (jour 177). $d\delta^2$ et $d\delta^{18}$ représentent la déviation isotopique en deutérium et oxygène entre le signal des eaux de PE (jour 175) et le signal de l'eau après la pointe de crue (jour 177). n représente le nombre de mares (trois au maximum). À noter que le chiffre 8 correspond à un facteur d'échelle (la pente moyenne des eaux météoriques).

5.3.7. Décomposition isotopique des hydrogrammes de crues

Les contributions des trois composantes sélectionnées (forêt, tourbière, pluie) aux débits ont été obtenues en utilisant la méthode de *DIH* à trois composantes sur les données simulées de la crue de juin 2011. Les résultats obtenus aux exutoires de trois grands réservoirs ($n = 2, 10$ et 11) ont été interprétés. Pour réaliser ces *DIH* nous avons fixé d'après des données de terrain les rapports isotopiques (δ^2 et δ^{18}) de la tourbière (-95,7 ‰, -10,8 ‰), de la forêt (-122,5 ‰, -17,0 ‰) et des précipitations (-86,9 ‰, -12,4 ‰). Ces différents pôles décrivent un triangle (Figure 5.6), ce qui permet d'éviter les problèmes de colinéarité entre les pôles. Cette méthode permet de vérifier l'hypothèse d'homogénéité du signal isotopique dans chacune des trois composantes.

La *DIH* repose sur l'hypothèse d'une conservation du bilan de masse et décrit la contribution relative des différentes sources d'eau à l'exutoire d'un bassin versant. Dans le cas d'une *DIH* à trois composantes, deux traceurs conservatifs sont nécessaires. Ces traceurs ne doivent pas être colinéaires dans le système à deux dimensions décrit par les axes δ^2H versus $\delta^{18}O$ (Gibson *et al.*, 2000). Les trois pôles considérés dans cette section vérifient visuellement l'hypothèse de non colinéarité (en décrivant un triangle; Figure 5.4).

Pour une *DIH* à trois composantes, l'écoulement total (Q) est égal à la somme des écoulements des trois composantes (Q_1, Q_2, Q_3) comme décrit par l'Équation (5.16).

$$Q = Q_1 + Q_2 + Q_3 \quad (5.16)$$

Les rapports isotopiques de l'eau à l'exutoire (δ^2_Q et δ^{18}_Q) sont égaux à la somme des rapports isotopiques des trois composantes, pondérés par leur contribution volumique respectives à l'écoulement total. Les bilans de masses sont décrits dans les Équations (5.17) et (5.18).

$$Q\delta^2_Q = Q_1\delta^2_1 + Q_2\delta^2_2 + Q_3\delta^2_3 \quad (5.17)$$

$$Q\delta^{18}_Q = Q_1\delta^{18}_1 + Q_2\delta^{18}_2 + Q_3\delta^{18}_3 \quad (5.18)$$

où $\delta^2_1, \delta^2_2, \delta^2_3$ et $\delta^{18}_1, \delta^{18}_2, \delta^{18}_3$, représentent les rapports isotopiques δ^2H et $\delta^{18}O$ des trois composantes Q_1, Q_2, Q_3 .

Le système de trois équations à trois inconnus peut être résolu en utilisant les Équations (5.17) et (5.18) au travers de l'Équation (5.16). Les proportions volumiques de la première, deuxième et troisième composante à l'écoulement total (Q_1/Q ; Q_2/Q ; Q_3/Q) sont décrites dans les Équations (5.19) à (5.21).

$$\frac{Q_1}{Q} = \frac{(\delta_Q^2 - \delta_2^2)(\delta_3^{18} - \delta_2^{18}) + (\delta_Q^{18} - \delta_2^{18})(\delta_2^2 - \delta_3^2)}{\delta_1^2(\delta_3^{18} - \delta_2^{18}) + \delta_3^2(\delta_2^{18} - \delta_1^{18}) + \delta_2^2(\delta_1^{18} - \delta_3^{18})} \quad (5.19)$$

$$\frac{Q_2}{Q} = \frac{(\delta_Q^2 - \delta_1^2)(\delta_3^{18} - \delta_1^{18}) + (\delta_Q^{18} - \delta_1^{18})(\delta_1^2 - \delta_3^2)}{\delta_2^2(\delta_3^{18} - \delta_1^{18}) + \delta_3^2(\delta_1^{18} - \delta_2^{18}) + \delta_1^2(\delta_2^{18} - \delta_3^{18})} \quad (5.20)$$

$$\frac{Q_3}{Q} = \frac{(\delta_Q^2 - \delta_1^2)(\delta_2^{18} - \delta_1^{18}) + (\delta_Q^{18} - \delta_1^{18})(\delta_1^2 - \delta_2^2)}{\delta_3^2(\delta_2^{18} - \delta_1^{18}) + \delta_2^2(\delta_1^{18} - \delta_3^{18}) + \delta_1^2(\delta_3^{18} - \delta_2^{18})} \quad (5.21)$$

5.4. Résultats

5.4.1. Composition isotopique de l'eau et hydrochimie

Les rapports isotopiques des précipitations ont évolué sur une large gamme de δ^2H (-200 à -29 ‰) et de $\delta^{18}O$ (-29,1 à -4,5 ‰), avec des valeurs plus appauvries en hiver qu'en été (Figure 5.7A). Ces rapports ont été divisés suivant deux lignes des eaux météoriques locales (*LMWL*), selon les périodes chaudes (*LMWL1*, $r^2 = 0,93$) et les périodes froides (*LMWL2*, $r^2 = 0,99$). Les caractéristiques de la *LMWL1* ont été une pente de 7,68 ($\pm 0,21$) et un *d-excess* de 6,52 ($\pm 3,46$). Les caractéristiques de la *LMWL2* ont été une pente de 6,93 ($\pm 0,39$) et un *d-excess* de -9,23 ($\pm 4,80$). Dans chaque cas, les pentes étaient inférieures à la pente de référence (8,0) estimée pour les précipitations météoriques globales (*GMWL*; Craig, 1961).

Les rapports isotopiques des eaux de surface ont montré peu de variabilité suivant δ^2H (-127 à -96 ‰) et $\delta^{18}O$ (-17,5 à -10,8 ‰). Cette faible variabilité a été encore plus marquée au niveau de l'exutoire suivant δ^2H (-107 à -97 ‰) et $\delta^{18}O$ (-14,3 à -12,0 ‰; Figure 5.7B). Les isotopes des mares (N6P, S2P et BP) ont montré un alignement parfait suivant une ligne des eaux évaporées (*LELI*, $r^2 = 1,0$) avec une pente de 4,2 ($\pm 1,4$) et un *d-excess* de -51 (± 17), au début de l'été 2011 (jour 175). Les rapports isotopiques des eaux de surface des deux transects ont reflété un enrichissement en isotopes lourds au travers de la tourbière, de l'amont vers l'aval (Figure 5.7C).

En 2012, ces rapports isotopiques se sont distribués suivant une seconde droite des eaux évaporées (*LEL2*, $r^2 = 0,976$) avec une pente de $5,4 (\pm 0,7)$ et un *d-excess* de $-31 (\pm 8)$. La *LEL2* n'a en revanche pas été observée en automne. Les rapports isotopiques ont évolué de la *LEL2* au début de l'été vers la *LMWL1* en automne. Les eaux de surface de la forêt ont montré des signatures isotopiques plus appauvries que celles de la tourbière, particulièrement au début de l'été (jour 175). Les rapports isotopiques de la forêt se sont distribués suivant la *LMWL2* tout au long de l'année (Figure 5.7B et C). Ces résultats nous ont permis de fixer le pôle isotopique de l'eau de la forêt (pour le modèle géochimique) à $-122,5$ (‰) pour δ^2 et $-17,0$ (‰) pour δ^{18} . Ces valeurs correspondent à des valeurs moyennes obtenues entre les différents échantillonnages.

Les eaux de subsurface ont été séparées suivant trois niveaux (50 cm, 100 cm et substrat minéral). Les rapports isotopiques de ces eaux ont peu varié, excepté à 50 cm (S2), où la signature isotopique à la fin de l'été (jour 244) était proche de celle de la mare en amont (S2P) au début d'été (Figure 5.7D). Les rapports isotopiques à 100 cm et dans le substrat minéral se sont distribués respectivement suivant la *LMWL1* et la *LMWL2*. Les rapports isotopiques au sein du substrat minéral étaient plus appauvris en isotopes lourds et étaient distribués à l'intersection entre la *LMWL2* et la *LEL1*.

Au cours de l'été, les eaux de l'exutoire ont montré peu de variations en *COD* avec des concentrations proches de celles des mares BP et S2P (Tableau 5.2). Les concentrations en *COD* dans la mare amont (N6P) ou dans les platières (N6) et les lanières (S2) ont été deux fois supérieures à celles de l'exutoire (C1). Les concentrations en *COD* étaient dix fois supérieures dans les eaux de la forêt. Des observations similaires ont été faites avec la *CE*, excepté pour la forêt où les valeurs de *CE* ont été plus faibles que celles mesurées à l'amont de la tourbière (Tableau 5.2).

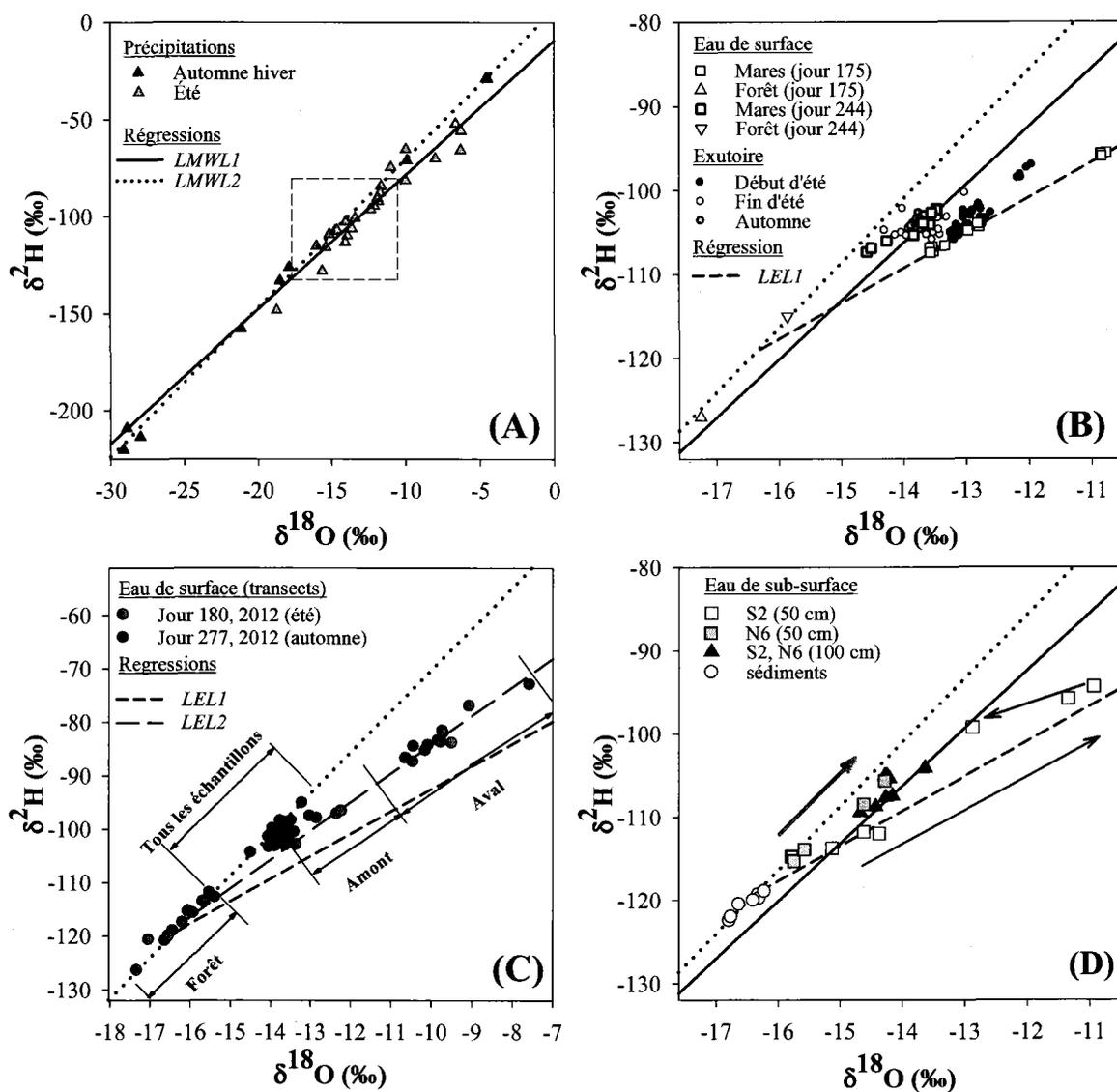


Figure 5.7 : Représentation des valeurs de $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ pour les précipitations (A), l'eau de surface (B), l'eau de subsurface (C) et les eaux de surface des deux transects (D). (B) et (D) représentent des agrandissements du rectangle en pointillés de la Figure (A). La LMWL1 représente la droite de régression des précipitations estivales ($\delta^2\text{H} = 6,93\delta^{18}\text{O} - 9,23$; $r^2 = 0,927$; $n = 25$) alors que la LMWL2 représente la droite de régression des précipitations de l'automne et de l'hiver ($\delta^2\text{H} = 7,68\delta^{18}\text{O} + 6,53$; $r^2 = 0,998$; $n = 9$). La LEL1 et la LEL2 représentent respectivement les droites de régressions des eaux de surface du jour 175 de 2011 ($\delta^2\text{H} = 4,15\delta^{18}\text{O} - 50,85$; $r^2 = 0,997$; $n = 9$) et du jour 180 de 2012 ($\delta^2\text{H} = 5,38\delta^{18}\text{O} - 30,57$; $r^2 = 0,976$; $n = 16$). (C) représente la distribution des rapports isotopiques des eaux de surfaces du bassin versant (forêt, tourbière) suivant les deux transects échantillonnés à l'été 2012 (cercles gris) et à l'automne 2012 (cercles noirs). (D) Les flèches noires et grises indiquent l'évolution temporelle du signal isotopique estival à 50 cm de profondeur au sein de la lanière S2 et de la platière N6.

Tableau 5.2 : Valeurs de COD, CE et *d-excess* des différentes masses d'eau échantillonnées avant (jours 172-176) et après (jours 176-180) l'évènement de précipitation. *n* représente le nombre d'échantillons par catégorie. Les chiffres entre parenthèses représentent l'écart-type.

Type	Jours 172-180, 2011											
	Pré-Évènement				Évènement				Période sans couvert de neige			
	<i>n</i>	COD (mg l ⁻¹)	CE (μS cm ⁻¹)	<i>d-excess</i> (‰)	<i>n</i>	COD (mg l ⁻¹)	CE (μS cm ⁻¹)	<i>d-excess</i> (‰)	<i>n</i>	COD (mg l ⁻¹)	CE (μS cm ⁻¹)	<i>d-excess</i> (‰)
Pluie	6	-	-	1,3 (11,0)	5	2,0 ^c (1,5)	-	9,6 (4,4)	2 1	2,5 ^e (1,0)	-	4,0 (7,2)
Forêt	2	466,2 ^a	8 (1)	11,8 (1,0)	2	37,3 (29,3)	9 (1)	14,6 (0,1)	8	139,0 ^b (182,6)	13 (7)	12,4 (1,7)
Sédiment	1	-	176	11,1	1	-	136,4	11,2	8	-	172 (22)	11,4 (0,6)
Tourbière :												
Platière (mare)	3	-	10 (1)	1,5 (0,3)	3	-	10 (1)	8,8 (0,4)	1 5	23,4 ^e (2,0)	15 (5)	7,8 (3,3)
Platière (surf.)	2	20,1 (2,0)	13 (1)	7,2 (1,4)	2	15,2 (0,4)	12 (2)	7,7 ^a	1 0	19,6 ^f (2,9)	17 (6)	9,0 (1,4) ^a
Platière (subs.)	2	21,5 ^a	8 (1)	7,2 (1,9)	2	-	6 (2)	6,8 (2,6)	8	21,3 ^d (0,2)	12 (9)	8,8 (2,4)
Lanière (mare)	3	11,1 ^b	2 (0)	-9,1 (0,3)	3	10,3 ^b	3 (0)	-1,1 (0,7)	1 5	13,7 ^f (2,8)	6 (3)	2,2 (7,0)
Lanière (surf.)	4	52,4 ^b (55,9)	5 (1)	-5,5 (2,7) ^a	4	10,0 ^c	4 (1)	-2,1 (2,7)	1 9	25,1 ^f (25,6)	6 (2)	2,7 (5,3)
Lanière (subs.)	5	13,0 ^d	9 (3)	7,4 (1,9)	5	17,4 ^d	16 (12)	6,6 (2,4)	2 5	12,2 ^e (3,2)	15 (12)	5,9 (4,3)
Partie aval:												
BP ₍₀₋₆₀₎	3	10,7 (0,8)	3 (0)	-1,5 (0,5)	3	11,8 (2,7)	4 (1)	0,3 (1,3)	1 5	12,5 ^d (2,2)	6 (3)	4,3 (4,8)
BP ₍₁₀₀₋₁₅₀₎	2	-	3 (1)	0,5 (0,5)	2	-	4 (0)	0,3 (0,2)	1 0	12,6 ^e (0,9)	6 (2)	4,8 (3,8)
Exutoire	1 8	10,1 (0,1) ^e	-	-0,4 (0,8)	20	10,6 (1,5) ^f	3 (1) ^g	0,2 (1,1)	4 1	12,6 (2,2)	8 (3) ^g	2,5 (3,3) ^g

a: nombre d'échantillons (*n*-1)

b: nombre d'échantillons (*n*-2)

c: nombre d'échantillons (*n*-3)

d: nombre d'échantillons (*n*-4)

e: nombre d'échantillons (1 < *n* < 6)

f: nombre d'échantillons (6 < *n* < 14)

g: nombre d'échantillons (*n* > 80)

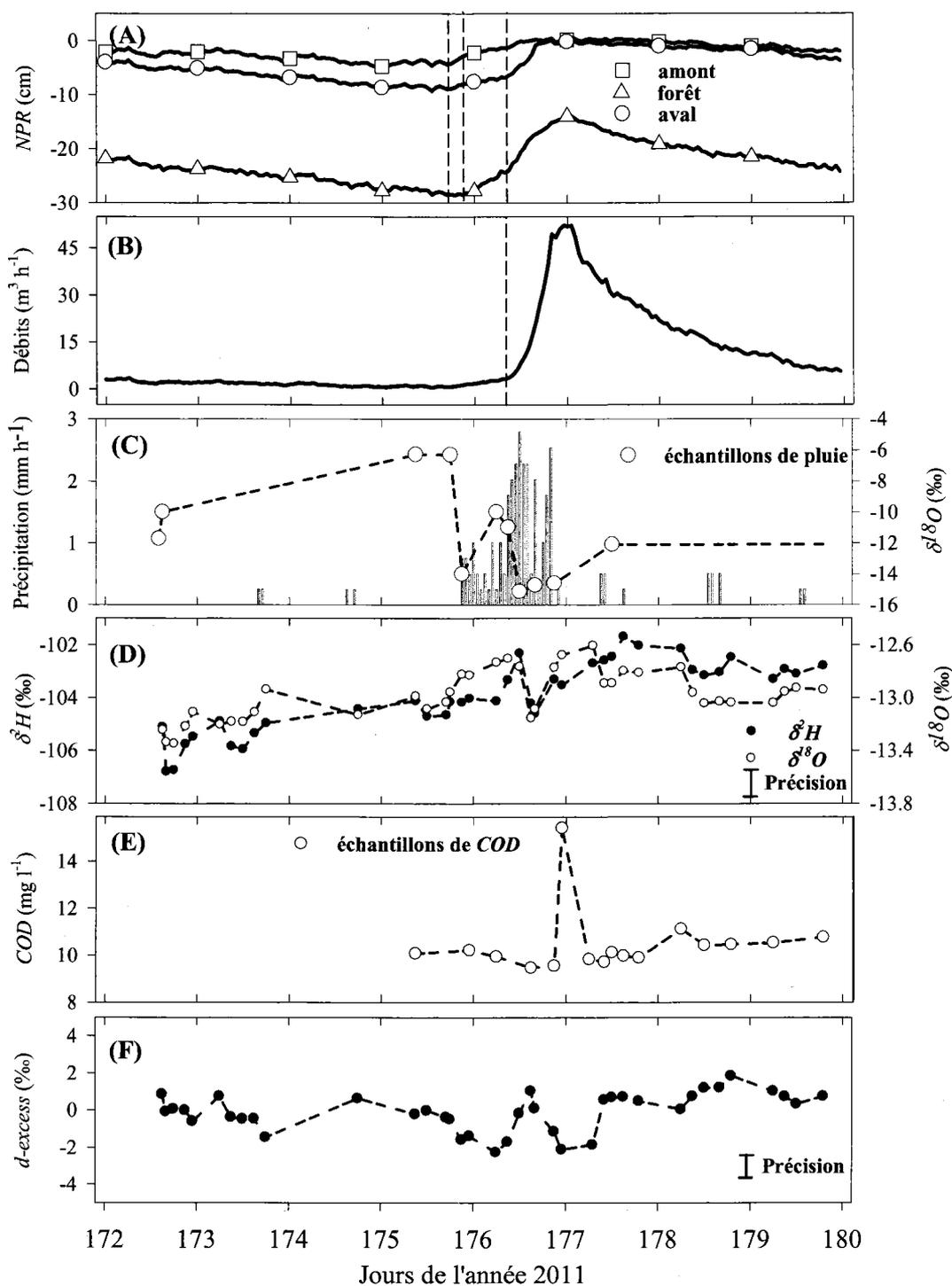


Figure 5.8 : Chroniques des: niveaux phréatiques relatifs (*NPR*) des surfaces amont et aval de la tourbière ainsi que la forêt (A), débits à l'exutoire (B), précipitations horaires et des $\delta^{18}O$ de la pluie (C), δ^2H et des $\delta^{18}O$ de l'exutoire (D), concentrations en carbone organique dissous (*COD*) de l'exutoire (E), *d-excess* de l'exutoire (F). Les lignes verticales représentent les points d'inflexions dans la forêt (jour 175, 20h), à l'amont de la tourbière (jour 175, 16h), à l'aval de la tourbière (jour 176, 7h) et à l'exutoire (jour 176, 7h). Les barres verticales indiquent la précision des données.

Au cours de la crue (jours 176-179), les $\delta^{18}O$ et les *d-excess* des précipitations ont montré des variations importantes (Figure 5.8C, Tableau 5.2). Comparativement à l'exutoire, les rapports isotopiques étaient moins appauvris en isotopes lourds au début de l'évènement (stockage) et plus appauvris à la fin de l'évènement (vidange). Les valeurs de *d-excess* de la mare BP avant et après l'évènement étaient proches des valeurs obtenues à l'exutoire (Figure 5.8F, Tableau 5.2). En revanche, les eaux de surface de la tourbière ont montré des variations importantes de *d-excess* (Tableau 5.2). Les valeurs de *d-excess* des couches profondes ont été invariantes au cours de l'étude. Les concentrations en *COD* ont été constantes (10 mg l^{-1}) à l'exutoire, excepté lors de la pointe crue (jour 176-23h) où elles ont augmenté brusquement ($15,42 \text{ mg l}^{-1}$, Figure 5.8E). De fortes variations de *COD* ont été mesurées au travers du bassin versant, particulièrement dans les eaux de surface des lanières et de la forêt (Tableau 5.2). Au niveau de l'exutoire et des deux mares en aval (BP, S2P) les *CE* ont été faibles. Les *CE* des eaux de surface de l'amont de la tourbière et dans la forêt étaient plus élevées qu'en aval.

5.4.2. Mélange dans les mares

Les données de températures montrent que les eaux de surface (30 cm de profondeur) des trois mares (N6P, S2P et BP) ont été mélangées chaque jour entre juin et octobre (jours 156-277; Figure 5.9). Nous avons ici considéré que l'eau des mares était mélangée entre la couche de surface (5 cm) et les couches de subsurface (30, 60 et 100 cm) lorsque la différence de température était inférieure à $0,5^{\circ}\text{C}$. Dans ce cas, toute la colonne d'eau est homogène. Dans le cas contraire, l'eau chaude de surface, moins dense, reste dans les couches supérieures sans pouvoir se mélanger par gravité avec les couches de subsurface, plus denses. Les durées moyennes de mélange ont été respectivement de 16, 10 et 18 heures par jour pour les mares S2P, N6P et BP. Les couches 5-60 et 5-100 cm de la mare la plus profonde (BP) ont été stratifiées (tout au long de la journée) pendant 13 et 80 jours. Cependant, la durée moyenne de mélange a été de 10 heures par jour dans la couche 5-60 cm (Figure 5.9).

Des mélanges nocturnes et des stratifications diurnes ont été observés en juin (jours 172-179), particulièrement au niveau des mares N6P et BP (Figure 5.10). Cependant, entre les deux périodes d'échantillonnage, aucune stratification n'a été observée. Les écarts de température entre 5 et 100 cm de profondeur au sein de la mare BP ont été moins importants durant cette période.

Les températures de l'air et des couches superficielles de la tourbe (5-20 cm de profondeur) ont suivi la même évolution (Figure 5.10A et B). L'influence des températures de l'air a diminué avec la profondeur de tourbe.

Les autres traceurs (*d-excess* et la *CE*) ont montré des faibles variations dans les mares, au cours de la crue (Tableau 5.2).

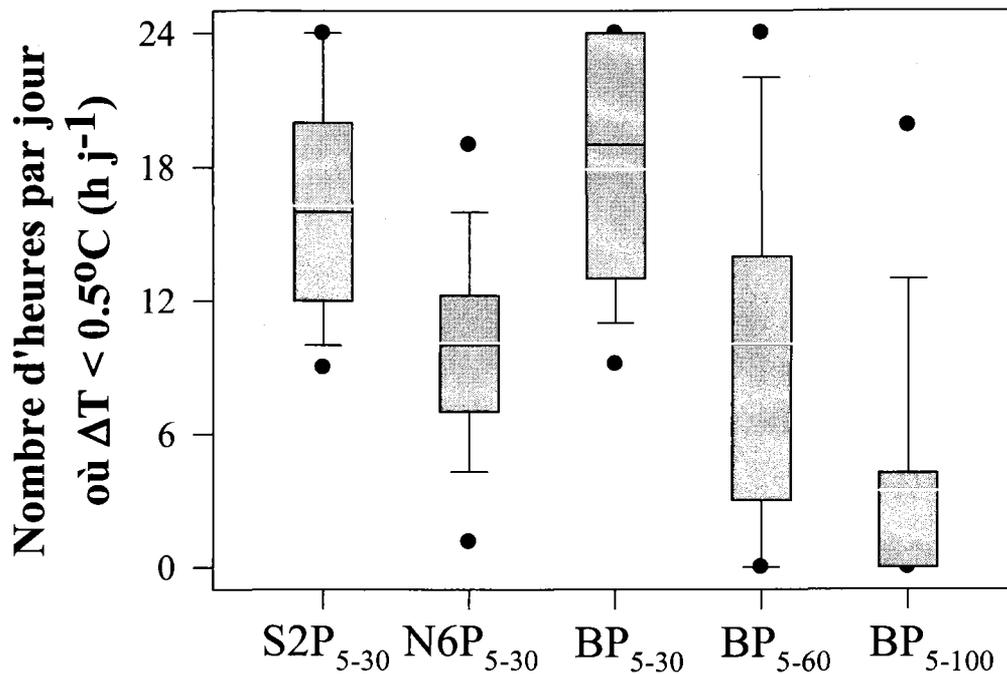


Figure 5.9 : Nombre d'heures de mélange par jour entre les jours 156 et 277 au sein des mares N6P, S2P et BP. Le haut et le bas des boîtes représentent respectivement les 75^e et 25^e percentiles. Le haut et le bas des moustaches représentent respectivement les 95^e et 5^e percentiles. Les lignes noires et blanches représentent respectivement la médiane et la moyenne. À noter que les écarts de températures ont été supérieures à 0,5°C pendant 13 et 80 jours entre le haut et le bas des couches BP₅₋₆₀ et BP₅₋₁₀₀.

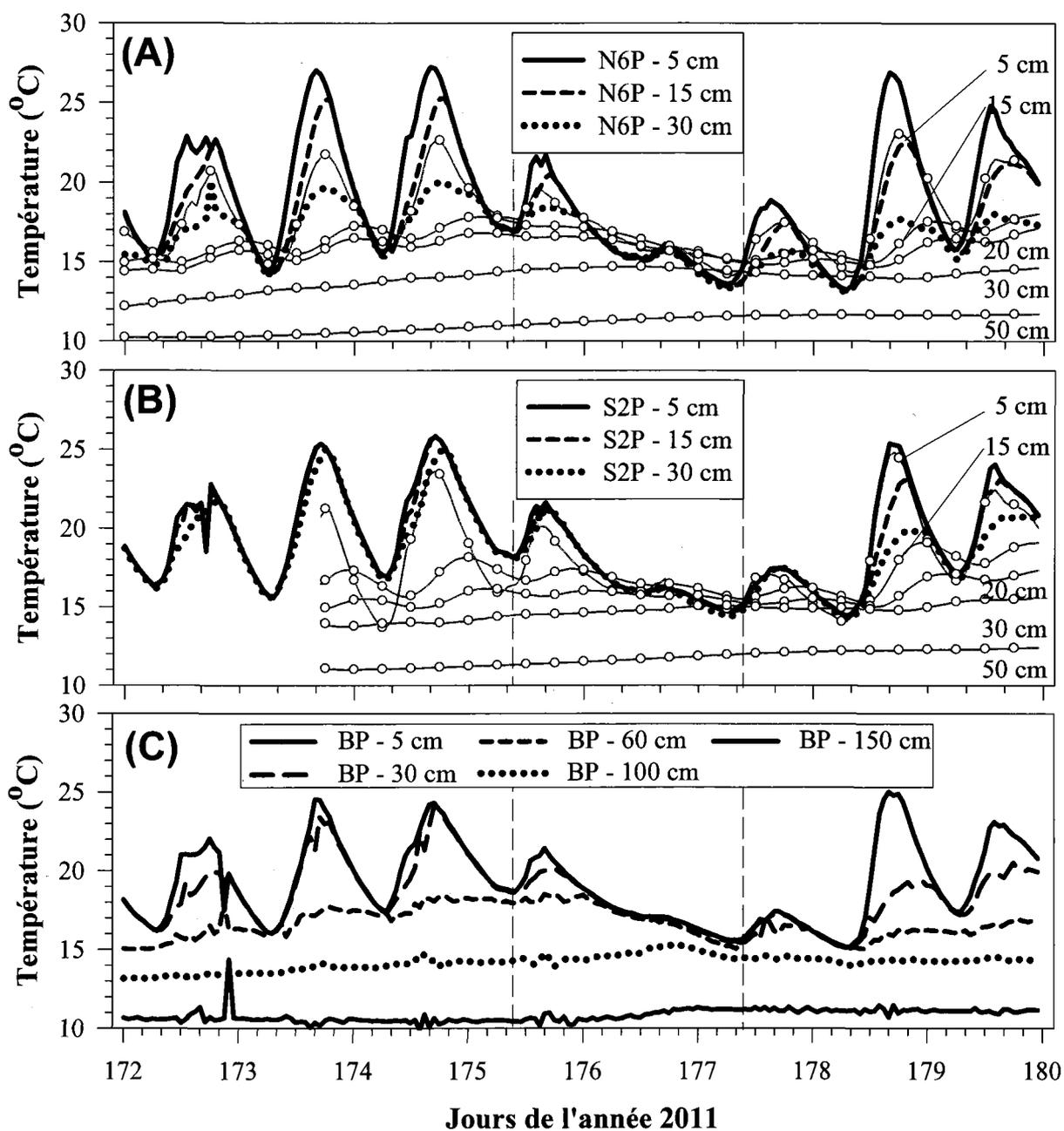


Figure 5.10 : Chroniques horaires des températures des mares N6P (A), S2P (B) et BP (C) à différentes profondeurs. Les lignes noires représentent les températures au sein des mares et les cercles blancs les températures au sein de la tourbe. Les lignes verticales indiquent les deux périodes d'échantillonnage des eaux du bassin versant.

5.4.3. Propriétés hydrologiques des sols

Pour chaque typologie spécifique (c.-à-d.; lanière, platière, mare et forêt), on a noté une diminution rapide du S_y avec la profondeur, excepté pour les mares (Tableau 5.3). Dans les 5 premiers cm de tourbe, le S_y des platières était 50 % plus élevé que celui des lanières. Cependant, la présence de mares au niveau des lanières a réduit cet écart. Dans le modèle, des S_y moyens de 0,43 et 1,00 ont été utilisés pour les réservoirs de tourbe et de mare. Les relations NPR versus Q sont présentées dans la Figure 5.11. Au dessus d'un débit équivalent à $60 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$, des effets de seuils ont été observés pour les platières (-0,1 cm) et les lanières (-0,8 cm; Figure 5.11A). La relation NPR versus Q au sein de la forêt n'a pas été aussi franche (Figure 5.11B). Pour la forêt, l'augmentation des débits mesurés à l'exutoire a principalement eu lieu au dessus d'un seuil d'environ 20 cm de profondeur.

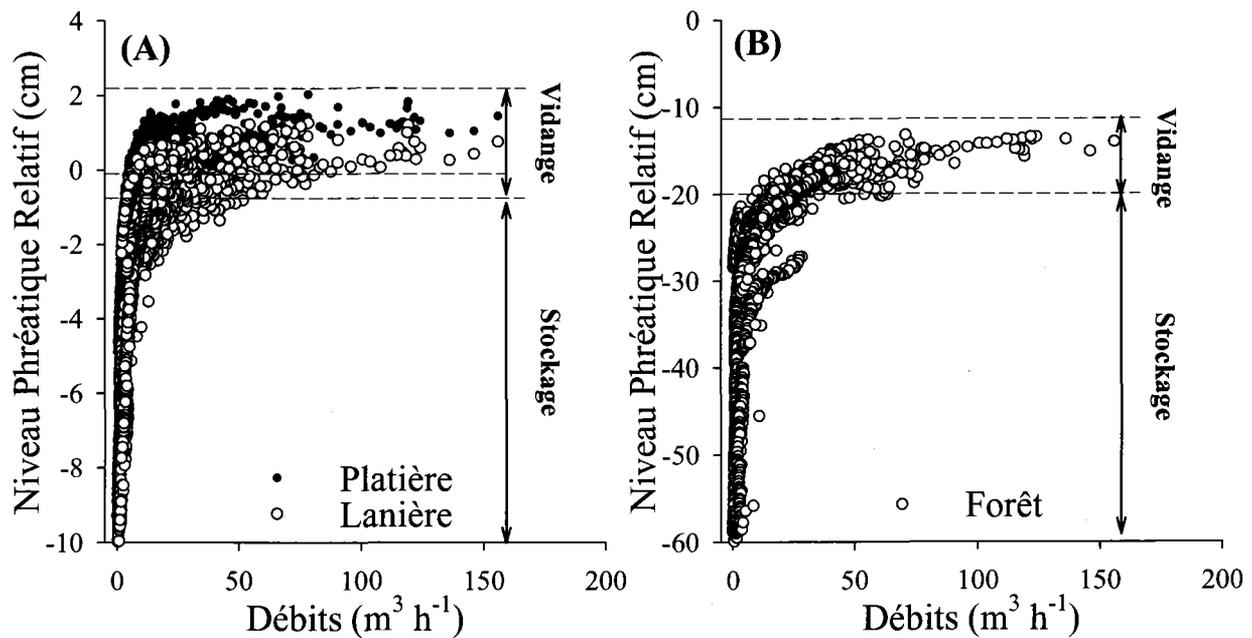


Figure 5.11 : Niveau phréatique relatif (NPR , cm) en fonction du débit ($\text{m}^3 \text{ h}^{-1}$) à l'exutoire pour les typologies de tourbière (A) et de forêt (B). Les termes "Vidange" et "Stockage" représentent les périodes de vidange et de stockage utilisés dans le modèle. Les seuils de déversement sont respectivement de -0,1; -0,8 et -20 cm en amont de la tourbière, en aval de la tourbière et dans la forêt.

Tableau 5.3 : Rendement spécifique moyen (adimensionnel) des platières, des lanières, des mares et de la forêt en fonction de la profondeur de sol.

Profondeurs (cm)	<i>n</i>	Platière	Lanière	Mare	Sol forestier
0 - 5	6	0,60 ± 0,12	0,40 ± 0,14	1,00	-
5 - 10	6	0,28 ± 0,12	0,11 ± 0,03	1,00	-
15 - 20	2	-	-	1,00	0,32 ± 0,01
25 - 30	6	-	-	1,00	0,13 ± 0,03
Sy moyen utilisé dans le modèle :		Tourbe		Mare	
0 - 10		0,43		1,00	

5.4.4. Bilans hydrologiques du bassin versant

Les points d'inflexion des *NPR* au travers du bassin versant ont décrit une onde de déversement qui est partie de l'amont (forêt) pour se terminer au niveau de l'exutoire avec un délai de 17 heures (Lignes verticales en pointillés sur la Figure 5.8A). Les *NPR* à l'aval de la tourbière et les débits à l'exutoire ont montré des points d'inflexion similaires (Figure 5.8A). Les *NPR* maximums de la forêt, en amont et en aval de la tourbière correspondaient à la pointe de crue à l'exutoire (jour 177, 1h; 52,3 m³ h⁻¹). Après la pointe de crue, les *NPR* ont été maintenus dans la tourbière alors qu'ils ont diminué dans la forêt. 57 % des précipitations ont été emmagasinées dans le bassin versant avant la crue (Tableau 5.4). Au cours de la période de stockage, l'apport d'eau par les précipitations a été équivalent à l'estimation du stockage (*S*) dans la tourbière, mais deux fois supérieur au *S* dans la forêt. Le débit total (jours 176-179) a été équivalent à l'apport en eau par les précipitations au cours de cette même période (13,5 mm de débit pour 14 mm de précipitations). Les bilans hydrologiques de chaque période ont montré respectivement un écart de stockage de 5,5 (période de stockage) et 3,9 mm (période de vidange).

Tableau 5.4 : Bilans hydrologiques du bassin versant (mm) au cours des périodes de stockage et de vidange. *P*, *Q*, *S* représentent les précipitations, les débits et le stockage. ϵ représente le bilan *P-Q-S*. À noter qu'à la fin de la période de stockage, les valeurs de *S* pour les platières, les lanières et la forêt ont été respectivement de 19,1; 19,6 et 10 mm.

Période de stockage Jours 175 (20h) – 176 (12h)				Période de vidange Jours 176 (12h) – 179 (23h)			
<i>P</i>	<i>Q</i>	<i>S</i>	ϵ	<i>P</i>	<i>Q</i>	<i>S</i>	ϵ
18,5	0,4	12,6	5,5	14,0	13,5	-3,4	3,9

5.4.5. Analyse de sensibilité

Les meilleures profondeurs de mélange Z_{pl} , Z_{pt} et Z_{BP} obtenues ont été respectivement de 15, 6 et 100 cm pour les réservoirs de mares peu profondes, de tourbe et de la mare la plus profonde (Tableau 5.5). Ces valeurs de calage ont présenté un faible écart entre les rapports isotopiques prédits et observés (δ^2H , $\delta^{18}O$). Le modèle a relativement bien reproduit l'appauvrissement en isotopes lourds des mares N6P et S2P au cours de la crue (Figure 5.12). L'analyse de sensibilité a montré que les variations de profondeur de mélange dans les mares et dans la tourbe ont eu un impact similaire sur les rapports isotopiques (Tableau 5.5). Lorsque les profondeurs de mélange dans les mares ont été changées, la déviation maximale entre les réservoirs de tourbe et de mare a été de 9,6 %. Des résultats similaires ont été observés pour la mare BP.

Tableau 5.5 : Différences minimales (%) entre les distances géométriques de la fonction Y pour les trois mares N6P, S2P et BP, et suivant différentes combinaisons de profondeurs de mélanges.

	<i>Pl,1</i>	<i>Pl,8</i>	<i>Pl,11</i>	Les trois mares
Min. déviations (%)	3,7	1,5	23,5	7,8
Z_{pl} (cm)	10	15	10	15
Z_{pt} (cm)	-	6	10	6
Z_{BP} (cm)	-	80	100	100
Δ déviations (%)	Tourbe-mare		Tourbe-mares-BP	
Max (Z_{pt})	10,1 ($Z_{pt}=10$)		-	
Min (Z_{pt})	4,1 ($Z_{pt}=25$)		-	
Max (Z_{pl})	9,6 ($Z_{pl}=10$)		-	
Min (Z_{pl})	3,3 ($Z_{pl}=2$)		-	
Max (Z_{BP})	-		11,8 ($Z_{BP}=0,20$)	
Min (Z_{BP})	-		10,2 ($Z_{BP}=1,00$)	

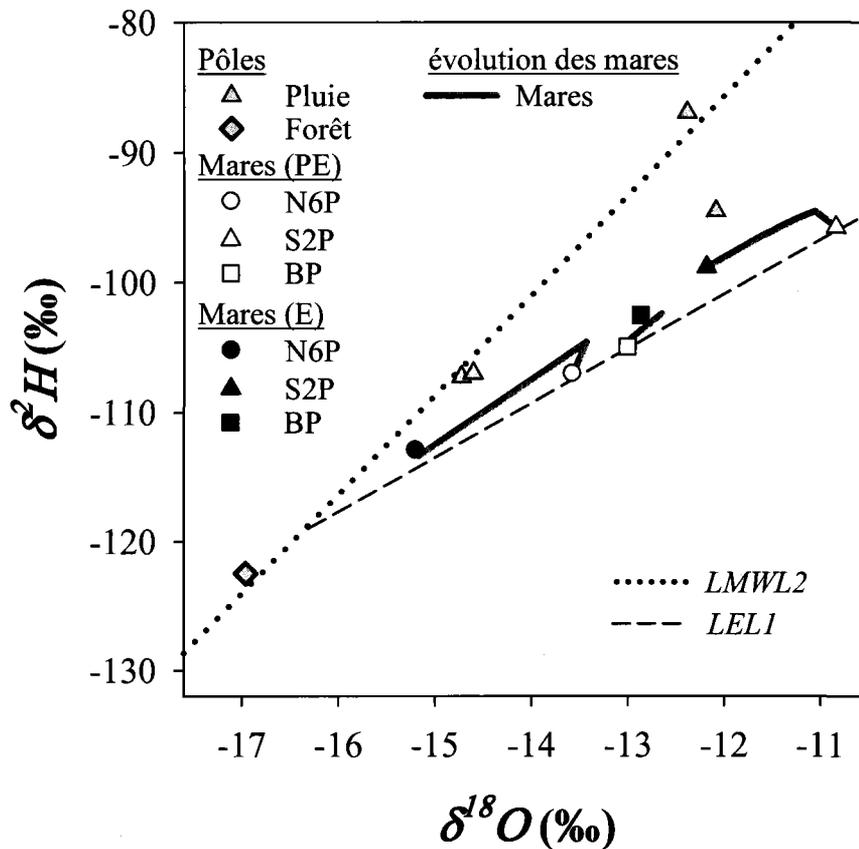


Figure 5.12 : Comparaison entre les rapports isotopiques (δ^2H et $\delta^{18}O$) observés et simulés au niveau des trois mares N6P, S2P et BP.

5.4.6. Séparations isotopiques d'hydrogrammes à trois composantes

À l'exutoire ($f_{pl,11}$), les contributions à l'écoulement de la tourbière, des précipitations, et de la forêt ont été respectivement équivalentes à 87, 8 et 5 % (Figure 5.13A et B). À l'aval de la tourbière ($f_{pl,10}$), ces contributions ont été égales à 72, 18 et 10 % (Figure 5.13C). À l'amont de la tourbière ($f_{pl,2}$), ces contributions ont été équivalentes à 40, 20 et 40 % (Figure 5.13D).

À la pointe de crue, les contributions à l'exutoire ($f_{pl,11}$) de la tourbière, des précipitations et de la forêt ont été respectivement équivalentes à 93, 5 et 2 %. La contribution maximale des précipitations aux débits correspondait à la pointe de crue. La contribution maximale de la forêt s'est établie en revanche un jour plus tard. À l'aval de la tourbière ($f_{pl,10}$) les contributions à l'écoulement de la tourbière, des précipitations et de la forêt ont été respectivement équivalentes à 79, 16 et 5 %. L'eau de tourbière a dominé les débits. Dans la mare amont ($f_{pl,2}$), ces

contributions étaient de 51, 22 et 27 %. L'eau de tourbière a dominé largement l'ascension de la pointe de crue alors que la contribution des deux autres composantes (forêt et précipitations) a augmenté après la pointe de crue.

Pour toute la période de la crue (jours 176-180) le volume total des débits a représenté 35,7 % du volume estimé des réservoirs de mélanges de la tourbière (tourbe et mare) et 94,1 % du volume de la mare la plus profonde (BP). L'apport en eau par les précipitations sur l'ensemble du bassin versant a représenté 89,6 % du volume estimé des réservoirs de mélanges de la tourbière. L'apport en eau par les précipitations sur la tourbière a représenté 21,5 % du volume estimé des réservoirs de mélanges de la tourbière.

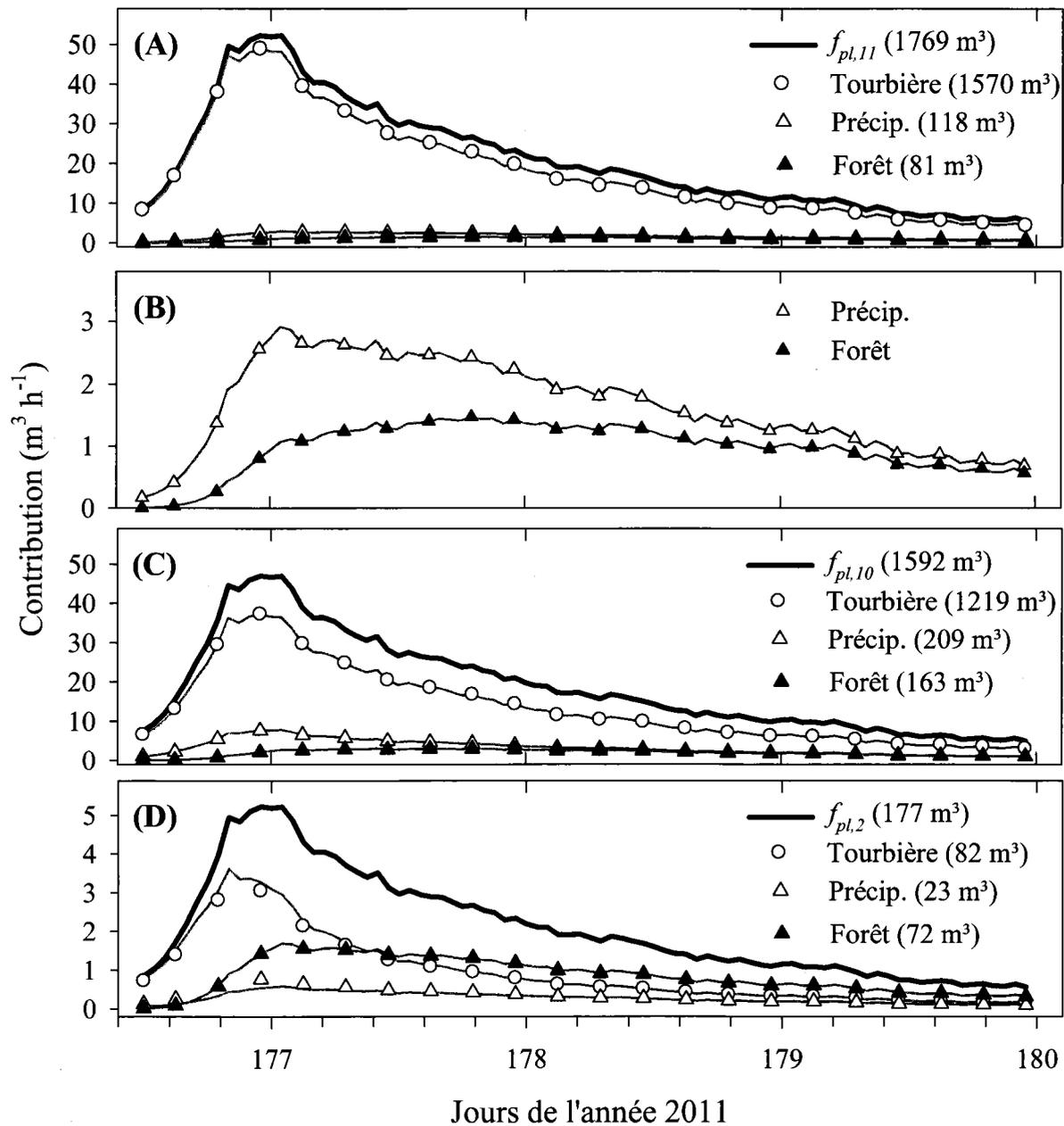


Figure 5.13 : Contribution des trois composantes simulées (tourbière, forêt, précipitations) à l'exutoire (A, $f_{pl,11}$), à l'aval de la tourbière (C, $f_{pl,10}$) et à l'amont de la tourbière (D, $f_{pl,2}$) au cours d'une crue de l'été 2011. (B) représente un agrandissement des composantes de la forêt et des précipitations à l'écoulement de l'exutoire. Noter que les volumes des différents réservoirs de mélanges ont été estimés à 1278 m³ (mares), 1880 m³ (BP), 1560 m³ (tourbe) et 4718 m³ (toute la tourbière). Les volumes d'eau apportés par les précipitations ont été estimés à 1183 m³ sur la tourbière et à 4225 m³ sur l'ensemble du bassin versant.

5.5. Discussion

5.5.1. Précipitations

La signature isotopique des précipitations de la région de la Baie d'Hudson est encore mal connue car peu d'études y ont été réalisées. L'absence de données dans le programme « precipitation network database » ou dans d'autres études canadiennes (Delavau *et al.*, 2011), en sont des exemples. Les études entreprises au cours du « projet aqualyse » (Payette, 2008) nous ont permis d'échantillonner les précipitations (pluie et neige) du secteur de La Forge-1 et ainsi d'acquérir des informations intéressantes. Les précipitations se répartissent suivant deux *LMWL* avec des pentes similaires, autour de 7,0. Cette répartition suivant deux droites a déjà été observée dans d'autres études (Emili *et al.*, 2006; Gibson *et al.*, 2000). Les pentes inférieures à 8,0 reflètent des processus cinétiques faibles qui encourent lors de l'évaporation au-dessus des océans. Des faibles valeurs de *d-excess* montrent qu'il s'opère un processus de recyclage des eaux évaporées (issues des sols et des lacs) au-dessus du continent. La localisation du secteur de La Forge-1 en domaine continental a pour conséquence d'augmenter l'effet de recyclage des eaux continentales au cours de l'été (*d-excess* de -9,23). Les valeurs moyenne de $\delta^{18}O$ obtenues au niveau des précipitations sont concordantes avec les estimations de la banque de données « precipitation network database » (voir dans Gibson *et al.*, 2005) pour l'Est du Canada (de -5 à -30 ‰). À l'échelle de l'évènement, de fortes variations temporelles du signal isotopique ont été observées sur le bassin versant Abeille, ce qui est en accord avec les observations de McDonnell *et al.* (1990) sur un bassin versant de Nouvelle-Zélande.

5.5.2. Eaux de surface

Les variations temporelles de δ^2H et de $\delta^{18}O$ des eaux de surface ont été quatre fois plus faibles que celles des précipitations annuelles. Cette différence marque un effet tampon important et probablement un long temps de résidence des eaux de surface au travers du bassin versant. Deux distinctions ont été faites sur l'évolution de la signature isotopique des eaux : spatialement (tourbière-forêt) et temporellement (début de l'été- automne).

Au cours de l'été, la signature isotopique des eaux de surface de la tourbière a montré un enrichissement en isotopes lourds, indiquant de forts taux d'évaporation. Cette évaporation importante est habituelle au sein des tourbières (Price *et al.*, 1994; Quinton *et al.*, 1998; Raddatz *et al.*, 2009). Les signatures isotopiques se distribuent le long de *LEL* avec des pentes relativement faibles (entre 4,2 et 5,4), indiquant des conditions intermédiaires d'humidité relative de l'air. Des pentes de 4 à 5 ont été précédemment mesurées sur des lacs peu profonds et des tourbières du nord du Canada (voir dans Gibson *et al.*, 2005). Les données isotopiques de ce chapitre montrent que l'eau dans son déplacement de l'amont vers l'aval, va subir de plus en plus d'évaporation, induisant un enrichissement en éléments lourds plus prononcé dans cette direction. Cela traduit une augmentation du temps de résidence des eaux vers l'aval mais aussi un long temps de séjour des eaux au milieu de l'été. Cette observation pourrait illustrer un long processus de remplissage et de déversement (Spence *et al.*, 2003; Tromp-van Meerveld *et al.*, 2006) au niveau des mares ou encore un processus de type effet piston (Kværner *et al.*, 2006).

La variabilité spatiale de la signature isotopique des eaux de surface a été précédemment observée sur une tourbière minérotrophe boréale (Spence *et al.*, 2011). Cependant, ces variations sont généralement absentes (Gibson *et al.*, 2000). De plus, Whitfield *et al.* (2010) n'ont identifié aucune relation entre l'enrichissement en isotopes lourds et la distance à l'exutoire. Les études dans ce domaine sont donc à approfondir.

Le signal géochimique des eaux a montré l'existence d'une transition franche entre la forêt et la tourbière. Contrairement à la tourbière, aucun signal d'eau évaporée n'a été observé dans les eaux de surface de la forêt. Cette distinction a déjà été observée dans d'autres études (Emili *et al.*, 2006; Gibson *et al.*, 2000). L'absence de signature d'eau évaporée au niveau des eaux de surface de la forêt semble indiquer que la transpiration (pas de fractionnement isotopique) est l'unique processus de prélèvement de l'eau au sein de la forêt. Toutefois, cette signature était inattendue. Nous avons fait l'hypothèse que le sous-bois (mousses et lichens) qui est relativement dense et qui possède un potentiel de rétention capillaire élevé, retiendrait les gouttelettes d'eau jusqu'à leur évaporation. L'interception par la canopée pourrait aussi expliquer en partie ce phénomène, malgré la faible densité d'arbres dans cette région. Nous avons observé que la *LEL* obtenue pour la surface de la tourbière coupait au début de l'été la *LMWL* au niveau des eaux de surface de la forêt. Cette observation reflète probablement une origine similaire entre ces deux réservoirs. Cependant, la forêt et la tourbière n'ont pas montré de signature d'eau de neige (signal appauvri).

Nous suggérons que les eaux de surface de la tourbière et de la forêt soient majoritairement issues d'eau stockée à l'automne et faiblement affectées par la fonte printanière. Woo *et al.* (1987) ont démontré que les aires ouvertes comme les tourbières favorisent une fonte rapide du couvert nival, au-dessus d'un sol encore gelé. D'autres études ont corroboré ces observations (Hayashi *et al.*, 2004; Spence *et al.*, 2011).

Une distinction peut aussi être faite suivant la saison. En été, les eaux de surface sont appauvries dans la forêt et enrichies au sein de la tourbière. À l'inverse, l'automne se caractérise par un signal relativement homogène au travers du bassin versant, indiquant un temps de résidence relativement court sur l'ensemble du bassin et une proportion importante d'eaux de précipitation en surface. Cette forte proportion d'eau nouvelle a été précédemment observée à la fin de l'été sur une tourbière boréale (Kværner *et al.*, 2006). Les résultats du Chapitre 4 montrent aussi qu'à partir de septembre, les capacités de stockage du bassin sont faibles et que le débit est alors quasi équivalent aux précipitations (Figure 4.6).

5.5.3. Eaux de subsurface et des sédiments

Les faibles variations isotopiques des eaux profondes (> 50 cm de profondeur) aussi bien temporellement que spatialement indiquent un long temps de résidence au sein de la matrice de tourbe. Ce long temps de résidence est lié aux faibles perméabilités de la tourbe (Hogan, 2006a; Price *et al.*, 1994; Rosa *et al.*, 2008; Surridge *et al.*, 2005). Cependant, une exception a été observée au sein d'une lanière (S2) à 50 cm de profondeur. Les échantillons de la fin de l'été ont indiqué des signatures isotopiques d'eaux enrichies similaires à celles mesurées au début de l'été dans l'eau de la mare voisine (S2P). Le décalage temporel des signatures isotopiques d'environ 70 jours et sur une distance d'environ 1,5 m peut être utilisé pour estimer une vitesse d'écoulement, équivalente ici à $0,02 \text{ m j}^{-1}$. Ce calcul admet qu'il n'y a pas eu de mélange au sein de la tourbe ni fractionnement isotopique ($1,5 \text{ m} / 70 \approx 0,02 \text{ m j}^{-1}$). Ces valeurs concordent avec un calcul utilisant l'équation de Darcy ($1,3 \text{ m j}^{-1} \times [0,03 \text{ m} / 1,5 \text{ m}] \approx 0,02 \text{ m j}^{-1}$). On fait ici les hypothèses que le puits dans la lanière se situe à 1,5 m du bord de la mare et que la charge hydraulique entre la mare et le puits est de 0.03 m. D'après cette estimation, le temps de résidence moyen des eaux au sein de la tourbière à ces profondeurs (50 cm) équivaut à plus de 20 ans (en considérant une longueur de tourbière de 200 m). Les eaux relativement peu appauvries à

100 cm de profondeur indiquent que la fonte printanière recharge relativement peu les couches basales de la tourbe. À l'inverse, les eaux échantillonnées au niveau de la couche de till ont montré des signatures d'eaux appauvries, semblables à un signal d'eau de neige. De plus, les *CE* étaient largement supérieures à celles des eaux de subsurface. Ces signatures géochimiques très différentes de celles de la tourbe renforcent l'hypothèse (Chapitre 2) de faibles échanges entre les réservoirs de tourbe et de till. Ces résultats appuient donc l'hypothèse du Chapitre 2 d'une couche très peu perméable au fond de la tourbière.

5.5.4. Mélange dans les mares

La baisse rapide des conductivités hydrauliques avec la profondeur limite le potentiel de mélange au sein des couches de tourbe. Cependant, la forte proportion de mares dans les tourbières aqualysées modifie ce potentiel. Les données de température montrent que les mares sont mélangées tous les jours entre juin et octobre, pendant plusieurs heures. Seules quelques petites périodes de stratification diurnes ont été observées comme dans l'étude de Jacobs *et al.* (1997). Ce mélange des mares peu profondes (< 30 cm) au cours de la nuit et lors des précipitations pourrait être dû à : (i) une baisse rapide de la température à l'interface eau-atmosphère lorsque les longues longueurs d'ondes induisent une dissipation de la chaleur (Jacobs *et al.*, 1997), (ii) l'effet du vent et, (iii) l'absorption des radiations par la matière organique (noires) qui tapisse le fond des mares ainsi que par les matières organiques dissoutes colorées (Watanabe, 2011). La végétation des lanières à savoir les mousses et les carex (petite taille) ne représentent pas une barrière naturelle très importante au vent. L'observation de vaguelettes au cours des périodes venteuses renforce cette hypothèse. Le mélange des mares peu profondes a aussi été démontré par l'homogénéité du signal géochimique (isotopies et *CE*). En revanche, la mare la plus profonde (BP; 2,5 m) était stratifiée tout au long de la saison. Cependant, un mélange s'effectuait en surface (< 60 cm de profondeur). Des résultats similaires ont été obtenus dans des mares de thermokarst subarctiques de profondeurs similaires (Breton *et al.*, 2009). Les données géochimiques (isotopies et *CE*) n'ont en revanche pas reflété cette stratification.

5.5.5. Modèle à multiples réservoirs de mélanges

Au cours de la crue, nous avons observé comme dans d'autres études (Guertin *et al.*, 1987; Laudon *et al.*, 2004; Spence *et al.*, 2010) un effet de seuil (c.-à-d. l'atteinte d'un *NPR* maximal et constant) au niveau de la tourbière. Cela supporte l'hypothèse d'une profondeur de mélange constante dans la tourbière au cours du temps (chaque réservoir est limité à son seuil de déversement et leur volume n'augmente pas par submersion). En revanche, la dynamique des nappes au sein de la tourbières indique la formation d'une onde cinématique (hausses des nappes différées dans le temps entre l'amont et l'aval; lignes en pointillés à la Figure 5.8A) lors de la période de stockage. Au cours de cette période, un processus de remplissage et de déversement (Spence *et al.*, 2003; Tromp-van Meerveld *et al.*, 2006) a lieu, mais seulement entre les lanières et les mares. Lors de la période de vidange, les *NPR* sont restés relativement constants alors que dans la forêt ils ont fluctué. Au début de la période de vidange, le modèle ne représente donc pas l'onde cinématique observée. Les bilans hydrologiques issus d'estimation ont laissé suggérer un stockage non constant (Tableau 5.4). Nous avons fait l'hypothèse que ces différences étaient majoritairement dues à une sous-estimation des variations de stockage et qu'elles ne reflétaient pas des erreurs de mesures de précipitations ou de débits. L'hétérogénéité des valeurs de S_y et d' S_s pourrait expliquer ces différences. L'hypothèse d'une vidange (volume) équivalente aux précipitations (volume) pendant la période de vidange a été vérifiée par comparaison des données de débit et de précipitations.

Le modèle a bien reproduit les variations (spatiale et temporelle) isotopiques lors de la crue de juin. En effet, le modèle a permis de représenter l'évolution suivant la *LEL* avec une augmentation significative de la contribution de la forêt au cours de la crue. La diminution de la contribution de la forêt vers l'aval représente un effet de type piston (Kvaerner and Klove, 2006) qui traduit un processus de remplissage et de déversement au niveau de chaque mare. À l'exutoire, l'important effet tampon a été représenté. Néanmoins, les eaux de l'*E* (les précipitations) semblent légèrement sous-estimées au niveau de la mare la plus profonde. Ce réservoir de mélange représente près de la moitié du réservoir total de la tourbière. Avec un mélange complet du réservoir (hypothèses du modèle) l'effet tampon est obligatoirement très important, ce qui ne permet pas de représenter une contribution de l'eau de l'*E*. Ces légères différences au niveau de la mare BP montrent que l'écoulement au sein du bassin versant est bien

plus hétérogène que ce que le modèle propose. Des écoulements préférentiels (formation de petits ruisseaux éphémères au sein de la tourbière) encourent sans doute dans ces milieux. Néanmoins, les différences de signal restent tout de même minimales pour cette crue. En tenant compte des déviations du signal isotopique au sein des trois mares, la déviation n'a été que de 8 % par rapport aux données observées (Figure 5.12). Néanmoins, ces calculs ne reposent que sur deux périodes d'échantillonnage au sein de trois mares. Des mesures plus fréquentes permettraient de préciser les capacités du modèle à reproduire les variations du signal isotopique et donc, l'écoulement au sein du bassin versant.

Le calage du modèle induit des profondeurs de mélanges faibles. Ainsi, elles ne sont que de 6 cm dans la tourbe, 15 cm dans les mares peu profondes, mais atteignent 100 cm dans la mare la plus profonde. D'après l'analyse de sensibilité, il semble que les réservoirs de tourbes et de mares peu profondes aient le même impact sur le signal isotopique. En effet, ces deux types de réservoirs sont de volumes similaires. Dans notre modèle, chaque réservoir est considéré totalement poreux. Ceci est réaliste pour les mares mais ne l'est pas pour la tourbe, comme en témoigne l'Équation 5.1 où la porosité efficace est prise en compte (uniquement pour la période de stockage). Par conséquent, nous avons estimé avec le modèle que la profondeur de mélange dans les réservoirs de tourbe devait être supérieure, comprise entre 6 et 14 cm (en considérant le S_y). Ces résultats sont en accord avec les faibles variations des traceurs géochimiques et physiques à la surface de la tourbe (< 20 cm) et sont similaires aux résultats d'une autre étude portant sur les tourbières (Holden *et al.*, 2003). En revanche, les profondeurs de mélanges modélisées dans les mares peu profondes sont deux fois inférieures à celles mesurées par le signal géochimique. Nous avons fait les hypothèses que la stratification diurne, la présence de macrophytes dans les mares amont, et les surestimations des volumes des mares pourraient expliquer cet écart, car ils limitent les processus d'homogénéisation. Pour la mare la plus profonde (BP), les résultats ont été inverses. En effet, le modèle a donné une profondeur de mélange supérieure aux mesures géochimiques et physiques. Cette différence pourrait être expliquée par la sous-estimation dans le modèle de la superficie de la mare la plus profonde. Celle-ci était égale à 1880 m² dans le modèle alors qu'elle représente en réalité 2700 m² (Proulx-McInnis, 2010).

Cette bonne représentation du comportement hydrologique par notre modèle spatialement discrétisé, permet de prendre en compte l'hétérogénéité du signal isotopique (*PE*), comme observé sur le terrain. La variabilité du signal isotopique de l'eau de *PE* n'est généralement pas

prise en compte dans les modélisations géochimiques. Néanmoins, certaines études l'ont déjà fait précédemment (Harris *et al.*, 1995; Laudon *et al.*, 2004). La variabilité du signal isotopique au sein de la tourbière remet ainsi en cause l'utilisation de méthodes de *DIH* classiques sur les tourbières boréales aquales. Ces observations permettent d'entrevoir de nouvelles perspectives de recherches en hydrologie des tourbières.

5.5.6. Séparations isotopiques d'hydrogrammes à trois composantes

De nombreuses études font l'hypothèse d'une homogénéité du signal de l'eau de *PE* au travers des différentes principales typologies d'un bassin versant. Les résultats de ce chapitre mettent en évidence que l'utilisation de *DIH* classiques est inappropriée pour les tourbières minérotrophes et que leur utilisation sur les bassins versants doit se faire avec précaution (Buttle, 1994). Les résultats de ce chapitre ont montré une forte composante d'eau de tourbière (*PE*) dans les débits d'une crue estivale. Ces résultats sont concordants avec ce qui est observé généralement aux exutoires des zones humides (Brassard *et al.*, 2000; Fitzgerald *et al.*, 2003; Gibson *et al.*, 2000; Kværner *et al.*, 2006). L'eau de *PE* a représenté ici plus du tiers des réservoirs de mélanges de la tourbière (réservoirs de tourbe et de mare confondus). Ces fortes proportions indiquent un processus similaire à un effet piston, comme précédemment observé sur un bassin versant boréal norvégien (Kværner *et al.*, 2006). À l'amont de la tourbière, l'eau de *PE* a été remplacée majoritairement par de l'eau issue de la forêt, traduisant aussi l'effet de type piston. À l'aval de la tourbière, la grande capacité de stockage de la mare la plus profonde (*BP*) engendre un effet tampon important car, à elle seule, cette mare représente environ 40 % du réservoir de mélange de l'ensemble de la tourbière.

Ce modèle conceptuel suggère que les *DIH* à deux composantes (*E* et *PE*) qui sont souvent utilisées pour les zones humides ne sont pas applicables, car il n'y a pas d'homogénéité du signal (*PE*) dans ces milieux. Aussi, l'effet de type piston suggère un court temps de résidence de l'eau de surface au sein des tourbières minérotrophes aquales (Spence *et al.*, 2011). L'hypothèse d'un court temps de résidence est appuyée par des *CE* faibles ($CE > 10 \mu\text{S cm}^{-1}$) et des changements rapides du signal isotopique.

Les variations des concentrations en *COD* semblent concordantes avec les processus de « déconnexion hydrologique » (Quinton *et al.*, 1998) et de déversement. Avant la période de

vidange, des concentrations élevées en *COD* ont été mesurées dans l'eau de surface de la tourbière. Ces concentrations ont rapidement diminué lors de la crue, tel un processus de « chasse d'eau » comme observé dans d'autres études (Fitzgerald *et al.*, 2003). Le pic éphémère de *COD* (relatif au pas de temps d'échantillonnage) a coïncidé avec la pointe de crue, atteinte 12 heures après le début de l'évènement. La faible contribution des eaux de la forêt simulée par le modèle, semble montrer que ce *COD* n'est pas originaire de la forêt mais de la tourbière. Plusieurs études ont montré que les couches superficielles des zones humides (Creed *et al.*, 2003; Kværner *et al.*, 2006) ainsi que les horizons organiques des forêts ripariennes (Bishop *et al.*, 2004; Findlay *et al.*, 2001) apportent de fortes concentrations en *COD* dans les cours d'eau. Une autre étude a décrit une relation entre l'origine du *COD* et le pourcentage de couverture des zones humides (Ågreni *et al.*, 2008). Cette relation montre que les zones humides contribuent largement aux apports de *COD* lorsque celles-ci couvrent plus de 10 % du bassin versant. Cependant, le processus de « chasse d'eau » mis en évidence avec le *COD* est en contradiction avec l'hypothèse de réservoirs bien mélangés, tendant à tamponner la chimie de l'eau. Ces résultats montrent la diversité des processus d'écoulement au sein des tourbières et suggèrent que les processus de mélanges et d'écoulements préférentiels (formation de petits ruisseaux éphémères) doivent être tous les deux pris en compte dans les modèles.

5.5.7. Limites du modèle de mélanges

Ce modèle permet de représenter les phénomènes de mélanges au sein de tourbières aqualysées (multiples réservoirs) mais rend difficile son application sur des environnements non aqualysés. Aussi, le sous-modèle d'écoulement engendre des débits qui sont automatiquement proportionnels aux surfaces drainées. Cette représentation ne permet pas de prendre en compte une hétérogénéité des capacités de stockage au sein d'un bassin versant. Enfin, les versants forestiers ont été considérés comme des surfaces au signal isotopique constant. Cette hypothèse permet de simplifier les calculs mais ne représente pas totalement les processus hydrologiques qui encourent dans la forêt. En effet, cette typologie a été faiblement échantillonnée comparée à la tourbière, ce qui ne permet pas de statuer sur les processus hydrologiques qui y encourent.

5.6. Bilan du chapitre

Afin de répondre aux objectifs de ce chapitre portant sur les processus d'écoulements au sein d'une tourbière minérotrophe aqualysée, nous avons premièrement mis en place un suivi spatial et temporel de la géochimie des différentes masses d'eau au sein d'un bassin versant. Ce protocole nous a permis de montrer (objectif *i*) qu'en été, le signal isotopique de l'eau de surface des tourbières est fortement influencé par l'évaporation, créant un gradient isotopique de l'amont (eau de pluie) vers l'aval (eau évaporée). Ce gradient isotopique ne permet pas l'utilisation de *DIH* classiques, nécessitant l'utilisation d'un modèle d'écoulement. Ces différentes données physico-chimiques nous ont aussi confirmé que les échanges eau de surface - eau souterraine sont très limités et peuvent être ignorés dans les bilans hydrologiques de ces milieux (Chapitre 2). En revanche, les données physico-chimiques ont montré que les mares étaient mélangées une grande partie de l'été (objectif *ii*). Ces processus de mélanges ont été traduits dans le modèle d'écoulement développé. Dans une seconde étape, le modèle d'écoulement à multiples réservoirs de mélanges proposé a montré que l'écoulement estival d'une tourbière minérotrophe aqualysée se caractérise par d'importants processus de mélanges (objectif *iii*). Ces mélanges en escaliers tendent néanmoins à former un processus de type piston, se traduisant à l'exutoire par une vidange des eaux de *PE* et à l'amont par un apport d'eau issu des précipitations et des versants forestiers (objectif *iv*). Ces dynamiques très superficielles des écoulements de tourbières minérotrophes permettent d'envisager une simplification du modèle d'écoulement en deux réservoirs : tourbière et forêt. Ce modèle est proposé au chapitre 6. Les processus de mélanges mis en évidence dans ce chapitre n'ont cependant pas été représentés dans ce modèle. Ils permettent néanmoins de caractériser qualitativement ces écoulements et de montrer qu'une estimation de l'origine de l'eau ne peut être proposée par un modèle d'écoulement sans considération pour la géochimie de l'eau.

CHAPITRE 6

CONCEPTUALISATION DES TOURBIÈRES MINÉROTROPHES BORÉALES DANS UN MODÈLE HYDROLOGIQUE : MISE EN PRATIQUE ET IMPACTS DES TYPOLOGIES DE TOURBIÈRE ET DE FORÊT SUR LES DÉBITS

6.1. Résumé

Les résultats des précédents chapitres ont mis en évidence que les variations journalières de stockage dans ce petit bassin versant pouvaient être relativement bien estimées au moyen de quelques variables hydrologiques (fluctuations de la nappe, évapotranspiration, précipitations) et de quelques paramètres pédologiques (rendement spécifique, emmagasinement spécifique). De plus, les résultats du Chapitre 5 qui se basent sur une méthode de traçage isotopique (δ^2 , δ^{18}) nous ont permis d'identifier les couches de tourbe qui participent à l'écoulement estival c.-à-d., les premiers centimètres de sol (6 à 15 cm). Les objectifs spécifiques de ce dernier chapitre ont été : (i) de produire et de tester un modèle hydrologique simple couplant un réservoir forestier et un réservoir de tourbière et, (ii) d'évaluer l'impact des typologies de tourbières et de forêt sur les débits estivaux (Figure 6.1). La fonction permettant de générer des débits dans ce modèle a reposé sur des relations stockage relatif – débit. Les précipitations (P), le stockage relatif dans la forêt (SR_F) et dans la tourbière (SR_T), ainsi que les débits à l'exutoire (Q_{obs}) de quatre périodes estivales (jours 180-274; 2009-2012) ont été utilisées comme données d'observation. Le calage du modèle hydrologique à deux réservoirs a été réalisé en minimisant la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne normalisée ($REQMN$) sur le stockage de 2011 et 2012, par pondération du coefficient empirique de Priestley-Taylor (α_{PT}) sur les données d'évapotranspiration potentielles à l'équilibre (E_{eq}) en considérant des périodes de 14 jours. La reproductibilité du modèle a été vérifiée sur deux autres périodes estivales (2009-2010). Enfin, les débits de 2009 à 2012 générés par le modèle suivant les typologies de forêt (F) et de tourbière (T) ont été comparés. Les résultats obtenus montrent qu'un modèle très simple permet d'estimer relativement bien les variations de stockage et de débit d'un petit bassin versant boréal de tête. Cependant, ces résultats

sont contrastés suivant le réservoir considéré (F et T), et aussi suivant les termes du bilan hydrologique (SR et Q) simulés. Ainsi, l'évolution du stockage relatif est mieux représentée au travers de la forêt qu'au travers de la tourbière. Les biais du réservoir de forêt qui s'accumulent à ceux du réservoir de tourbière ainsi que l'hétérogénéité plus importante dans la tourbière, pourraient expliquer ces différences. Ces résultats mettent en évidence la relative homogénéité de la dynamique hydrologique à l'intérieur d'une même unité de paysage alors que cette dynamique diffère entre typologies. Les interactions entre unités de paysage pourraient ainsi compliquer l'estimation des débits lorsque plusieurs typologies sont en interaction. Aussi, la localisation des tourbières en aval sur les bassins versants pourrait fortement affecter l'écoulement de base des versants forestiers, du fait des très faibles perméabilités de la tourbe.

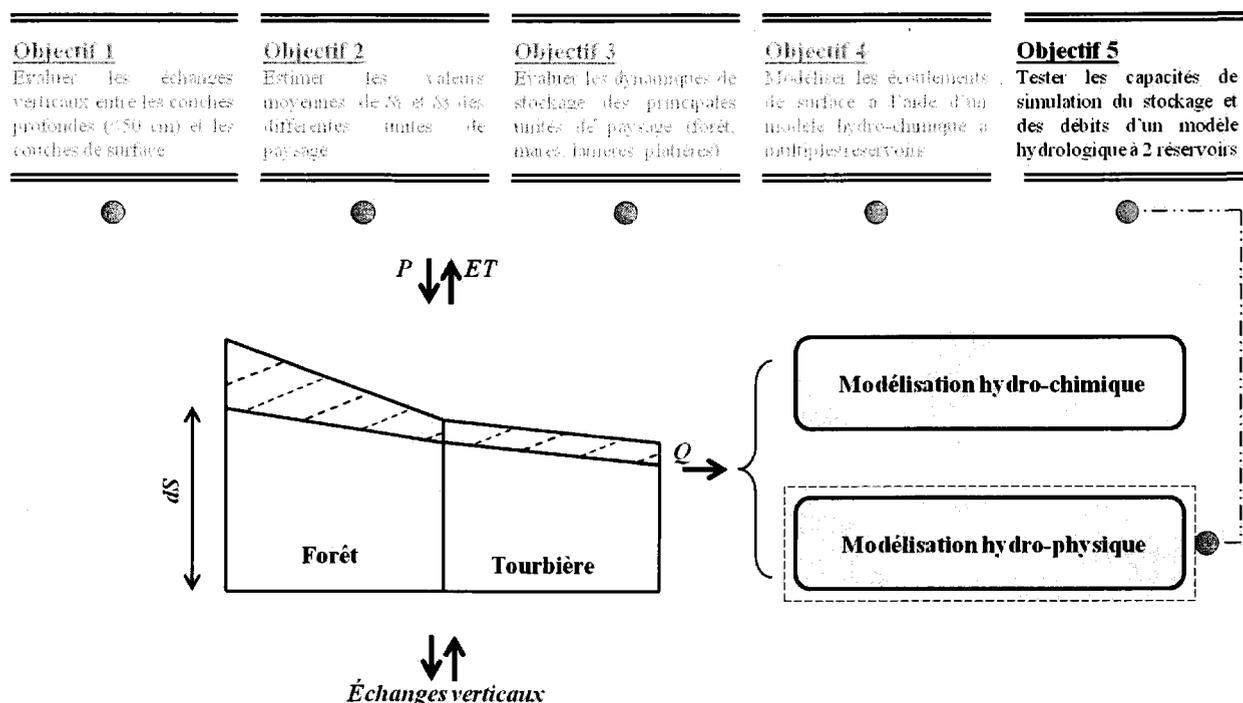


Figure 6.1 : Représentation schématique des cinq principaux objectifs proposés et évalués dans cette thèse. La réalisation de l'objectif 5 est présentée dans ce chapitre.

6.2. Introduction

Malgré l'augmentation du nombre d'études dans le domaine des tourbières lors des deux dernières décennies, peu d'études sur la modélisation des débits, adaptées aux tourbières, sont disponibles dans la littérature. Au début des années 1980, Guertin (1984) a développé un modèle

déterministe (PHIM) adapté aux tourbières, reposant sur des relations stockage d'eau – débit et hauteurs de nappe – débit. Ces relations ont été récemment reprises par Jutras *et al.* (2009) dans l'adaptation du modèle hydrologique distribué HYDROTEL (Bouda *et al.*, 2013; Bouda *et al.*, 2012; Fortin *et al.*, 2001b; Fortin *et al.*, 2001a; Turcotte *et al.*, 2007; Turcotte *et al.*, 2003) aux environnements nordiques. Ces relations ont l'avantage d'être simples à utiliser, mais supposent une relative constance au cours du temps. L'un des principaux problèmes rencontrés lorsque l'on veut distinguer l'impact sur les débits des zones humides par rapport à celui des versants, demeure, la difficulté de mesurer les débits issus des versants. Ces deux typologies doivent cependant être distinguées l'une de l'autre car leurs processus hydrologiques diffèrent (Spence *et al.*, 2006). En outre, à petite échelle, il paraît inévitable de distinguer ces deux typologies qui sont en interaction l'une avec l'autre.

Un bassin versant peut être représenté par une multitude de sous bassins, chacun défini par un fonctionnement hydrologique relativement homogène, et qui diffère du fonctionnement hydrologique des autres sous-bassins adjacents (Spence *et al.*, 2006). Ces différences de fonctionnement hydrologique entre les forêts et les tourbières ont été mises en évidence au Chapitre 5. Les résultats précédents portant sur le stockage (Chapitres 3 et 4), permettent d'estimer les variations de stockage d'eau au travers de la forêt et de la tourbière. En supposant que ces estimations représentent les variations réelles de stockage, il est alors possible de les utiliser comme données d'observation. Les relations débit – nappe ou débit – stockage, de formes exponentielles, résultent des variations importantes de la conductivité hydraulique à saturation suivant un profil vertical de sol avec un effet de seuil plus ou moins bien défini au niveau des couches superficielles. Ces relations sont particulièrement applicables aux tourbières naturelles, car l'écoulement de surface y est toujours généré par la nappe phréatique. Des études antérieures ont mis en évidence les difficultés d'application de ces relations à cause de phénomènes d'hystérèses qui peuvent y être observés (Clerc, 2009; Oswald *et al.*, 2011; Spence *et al.*, 2010). À méso-échelle, Spence *et al.* (2010) ont attribué ces phénomènes d'hystérèses aux variabilités spatio-temporelles des périodes de stockage et de vidange dans les différentes unités composant un bassin. À l'échelle de la tourbière, les variations temporelles de capacités de stockage dues aux propriétés oscillantes du sol ont aussi été évoquées (Clerc, 2009; Kellner *et al.*, 2002). Néanmoins, les résultats du Chapitre 3 ont mis en évidence de faibles valeurs d'emménagement spécifiques au travers du site étudié. La demande croissante d'adaptation des modèles

hydrologiques aux zones boréales nécessite la prise en compte des tourbières dans ces modèles. Le site de l'Abeille est assez représentatif des bassins versants de tête de l'est du complexe de La Grande rivière. En ce sens, il semble être un bon exemple des dynamiques hydrologiques qui encourent dans ces milieux.

Les objectifs spécifiques de ce chapitre ont été de : (i) tester un modèle d'écoulement estival au sein de petits bassins versants boréaux au moyen de deux modules de stockage représentant les typologies de forêt et de tourbière; et (ii) analyser l'impact de ces typologies sur les débits.

6.3.Méthode

Les simulations produites dans cette étude ont été comparées aux mesures du stockage relatif (SR) et du débit (Q_4) de quatre saisons estivales, entre le 29 juin (jour 180) et le 01 octobre (jour 274) des années 2009 à 2012. Les périodes de 2011 et 2012 ont été prises comme périodes de calage alors que les périodes de 2009 et 2010 ont été prises comme périodes de validation. Le bassin versant de l'Abeille a été utilisé pour cette modélisation.

6.3.1. Modèle d'écoulement de petits bassins versants boréaux

Le modèle est composé de deux réservoirs distincts, disposés en série, représentant la forêt (F) en amont et la tourbière (T) en aval (Figure 6.2A). Les débits générés aux exutoires « fictifs » Q_3 et Q_4 de ces deux réservoirs ont été obtenus d'après des relations empiriques de formes exponentielles, débit *versus* stockage relatif (Q *versus* SR), propres à chaque réservoir. Pour répondre au deuxième objectif du chapitre, les débits Q_F et Q_T générés respectivement aux exutoires des bassins versants « fictifs » composés de 100 % de forêt ou de 100 % de tourbière, ont été obtenus suivant les mêmes relations empiriques (Figure 6.2B).

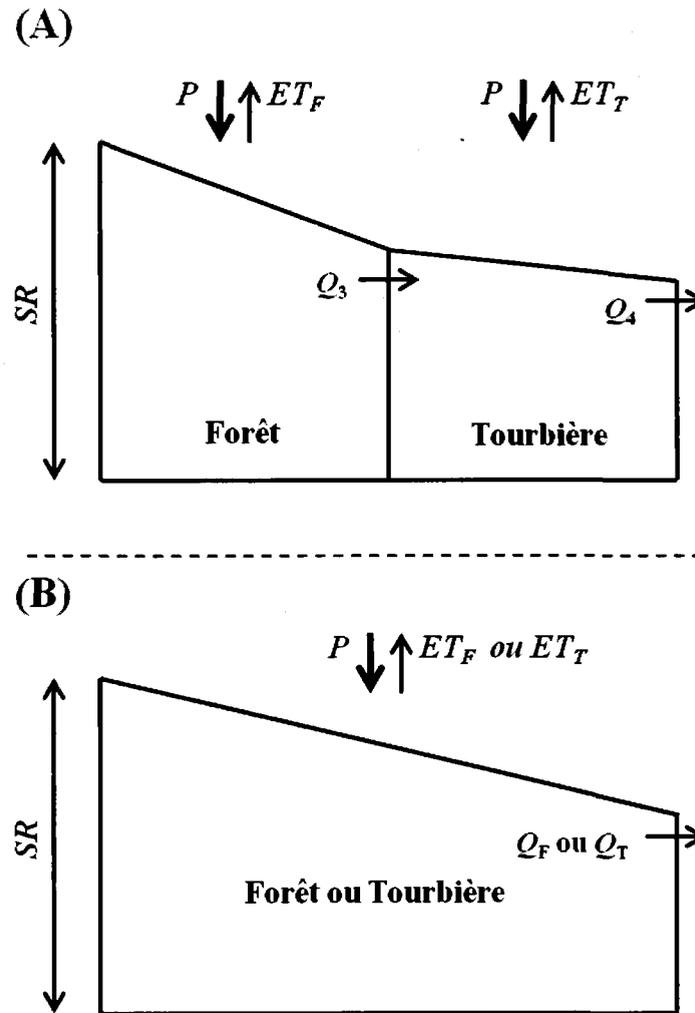


Figure 6.2 : Représentation schématique du modèle d'écoulement de petits bassins versants boréaux (A) à deux réservoirs en série (forêt et tourbière) ou (B) à un seul réservoir de forêt ou de tourbière. À chaque pas de temps, le stockage relatif d'eau de chaque réservoir est calculé d'après un bilan hydrologique. Les débits Q_3 et Q_4 ou bien Q_F et Q_T sont déterminés d'après des relations empiriques débit *versus* stockage relatif spécifiques à chaque typologie.

Les différentes étapes de calcul de ce modèle sont résumées à la Figure 6.3. Chaque réservoir est représenté par un volume de superficie A (m²) et de profondeur Z (m). À chaque pas de temps (1h), le stockage relatif (SR) de chaque réservoir est calculé d'après un bilan hydrologique en suivant un ordre chronologique (Figure 6.3; étapes 4 à 7). SR , référencé d'après un seuil de déversement, prend des valeurs négatives en conditions de stockage et des valeurs positives en conditions de déversement. Les calculs des stockages relatifs (SR_F et SR_T) et des débits (Q_3 et Q_4) sont décrits dans les équations (6.1) à (6.6).

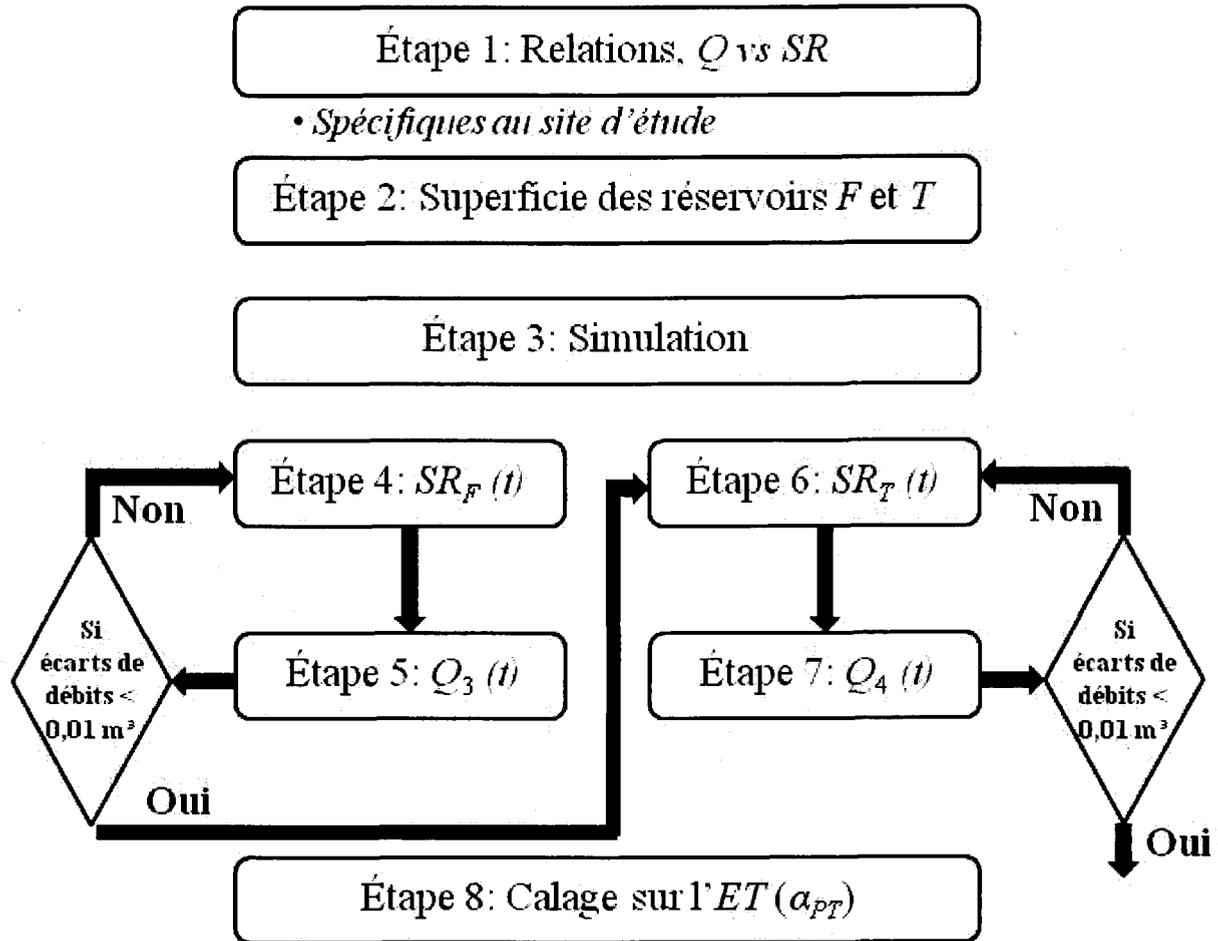


Figure 6.3 : Diagramme des étapes chronologiques lors de l'utilisation du modèle. $SR_F(t)$, $Q_3(t)$, $SR_T(t)$ et $Q_4(t)$ sont obtenus par itérations, lorsque les débits convergent vers un seuil de $0,01 \text{ m}^3$.

$$SR_F(t) = SR_F(t - 1) + P_F(t) - ET_F(t) - Q_3(t) \quad (6.1)$$

$$SR_T(t) = SR_T(t - 1) + P_T(t) + Q_3(t) - ET_T(t) - Q_4(t) \quad (6.2)$$

avec $SR_F(t - 1)$ et $SR_T(t - 1)$, les volumes d'eau stockés au temps $t - 1$ dans les réservoirs F et T (m^3); $SR_F(t)$ et $SR_T(t)$, les volumes d'eau stockés au temps t dans les réservoirs F et T (m^3); P_F , P_T , ET_F , ET_T , les précipitations (m^3) et l'évapotranspiration (m^3) des réservoirs F et T cumulées sur la période de temps (dt); $Q_3(t)$ et $Q_4(t)$, les volumes d'eau apportés par la forêt dans le réservoir de tourbière et par la tourbière à l'exutoire au temps t .

Afin d'utiliser des relations débit *versus* stockage relatif, transposables à d'autres études, les relations ont été exprimées en hauteur d'eau (mm) et non pas en volume d'eau (m^3). Des

représentations de formes log-log sont habituellement utilisées dans ce cas (Clerc, 2009; Oswald *et al.*, 2011). Néanmoins, cela suppose d'exprimer le stockage sous la forme de données positives, car une relation log-log signifie que le SR soit défini sur l'intervalle $]0 ; +\infty[$. Tout au long de cette thèse, il a été choisi de définir un seuil entre les conditions de stockage et les conditions de vidange, nécessitant une équation valide sur un intervalle de SR $]-\infty ; +\infty[$. Une représentation semi-log a donc été préférée (Annexe VI). Les équations (6.3) et (6.4) tiennent compte des transformations d'ordre de grandeur (mm à m^3).

$$Q_3(t) = \left[\exp\left(\frac{SR_F - b_F}{a_F}\right) \right] \cdot A_F \cdot 10^{-3}(t) \quad (6.3)$$

$$Q_4(t) = \left[\exp\left(\frac{SR_T - b_T}{a_T}\right) \right] \cdot A_T \cdot 10^{-3}(t) \quad (6.4)$$

avec $Q_3(t)$ et $Q_4(t)$, les débits générés au temps t par les réservoirs F et T ($m^3 h^{-1}$); A_F et A_T , les superficies des réservoirs F et T , respectivement égales à 93 600 m^2 et 36 400 m^2 ; a_F , et a_T , les coefficients des relations débit – stockage relatif issus de la relation semi-log; b_F , et b_T , les coefficients (mm) des relations semi-log exprimant une valeur de SR lorsque le débit est équivalent à 1 $mm h^{-1}$. Les Équations (6.3) et (6.4) sont valables pour des SR définis sur l'intervalle $]-\infty ; +\infty[$, et pour des débits définis sur l'intervalle $]0 ; +\infty[$. D'après les mesures faites à l'exutoire du bassin versant Abeille, un débit nul (condition rejetée dans les Équations (6.3) et (6.4)) n'est jamais observable. Les équations sont donc valides pour les intervalles de SR et de débits.

Pour palier à l'impossibilité de résoudre les Équations (6.1) et (6.2), comportant chacune d'elle, deux inconnues ($SR_F(t)$ et $Q_3(t)$ pour la forêt; $SR_T(t)$ et $Q_4(t)$ pour la tourbière), nous avons procédé par itérations au travers des Équations (6.1) et (6.3), ainsi que (6.2) et (6.4). En prenant l'exemple du réservoir de forêt, à chaque pas de temps, la valeur $SR_F(t - 1)$ connue a été insérée dans l'Équation (6.1). $Q_3(t)$ a été remplacé par une valeur intermédiaire calculée avec $SR_F(t - 1)$ selon l'Équation (6.3). Puis, la première estimation de $SR_F(t)$, convertie en $mm h^{-1}$ a été introduite dans l'Équation (6.3), permettant l'obtention d'un premier débit $Q'_3(t)$. Cette valeur de débit a ensuite été comparée à la valeur intermédiaire de $Q_3(t)$. Si l'écart entre les deux débits était supérieur au débit minimal observé au cours des saisons en valeur absolue ($0,01 m^3 h^{-1}$ ou

$8 \cdot 10^{-5} \text{ mm h}^{-1}$ pour un bassin de 13 ha), alors, une nouvelle itération recommençait. La valeur $Q'_3(t)$ obtenue précédemment était alors utilisée dans l'Équation (6.1), afin d'obtenir une valeur $SR_F(t)$ qui était par la suite utilisée pour calculer $Q''_3(t)$ au travers de l'Équation (6.3), et ainsi de suite. À la fin du processus d'itération, lorsque les deux valeurs de débit convergeaient, $SR_F(t)$ et $Q_3(t)$ étaient conservés afin de passer aux estimations de $SR_F(t + 1)$ et $Q_3(t + 1)$. Le même processus d'itération a été réalisé pour le réservoir de tourbière.

Dans un deuxième temps, pour répondre à l'objectif (ii) de ce chapitre, un seul réservoir de forêt ou de tourbière était simulé. Afin de comparer les résultats obtenus pour une même superficie de bassin versant, les surfaces ont été considérées identiques, soit $130\,000 \text{ m}^2$. Les débits issus d'un bassin versant de forêt (Q_F) et de tourbière (Q_T) ont été estimés d'après les Équations (6.5) et (6.6).

$$Q_F(t) = \left[\exp\left(\frac{SR_F - b_F}{a_F}\right) \right] \cdot 130\,000 \cdot 10^{-3} (t) \quad (6.5)$$

$$Q_T(t) = \left[\exp\left(\frac{SR_T - b_T}{a_T}\right) \right] \cdot 130\,000 \cdot 10^{-3} (t) \quad (6.6)$$

avec $Q_F(t)$ et $Q_T(t)$, les débits générés au temps t par les réservoirs à 100 % de F et T ($\text{m}^3 \text{ h}^{-1}$); a_F , et a_T , les coefficients des relations débit – stockage relatif issus de la relation semi-log; b_F , et b_T , les coefficients (mm) des relations semi-log exprimant une valeur de SR lorsque le débit est équivalent à 1 mm h^{-1} .

6.3.2. Données hydrométéorologiques

Les débits estivaux ont été acquis à l'aide de deux canaux trapézoïdaux, disposés en série (Chapitre 4, section 4.3.1; Figure 1.10D). Le couplage des deux canaux trapézoïdaux de résolutions différentes permet l'acquisition de données précises aussi bien dans les bas débits que dans les hauts débits.

Les précipitations ont été mesurées majoritairement par la station météorologique du site Aéroport (Chapitre 1, section 1.5.5). Les données de la station météorologique du site Abeille ont été utilisées lorsque que cela était possible.

L'évapotranspiration potentielle à l'équilibre (E_{eq}) a été déterminée d'après l'approche semi-empirique de Priestley *et al.* (1972). Cette méthode est détaillée au Chapitre 4 (section 4.3.1) et à l'Annexe IV. Dans ce chapitre, le coefficient α_{PT} a été utilisé comme variable d'ajustement de l'estimation de l'évapotranspiration réelle (ET), car cette approche semi-empirique semble assez bien adaptée aux milieux très humides (Annexe IV).

Les variations de stockage d'eau dans la forêt et dans la tourbière ont été estimées d'après les méthodes décrites précédemment au Chapitre 4. Cette méthode tient compte des fluctuations de la nappe phréatique et des données de rendement spécifique en fonction de la profondeur de sol (Équations 6.7 et 6.8). Chaque stockage relatif a été référencé ($SR = 0$) d'après un niveau de nappe correspondant à un débit spécifique de $0,02 \text{ mm h}^{-1}$ (Chapitre 4). Le niveau phréatique des mares a été considéré identique au niveau phréatique des lanières (NPR_{la}). Les trois typologies spécifiques de la tourbière ont été prises en compte, représentant respectivement 35 % (platières), 35 % (lanières) et 30 % (mares) de la superficie tourbeuse. Il est à noter que cette méthode ne tient pas compte des variations de stockage d'eau dans la zone non saturée. Celles-ci pourraient être importantes en conditions de nappes basses.

$$SR_{F,obs}(t) = SR_{F,obs}(t - 1) + (Sy_F \cdot NPR_F) \cdot dt \quad (6.7)$$

avec $SR_{F,obs}$, le stockage relatif d'eau dans la forêt (mm); Sy_F , le rendement spécifique (adimensionnel); et NPR_F , le niveau phréatique relatif de la forêt (mm).

$$SR_{T,obs}(t) = SR_{T,obs}(t - 1) + (0,35 \cdot Sy_{pl} \cdot NPR_{pl} + 0,35 \cdot Sy_{la} \cdot NPR_{la} + 0,30 \cdot Sy_{ma} \cdot NPR_{la}) \cdot dt \quad (6.8)$$

avec $SR_{T,obs}$, le stockage relatif d'eau dans la tourbière (mm); Sy_{pl} , Sy_{la} , Sy_{ma} , les rendements spécifiques des platières, lanières, mares; et NPR_{pl} , NPR_{la} , les niveaux phréatiques relatifs des platières et lanières (mm). À noter que pour les données de 2012, le NPR_{pl} et le NPR_{la} ont été remplacés par les niveaux phréatiques absolus NPA_{pl} et NPA_{la} . Les NPR n'ont pas été mesurés pour cette dernière année.

6.3.3. Définition *a priori* des paramètres de calage

À la différence des précipitations et des débits, l'évapotranspiration est un paramètre difficilement mesurable à l'échelle d'un bassin versant. Les données d'évapotranspiration utilisées dans ce chapitre sont donc issues d'estimations. Cependant, les relations empiriques proposées dans la littérature sont peu adaptées aux environnements nordiques, ce qui a pour conséquence d'engendrer une forte imprécision sur l'estimation. Devant le manque de connaissance sur l'évapotranspiration des environnements boréaux, le coefficient empirique de Priestley-Taylor (α_{PT}) a été choisi comme paramètre de calage du modèle. En d'autres termes, l'évapotranspiration a été choisie comme variable d'ajustement.

Les données de SR_F et de SR_T simulées par le modèle ont été calées sur les données estimées du $SR_{F,obs}$ et du $SR_{T,obs}$, par périodes successives de 14 jours consécutifs, pendant les étés (jours 180-274) de 2011 et de 2012. Pour chaque calage, seul le coefficient α_{PT} a été changé. Les meilleurs calages ont été sélectionnés en minimisant la $REQMN$ (Équation 6.9). Pour chaque début de période t_0 , les valeurs observées ($SR_{F,obs}$ et $SR_{T,obs}$) ont été utilisées comme valeurs initiales simulées ($SR_{F,sim}$ et $SR_{T,sim}$). À noter que certaines périodes de calage ont été réalisées sur des périodes inférieures à 14 jours, par exemple lors d'une sous captation des précipitations.

Afin d'obtenir une valeur *a priori* du paramètre de calage facile à acquérir sur une station météorologique classique, les coefficients α_{PT} obtenus pour la forêt et la tourbière ont été comparés aux valeurs de températures moyenne de l'air (T_{moy}) sur 14 jours.

6.3.4. Indicateurs de performance

La performance d'un modèle à reproduire des variables observées peut se qualifier différemment suivant ce que l'on veut modéliser. Dans le cas de la modélisation des écoulements de petits bassins versants boréaux, l'emphase a été mise sur les variations de stockage et sur les débits qui en découlent. La $REQMN$ (Équation 6.9), qui évalue l'écart moyen entre les données d'observation et les données de simulation, a été choisi comme indicateur de la performance du modèle à reproduire l'évolution du stockage. Dans le cas d'une modélisation des débits, il est intéressant d'estimer la capacité du modèle à reproduire les crues (amplitude du débit de pointe et volume). Le coefficient de Nash-Sutcliffe (NS ; Équation 6.10) est très sensible aux pointes de

crues alors qu'il est moins sensible aux étiages (Legates *et al.*, 1999; Moriasi *et al.*, 2007). Les valeurs vont de 1,0 (débits identiques) à $-\infty$. En addition de ces indicateurs de performance, le *P-BIAIS* (Équation 6.11) a aussi été utilisé. Dans le cas du *P-BIAIS*, une valeur de 0,0 indique des débits identiques alors que des valeurs supérieures et inférieures à 0,0 indiquent une sous-estimation et une surestimation des débits.

$$REQMN = \left(\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (SR_{obs} - SR_{sim})^2} \right) / (SR_{obs,max} - SR_{obs,min}) \quad (6.9)$$

$$NS = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}})^2} \right] \quad (6.10)$$

$$P - BIAIS = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i})} \right] \cdot 100 \quad (6.11)$$

avec n , le nombre de paires de points; SR_{obs} et SR_{sim} , les stockages relatifs observés et simulés (mm); $SR_{obs,max}$ et $SR_{obs,min}$, les stockages relatifs observés maximal et minimal (mm); Q_{obs} , Q_{sim} , les débits observés et simulés à l'exutoire de la tourbière ($m^3 h^{-1}$); $\overline{Q_{obs}}$, le débit moyen observé ($m^3 h^{-1}$).

6.3.5. Impacts des différentes typologies de forêt et de tourbière sur les débits

Les impacts des typologies de forêt et des typologies de tourbière sur les débits totaux, ainsi que sur les volumes et intensités des principales crues, ont été comparés en utilisant les données d'entrées (P , ET_F , ET_T) du modèle, au cours des quatre périodes estivales (jours 180-274) de 2009 à 2012. Dans chacun des cas, un seul réservoir d'une superficie de 130 000 m^2 a été modélisé (100 % de forêt ou 100 % de tourbière). Des conditions identiques de stockage (+31,25 mm) ont été attribuées au début (jour 180) de chaque période de simulation à chacune des huit simulations (quatre simulations avec une typologie de forêt et quatre simulations avec une typologie de tourbière). Cette valeur de stockage relatif de 31,25 mm représente un point particulier au niveau des relations Q versus SR des typologies de forêt et de tourbière car elle permet de générer le même débit ($37,7 m^3 h^{-1}$ ou un débit spécifique de $0,27 mm h^{-1}$) dans la forêt et dans la tourbière. Ainsi, des conditions de vidange ont été appliquées au début de chaque simulation.

Le découpage temporel des crues servant à la comparaison des volumes écoulés a été réalisé dans les deux cas entre le début et la fin (à 80 % de rabattement (débit de pointe moins le débit initial) de la pointe de crue) de chaque crue simulée au travers de la forêt.

6.4. Résultats

6.4.1. Relations débits *versus* stockage relatif

Les deux relations empiriques Q *versus* SR obtenues d'après les données mesurées de 2011 ont été considérées constantes au cours des quatre périodes étudiées (Figures 6.4A et B). Ces relations expliquent respectivement 86 et 66 % de la variance des débits de la forêt et de la tourbière (Figures 6.4A et B). Même si ces relations de forme exponentielle semblent bien décrire l'évolution des débits en fonction du stockage relatif cumulé, il existe une imprécision, particulièrement sur les débits inférieurs à $0,5 \text{ mm h}^{-1}$. Aussi, peu de données ont été mesurées dans les hauts régimes de débits, ce qui rend l'estimation de ceux-ci potentiellement moins fiables.

6.4.2. Paramètre de calage (α_{PT})

L'évolution des températures moyennes sur 14 jours expliquent respectivement 60 et 62 % de la variance des coefficients α_{PT} de la forêt et de la tourbière, entre les jours 180 et 274 de 2011 et 2012 (Figure 6.5). Dans les deux cas, plus la température augmente, plus le coefficient de Priestley-Taylor diminue, avec une baisse plus prononcée au travers de la tourbière. Les deux régressions linéaires α_{PT} *versus* T_{moy} obtenues (Figure 6.4) ont été utilisées pour caler le modèle. À noter que les coefficients α_{PT} utilisés pour les périodes de calages et pour les périodes de validation ont été estimés d'après ces deux relations. Les gammes d'estimations de α_{PT} , obtenues après calage vont respectivement de 1,9 à 0,3 dans la forêt et de 2,9 à 0,3 dans la tourbière (Annexe VII).

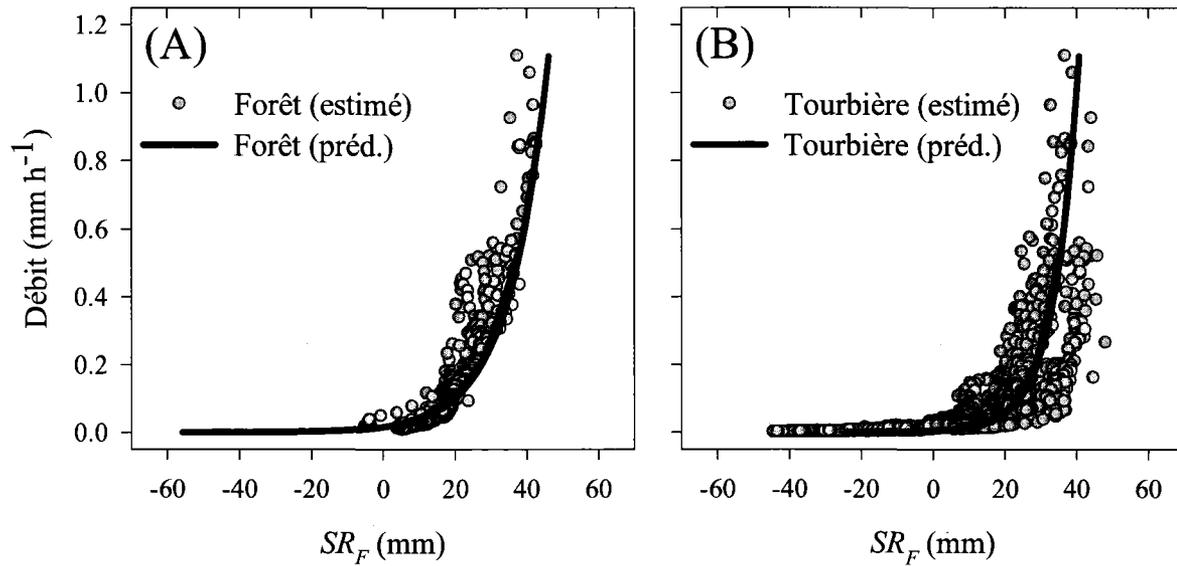


Figure 6.4 : Relations débit (mm h^{-1}) versus stockage relatif (mm) obtenues au moyen des données de terrain (estimé) et des données prédites (préd.) au cours de l'été 2011 (jours 176-274), au travers des surfaces de forêt (A) et de tourbière (B). Les lignes noires représentent les régressions linéaires obtenues pour la forêt ($r^2 = 0,86$; $p < 0,05$; jours 234-274) et pour la tourbière ($r^2 = 0,66$; $p < 0,05$; jours 176-274).

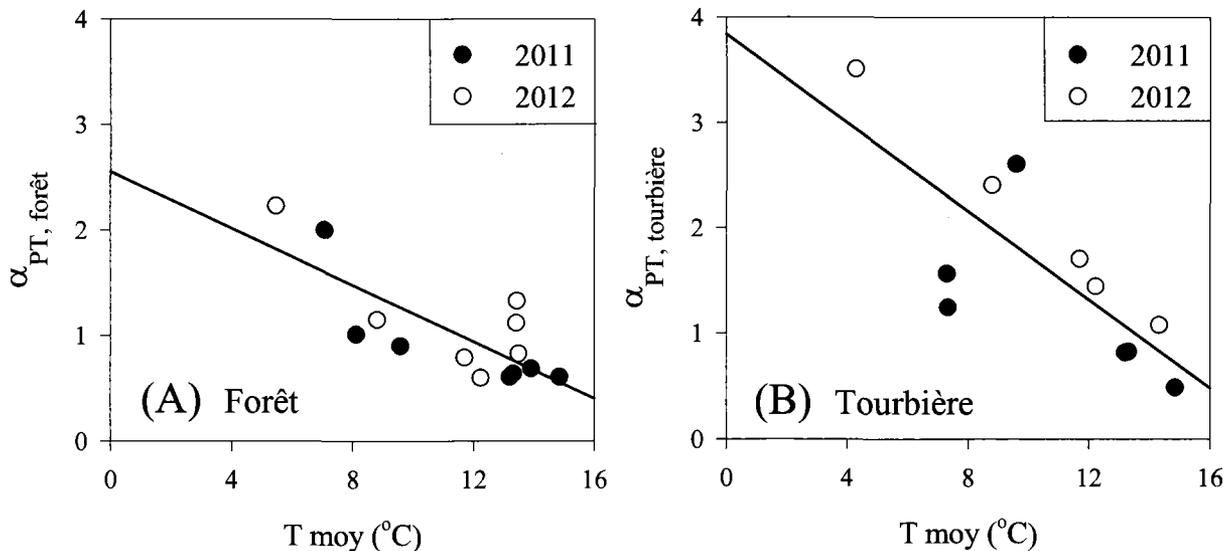


Figure 6.5 : Évolution du coefficient de Priestley-Taylor (α_{PT}) en fonction de la température moyenne de l'air (T_{moy}) au travers des surfaces de forêt (A) et de tourbière (B), entre les jours 180 et 274 des années 2011 et 2012. Les droites représentent les régressions linéaires obtenues dans la forêt ($\alpha_{PT} = -0,13 (T_{\text{moy}}) + 2,6$; $r^2 = 0,60$; $p < 0,05$) et dans la tourbière ($\alpha_{PT} = -0,21 (T_{\text{moy}}) + 3,8$; $r^2 = 0,62$; $p < 0,05$).

6.4.3. Données hydrométéorologiques

Les hyétoigrammes des périodes estivales entre 2009 et 2012 montrent une fréquence élevée des précipitations dans cette région (Figure 6.6). Ainsi, aucune période « sans pluie » supérieure à une semaine n'a pu être observée. Cependant, deux périodes à faible taux de précipitation apparaissent dans ces hyétoigrammes. En 2009 et 2011, les taux de précipitation des deux périodes « de faibles pluies » ont été respectivement de $1,3 \text{ mm j}^{-1}$ (jours 180-213, 2009) et de $0,8 \text{ mm j}^{-1}$ (jours 189-215, 2011). Ces périodes de faibles pluies, ayant lieu pour chaque année au cours du mois de juillet, se distinguent du reste de la saison estivale qui est relativement humide. Les comparaisons sur les précipitations totales montrent que les périodes 2010 et 2012 sont relativement humides (moyenne de 404 mm), tandis que les périodes 2009 et 2011 ont reçu respectivement -24 et -13 % de précipitation, par rapport à la moyenne des quatre périodes. Même si les précipitations semblent assez bien réparties entre juillet et octobre, huit périodes avec des taux de précipitations plus élevés (entre 7 et 20 mm j^{-1}) peuvent y être distinguées. Les quantités apportées par ces précipitations sont respectivement de 60 mm (jours 214-218, 2009), 67 mm (jours 229-234, 2009), 47 mm (jours 237-239, 2009), 83 mm (jours 226-231, 2010), 58 mm (jours 247-249, 2010), 115 mm (jours 230-245, 2011), 43 mm (jours 254-256, 2011) et 103 mm (jours 261-270, 2012). Il est à noter que ces périodes pluvieuses ont été mesurées lors des mois d'août et de septembre.

Les données d'évapotranspiration obtenues par calage du modèle (2011-2012) ou estimées pour les périodes de validation (2009-2010) représentent respectivement 70 (2009), 52 (2010), 64 (2011) et 55 % (2012) des apports en eau par les précipitations (Figure 6.7). Peu de tendances apparaissent de ces estimations avec des taux d'évapotranspiration relativement constants. On peut cependant noter que l'évapotranspiration est relativement élevée en août et septembre alors qu'elle n'est pas nécessairement plus élevée en début d'été, excepté en 2011. Les taux moyens d'évapotranspiration par périodes sont compris entre 2,3 et $2,4 \text{ mm j}^{-1}$ avec des pics compris entre 3,9 et $5,0 \text{ mm j}^{-1}$. Pour les quatre périodes étudiées, la hauteur d'évapotranspiration de la tourbière a été supérieure de 11 % à l'évapotranspiration de la forêt.

Dans ce paragraphe, les chroniques des stockages relatifs et des débits observés ont été comparées. La comparaison portant sur les stockages relatifs et les débits simulés est proposée dans la section suivante. Les chroniques du stockage relatif observé cumulé sont relativement

semblables entre les deux typologies de paysage, suivant que l'on regarde l'amplitude ou les taux de baisse et d'augmentation (Figures 6.8 et 6.9). Les amplitudes maximales des variations du stockage relatif cumulé sont respectivement de 55 mm (2010), 85 mm (2011) et 43 mm (2012) dans la forêt et de 55 mm (2009), 67 mm (2010), 79 mm (2011), 36 mm (2012) dans la tourbière. Les niveaux du stockage relatif au début de chaque période sont relativement proches du seuil de référence ($SR = 0$), aussi bien dans la forêt que dans la tourbière. Une exception existe en 2009 où le stockage dans la tourbière commence par un déficit en eau de 31 mm. En revanche, aucune donnée de stockage relatif n'a pu être estimée en 2009 dans les surfaces de forêt, du fait de l'absence de capteur dans ce domaine.

Les débits (Q_{obs}) observés à l'exutoire du bassin versant confirment la présence de périodes plus humides (2010 et 2012) et de périodes moins pluvieuses (2009 et 2011) avec respectivement l'équivalent de 122 mm (2009), 198 mm (2010), 155 mm (2011) et 180 mm (2012) d'eau écoulés entre les jours 180 et 274. Ces lames d'eau représentent respectivement 40 % (2009), 48 % (2009), 44 % (2011) et 46 % (2012) des apports en eau par les précipitations (Figure 6.10). Trois périodes à faibles débits spécifiques ont été mesurées lors des mois de juillet 2009 (10 mm, jours 180-214), 2010 (7 mm, jours 180-197) et 2011 (6 mm, jours 190-226). Les pointes de crue mesurées ont rarement excédé un débit spécifique de $0,6 \text{ mm h}^{-1}$ excepté en 2010 (Jour 231 : $0,8 \text{ mm h}^{-1}$ et jour 247 : $0,8 \text{ mm h}^{-1}$) et 2011 (jour 236 : $1,1 \text{ mm h}^{-1}$).

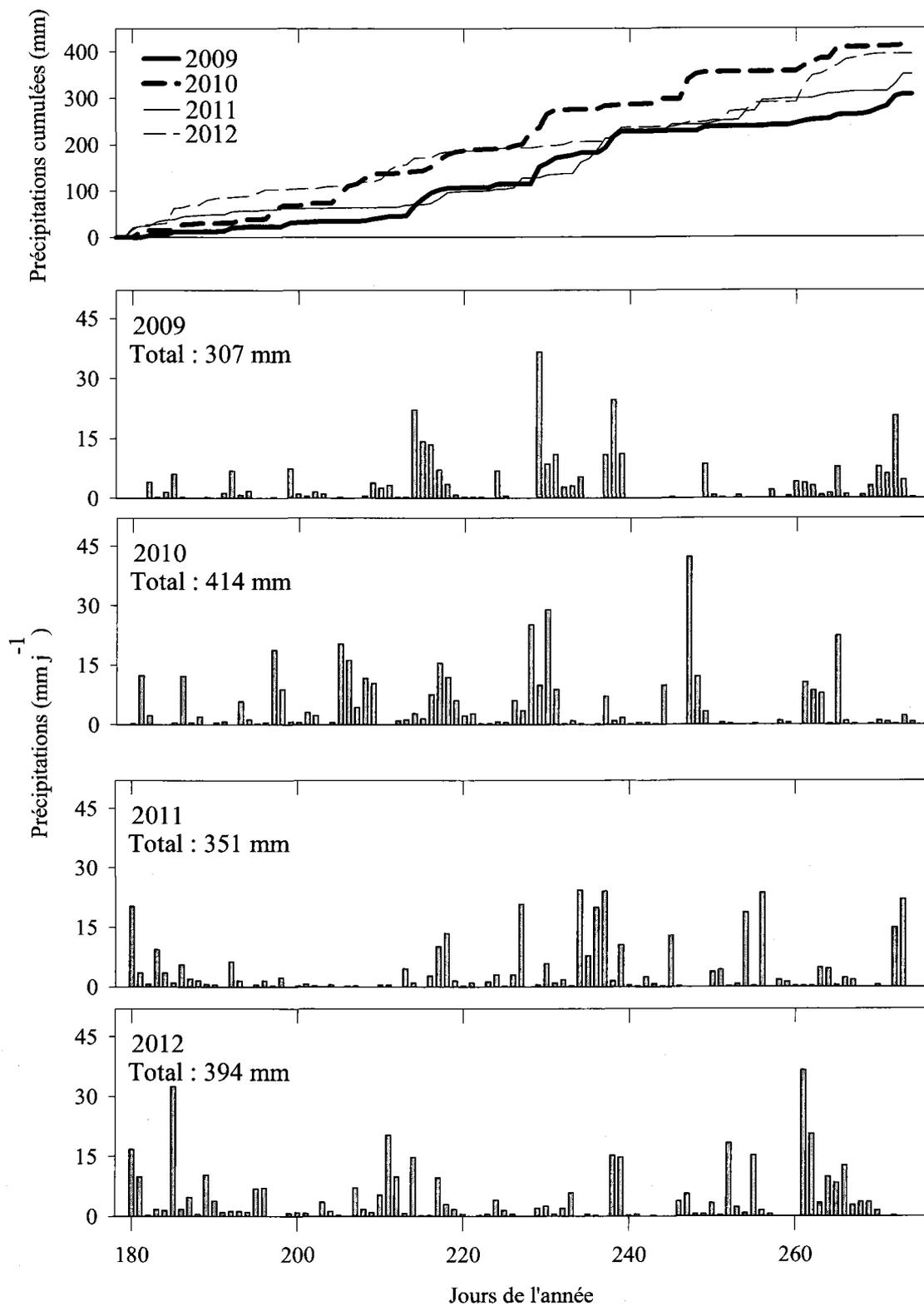


Figure 6.6 : Évolution des précipitations cumulées (mm) et journalières (mm j⁻¹) estivales (jours 180-274) des périodes de validation (2009, 2010) et des périodes de calage (2011, 2012) du modèle.

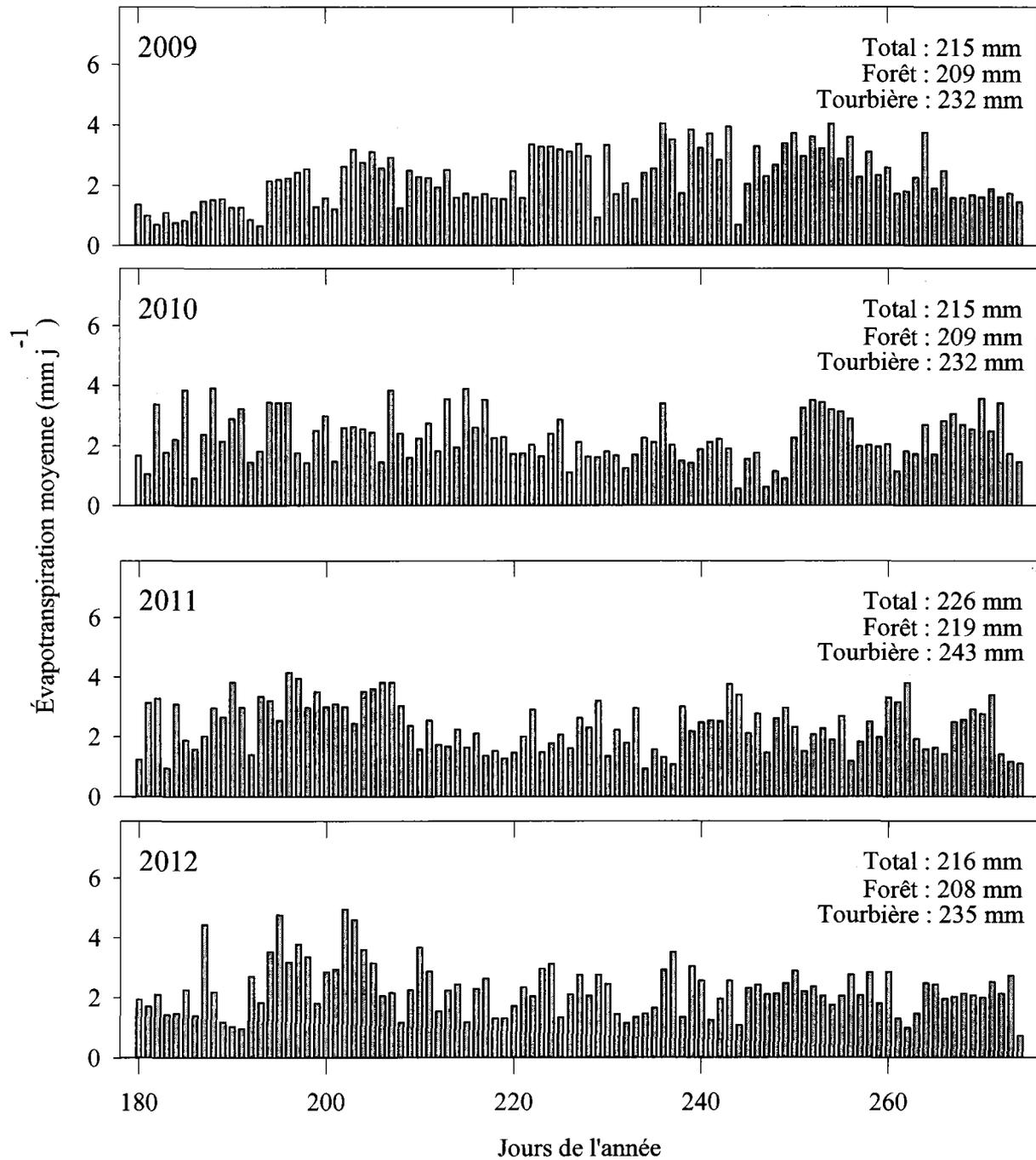


Figure 6.7 : Estimations avec calage de l'évapotranspiration journalière (mm j⁻¹) moyennée sur l'ensemble du bassin versant, entre les jours 180 et 274 des périodes de validation (2009, 2010) et des périodes de calage (2011, 2012) du modèle.

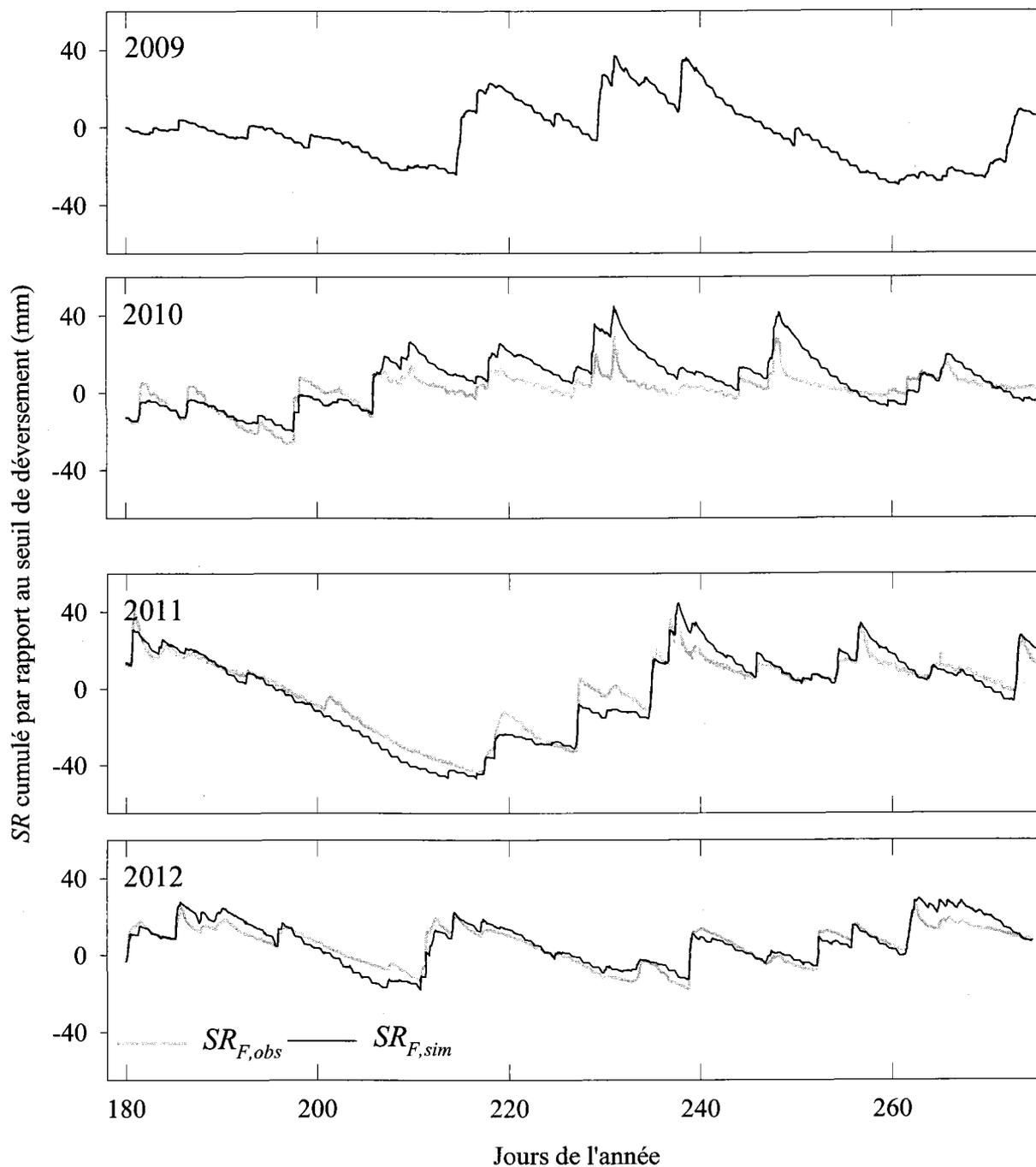


Figure 6.8 : Évolution des stockages relatifs mesurés ($SR_{F,obs}$) et simulés ($SR_{F,sim}$) des surfaces de forêt entre les jours 180 et 274 des périodes de validation (2009, 2010) et des périodes de calage (2011, 2012) du modèle. L'année 2009 n'as cependant pas été validée pour la forêt car aucune donnée d'observation n'était disponible.

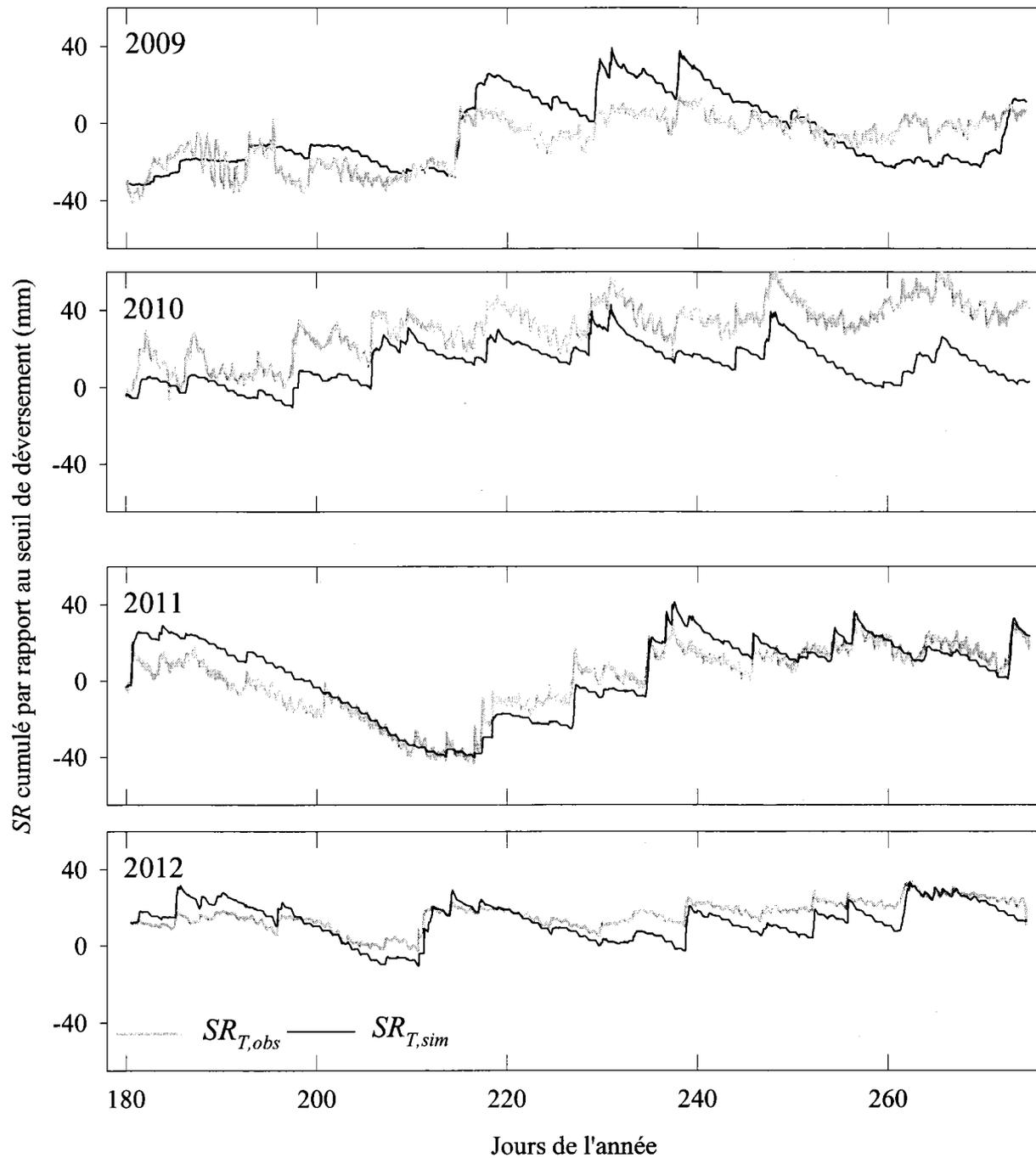


Figure 6.9 : Évolution des stockages relatifs mesurés ($SR_{T,obs}$) et simulés ($SR_{T,sim}$) des surfaces de tourbière entre les jours 180 et 274 des périodes de validation (2009, 2010) et des périodes de calage (2011, 2012) du modèle.

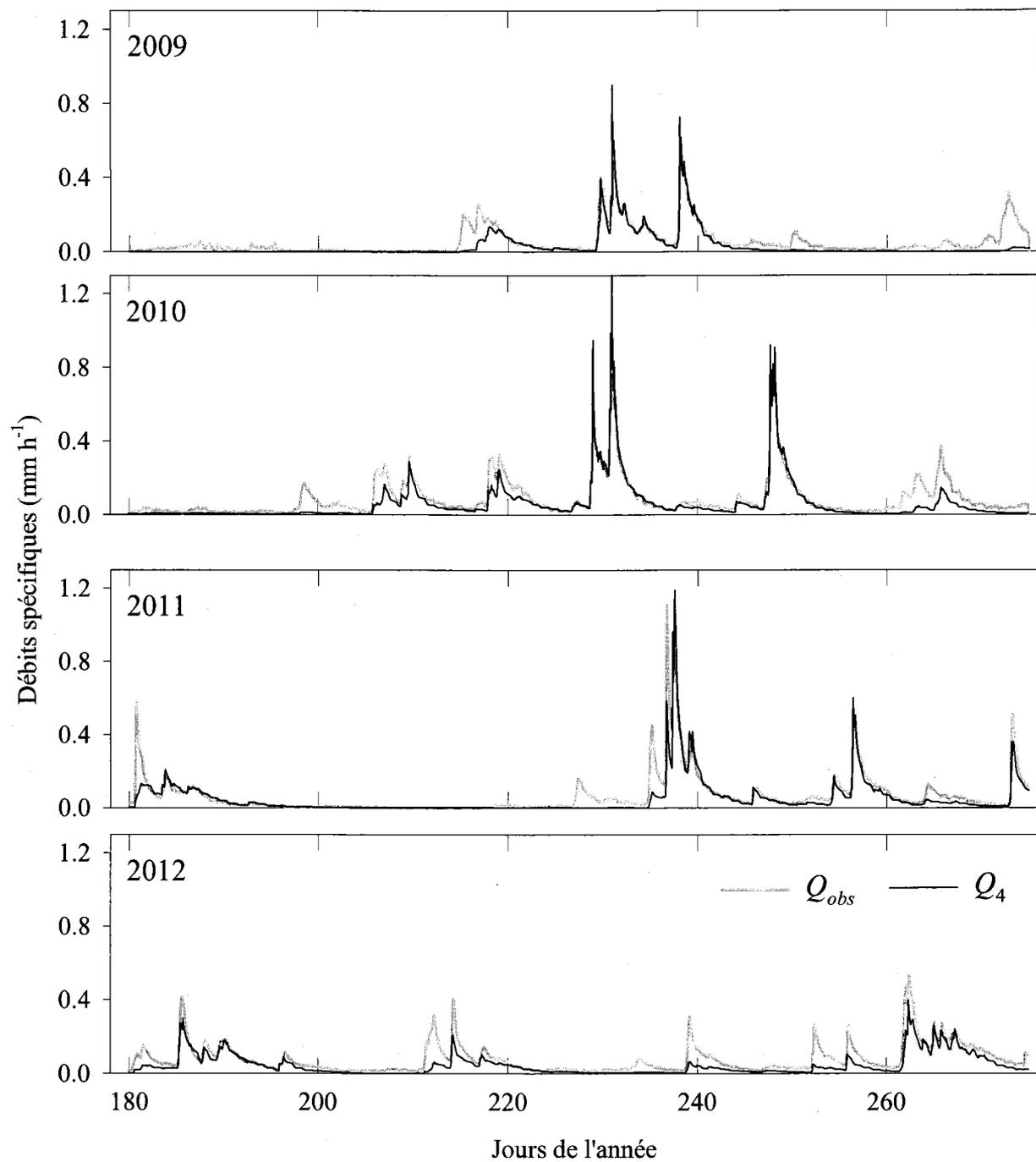


Figure 6.10 : Évolution des débits spécifiques horaires (mm h⁻¹) mesurés (Q_{obs}) et simulés (Q_4) à l'exutoire du bassin versant entre les jours 180 et 274 des périodes de validation (2009, 2010) et des périodes de calage (2011, 2012) du modèle.

6.4.4. Simulation des stockages relatifs

Les résultats de calage du modèle (2011-2012) reproduisent assez bien les évolutions du stockage relatif au travers de la forêt (Figure 6.8). Les valeurs des *REQMN* entre $SR_{F,sim}$ et $SR_{F,obs}$ représentaient respectivement 7 et 11 % en 2011 et 2012 (Tableau 6.1). La performance du modèle à reproduire le stockage relatif cumulé est relativement constante entre juillet et octobre. Néanmoins, certaines périodes sont sous-estimées comme lors des événements pluvieux des jours 217 (-37 %) et 226 (-42 %) de 2011. De la même manière, les résultats des périodes de calage reproduisent assez bien l'évolution du stockage relatif au travers de la tourbière (Figure 6.9). Les valeurs des *REQMN* entre $SR_{T,sim}$ et $SR_{T,obs}$ représentaient respectivement 12 et 20 % en 2011 et 2012. Toutefois, les simulations de 2012 semblent surestimer les hausses et les baisses du $SR_{T,obs}$, entre les jours 220 et 274.

Les résultats des périodes de validation (2009-2010) reproduisent avec une moins bonne performance les évolutions des stockages relatifs (Figures 6.8 et 6.9). La valeur de *REQMN* obtenue sur les données de 2010 entre $SR_{F,sim}$ et $SR_{F,obs}$ est égale à 17 %. Ces valeurs sont respectivement de 24 et 28 % en 2009 et 2010 pour la tourbière (Tableau 6.1). Il est à noter que le stockage relatif cumulé au travers de la tourbière est surestimé (jours 217-247) puis sous-estimé (jours 248-272) en 2009, alors qu'il est largement sous-estimé sur toute la période de 2010.

Tableau 6.1 : Comparaison des indicateurs de performance des stockages relatifs de la forêt et de la tourbière, des années de 2009 à 2012 (jours 180-274).

	Périodes de validation				Périodes de calage			
	2009		2010		2011		2012	
	SR_F	SR_T	SR_F	SR_T	SR_F	SR_T	SR_F	SR_T
<i>REQMN</i> (%)	-	24	17	28	7	12	11	20

6.4.5. Simulation des débits

Lors du calage, la qualité des simulations de Q_{obs} (Figure 6.10) a différé entre 2011 (simulation bonne) et 2012 (simulation moyenne). Les indicateurs de performance (Tableau 6.2) montrent une sous-estimation des Q_{obs} totaux en 2011 (*P-BIAIS* de 27 %) et 2012 (*P-BIAIS* de 43 %). En revanche, les pointes de crue sont assez bien représentées en 2011 (*NS* de 0,73), alors qu'elles sont largement sous-estimées en 2012 (*NS* de 0,54), spécifiquement entre les jours 215 et 260. Les résultats des deux périodes de validation indiquent que le modèle conserve une assez bonne

capacité à reproduire les débits, malgré une surestimation évidente de ceux-ci lors de certaines pointes de crue (jours 231 de 2009; 229 et 231 de 2010). Les indicateurs de performance (Tableau 6.2) montrent, une sous-estimation des Q_{obs} totaux en 2009 (P - $BIAIS$ de 43 %) et 2010 (P - $BIAIS$ de 30 %). Les pointes de crue sont cependant assez bien représentées en 2009 (NS de 0,60) et 2010 (NS de 0,72). À noter que Q_{obs} est largement sous-estimé entre les jours 250 et 274 de 2009. Ces résultats n'indiquent pas de baisse de la performance du modèle à reproduire les débits entre les périodes de calage et les périodes de validation.

Les comparaisons temporelles des principales pointes de crues de Q_{obs} et de Q_4 entre 2009 et 2012 montrent que le modèle reproduit relativement bien les temps de réponses du bassin aux principales précipitations (Tableau 6.3). Ainsi, en conditions de débits modérés ($< 0,4 \text{ mm h}^{-1}$), Q_4 était en avance de 1 h (médiane) par rapport à Q_{obs} . Les écarts de temps de réponses étaient relativement constants ($\pm 2 \text{ h}$). En conditions de débits élevés ($> 0,4 \text{ mm h}^{-1}$), Q_4 était aussi en avance de 1h (médiane) par rapport à Q_{obs} . En revanche, les écarts de temps de réponses étaient plus importants ($\pm 4\text{h}$), principalement affecté par la crue du jour 180 de l'année 2011 (+12h).

Tableau 6.2 : Comparaison des indicateurs de performance des débits estivaux Q_4 , des années de 2009 à 2012 (jours 180-274).

	Périodes de validation		Périodes de calage	
	2009	2010	2011	2012
$REQMN$ (%)	8	7	5	10
NS	0,60	0,72	0,73	0,54
P - $BIAIS$ (%)	43	30	27	43

Tableau 6.3 : Comparaison des écarts de temps aux principales pointes de crues entre les débits estivaux observés (Q_{obs}) et simulés (Q_4). dt représente la relation $t(Q_4) - t(Q_{obs})$. Les pointes de crues modérées sont issues des jours 229 (2009); 209, 265 (2010); 185, 214 (2012). Les pointes de crues élevées sont issues des jours 231, 238 (2009); 229, 231, 247 (2010); 181, 235, 236, 237, 256, 273 (2011); 262 (2012).

dt (h)	N	médiane	moyenne	écart-type	min	max
$Q_{obs} < 0,4 \text{ (mm h}^{-1}\text{)}$	5	-1	-1	+2	-3	+2
$Q_{obs} > 0,4 \text{ (mm h}^{-1}\text{)}$	12	-1	0	+4	-2	+12

6.4.6. Impact des typologies de forêt et de tourbière sur les débits

À l'échelle des quatre périodes estivales étudiées (jours 180-274, 2009 à 2012), les résultats montrent que la tourbière génère moins de débit que la forêt (Figure 6.11). Les distributions des

25^e et 75^e percentiles de débit sont inférieures de 15 (2010) à 39 % (2011) pour la tourbière. Les débits moyens générés par la tourbière représentent respectivement 85 % (2009), 87 % (2010), 80 % (2011) et 81 % (2012) des débits générés par la forêt. Les débits médians de la tourbière représentent respectivement 41 % (2009), 53 % (2010), 38 % (2011) et 49 % (2012) des débits générés par la forêt. Il est à noter que pour les deux typologies, les moyennes des débits sont largement supérieures à la médiane. Les moyennes des débits de la tourbière dépassent dans deux cas sur quatre, le 75^e percentile. Les distributions des extrêmes (5^e et 95^e percentiles) montrent que la tourbière génère des débits plus faibles en conditions de bas régimes de débit que la forêt.

À l'échelle de la crue, les résultats sont inversés. Les principales pointes de crue ($> 0,4 \text{ mm h}^{-1}$) sont largement supérieures pour la tourbière que pour la forêt (Tableau 6.4). Les pointes de crues en condition de tourbières sont supérieures de 30 à 125 % par rapport aux pointes de crue en condition de forêts. Les volumes d'eau générés par les principales crues sont dans l'ensemble supérieurs pour la tourbière que pour la forêt (Tableau 6.4).

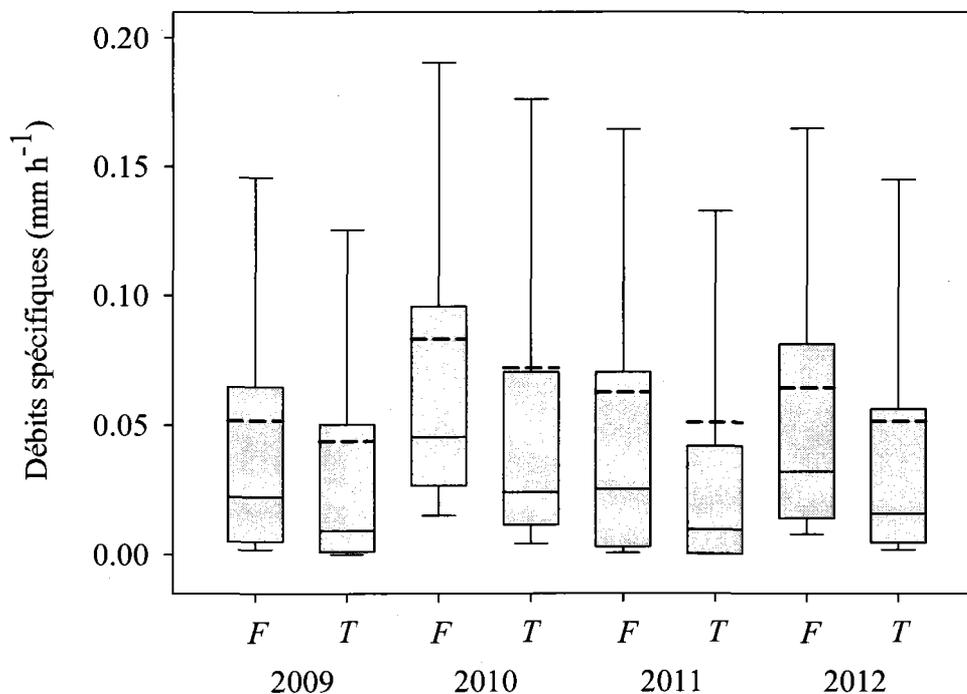


Figure 6.11 : Boîtes à moustaches représentant les débits spécifiques horaires (mm h^{-1}) générés par le modèle, paramétré par 100 % de forêt (*F*) ou 100 % de tourbière (*T*), au cours des étés de 2009 à 2012. Les boîtes à moustaches représentent la médiane, la moyenne (pointillé), les 25^e et 75^e percentiles, et les 5^e et 95^e percentiles.

Tableau 6.4 : Comparaison des principales pointes de débits générés par le modèle, paramétré par 100 % de forêt (Q_F) ou 100 % de tourbière (Q_T), au cours des étés de 2009 à 2012.

2009		2010		2011		2012	
Jours	Q_T/Q_F (%)						
231	181	209	139	237	148	185	130
238	130	219	123*	256	158	262	142**
		229	225**	273	117*		
		231	171**				
		248	162**				

*($90\% < Q_T/Q_F < 95\%$) sur les volumes de la crue

**($115\% < Q_T/Q_F < 131\%$) sur les volumes de la crue

6.5. Discussion

6.5.1. Paramètres du modèle hydrologique

Les deux relations empiriques Q versus SR (une pour la tourbière et l'autre pour la forêt) utilisées dans cette étude expliquent une proportion importante de la variance des débits ($> 66\%$). Néanmoins, les observations montrent qu'une large gamme de SR permet d'expliquer un même Q , essentiellement entre +20 et +40 mm dans les deux typologies. Ces fortes variations sont vraisemblablement dues à de nombreux phénomènes comme le déplacement spatial de l'onde cinématique, les effets de laminage des débits au travers du bassin versant, les écoulements de surface au-dessus de la zone saturée, les variations spatio-temporelles d'humidité du sol dans la zone non saturée ou encore l'emmagasinement spécifique des couches de tourbe. Puisque l'estimation du stockage provient d'un nombre restreint de puits, il est ainsi fortement envisageable que des données ponctuelles ne représentent pas exactement les phénomènes de stockage sur l'ensemble de la tourbière. Aussi, la relation empirique Q versus SR est potentiellement plus représentative de la tourbière que de la forêt, car les écoulements issus de la forêt n'ont pas été directement mesurés à l'exutoire de celle-ci, mais proviennent d'une estimation à partir de l'exutoire du bassin versant. Les effets d'hystérèses, souvent observés au sein des sols organiques, complexifient aussi l'estimation d'un débit d'après un niveau de stockage. Néanmoins, les résultats de ces simulations ne semblent pas trop affectés par les approximations qui ont été faites dans cette étude.

L'unique paramètre de calage du modèle repose sur l'estimation du coefficient de Priestley-Taylor (α_{PT}) d'après deux relations α_{PT} versus T_{moy} obtenues pour la forêt et la tourbière.

L'évapotranspiration est le terme dominant dans la majorité des bilans hydrologiques estivaux. Ainsi, une mauvaise estimation de ce terme est susceptible d'affecter grandement l'estimation des autres termes. De plus, il existe actuellement trop peu d'études sur l'évapotranspiration en domaine boréal humide, laissant à l'utilisateur un choix cornélien entre différentes équations empiriques plus ou moins adaptées à ces milieux. L'étude de Carrer *et al.* (2012; Annexe IV) en accord avec d'autres études réalisées sur les zones humides (Rosenberry *et al.*, 2004), a montré que l'équation de Priestley-Taylor était assez bien adaptée aux milieux tourbeux. Cependant, cette équation adaptée aux milieux saturés (disponibilité en eau non limitante) pourrait être moins adaptée aux zones forestières et aux sols minéraux couverts de lichens, très présents sur ce bassin. Le choix d'utiliser la température moyenne de l'air comme variable de corrélation avec le coefficient α_{PT} n'est sans doute pas optimal. La température de l'air n'est pas systématiquement corrélée avec l'humidité relative, toutefois, ce paramètre fondamental limite ou favorise le potentiel d'évaporation. L'utilisation de données contenant des mesures d'humidités relatives serait sans doute largement bénéfique à ce type de relations. Néanmoins, la température moyenne de l'air a le mérite d'être toujours mesurée sur les stations météorologiques, ce qui va dans le sens d'une modélisation simple comme souhaitée dans ce chapitre. Les résultats de calage ont montré que le coefficient α_{PT} augmentait entre juillet et septembre. Ces résultats vont dans le sens des observations de Kellner (2001) sur une tourbière ombrotrophe. Cette augmentation de α_{PT} à la fin de l'été peut s'expliquer par la diminution du rapport de Bowen (H/LE) observée sur les tourbières (Kellner, 2001). En effet, α_{PT} peut être exprimé en fonction d'une relation faisant intervenir l'inverse du rapport de Bowen. Lorsque celui-ci baisse, α_{PT} augmente. La relation α_{PT} versus T_{moy} proposée ici semble donc donner des résultats concordants avec ce qui est rapporté dans la littérature.

Les résultats obtenus dans ce chapitre suggèrent une surestimation de l'évapotranspiration par la relation α_{PT} versus T_{moy} . Une hypothèse avancée est qu'août et septembre seraient des périodes avec une humidité relative plus élevée qu'en juillet, ce qui limiterait fortement le potentiel d'évaporation même si les températures ne diminuent pas d'autant. Cette hypothèse pourrait expliquer l'écart de taux d'évapotranspiration entre les données simulées (ce chapitre) et les données mesurées dans cette tourbière en 2011 (Annexe IV). Le rapport de Bowen est aussi très fluctuant dans les zones tourbeuses (Kellner, 2001; Kim *et al.*, 1996). Néanmoins, ce rapport ne semble pas dépendant des niveaux de nappes dans ces milieux humides, mais d'avantage du

rayonnement net total et de l'humidité relative (Kellner, 2001). On remarque aussi que les taux d'évapotranspiration de la forêt sont inférieurs aux taux de la tourbière, malgré un albédo plus élevé pour les tourbières. Ce résultat est concordant avec l'étude de Brümmer *et al.* (2012) qui rapporte des différences d'environ 25 % entre les typologies de forêt et de tourbière. Néanmoins, Van Seters *et al.* (2001) ont obtenu des taux d'évapotranspiration similaires entre les surfaces de forêt et de tourbières ouvertes d'une tourbière ombrotrophe de la région de Rivière du Loup (Québec). Les coefficients α_{PT} utilisés vont respectivement de 1,9 à 0,3 pour la forêt et de 2,9 à 0,3 pour la tourbière (Annexe VII). Ces résultats montrent des variations légèrement plus importantes que celles retrouvées dans la littérature (Price *et al.*, 1994; Quinton, 1991), excepté pour l'étude de Engstrom *et al.* (2002) réalisée en Alaska. Dans cette dernière étude, les auteurs ont obtenu des variations de α_{PT} comprises entre 0,0 et 5,0. Néanmoins, si l'on exclut les valeurs les plus élevées, les coefficients (0,5 à 1,4 pour la forêt et 0,5 à 2,0 pour la tourbière) obtenus sont relativement concordants avec les données de la littérature. Quinton (1991) a obtenu des coefficients moyens de 1,67 avec un écart-type de 0,6 au travers d'un fen du Labrador, alors que Stewart *et al.* (1976) ont rapporté des valeurs proches de 1,0 et Brümmer *et al.* (2012) ont référencé des valeurs proches de 0,5, pour les forêts boréales.

6.5.2. Modélisation des conditions hydrométéorologiques

Les quatre périodes étudiées sont relativement représentatives des conditions météorologiques estivales rencontrées dans le moyen-nord Québécois, avec des périodes moins « pluvieuses » en début d'été et plus humides en août et septembre. L'abondance des zones humides dans cette région relève sans doute en partie, de la régularité des périodes de précipitation tout au long de la saison de croissance végétative malgré des taux maximaux de précipitations relativement faibles (7 à 20 mm j⁻¹). Le calage et la validation ont été réalisés sur une période moins « pluvieuses » (2009 et 2011) et une période plus humide (2010 et 2012), avec comme saisons plus sèche et plus humide obtenues respectivement en 2009 et 2010. Ces différentes conditions de précipitations ont donc permis de vérifier les performances du modèle sur une large gamme de précipitations.

L'évapotranspiration estimée d'après le calage du modèle et par la relation α_{PT} versus T_{moy} représente entre 52 % (2010, saison plus humide) et 70 % (2009, saison moins humide) des apports en eau par les précipitations. Ces proportions élevées, montrent que l'évapotranspiration

joue un rôle prépondérant dans le bilan hydrologique estival de ce bassin versant et qu'une mauvaise estimation de ce terme devrait avoir un impact important sur le bilan hydrologique. La période la plus humide (2010) est aussi celle où l'évapotranspiration est proportionnellement la plus faible. À l'inverse, la période la moins « pluvieuse » (2009) est celle où l'évapotranspiration est proportionnellement la plus élevée. Les taux moyens d'évapotranspiration (2,3 à 2,4 mm j⁻¹) sont légèrement plus faibles que les valeurs des périodes estivales rapportées dans la littérature (Price *et al.*, 1994; Raddatz *et al.*, 2009; Whittington *et al.*, 2006). Néanmoins, le mois de juin, où l'évapotranspiration est habituellement élevée dans cette région, n'a pas été considéré ici. Les taux d'*ET* sont donc à prendre en compte avec précaution et supposeraient une surestimation par notre modèle. La comparaison de ces valeurs avec l'étude lysimétrique de Carrer *et al.* (2012; Annexe IV) menée en 2011 sur ce même bassin versant montre que l'évapotranspiration de la tourbière estimée d'après le modèle α_{PT} versus T_{moy} est surestimée de 38 % en 2011 (176 mm par la méthode lysimétrique et 243 mm par l'estimation du modèle). En revanche, les taux maximums d'évapotranspiration, estimés ici entre 3,9 mm j⁻¹ et 5,0 mm j⁻¹ sont concordants avec les données de la littérature (Kellner *et al.*, 2002; Lafleur *et al.*, 2005; Whittington *et al.*, 2006). Néanmoins, cette possible mésestimation de l'évapotranspiration est principalement due au fait que le coefficient α_{PT} est ici le paramètre de calage. Ainsi, tous les phénomènes n'ayant pas été pris en compte dans le bilan hydrologique (interception par la canopée, variations de stockage dans la zone non saturée, écoulements sub-superficiels, effets d'hystérèse, hétérogénéité du milieu) sont simplifiés au travers de ce coefficient empirique, augmentant l'erreur potentielle sur l'évapotranspiration.

Les données météorologiques (*P* et *ET*) ont ainsi engendré des débits plus importants en 2010 et 2012. On remarque qu'une proportion importante des volumes d'eau est produite lors des périodes de crue et que les longues périodes d'étiage, représentent proportionnellement peu de volume. Les estimations du stockage relatif au travers de la forêt et de la tourbière montrent que leurs évolutions sont relativement semblables. Cette relative homogénéité indique ainsi que le comportement hydrologique de ces deux typologies est relativement proche à l'échelle de quelques jours. En revanche, cela ne signifie pas pour autant qu'elles ont les mêmes comportements hydrologiques à une échelle plus courte, comme lors des crues.

6.5.3. Performances des simulations

Les bonnes prédictions des chroniques de stockage relatif, tant au travers de la forêt qu'au travers de la tourbière, indiquent que la dynamique hydrologique peut être résumée par quelques paramètres. En d'autres termes, les relations Q versus SR intègrent relativement bien les paramètres physiques (gradient hydraulique, conductivité hydraulique) de chaque typologie et l'évolution de l'évapotranspiration semble assez bien représentée par la formule Priestley-Taylor. Des phénomènes d'hystérèse au niveau des relations Q versus SR ou Q versus nappe ont pourtant été observés dans la littérature (Clerc, 2009) ainsi que rapportés au Chapitre 4. Ces hystérèses peuvent potentiellement affecter la qualité de prédiction des débits par les modèles hydrologiques. Néanmoins, les résultats du Chapitre 4 ont montré que ces phénomènes d'hystérèse n'étaient observables qu'en période de nappes basses, correspondant à des débits très faibles. Ces phénomènes auraient donc un impact relativement limité sur la prédiction de débits saisonniers dans les petits bassins versants minérotrophes. Les simulations sont, semble-t-il, moins performantes pour la tourbière que pour la forêt. Cela pourrait s'expliquer par les propriétés de stockage d'eau dans les différentes mares (Chapitre 4), par les propriétés d'emménagement spécifique de la tourbe (Chapitre 3), ainsi que par la surestimation des taux d'évapotranspiration dans ce milieu. Cependant, les résultats des Chapitres 3 et 4 ont montré que l'emménagement spécifique était relativement faible sur cette tourbière. Il est à noter que dans ces simulations, la tourbière a un rôle moins important sur le stockage que la forêt car elle ne représente que 28 % du bassin versant. Aussi, les données de stockage sont issues d'estimations, ce qui limite la comparaison entre données observées et données simulées. Les résultats des deux périodes de validation ont montré une légère baisse par rapport au calage, de la performance du modèle à reproduire l'évolution du stockage relatif. Ces résultats montrent sans doute que l'estimation de l'évapotranspiration par une relation empirique liée à la température moyenne de l'air n'est pas assez rigoureuse. Cependant, l'augmentation des biais entre le calage et la validation est relativement faible, ce qui démontre les capacités du modèle à estimer les variations de stockage.

Les bonnes prédictions des variations de stockage par le modèle se traduisent sur les débits qui en découlent. Les principales périodes de crue sont, dans l'ensemble, bien estimées alors que les périodes de crues secondaires (intensités $< 0,4 \text{ mm h}^{-1}$) sont dans chacun des cas, sous-estimées.

Ces observations peuvent s'expliquer par les très faibles capacités de stockage des deux typologies de forêt et de tourbière lors des dépassements des seuils d'écoulement. Ainsi, lors des périodes très humides, le bassin versant fonctionne comme un réservoir plein d'eau où tout excédent participe au débit. En revanche, lors des périodes moins humides, la surestimation de l'évapotranspiration crée une capacité de stockage « fictive » qui va engendrer une diminution des quantités d'eau ruisselées (une partie des précipitations est utilisée pour combler le déficit de stockage). Après ces petites crues, le stockage relatif revient à un seuil de zéro aussi bien dans le cas des simulations qu'au niveau des observations. Ainsi, même si l'évapotranspiration est légèrement surestimée, le modèle se remet à « zéro » après chaque période de forte précipitation. Il en découle mathématiquement, une sous-estimation des débits estivaux, sans affecter l'estimation des principales crues. De plus, les périodes d'étiage (juin-juillet) et de débit (août-octobre) sont relativement bien séparées dans cette région. Le passage à un régime de débit au milieu de l'été permet de combler une surestimation de l'étiage dès les premières précipitations. L'effet de surestimation de l'évapotranspiration explique ainsi les meilleures estimations des débits estivaux obtenues en 2010 (*P-BIAIS* de 30 %). En effet, 2010 est la période la plus humide, ce qui limite l'effet de stockage « fictif » et permet une meilleure prédiction des débits. On peut aussi remarquer que le modèle accentue fortement l'amplitude des principales pointes de crue sans pour autant les décaler (1h) par rapport aux observations. Le modèle reproduit ainsi assez fidèlement le temps de réponse du bassin versant aux précipitations car les petits bassins versants boréaux réagissent rapidement aux pluies. En revanche, la surestimation des amplitudes de crue est vraisemblablement due à un palier trop strict (eau de pluie = eau ruisselée) représenté par le modèle.

Certains processus hydrologiques n'ont pas été considérés dans cette modélisation comme : l'interception de la pluie par la canopée, les écoulements sub-superficiels ou bien les variations de stockage dans la zone non saturée. Ces trois processus, dont notre étude ne peut quantifier l'importance, ont été intégrés de fait au paramètre de calage α_{PT} . La probable surestimation de l'*ET* par la formule de Priestley-Taylor, pondérée du coefficient α_{PT} , pourrait en partie être due à l'intégration de ces processus dans ce coefficient. Néanmoins, les résultats du Chapitre 4 ont montré que l'interception de la pluie par la canopée, les écoulements superficiels ou bien les variations de stockage dans la zone non saturée semblaient relativement faibles à l'échelle de la saison mais qu'ils pouvaient être non négligeables à l'échelle journalière, pendant les périodes les

moins pluvieuses. Les bonnes prédictions des variations de stockage dans la zone saturée obtenues dans ce chapitre corroborent celles obtenues au Chapitre 4, qui mettaient en évidence que les variations de stockage étaient en grande partie expliquées par les fluctuations de la nappe au sein des zones saturées. Ainsi, ces trois processus n'ont pas été explicitement estimés, mais leurs impacts sur la prédiction du stockage ou des débits semblent limités, particulièrement à l'échelle de la saison.

6.5.4. Impact des typologies de forêt et de tourbière sur les débits

À l'échelle de la période estivale, la tourbière a généré des débits légèrement inférieurs à ceux produits par la forêt. Ces plus faibles débits s'expliquent par les taux moyens d'évapotranspiration plus élevés au travers de la tourbière. La tourbière perd alors plus d'eau par évaporation que la forêt et ainsi accroît sa capacité de stockage jusqu'aux futurs apports par les précipitations. On peut remarquer que la période de 2010, où la différence de volume d'eau entre les deux typologies est la plus faible, est aussi celle où le rapport *ET/P* est le plus faible (52 %). À l'inverse, 2011 est la période où le rapport *ET/P* est le plus élevé (64 %) après 2009 (70 %). Ces données illustrent le rôle prépondérant de l'évapotranspiration sur le bilan hydrologique des bassins versants boréaux. Ces résultats montrent qu'une année plus humide avec moins d'évapotranspiration réduit aussi l'écart de génération de débit entre la forêt et la tourbière. Les comparaisons sur les médianes des débits montrent que la tourbière génère beaucoup plus de faibles débits que la forêt. Aussi, les moyennes sont, dans les deux cas, largement supérieures au 50^{ème} percentile. Ces observations traduisent les processus d'écoulements de type binaire (stockage, ruissellement) dans les tourbières. L'effet de seuil (stockage, ruissellement) caractéristique des zones humides et formulé dans notre modèle d'écoulement, est plus prononcé dans les tourbières, ce qui favorise les pointes de crue et allonge les périodes d'étiage. Dans chacun des deux cas, les quantités d'eau générées par les périodes de crues sont largement supérieures à celles des périodes d'étiage ce qui déplace les moyennes des débits au-dessus du 50^{ème} percentile. Cette représentation des écoulements par effet de seuil, signifie aussi que les bassins boréaux à dominance tourbeuse ont un écoulement de base très faible et retiennent ainsi une grande quantité d'eau en étiage.

À l'échelle des crues, on observe que la tourbière génère des pointes de débit bien plus élevées que la forêt. Ces pointes représentent parfois le double de celles de la forêt. C'est aussi le cas pour les volumes d'eau ruisselés lors des crues. Ces observations sont cependant à replacer dans le contexte de la modélisation. En effet, les résultats des simulations des débits de pointe dans la tourbière ont montré que celles-ci les surestimaient fortement. Néanmoins, la représentation habituelle des écoulements par effet de seuil dans les zones humides, va dans le sens d'une augmentation de pointes de crue dans la tourbière. Enfin, les plus importantes quantités d'eau générées lors des crues par les tourbières s'expliquent par une plus faible capacité de stockage et donc une plus grande capacité de débordement. Ainsi, au bout de 80 % de rabattement de la pointe de crue des typologies de forêt, une quantité plus importante d'eau a été transmise à l'exutoire des typologies de tourbière.

6.6. Bilan du chapitre

Les résultats obtenus tout au long des premiers chapitres de cette thèse nous ont permis de proposer un modèle simple de l'écoulement superficiel et du stockage de bassins versants boréaux possédant une tourbière minérotrophe. Afin de répondre aux objectifs de ce sixième chapitre, nous avons comparé les données simulées de débits et de stockage d'un modèle basé sur des relations empiriques stockage *versus* débits, à quatre étés de données observées. La méthode proposée nous a permis de montrer la pertinence des résultats obtenus par un modèle simple à deux réservoirs en série (objectif *i*). Les estimations semblent cependant plus précises au sein du réservoir de forêt qu'au sein du réservoir de tourbière. Les comparaisons des débits simulés, générés par des typologies de forêt ou de tourbière, ont montré une petite différence de comportement hydrologique entre ces typologies (objectif *ii*). Les résultats obtenus suggèrent que les tourbières favorisent des débits de pointe lorsque le seuil de déversement est dépassé. Ces débits sont donc plus intenses mais aussi plus courts en présence de tourbières minérotrophes. Ce dernier chapitre vient clore l'étude de la dynamique des écoulements et du stockage d'eau de petits bassins versants boréaux, par la transcription des résultats précédents au sein d'un modèle, simplifiant les processus hydrologiques étudiés.

CHAPITRE 7

CONCLUSION GÉNÉRALE

Les travaux réalisés dans cette thèse ont permis de répondre à différentes questions concernant la dynamique hydrologique estivale des petits bassins versants boréaux et plus particulièrement, le rôle des différentes typologies de paysages sur l'écoulement et le stockage. Les conclusions de l'étude sont présentées sous forme d'une synthèse générale déclinée par chapitre (Section 7.1) puis des avenues de recherches futures sont ensuite proposées (Section 7.2).

7.1.Synthèse de l'étude

La notion de bilan hydrologique repose sur la possibilité d'estimer les différents termes qui le composent. Certains de ces termes sont particulièrement difficiles à estimer, comme par exemple les échanges avec l'eau souterraine. Bon nombre d'études se basent sur la mesure de gradients piézométriques pour les évaluer. Cependant, leur interprétation doit être rigoureuse. Les résultats de cette thèse ont permis de mettre en évidence que les gradients et profils piézométriques observables au niveau des tourbières aqualysées étaient largement attribuables à la topographie de surface en « escalier » et au substratum minéral imperméable (Chapitre 2). Aucun échange avec l'eau souterraine n'a été mis en évidence à la base des tourbières (Chapitres 2 et 5). Ainsi, l'équation du bilan hydrologique de ces bassins versants peut être simplifiée et réduite sous la forme classique : $dS = P - Q - ET$. L'estimation des variations de stockage génère habituellement de nombreuses incertitudes, tant il est difficile de prendre en compte tous les types de variations à l'échelle d'un bassin versant. Néanmoins, certains paramètres dominent. Nos résultats ont montré que les fluctuations de la nappe au travers de la porosité efficace permettaient de s'approcher des variations de stockages, à conditions de prendre en compte la variabilité spatiale de la porosité efficace (Chapitre 4). L'oscillation du niveau du sol, qui traduit pour ces tourbières les variations de stockage par emmagasinement spécifique, était relativement faible, sauf au niveau des lanières (Chapitre 3). Ces typologies spécifiques ne représentent cependant qu'une faible proportion de ces bassins versants. Il est néanmoins intéressant de remarquer que les dynamiques de stockage des surfaces de forêt et de tourbière sont relativement similaires alors qu'à plus petite échelle

(lanières, platières, mares) une grande variabilité existe (Chapitre 4). Les mares, véritables petits réservoirs, semblent avoir un effet tampon important au cours des grands événements pluvieux. Les faibles valeurs de porosités efficaces de la tourbe de surface (couches < 5 cm de profondeur) sont ainsi contrebalancées par celles des mares. L'utilisation de traceurs isotopiques a ensuite permis de suivre et de comprendre comment s'effectuaient les échanges d'eau au sein de ces petits bassins versants boréaux (Chapitre 5). Les résultats ont mis en évidence que l'écoulement de surface, largement dominant, s'apparentait à un effet piston alors que le catotème pouvait être considéré comme un réservoir « non actif ». En surface, l'eau se mélange dans chacune des petites mares de l'amont vers l'aval, diluant du même coup le signal de l'eau stockée. Les différents résultats obtenus dans cette thèse ont été testés sur une série de données de quatre étés (début juillet à fin septembre) au moyen d'une modélisation hydrologique simple de type réservoirs en série (Chapitre 6). Les relations empiriques utilisées ont montré que chaque typologie était relativement homogène et suivait des processus de stockage et de vidange relativement constants dans le temps. Malgré l'apparente complexité de ces milieux, il semble tout à fait concevable de pouvoir modéliser leurs écoulements estivaux en adaptant les modèles hydrologiques au milieu nord boréal comme dans l'étude de Jutras *et al.* (2009). Pour les gestionnaires de la ressource en eau, l'utilisation de modules spécifiques aux tourbières pourrait permettre de tenir compte des effets de stockage en périodes estivales. En effet, les forts potentiels d'évapotranspiration des mares, des platières et des lanières (Annexe IV) engendrent une baisse importante des niveaux phréatiques. Ces baisses nécessitent d'importants apports en eau avant d'engendrer de nouveaux débits. Les données de cette thèse ont mis en évidence que ces périodes « moins pluvieuses » avaient lieu dans la région de La Forge-1, entre juin et début août (Chapitres 4 et 6). Ainsi, l'accumulation de pluies pendant cette période ne semble pas propice à la genèse d'importants débits. Ce sont les précipitations de la fin de l'été et de l'automne, qui sont potentiellement plus favorables au remplissage des réservoirs (Chapitres 4 et 6).

Le Chapitre 2 de la thèse a permis de définir les échanges avec l'eau souterraine à la base de ces tourbières et d'évaluer le rôle de la topographie de surface sur les profils piézométriques. *L'hypothèse selon laquelle la structure en escalier des tourbières engendre des gradients piézométriques au niveau des lanières a été appuyée.* En effet, les mesures de niveaux piézométriques réalisées au sein du bassin versant Mouche ont montré qu'il existait un profil type d'échanges au sein des lanières, à savoir : des écoulements horizontaux entre la surface et 50 cm

de profondeur (couche équivalente à la profondeur des mares), des flux descendants (entre 50 et 100 cm) à l'amont des lanières et des flux ascendants (entre 50 et 100 cm) à l'aval de celles-ci. Cependant, ces flux sont demeurés faibles dans l'ensemble de la tourbière.

L'hypothèse selon laquelle ces écoulements n'interagissent pas avec l'eau souterraine a aussi été appuyée. L'observation de gradients piézométriques au niveau des lanières ne se traduit pas nécessairement par des échanges d'eau avec les couches minérales sous-jacentes, ce qui est concordant avec les précédents travaux de simulation de Reeve *et al.* (2000) d'après des données de tourbières du Minnesota (É.U.) et de la baie d'Hudson (Canada). En effet, l'annulation du gradient phréatique entre deux mares s'est traduite par une annulation rapide des gradients piézométriques, mettant en avant le rôle prépondérant de la topographie sur la forme de ces profils. De plus, il est fort probable que la couche minérale à la base des tourbières soit imperméable et qu'elle ne permette pas les échanges avec la surface. Ainsi, à la lumière de ces résultats on peut appuyer l'hypothèse d'absence d'échanges profonds à la base des tourbières de cette région comme supposée par Proulx-McInnis *et al.* (2012).

Le Chapitre 3 de la thèse a permis de qualifier et de quantifier certaines propriétés physiques des sols boréaux dans le but d'estimer les variations de stockages à l'échelle du bassin versant. L'hypothèse selon laquelle les propriétés physiques des sols varient suivant les typologies spécifiques et suivant la profondeur a été appuyée, plus particulièrement pour les données de rendements spécifiques. Même si à la surface de chaque typologie spécifique ces valeurs sont relativement similaires, soit proches de 1,0, les valeurs de rendements spécifiques aux profondeurs moyennes de battement des nappes sont assez différentes. Les rendements spécifiques sont très faibles au sein de la forêt, relativement faibles au niveau des lanières et assez élevés au niveau des platières. Ces différences dépendent avant tout de la macroporosité au sein des différentes couches et typologies. Celle-ci est beaucoup plus présente en surface et au sein des premières couches de tourbe.

L'hypothèse selon laquelle l'oscillation du niveau du sol au sein des tourbières traduit essentiellement des variations de stockage par emmagasinement spécifique a été appuyée. En effet, ces oscillations sont largement corrélées en périodes estivales avec les fluctuations des nappes, indiquant cependant des variations de propriétés de dilatation suivant les différentes typologies spécifiques. Ainsi, la matrice des platières semble plus flexible que celles des lanières

et des tapis. Les résultats suivant un profil vertical de lanière ont aussi montré que la matrice tourbeuse était un peu plus flexible au niveau des premières couches de sol (15 à 100 cm de profondeur) que des couches plus profondes (100 à 250 cm de profondeur). De plus, l'observation de dépôts très meubles en profondeur, l'absence de phénomènes d'hystérèses et le déplacement vertical relativement important des couches profondes permettent de faire l'hypothèse que la tourbe repose vraisemblablement sur des dépôts de type lacustre au cours de périodes à hauts niveaux d'eau. Ces dépôts meubles oscilleraient plus facilement que la tourbe lors des grandes variations de niveaux d'eau.

L'hypothèse selon laquelle les conductivités hydrauliques à saturation des lanières sont faibles en profondeur et donc limitent l'écoulement profond de l'eau a été appuyée. Les mesures effectuées ont ainsi montré que les couches de subsurface (50 à 100 cm de profondeur) étaient peu conductrices. Conjointement aux faibles gradients piézométriques mesurés dans le Chapitre 2, ces résultats mettent en évidence le caractère « non actif » des couches du catotème dans le bilan hydrologique des tourbières à l'échelle de la saison.

Le Chapitre 4 de la thèse a permis de caractériser la dynamique estivale de stockage de l'eau et d'évaluer le rôle de la mosaïque de surfaces de stockages sur la connectivité hydraulique d'un petit bassin versant boréal. *L'hypothèse selon laquelle les variations de stockage d'un bassin versant du Haut-Boréal peuvent être exprimées au moyen des fluctuations des nappes, du rendement spécifique et de l'emménagement spécifique a été appuyée.* En effet, ces résultats suggèrent que les variations de stockage peuvent être relativement bien décrites par les fluctuations des nappes si les propriétés physiques des principales typologies sont connues. Ces résultats permettent ainsi d'expliquer en grande partie les prédictions relativement faibles des variations du stockage par les fluctuations de nappes (< 40 %) obtenues par Proulx-McInnis *et al.* (2012) sur ce même bassin versant. Cependant, à l'échelle journalière, les prédictions des variations de stockage semblent bien moins précises, particulièrement au travers de la forêt. Ces imprécisions pourraient être dues à l'absence de données sur les variations de stockage au sein des couches non saturées, l'interception des précipitations par la canopée et la présence d'écoulements sub-superficiels potentiellement importants dans la forêt. Ces résultats illustrent en partie le défi qu'est la reproduction des variations de stockage des petits bassins versants boréaux à l'échelle journalière.

Contrairement à l'hypothèse selon laquelle le coefficient de dilatation est important dans le bilan de stockage des tourbières minérotrophes, le rendement spécifique domine bien plus le bilan de stockage dans le cas des platières et des mares. Cependant, les résultats de modélisation ont permis d'appuyer cette hypothèse dans le cas des lanières. Ainsi, l'utilisation de valeurs moyennes de rendements spécifiques pour les différentes typologies spécifiques de la tourbière a montré peu d'impacts sur les estimations du stockage étant donnée la faible représentativité spatiale des lanières à l'échelle du bassin étudié.

L'hypothèse selon laquelle les typologies spécifiques de forêt et de mares ont un impact important sur le bilan de stockage d'un bassin versant boréal a été appuyée. En effet, les résultats ont montré que la dynamique de stockage au sein de la forêt était similaire à celle de la tourbière. Cependant, les surfaces de forêt sont souvent bien plus importantes que les surfaces de tourbière sur ces bassins. Ainsi, la plupart des variations de stockage se réalisent au sein de la forêt. Il est donc nécessaire de bien les représenter dans les bilans hydrologiques. À l'échelle de la tourbière, les mares permettent aux typologies spécifiques de tourbe, particulièrement les lanières, d'augmenter leurs capacités de stockage, en augmentant sensiblement le rendement spécifique moyen de celles-ci. La formation de mares au sein des tourbières aquales, pourrait ainsi être une réponse à l'augmentation des conditions humides dans cette région.

Le Chapitre 5 de la thèse a permis de modéliser l'écoulement des eaux de surface au cours d'une crue estivale et d'évaluer les phénomènes de mélanges au sein de la tourbière.
L'hypothèse selon laquelle les mares forment de grands réservoirs de mélange et tamponnent l'écoulement de surface n'a été que partiellement appuyée. Les résultats du modèle à multiple réservoirs de mélange présentés dans cette thèse et validés par des données hydrochimiques ont permis de soutenir l'hypothèse d'un processus de mélange quasi complet au niveau de chaque mare de la tourbière. Le processus hydrologique modélisé pour chaque mare correspondrait à un remplissage, un mélange et un déversement de l'eau mélangée. Ainsi, à l'aide de décompositions d'hydrogrammes sur les données simulées d'une crue d'été, les résultats ont montré que près de 90 % des débits à l'exutoire étaient issus des surfaces aval, alors qu'à l'amont de la tourbière, l'eau stockée était remplacée progressivement par l'eau de la forêt. Cet effet de mélange combiné à un renouvellement progressif des eaux crée un processus de type piston et favorise un renouvellement relativement rapide des eaux de surface. La juxtaposition de nombreuses mares

obligeant l'eau à passer dans chacune d'elles défavorise un effet tampon. Celui-ci aurait sans doute été plus important dans le cas d'une mare unique.

L'hypothèse selon laquelle le signal isotopique de l'eau de la tourbière varie peu dans le temps a été appuyée. En effet, comparativement au signal isotopique de la pluie ou de l'eau de la forêt, le signal isotopique de la tourbière a montré peu de variabilité au cours de l'été. Les couches les plus profondes (< 100 cm de profondeur) ont conservé une même signature isotopique de type eau de pluie, traduisant un temps de résidence très long au sein des couches les plus profondes. Ces observations confirment en partie les faibles échanges entre l'eau de surface et l'eau souterraine rapportés au Chapitre 2. Ce long temps de résidence a aussi été mesuré en-dessous des lanières (50 cm de profondeur). En revanche, en surface, les changements rapides et modérés du signal isotopique des petites mares à l'échelle d'une crue montrent que la tourbière peut être considérée comme une multitude de réservoirs. Ceux-ci permettent à la fois de tamponner le signal d'entrée et de renouveler assez rapidement une partie de l'eau présente dans le système.

Le Chapitre 6 de la thèse a permis de tester un modèle hydrologique simple couplant un réservoir forestier et un réservoir de tourbière et d'évaluer l'impact de ces deux typologies sur les débits estivaux. L'hypothèse selon laquelle des relations stockage versus débit permettent de bien représenter les écoulements estivaux de ces petits bassins versant a été appuyée. Les résultats obtenus montrent qu'un modèle très simple permet d'estimer relativement bien les variations de stockage et de débit au sein des bassins versants boréaux de tête. Cependant, ces résultats sont contrastés suivant le réservoir considéré (forêt, F et tourbière, T), et aussi suivant les termes du bilan hydrologique (stockage relatif, SR et débit, Q) simulés. Ainsi, l'évolution du stockage relatif est mieux représentée au travers de la forêt qu'au travers de la tourbière. Les biais du réservoir de forêt qui s'accumulent à ceux du réservoir de tourbière ainsi que l'hétérogénéité plus importante dans la tourbière, pourraient expliquer ces différences. Ces résultats mettent en évidence la relative homogénéité de la dynamique hydrologique à l'intérieur d'une même typologie alors qu'elle diffère d'une typologie à l'autre. Les interactions entre typologies pourraient ainsi compliquer l'estimation des débits si le paysage est formé d'une succession de différentes typologies (ex : tourbière, forêt, tourbière). Aussi, la localisation des tourbières en aval sur les bassins versants pourrait fortement affecter l'écoulement de base des versants forestiers, du fait des très faibles perméabilités à la base des tourbières. L'écoulement de base des versants forestiers pourrait ainsi être retenu par la matrice peu perméable des tourbières

et former une sorte de bouchon à l'écoulement. Ce type de modélisation semble cependant estimer moyennement l'évapotranspiration, qui dans le cas des tourbières, est un terme dominant du bilan hydrologique estival.

Ce projet de recherche avait pour but d'améliorer les connaissances sur l'hydrologie des tourbières minérotrophes boréales. Les résultats de cette thèse répondent à cet objectif en appuyant les résultats obtenus précédemment sur des tourbières minérotrophes canadiennes (Branfireun *et al.*, 1998; Price *et al.*, 1994; Quinton *et al.*, 1998; Spence *et al.*, 2006). Plus particulièrement, cette thèse permet d'améliorer les connaissances sur l'hydrologie du bassin versant de La Grande rivière étant donné le faible nombre d'études hydrologiques dans cette région (Proulx-McInnis *et al.*, 2012; Tardif 2009). L'analyse fine des processus hydrologiques effectuée dans cette thèse apporte d'ores et déjà de nouvelles connaissances en termes d'écoulement au sein des complexes mares-lanières, sur l'impact modéré du coefficient de dilatation dans les bilans de stockage de ces tourbières et, sur la mise en évidence d'un écoulement en cascade avec un effet de mélange important dans chacune des mares. Ces processus hydrologiques n'ont jamais été observés précédemment et enrichissent donc les connaissances scientifiques sur ces environnements.

7.2. Perspectives

Cette thèse a permis de répondre aux objectifs de recherches fixés au départ tout en avançant de nouvelles avenues de recherches pour améliorer nos connaissances sur l'hydrologie des tourbières. Il est à noter que cette thèse avait pour but d'étudier les dynamiques hydrologiques estivale et automnale des petits bassins versants boréaux, laissant volontairement de côté la période hivernale et la fonte printanière. Cette dernière, représente néanmoins une part importante des débits annuels, mais nécessite des études spécifiques à l'accumulation et à la fonte du couvert nival. Cet axe de recherche sera primordial pour l'amélioration des modèles hydrologiques et fait déjà l'objet d'études en contexte nord boréal québécois (Oreiller *et al.*, 2012).

Les résultats du Chapitre 2 ont permis d'appuyer l'hypothèse de faibles interactions entre l'eau souterraine et l'eau de surface au niveau des tourbières de la région de La Forge 1. Cependant, il serait intéressant de simuler ces écoulements à l'aide d'une modélisation physique en 2D, comme

l'ont fait Reeve *et al.* (2000) sur des tourbières ombrotrophes. Les données nécessaires seraient la conductivité hydraulique des différentes couches de tourbe (présentées au Chapitre 3), la topographie de surface (introduites aux Chapitres 1 et 2) et l'épaisseur de sol (représentées au Chapitre 1). Ces simulations permettraient de définir le rôle des faibles perméabilités du substratum minéral sur les profils piézométriques observés et ainsi d'estimer la part des échanges avec l'eau souterraine dans les bilans hydrologiques. Ces méthodes physiques auraient aussi l'avantage d'être peu onéreuses et moins compliquées à mettre en place qu'un traçage géochimique.

Malgré l'observation au Chapitre 3 d'oscillations modérées du niveau du sol, il serait intéressant d'identifier l'origine de ces déplacements en mesurant la part de l'oscillation qui serait due à l'emmagasinement spécifique et la part qui pourrait être due à une recharge de la nappe à la base de la tourbière. Cette recharge pourrait provenir des versants forestiers au travers des premières couches minérales, comme proposé par Branfireun *et al.* (1998). Même si ce processus hydrologique semble relativement faible dans le bilan hydrologique annuel de ces petits bassins versants, il pourrait maintenir en partie le niveau des nappes au sein des tourbières et ainsi limiter les capacités de stockage de ces typologies. Les résultats présentés aux Chapitres 3 et 4 ont montré que les variations de stockage par emmagasinement spécifique étaient relativement faibles comparées à celles par rendement spécifique. Néanmoins, ces données ne reflètent probablement que les propriétés de la tourbe de cette région en particulier, composée de tourbière minérotrophes aquales de faibles épaisseurs (≈ 100 cm). Des mesures similaires au niveau des tourbières ombrotrophes, localisées plus en aval de La Grande rivière, permettraient d'estimer plus précisément les valeurs d'emmagasinement spécifique à l'échelle du domaine Haut-Boréal.

Les relativement bonnes capacités du modèle (Chapitre 4) à prédire les variations de stockage à partir des fluctuations des nappes, des valeurs de rendements spécifiques et des coefficients de dilatation n'ont cependant pas été vérifiées sur d'autres bassins versants. Il serait par conséquent intéressant de tester ce modèle sur d'autres bassins versants afin de voir si la majeure partie des variations de stockage s'exprime aussi au travers des fluctuations de nappes. Dans le cas contraire, il faudrait envisager d'étudier l'interception des pluies par la canopée, les variations de stockage au sein des zones non saturées mais aussi, les phénomènes d'écoulements privilégiés. Les résultats du Chapitre 4 ont aussi mis en évidence l'utilité de faire la distinction entre les différentes typologies du paysage dans la dynamique de stockage. En revanche, l'impact des

ruisseaux ainsi que des lacs sur l'écoulement des bassins versants d'ordres supérieurs à 1 (Strahler, 1957) n'a pas été testé. Afin d'intégrer toutes les typologies végétales et morphologiques du milieu nordique dans un modèle unique, il serait souhaitable d'étudier chacune d'entre elles et ainsi de regarder quelles sont leurs interactions hydrologiques.

Les résultats du Chapitre 5 ont permis d'estimer et de comprendre les processus de mélanges qui encourent au sein des tourbières aquatilisées. Ces processus de remplissage et de déversement au niveau des mares montrent que chaque molécule d'eau suit un parcours long et tortueux tout au long du bassin versant. Une modélisation purement comptable des différentes masses d'eau ne permet donc pas d'appréhender le temps de résidence des eaux dans ces milieux. Des modèles hydrologiques à bases physiques seraient ainsi nécessaires. La datation des différentes nappes d'eau au sein du profil de tourbe permettrait de qualifier l'aspect « actif » ou « non actif » de celles-ci dans le bilan hydrologique. Cela permettrait peut-être de simplifier les modèles hydrologiques en se limitant à la représentation des couches de surface dans les modèles. Il serait ainsi envisageable de réaliser une datation au moyen d'isotopes radioactifs comme le tritium, mais cela nécessiterait un protocole d'échantillonnage spécifique. D'autres observations ont été faites dans ce chapitre comme les variations spatiales du signal isotopique de l'eau de tourbe en surface ou bien l'absence de signature d'eau évaporée dans la forêt. Cette absence d'eau évaporée pourrait se traduire par une absence d'interaction entre l'eau retenue par le couvert du sous-bois (où l'évaporation a sans doute lieu) et l'eau circulant dans les couches saturée du sol de la forêt. Cette signature suggérerait aussi que la transpiration (qui ne modifie pas le signal isotopique de l'eau) serait une composante majeure de l'évapotranspiration des couverts forestiers de cette région. Les signatures d'eau de pluie dans les sols forestiers ont été rarement illustrées dans la littérature et devraient être approfondies. Il paraît aussi important de souligner qu'aucune équation de la ligne des eaux météoriques n'avait encore été proposée pour cette région. Nos données devraient cependant être étoffées par de nouvelles mesures du signal isotopique de l'eau de pluie.

La modélisation empirique du stockage et des débits, réalisée au Chapitre 6, donne de bonnes perspectives quant à la représentation des typologies de tourbières sous la forme de réservoirs à seuil de vidange. Dans ce type de modélisation, il serait intéressant d'évaluer l'impact d'une relation binaire (stockage ou débit) sur les débits par rapport à une relation logarithmique (Chapitre 6). Il serait aussi, intéressant, de bien représenter les échanges entre les zones aval

(tourbière ou forêt) et les cours d'eau, en spécifiant la possibilité ou l'impossibilité d'avoir des débordements de cours d'eau dans ces milieux. L'adaptation du modèle hydrologique distribué HYDROTEL (Bouda *et al.*, 2013; Bouda *et al.*, 2012; Fortin *et al.*, 2001a; Fortin *et al.*, 2001b; Turcotte *et al.*, 2007; Turcotte *et al.*, 2003) aux environnements nordiques, au moyen d'un module spécifique aux tourbières (Jutras *et al.*, 2009) n'a cependant pas montré d'améliorations sensibles des capacités de prédiction des débits. Il n'en demeure pas moins que ces modules permettent quand même de représenter spécifiquement les typologies de tourbière dans un modèle. Une modélisation similaire pourrait être envisagée à l'amont du bassin versant de La Grande rivière, mais celle-ci devrait être réalisée au moyen de débits non jaugés, car il n'existe aucune jauge de débits dans cette région.

7.3. Mot de la fin

L'intérêt porté à l'hydrologie des tourbières a connu son essor dans les années 1980 et 1990 avec la demande croissante d'amélioration des connaissances sur ces écosystèmes (Guertin *et al.*, 1987; Ingram, 1983; Price *et al.*, 1994; Quinton, 1991; Siegel *et al.*, 1987). Depuis, de nombreuses études se sont tournées vers la problématique des gaz à effet de serre (Dunfield *et al.*, 1993; Glaser *et al.*, 2004; Gorham, 1991; Kellner *et al.*, 2006; Siegel *et al.*, 2001; Strack *et al.*, 2005; Strack *et al.*, 2006; Strack *et al.*, 2008) car les tourbières forment l'un des principaux réservoirs de carbone à la surface de la Terre (Gorham, 1991). Néanmoins, l'hydrologie des tourbières reste encore mal connue, principalement en raison de la diversité de biomes présents et de leur fort contenu en matières organiques. Actuellement, ces écosystèmes sont rarement pris en compte de manière explicite dans les modèles hydrologiques, malgré leur forte représentativité en domaine boréal. De plus, les tourbières sont des écosystèmes en évolution permanente, sensibles aux changements climatiques (Arlen-Pouliot, 2009; Loisel *et al.*, 2010). Afin d'améliorer la modélisation des écoulements des bassins versants nordiques et de prendre en compte les effets des changements climatiques sur la ressource en eau, il est nécessaire d'améliorer les connaissances sur les tourbières et de les intégrer à la modélisation hydrologique. Les résultats de cette thèse apportent une contribution à ces besoins pour le domaine du Haut-Boréal et particulièrement de la région de La Grande rivière.

RÉFÉRENCES

- Ågreni A, Buffam I, Berggren M, Bishop K, Jansson M & Laudon H (2008) Dissolved organic carbon characteristics in boreal streams in a forest-wetland gradient during the transition between winter and summer. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 113(G3):G03031.
DOI : 10.1029/2007jg000674
- Allen RG, Pereira LS, Raes D & Smith M (2006) Crop evapotranspiration (guidelines for computing crop water requirements). *FAO irrigation and drainage paper*, 56 : 333 p.
- Arlen-Pouliot Y (2009) Développement holocène et dynamique récente des tourbières minérotrophes structurées du haut-boréal Québécois. Thèse de doctoat (Université Laval, Québec). 126 p.
- Baird AJ, SurrIDGE BWJ & Money RP (2004) An assessment of the piezometer method for measuring the hydraulic conductivity of a *Cladium mariscus* - *Phragmites australis* root mat in a Norfolk (UK) fen. *Hydrological Processes* 18(2):275-291.
- Banton O & Bangoy LM (1997) Hydrogéologie - multiscience environnementale des eaux souterraines. Presses de l'Université du Québec – AUPELF, Québec. 462 p.
- Bégin Y (2001) Tree-ring dating of extreme lake levels at the subarctic-boreal interface. *Quaternary Research* 55(2):133-139.
DOI : 10.1006/qres.2000.2203
- Belyea LR (2007) Climatic and topographic limits to the abundance of bog pools. *Hydrological Processes* 21(5):675-687.
- Belyea LR & Clymo RS (2001) Feedback control of the rate of peat formation. *Proceedings of the Royal Society of London. Series B: Biological Sciences* 268(1473):1315-1321.
DOI : 10.1098/rspb.2001.1665

- Bishop K, Seibert J, Köhler S & Laudon H (2004) Resolving the double paradox of rapidly mobilized old water with highly variable responses in runoff chemistry. *Hydrological Processes* 18(1):185-189.
DOI : 10.1002/hyp.5209
- Boelter DH (1969) Physical properties of peats as related to degree of decomposition. *Soil Sci Soc Am J* 33(4):606-609.
- Bouda M, Rousseau AN, Gumiere SJ, P.Gagnon, Konan B & Moussa R (2013) Implementation of an automatic calibration procedure for HYDROTEL based on prior OAT sensitivity and complementary identifiability analysis. *Hydrological Processes*, article en ligne le 11 juillet 2013.
DOI : 10.1002/hyp.9882
- Bouda M, Rousseau AN, Konan B, Gagnon P & Gumiere SJ (2012) Bayesian uncertainty analysis of the distributed hydrological model HYDROTEL. *Journal of Hydrologic Engineering* 17(9):1021-1032.
DOI : doi:10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000550
- Brady NC & Weil RR (1999) The nature and properties of soils. 12th Edition, Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 960 p.
- Branfireun BA, Heyes A & Roulet NT (1996) The hydrology and methylmercury dynamics of a precambrian shield headwater peatland. *Water Resources Research* 32(6):1785-1794.
DOI : 10.1029/96wr00790
- Branfireun BA & Roulet NT (1998) The baseflow and storm flow hydrology of a precambrian shield headwater peatland. *Hydrological Processes* 12(1):57-72.
- Brassard P, Waddington JM, Hill AR & Roulet NT (2000) Modelling groundwater–surface water mixing in a headwater wetland: implications for hydrograph separation. *Hydrological Processes* 14(15):2697-2710.

Breton J, Vallières C & Laurion I (2009) Limnological properties of permafrost thaw ponds in northeastern Canada. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 66(10):1635-1648.

DOI : 10.1139/F09-108

Brown VA, McDonnell JJ, Burns DA & Kendall C (1999) The role of event water, a rapid shallow flow component, and catchment size in summer stormflow. *Journal of Hydrology* 217(3-4):171-190.

DOI : 10.1016/S0022-1694(98)00247-9

Brümmer C, Black TA, Jassa RS, Grant NJ, Spittlehouse DL, Chen B, Nesic Z, Amiro BD, Arain MA, Barr AG, Bourque CPA, Coursolle C, Dunn AL, Flanagan LB, Humphreys ER, Lafleur PM, Margolis HA, McCaughey JH & Wofsy SC (2012) How climate and vegetation type influence evapotranspiration and water use efficiency in Canadian forest, peatland and grassland ecosystems. *Agricultural and Forest Meteorology* 153(0):14-30.

DOI : 10.1016/j.agrformet.2011.04.008

Buttle JM (1994) Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. *Progress in Physical Geography* 18(1):16-41.

DOI : 10.1177/030913339401800102

Campbell Scientific, page consultée le 4 septembre 2013, Adresse URL : <http://www.campbellsci.ca/>

Carey SK & Woo M-K (2001) Spatial variability of hillslope water balance, wolf creek basin, subarctic yukon. *Hydrological Processes* 15(16):3113-3132.

DOI : 10.1002/hyp.319

Carrer G, Rousseau AN, St-Hilaire A & Jutras S (2012) An analysis of the spatio-temporal dynamics of summer evapotranspiration from a boreal patterned fen, Quebec, Canada. *IAH Conference*, (Niagara Falls, Canada, 16-21 Septembre 2012).

- Carter MR (1993) Soil sampling and methods of analysis. Canadian Society of Soil Science. Lewis Publishers: Boca Raton, Florida. Sheppard, MI, Tarnocai, C, Thibault, DH. Chapter 42 Sampling Organic Soils. Parent, LE, Caron, J. Chapter 43: Physical Properties of Organic Soils.
- Charman D (2002) *Peatlands and environmental change*. John Wiley & Sons Ltd, Chicester, England. 301 p.
- Charman DJ (1995) Patterned fen development in northern Scotland: Hypothesis testing and comparison with ombrotrophic blanket peats. *Journal of Quaternary Science* 10(4):327-342.
- Clerc C (2009) Suivi de la nappe, de la recharge et de l'écoulement à l'aide de méthodes in situ afin de comprendre la dynamique de tourbières ombrotrophes de la région de la Baie de James. Mémoire de maîtrise (Université du Québec, INRS – Centre Eau, Terre et Environnement, Québec). 238 p.
- Cliche Trudeau N (2012) Variabilité interannuelle du budget du carbone dans une tourbière aqualysée de la portion nord est du bassin versant de la rivière la grande. Mémoire de maîtrise (Université du Québec à Montréal, Montréal). 140 p.
- Cliche Trudeau N, Garneau M & Pelletier L (2013) Methane fluxes from a patterned fen of the northeastern part of the La Grande river watershed, James Bay, Canada. *Biogeochemistry* 113(1-3):409-422.
DOI : 10.1007/s10533-012-9767-3
- CONTELEC, page consultée le 4 septembre 2013, Adresse URL : <http://www.contelec.ch/>
- Craig H (1961) Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133(3465):1702-1703.
DOI : 10.1126/science.133.3465.1702
- Creed IF, Sanford SE, Beall FD, Molot LA & Dillon PJ (2003) Cryptic wetlands: integrating hidden wetlands in regression models of the export of dissolved organic carbon from forested landscapes. *Hydrological Processes* 17(18):3629-3648.
DOI : 10.1002/hyp.1357

- Dansgaard W (1964) Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16(4):436-468.
DOI : 10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x
- Delavau C, Stadnyk T & Birks J (2011) Model based spatial distribution of oxygen-18 isotopes in precipitation across Canada. *Canadian Water Resources Journal* 36(4):313.
DOI : 10.4296/cwrj3604875
- Devito KJ & Hill AR (1997) Sulphate dynamics in relation to groundwater–surface water interactions in headwater wetlands of the southern Canadian shield. *Hydrological Processes* 11(5):485-500.
- Dionne J-C (1978) Formes et phénomènes périglaciaires en Jamésie, Québec subarctique. *Geogr. Phys. Quat.* 23:187-247.
- Dissanska M (2012) Changement de la structure spatiale des tourbières du complexe La Grande depuis cinquante ans observés au moyen d'images satellitaires panchromatiques à très haute résolution et de photos aériennes. Thèse de doctorat (Université du Québec, INRS – Centre Eau, Terre et Environnement, Québec). 192 p.
- Dissanska M, Bernier M, Rousseau AN, Chokmani K & Jutras S (2007) Étude de la connectivité physique des tourbières au réseau hydrographique du bassin versant de la Grande Rivière à l'aide d'une classification orientée objet d'images Landsat-7 ETM+. Édité Ouranos RDRPC-R), 63 p.
- Drexler JZ, Bedford BL, Scognamiglio R & Siegel DI (1999) Fine-scale characteristics of groundwater flow in a peatland. *Hydrological Processes* 13(9):1341-1359.
DOI : 10.1002/(sici)1099-1085(19990630)13:9<1341::aid-hyp810>3.0.co;2-5
- Dribault Y (2012) Caractérisation de la dynamique saisonnière de l'hydrologie des tourbières minérotrophes du moyen-nord québécois, à l'aide de l'imagerie satellitaire multispectrale à très haute résolution spatiale. Mémoire de maîtrise (Université du Québec, INRS – Centre Eau, Terre et Environnement, Québec). 121 p.

- Dunfield P, Knowles K, Dumont R & Moore T (1993) Methane production and consumption in temperate and subarctic peat soils: Response to temperature and pH. *Soil Biology and Biochemistry* 25:321-326.
- Eaton K, Rouse W, Lafleur PM, Marsh P & Blanken PD (2001) Surface energy balance of the western and central canadian subarctic: variations in the energy balance among five major terrain types. *Journal of Climate* 14(Septembre):3692-3703.
- Emili LA & Price JS (2006) Hydrological processes controlling ground and surface water flow from a hypermaritime forest-peatland complex, Diana Lake Provincial Park, British Columbia, Canada. *Hydrological Processes* 20(13):2819-2837.
- Engstrom RN, Hope AS, Stow DA, Vourlitis GL & Oechel WC (2002) Priestley-Taylor alpha coefficient: variability and relationship to NDVI in arctic tundra landscapes. *Journal of the American Water Resources Association* 38(6):1647-1659.
DOI : 10.1111/j.1752-1688.2002.tb04371.x
- Environnement-Canada (2013) Normales et moyennes climatiques au Canada 1971-2000, Adresse URL : http://climate.weatheroffice.gc.ca/climate_normals/index_f.html (Page consultée le 8 juillet 2013).
- Fell R, MacGregor P, Stapledon D & Bell G (2005) Geotechnical engineering of dam. (Édit.) Taylor & Francis. 912p
ISBN-10: 041536440X
- Ferone JM & Devito KJ (2004) Shallow groundwater-surface water interactions in pond-peatland complexes along a Boreal Plains topographic gradient. *Journal of Hydrology* 292(1-4):75-95.
DOI : 10.1016/j.jhydrol.2003.12.032
- Findlay S, Quinn JM, Hickey CW, Burrell G & Downes M (2001) Effects of land use and riparian flowpath on delivery of dissolved organic carbon to streams. *American Society of Limnology and Oceanography* 46(2):345-355.
DOI : 10.4319/lo.2001.46.2.0345

- Fitzgerald DF, Price JS & Gibson JJ (2003) Hillslope-swamp interactions and flow pathways in a hypermaritime rainforest, British Columbia. *Hydrological Processes* 17(15):3005-3022.
DOI : 10.1002/hyp.1279
- Fortin JP, Turcotte R, Massicotte S, Moussa R, Fitzback R & Villeneuve JP (2001a) A distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data. Part 1: Description of the model. *Journal of Hydrologic Engineering* 6(2):91-99.
- Fortin JP, Turcotte R, Massicotte S, Moussa R & Fitzback J (2001b) A distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data. Part 2: Application to the Chaudière watershed. *Journal of Hydrologic Engineering* 6(2):100-108.
- Francez AJ (2000) La dynamique du carbone dans les tourbières à *Sphagnum*, de la sphaigne à l'effet de serre. *Année Biologique* 39:205-270.
- Fraser CJD, Roulet NT & Lafleur M (2001) Groundwater flow patterns in a large peatland. *Journal of Hydrology* 246(1-4):142-154.
DOI : 10.1016/S0022-1694(01)00362-6
- Frisbee MD, Allan CJ, Thomasson MJ & Mackereth R (2007) Hillslope hydrology and wetland response of two small zero-order boreal catchments on the Precambrian Shield. *Hydrological Processes* 21(22):2979-2997.
DOI : 10.1002/hyp.6521
- Fritz C, Campbell DI & Schipper LA (2008) Oscillating peat surface levels in a restiad peatland, New Zealand - magnitude and spatiotemporal variability. *Hydrological Processes* 22(17):3264-3274.
- Gibson JJ, Edwards TWD, Birks SJ, St Amour NA, Buhay WM, McEachern P, Wolfe BB & Peters DL (2005) Progress in isotope tracer hydrology in Canada. *Hydrological Processes* 19(1):303-327.
DOI : 10.1002/hyp.5766
- Gibson JJ, Price JS, Aravena R, Fitzgerald DF & Maloney D (2000) Runoff generation in a hypermaritime bog-forest upland. *Hydrological Processes* 14(15):2711-2730.

Glaser PH, Chanton JP, Morin P, Rosenberry DO, Siegel DI, Ruud O, Chasar LI & Reeve AS (2004) Surface deformations as indicators of deep ebullition fluxes in a large northern peatland. *Global Biogeochem. Cycles* 18(1):GB1003.

DOI : 10.1029/2003gb002069

Glaser PH & Janssens JA (1986) Raised bogs in eastern North America: Transitions in landforms and gross stratigraphy. *Canadian Journal of Botany* 64(2):395-415.

Gorham E (1991) Northern peatlands: role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. *Ecological Applications* 1:182-195.

Grelle A, Lundberg A, Lindroth A, Morén AS & Cienciala E (1997) Evapotranspiration components of a boreal forest: variations during the growing season. *Journal of Hydrology* 197(1-4):70-87.

Guertin DP (1984) Modeling streamflow response of Minnesota peatlands. Thèse de doctorat (University of Minnesota, St Paul). 230 p.

Guertin DP, Barten PK & Brooks KN (1987) Peatland Hydrologic Impact Model: Development and testing. *Nordic Hydrology* 18(2):79-100.

DOI : 10.2166/nh.1987.007

Harris DM, McDonnell JJ & Rodhe A (1995) Hydrograph separation using continuous open system isotope mixing. *Water Resources Research* 31(1):157-171.

DOI : 10.1029/94wr01966

Hayashi M, Quinton WL, Pietroniro A & Gibson JJ (2004) Hydrologic functions of wetlands in a discontinuous permafrost basin indicated by isotopic and chemical signatures. *Journal of Hydrology* 296(1-4):81-97.

DOI : 10.1016/j.jhydrol.2004.03.020

Hayashi M, van der Kamp G & Schmidt R (2003) Focused infiltration of snowmelt water in partially frozen soil under small depressions. *Journal of Hydrology* 270(3-4):214-229.

DOI : 10.1016/S0022-1694(02)00287-1

- Hobo, ONSET Computer Corporation (2007) Hobo Micro station, User's guide (Pocasset, Mass., É.-U.), Adresse URL : <http://www.onsetcomp.com/> (Page consultée le 3 septembre 2013).
- Hogan JM (2006a) Hydrologic behaviour and hydraulic properties of a patterned fen in Saskatchewan. Mémoire de maîtrise (University of Saskatchewan, Saskatoon). 152 p.
- Hogan JM, van der Kamp G, Barbour SL & Schmidt R (2006b) Field methods for measuring hydraulic properties of peat deposits. *Hydrological Processes* 20(17):3635-3649.
DOI : 10.1002/hyp.6379
- Holden J & Burt TP (2003) Runoff production in blanket peat covered catchments. *Water Resources Research* 39(7):1191. DOI : 10.1029/2002wr001956
- Hvorslev MJ (1951) Time lag and soil permeability. Groundwater observations, waterways experimental station bulletin 36. United States Army Corps of Engineers Vicksburg, MS, 50 p.
- Hydro-Québec (2011) Complexe hydroélectrique La Grande (Québec), Adresse URL : http://www.hydroquebec.com/developpementdurable/documentation/pdf/poissons/fiche_1_2.pdf (Page consultée le 12 août 2011).
- Hydro-Québec (2013) Hydro-Québec Production, Adresse URL : <http://www.hydroquebec.com/production/profil.html> (Page consultée le 8 juillet 2013)
- Ingram HAP (1983) Hydrology. In ecosystems of the world, 4A. Mires: swamp, bog, fen and moor. Gore AJP (Édit.) Elsevier: Amsterdam.67-158.
- Jacobs AFG, Jetten TH, Lucassen DC, Heusinkveld BG & Joost PN (1997) Diurnal temperature fluctuations in a natural shallow water body. *Agricultural and Forest Meteorology* 88(1-4):269-277.
DOI : 10.1016/S0168-1923(97)00039-7
- Joosten H & Clarke D (2002) The wise use of mires and peatlands : a framework for decision making. (International Mire Conservation Group & International Peat Society), Page consultée le 3 Septembre 2013, Adresse URL : <http://www.mirewiseuse.com>

- Jutras S, Clerc C & Rousseau AN (2007) Rapport d'installation d'un canal trapézoïdal à l'exutoire d'une tourbière nordique. Rapport interne (Université du Québec, INRS – Centre Eau, Terre et Environnement, Québec), 33 p.
- Jutras S, Rousseau AN & Clerc C (2009) Implementation of a peatland-specific water budget algorithm in HYDROTEL. *Canadian Water Resources Journal* 34(4):349–364.
- Kellner E (2001) Surface energy fluxes and control of evapotranspiration from a Swedish *Sphagnum* mire. *Agricultural and Forest Meteorology* 110(2):101-123.
DOI : 10.1016/S0168-1923(01)00283-0
- Kellner E, Baird AJ, Oosterwoud M, Harrison K & Waddington JM (2006) Effect of temperature and atmospheric pressure on methane (CH₄) ebullition from near-surface peats. *Geophys. Res. Lett.* 33(18):L18405.
DOI : 10.1029/2006gl027509
- Kellner E & Halldin S (2002) Water budget and surface-layer water storage in a *Sphagnum* bog in central Sweden. *Hydrological Processes* 16(1):87-103.
- Kennedy GW & Price JS (2004) Simulating soil water dynamics in a cutover bog. *Water Resour. Res.* 40(12):W12410.
DOI : 10.1029/2004wr003099
- Kennedy GW & Price JS (2005) A conceptual model of volume-change controls on the hydrology of cutover peats. *Journal of Hydrology* 302(1–4):13-27.
DOI : 10.1016/j.jhydrol.2004.06.024
- Ketcheson SJ & Price JS (2011) The impact of peatland restoration on the site hydrology of an abandoned block-cut Bog. *Wetlands*.
DOI : 10.1007/s13157-011-0241-0
- Kim J & Verma SB (1996) Surface exchange of water vapour between an open *sphagnum* fen and the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorol* 79(3):243-264.
DOI : 10.1007/bf00119440

- Kværner J & Kløve B (2006) Tracing sources of summer streamflow in boreal headwaters using isotopic signatures and water geochemical components. *Journal of Hydrology* 331(1-2):186-204.
- Kværner J & Kløve B (2008) Generation and regulation of summer runoff in a boreal flat fen. *Journal of Hydrology* 360(1-4):15-30.
- Lafleur PM, Hember RA, Admiral SW & Roulet NT (2005) Annual and seasonal variability in evapotranspiration and water table at a shrub-covered bog in southern Ontario, Canada. *Hydrological Processes* 19(18):3533-3550.
DOI : 10.1002/hyp.5842
- Laudon H, Hemond HF, Krouse R & Bishop KH (2002) Oxygen 18 fractionation during snowmelt: Implications for spring flood hydrograph separation. *Water Resources Research* 38(11):1258.
DOI : 10.1029/2002wr001510
- Laudon H, Seibert J, Köhler S & Bishop K (2004) Hydrological flow paths during snowmelt: Congruence between hydrometric measurements and oxygen 18 in meltwater, soil water, and runoff. *Water Resources Research* 40(3):W03102.
DOI : 10.1029/2003wr002455
- Laudon H, Sjöblom V, Buffami I, Seibert J & Mörth M (2007) The role of catchment scale and landscape characteristics for runoff generation of boreal streams. *Journal of Hydrology* 344(3-4):198-209.
- Legates DR & McCabe GJ (1999) Evaluating the use of “goodness-of-fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Research* 35(1):233-241.
- Letts MG, Roulet NT, Comer NT, Skarupa MR & Verseghe DL (2000) Parameterization of peatland hydraulic properties for the Canadian Land Surface Scheme. *Atmosphere-Ocean* 38(1):141-160.

- Levrel G & Rousseau AN (2010) Étalonnage de sondes FDR « frequency domain reflectometry » sur les cinq premiers centimètres des sols et des couverts de bryophytes de deux tourbières minérotrophes du milieu boréal Québécois (Canada). *Canadian Journal of Remote Sensing* 36(4):313-331.
DOI : doi:10.5589/m10-051
- Levrel G, Rousseau AN, Lafrance P, Jutras S & Clerc C (2009) Caractérisation des propriétés de rétention hydrique et de conductivité hydraulique dans les sols boréaux de la baie de James : présentation d'une démarche expérimentale et de résultats préliminaires / Characterization of water retention and hydraulic conductivity in boreal soils of the James Bay region: Presentation of an experimental protocol and preliminary results. *Canadian Water Resources Journal* 34(4):329-348.
DOI : 10.4296/cwrj3404329
- LGR (2013) Los Gatos Research Inc., Mountain View, CA, É.U., Adresse URL : <http://www.lgrinc.com/> (Page consultée le 10 août 2013).
- Liu Y, Yang W & Wang X (2008) Development of a SWAT extension module to simulate riparian wetland hydrologic processes at a watershed scale. *Hydrological Processes* 22(16):2901-2915.
DOI : 10.1002/hyp.6874
- Loisel J & Garneau M (2010) Late Holocene paleoecohydrology and carbon accumulation estimates from two boreal peat bogs in eastern Canada: Potential and limits of multi-proxy archives. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 291:493-533.
- McDonnell JJ, Bonell M, Stewart MK & Pearce AJ (1990) Deuterium variations in storm rainfall: Implications for stream hydrograph separation. *Water Resources Research* 26(3):455-458.
DOI : 10.1029/WR026i003p00455
- McLay CDA, Allbrook RF & Thompson K (1992) Effect of development and cultivation on physical properties of peat soils in New Zealand. *Geoderma* 54(1-4):23-37.
DOI : 10.1016/0016-7061(92)90096-P

Metcalfe RA & Buttle JM (1999) Semi-distributed water balance dynamics in a small boreal forest basin. *Journal of Hydrology* 226(1-2):66-87.

DOI : 10.1016/S0022-1694(99)00156-0

Metcalfe RA & Buttle JM (2001) Soil partitioning and surface store controls on spring runoff from a boreal forest peatland basin in north-central Manitoba, Canada. *Hydrological Processes* 15(12):2305-2324.

DOI : 10.1002/hyp.262

Monteith JL (1965) Evaporation and Environment. Symp. Soc. Exp. Biol., XIX. Cambridge Univ. Press, London, pp. 205-234.

Moore TR, Roulet NT & Waddington JM (1998) Uncertainty in predicting the effect of climatic change on the carbon cycling of Canadian peatlands. *Climatic Change* 40(2):229-245.

Morasi DN, Arnold JG, Van Liew MW, Bingner RL, Harmel RD & Veith TL (2007) Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *American Society of Agricultural and Biological Engineers* 50(3):885-900.

Moultrie Feeders, page consultée le 2 août 2013, Adresse URL : <http://www.moultriefeeders.com/>

National Wetlands Working Group (1988) Wetlands of Canada. Ecological land classification series, No. 24. Ottawa: Sustainable development branch, Environment Canada, Montreal: Polyscience Publications Inc.), 452 p.

Nadeau DF, Rousseau AN, Coursolle C, Margolis H, Parlange MB (2013) Summer methane fluxes from a boreal bog in northern Quebec, Canada, using eddy covariance measurements. *Atmospheric Environment*. 81:464-474.

Nadeau DF, Rousseau AN, Coursolle C & Margolis H (2012) Water and energy exchanges of a subarctic bog in northern Quebec, Canada. *AGU Conference*. (San Francisco, É.U., 3-7 Décembre 2012).

- Neotek-Ponsel (2013) Ponsel Instrumentation for Water Quality, France, Adresse URL : <http://www.ponsel-web.com> (Page consultée le 3 août 2013).
- Oreiller M, Rousseau AN & Mainville M (2012) Snowpack and snowmelt modeling of a subarctic catchment in northern Quebec, Canada, using an energy and mass balance approach. *AGU Conference*. (San Francisco, É.U., 3-7 Décembre 2012).
- Oswald CJ, Richardson MC & Branfireun BA (2011) Water storage dynamics and runoff response of a boreal Shield headwater catchment. *Hydrological Processes* 25(19):3042-3060.
DOI : 10.1002/hyp.8036
- Ouranos (2012) Savoir s'adapter aux changements climatiques. Rapport du consortium Ouranos. 125 p.
- Payette S (2008) The "Aqualyse" project, *G.R.É.T. 15^{ème} Colloque Annuel*, Université Laval, Québec. (19-21 Février 2008).
- Payette S & Delwaide A (1991) Secular variations of the water level in the Rivière Boniface watershed (northern Quebec) - A dendroecological analysis. *Geogr. Phys. Quat.* 45(1):59-67.
- Payette S & Delwaide A (2004) Dynamics of subarctic wetland forests over the past 1500 years. *Ecological Monographs* 74(3):373-391.
DOI : 10.1890/03-4033
- Payette S & Rochefort L (2001) *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Presses de l'Université Laval, Québec, 621 p.
- Petrone RM, Devito KJ, Silins U, Mendoza C, Brown SC, Kaufman SC & Price JS (2008) Transient peat properties in two pond-peatland complexes in the sub-humid Western Boreal Plain, Canada. *Mires and Peat* (3):1-13.

- Poulin M, Andersen R & Rochefort L (2013) A new approach for tracking vegetation change after restoration: A case study with peatlands. *Restoration Ecology* 21(3):363-371.
DOI : 10.1111/j.1526-100X.2012.00889.x
- Price JS (1996) Hydrology and microclimate of a partly restored cutover bog, Québec. *Hydrological Processes* 10(10):1263-1272.
- Price JS (1997) Soil moisture, water tension, and water table relationships in a managed cutover bog. *Journal of Hydrology* 202(1-4):21-32.
DOI : 10.1016/S0022-1694(97)00037-1
- Price JS (2003) Role and character of seasonal peat soil deformation on the hydrology of undisturbed and cutover peatlands. *Water Resour. Res.* 39(9):1241.
DOI : 10.1029/2002wr001302
- Price JS & FitzGibbon JE (1987) Groundwater storage – streamflow relations during winter in a sub arctic wetland. *Canadian Journal of Earth Sciences* 24:2074-2081.
- Price JS & Maloney DA (1994) Hydrology of a patterned bog-fen complex in southeastern Labrador, Canada. *Nordic Hydrology* 25:313-330.
- Price JS & Schlotzhauer SM (1999) Importance of shrinkage and compression in determining water storage changes in peat: the case of a mined peatland. *Hydrological Processes* 13(16):2591-2601.
- Price JS & Whitehead GS (2004) The influence of past and present hydrological conditions on *Sphagnum* recolonization and succession in a block-cut bog, Québec. *Hydrological Processes* 18(2):315-328.
DOI : 10.1002/hyp.1377
- Priestley CHB & Taylor RJ (1972) On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review* 100(2):81-92.
DOI : 10.1175/1520-0493(1972)100<0081:otaosh>2.3.co;2

- Proulx-McInnis S (2010) Caractérisations hydrologique, topographique et géomorphologique d'un bassin versant incluant une tourbière minérotrophe fortement aqualisée, Baie-de-James. Mémoire de maîtrise (Université du Québec, INRS – Centre Eau, Terre et Environnement, Québec). 185 p.
- Proulx-McInnis S, St-Hilaire A, Rousseau AN & Jutras S (2013) A review of Ground-penetrating radar studies related to peatland stratigraphy with a case study on the determination of peat thickness in a northern boreal fen in Quebec, Canada. *Progress in physical geography*, article en ligne le 28 août 2013.
DOI : 10.1177/0309133313501106
- Proulx-McInnis S, St-Hilaire A, Rousseau AN, Jutras S, Carrer G & Levrel G (2012) Seasonal and monthly hydrological budgets of a fen-dominated forested watershed, James Bay region, Quebec. *Hydrological Processes* 27(10):1365-1378.
DOI : 10.1002/hyp.9241
- Quinton WL (1991) The hydrology of a subarctic patterned wetland. Maitrise (York University, Toronto). Mémoire de maîtrise (York University, Toronto). 141 p.
- Quinton WL, Gray DM & Marsh P (2000) Subsurface drainage from hummock-covered hillslopes in the Arctic tundra. *Journal of Hydrology* 237(1–2):113-125.
DOI : 10.1016/S0022-1694(00)00304-8
- Quinton WL, Hayashi M & Carey SK (2008) Peat hydraulic conductivity in cold regions and its relation to pore size and geometry. *Hydrological Processes* 22(15):2829-2837. DOI : 10.1002/hyp.7027
- Quinton WL & Roulet NT (1998) Spring and summer runoff hydrology of a subarctic patterned wetland. *Arctic and Alpine Research* 30(3):285-294.
- Raddatz RL, Papakyriakou TN, Swystun KA & Tenuta M (2009) Evapotranspiration from a wetland tundra sedge fen: Surface resistance of peat for land-surface schemes. *Agricultural and Forest Meteorology* 149(5):851-861.
DOI : 10.1016/j.agrformet.2008.11.003

- Reeve AS, Siegel DI & Glaser PH (2000) Simulating vertical flow in large peatlands. *Journal of Hydrology* 227(1-4):207-217.
- Rocheffort L & Lode E (2006) Restoration of degraded boreal peatlands. *Boreal Peatland Ecosystems*, Ecological Studies, Wieder RK & Vitt D (Édit.) Springer Berlin Heidelberg, 188:381-423.
- Romanov VV (1968) Evaporation from bogs in the European territory of the U.S.S.R (Édit.) Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem 183 p.
- Rosa E & Larocque M (2008) Investigating peat hydrological properties using field and laboratory methods: application to the Lanoraie peatland complex (southern Quebec, Canada). *Hydrological Processes* 22(12):1866-1875.
DOI : 10.1002/hyp.6771
- Rosenberry DO, Glaser PH & Siegel DI (2006) The hydrology of northern peatlands as affected by biogenic gas: current developments and research needs. *Hydrological Processes* 20(17):3601-3610.
- Rosenberry DO, Stannard DI, Winter TC & Martinez M (2004) Comparison of 13 equations for determining evapotranspiration from a prairie wetland, Cottonwood Lake Area, North Dakota, USA. *Wetlands* 24(3):483-497.
DOI : 10.1672/0277-5212(2004)024[0483:coefde]2.0.co;2
- Roulet NT (1991) Surface level and water table fluctuations in a subarctic fen. *Arctic and Alpine Research* 23(4):303-310.
- Roy R (2004) Impact des changements climatiques sur la disponibilité des ressources hydriques dans une perspective de production hydroélectrique. *Symposium Ouranos*. (Montréal, 9 juin 2004).
- Rydin H & Jeglum JK (2006) *The Biology of peatlands*. Oxford University Press. 343 p.

- Schlotzhauer SM & Price JS (1999) Soil water flow dynamics in a managed cutover peat field, Quebec: field and laboratory investigations. *Water Resour. Res.* 35(12):3675-3683.
DOI : 10.1029/1999wr900126
- Schothorst CJ (1977) Subsidence of low moor peat soils in the western Netherlands. *Geoderma* 17(4):265-291.
- Schwärzel K, Renger M, Sauerbrey R & Wessolek G (2002) Soil physical characteristics of peat soils. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 165(4):479-486.
DOI : 10.1002/1522-2624(200208)165:4<479::aid-jpln479>3.0.co;2-8
- Siegel DI & Glaser PH (1987) Groundwater Flow in a Bog-Fen Complex, Lost River Peatland, Northern Minnesota. *Journal of Ecology* 75(3):743-754. DOI : 10.2307/2260203
- Siegel DL, Chanton JR, Glaser PH, Chasar LS & Rosenberry DO (2001) Estimating methane production rates in bogs and landfills by deuterium enrichment of pore water. *Global Biogeochem. Cycles* 15(4):967-975.
DOI : 10.1029/2000gb001329
- Solinst (2013) Groundwater and surface water monitoring instrumentation, water levels meter, surface), Adresse URL : <http://www.solinst.com/> (Page consultée le 2 août 2013).
- Spence C (2000) The effect of storage on runoff from a headwater subarctic shield basin. *Arctic* 53(3).
- Spence C, Guan XJ & Phillips R (2011) The hydrological functions of a boreal wetland. *Wetlands* 31(1):75-85.
DOI : 10.1007/s13157-010-0123-x
- Spence C, Guan XJ, Phillips R, Hedstrom N, Granger R & Reid B (2010) Storage dynamics and streamflow in a catchment with a variable contributing area. *Hydrological Processes* 24(16):2209-2221.
DOI : 10.1002/hyp.7492

- Spence C & Woo M-K (2003) Hydrology of subarctic Canadian shield: soil-filled valleys. *Journal of Hydrology* 279(1-4):151-166.
DOI : 10.1016/S0022-1694(03)00175-6
- Spence C & Woo M-K (2006) Hydrology of subarctic Canadian shield: heterogeneous headwater basins. *Journal of Hydrology* 317(1-2):138-154.
DOI : 10.1016/j.jhydrol.2005.05.014
- Stewart RB & Rouse WR (1976) A simple method for determining the evaporation from shallow lakes and ponds. *Water Resources Research* 12(4):623-628.
DOI : 10.1029/WR012i004p00623
- Strack M, Kellner E & Waddington JM (2005) Dynamics of biogenic gas bubbles in peat and their effects on peatland biogeochemistry. *Global Biogeochemical Cycles* 19(1):GB1003.
DOI : 10.1029/2004gb002330
- Strack M, Kellner E & Waddington JM (2006) Effect of entrapped gas on peatland surface level fluctuations. *Hydrological Processes* 20(17):3611-3622.
DOI : 10.1002/hyp.6518
- Strack M & Waddington JM (2008) Spatiotemporal variability in peatland subsurface methane dynamics. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 113(G2):G02010.
DOI : 10.1029/2007jg000472
- Strahler AN (1957) Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transaction of American Geophysical Union* 38:913-920.
- Surridge BWJ, Baird AJ & Heathwaite AL (2005) Evaluating the quality of hydraulic conductivity estimates from piezometer slug tests in peat. *Hydrological Processes* 19(6):1227-1244.
DOI : 10.1002/hyp.5653
- Tardif S (2009) Hydrologie comparative des tourbières et des lacs de la Baie de James dans un contexte d'aqualyse. Thèse de doctorat (Université du Québec, INRS – Centre Eau, Terre et Environnement, Québec). 164 p.

- Tarnocai C (1980) Canadian wetland registry. *In Proceedings, Workshop on Canadian Wetlands*, Rubec CDA, Pollet FC (Édit.), Ecological Classification Series no. 12, Lands directorate, Environment Canada, Ottawa, Ontario, p 9-30.
- Tarnocai C (1998) *The amount of organic carbon in various soil orders and ecological provinces in Canada*. In soil processes and the carbon cycle. Lal R, Kimbla J, Follet RF & Stewart BA (Édit.), CRC Press, Boca Raton, Florida, p 81-92.
- Tarnocai C, Kettles IM & Lacelle B (2000) Peatlands of Canada. Édit Geological Survey of Canada Open File, Scale 1: 6 500 000.
- Terzaghi K (1943) *Theoretical Soil Mechanics*. Wiley J & Sons Ltd (Édit.) New York. p 510.
- Tóth J (1963) A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research* 68(16):4795-4812.
DOI : 10.1029/JZ068i016p04795
- Tromp-van Meerveld HJ & McDonnell JJ (2006) Threshold relations in subsurface stormflow: 2. The fill and spill hypothesis. *Water Resources Research* 42(2):W02411.
DOI : 10.1029/2004wr003800
- Turcotte R, Rousseau AN, Fortin JP, Fortin V & Villeneuve JP (2007) Operational analysis of the spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Quebec, Canada. *Nordic Hydrology* 38(3):211-234.
DOI : 10.2166/nh.2007.009
- Turcotte R, Rousseau AN, Fortin JP & Villeneuve JP (2003) A process-oriented, multiple-objective calibration strategy accounting for model structure. *Calibration of Watershed Models*, (Édit.) Duan Q, Gupta HV, Sorooshian S, Rousseau AN & Turcotte R, American Geophysical Union, Washington, D. C.
DOI : 10.1002/9781118665671.ch11
- Van Der Schaaf S (2004) A single well pumping and recovery test to measure in situ acrotelm transmissivity in raised bogs. *Journal of Hydrology* 290(1-2):152-160.

- Van Seters TE & Price JS (2001) The impact of peat harvesting and natural regeneration on the water balance of an abandoned cutover bog, Quebec. *Hydrological Processes* 15(2):233-248.
DOI : 10.1002/hyp.145
- Verseghy DL (1991) CLASS – A Canadian Land Surface Scheme for GCMs. I. Soil Model. *Int. J. Climatol.* 11:111-133.
- Waddington JM, Quinton WL, Price JS & Lafleur PM (2009) Advances in Canadian peatland hydrology, 2003-2007. *Canadian Water Resources Journal* 34(2):139-148.
DOI : 10.4296/cwrj3402139
- Waddington JM & Roulet NT (1997) Groundwater flow and dissolved carbon movement in a boreal peatland. *Journal of Hydrology* 191(1-4):122-138.
DOI : 10.1016/S0022-1694(96)03075-2
- Waddington JM, Roulet NT & Hill AR (1993) Runoff mechanisms in a forested groundwater discharge wetland. *Journal of Hydrology* 147(1-4):37-60.
DOI : 10.1016/0022-1694(93)90074-J
- Warner BG & Rubec CDA (1997) The Canadian wetland classification system. (Édit.) National Wetland Working Group, University of Waterloo, Wetlands research centre, 1-69.
- Watanabe S (2011) La couleur de l'eau et la transmission de la lumière dans les écosystèmes lacustres. Thèse de doctorat (Université Laval, Québec). 180 p.
- Weiss R, Shurpali NJ, Sallantaus T, Laiho R, Laine J & Alm J (2006) Simulation of water table level and peat temperatures in boreal peatlands. *Ecological Modelling* 192(3-4):441-456.
DOI : 10.1016/j.ecolmodel.2005.07.016
- White M (2011) Modèle de développement des tourbières minérotrophes aqualysées du Haut-Boréal québécois. Mémoire de maîtrise (Université Laval, Québec). 78 p.

- Whitfield CJ, Aherne J, Gibson JJ, Seabert TA & Watmough SA (2010) The controls on boreal peatland surface water chemistry in Northern Alberta, Canada. *Hydrological Processes* 24(15):2143-2155.
DOI: 10.1002/hyp.7637
- Whittington P, Strack M, Haarlem Rv, Kaufman S, Stoesser P, Maltez J, Price JS & Stone M (2007) The influence of peat volume change and vegetation on the hydrology of a kettle-hole wetland in Southern Ontario, Canada. *Mires and Peat* (2):1-14.
- Whittington PN & Price JS (2006) The effects of water table draw-down (as a surrogate for climate change) on the hydrology of a fen peatland, Canada. *Hydrological Processes* 20(17):3589-3600.
- Woo M-K & Heron R (1987) Effects of forests on wetland runoff during spring. In *Forest Hydrology and Watershed Management*. Swanson RH, P.Y.Bernier & Woodard PD (Édit.) IAHS Press, Wallingford. p 297-307.
- Yazaki T, Urano S-I & Yabe K (2006) Water balance and water movement in unsaturated zones of *Sphagnum* hummocks in Fuhrengawa Mire, Hokkaido, Japan. *Journal of Hydrology* 319(1-4):312-327.
DOI : 10.1016/j.jhydrol.2005.06.037
- Zoltai SC, Siltanen RM & Johnson JD (2000) A wetland database for the western boreal subarctic and arctic regions of Canada. Natural Resources Canada, Canadian Forest Service, Northern Forest Centre Edmonton, Alberta. Inf Rep NOR-X 368.

ANNEXE I

Recueil de photos.



Figure I.1 : Photo de la tourbière Abeille prise en direction de l'ouest montrant la limite nette entre la partie forestière et la partie tourbeuse.



Figure I.2 : Photo du couvert forestier prise au mois de janvier 2009, représentant la faible densité des arbres.

(A)



(B)

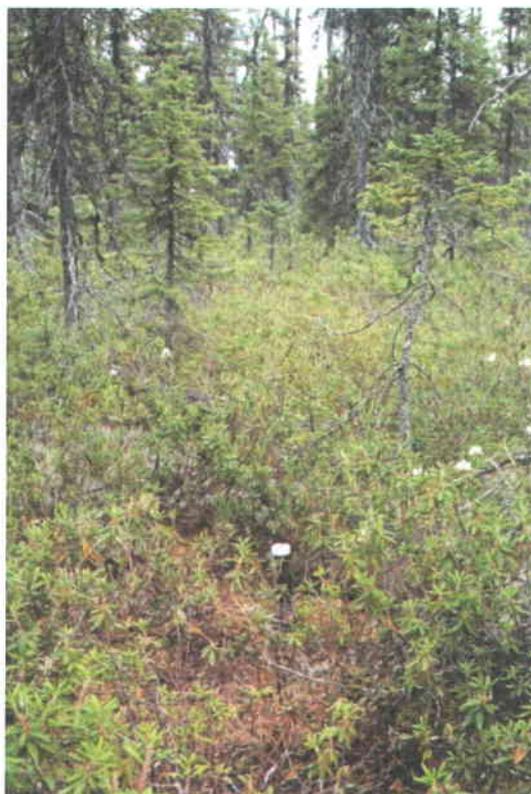


Figure I.3 : Photos d'un couvert de lichen en automne (A) et d'un couvert de *Ledum Groenlandicum* en été (B).

(A)



(B)



Figure I.4 : Photos d'un profil pédologique (A) et d'un prélèvement de litière et de la couche humifère (B), prises dans la forêt.



Figure I.5 : Photo d'une mare relativement foncée contenant quelques nénuphars, prise en direction du sud à proximité du site B1 de la tourbière Mouche.



Figure I.6 : Photo d'une lanrière aux bords bien définis et en alternance avec deux mares, prise en direction sud à proximité du site S2.



Figure I.7 : Photo de tapis en amont de la grande mare (BP) de la tourbière Abeille, prise en direction du sud.

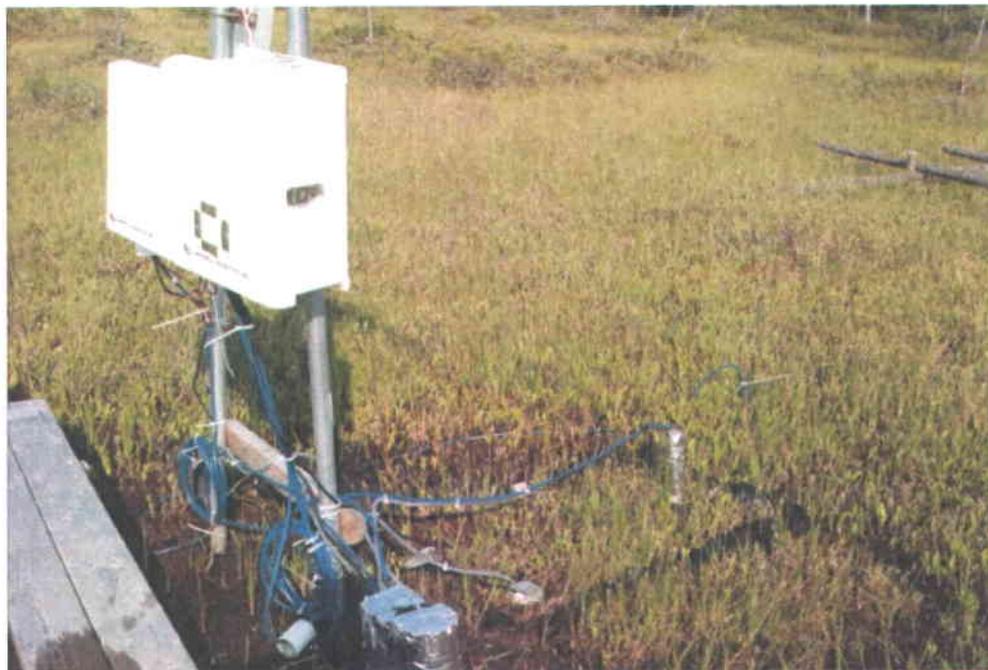


Figure I.8 : Photo de platières prise à l'amont de la tourbière Abeille, au niveau du lysimètre automatisé, proche du site N6.

(A)



(B)



Figure I.9 : Photos des modèles de puits (A) et de piézomètres (B).

(A)



(B)



Figure I.10 : Photos d'une prise de mesure à l'aide du niveau optique (A) et d'une partie du réseau de trottoirs implantés sur le site Mouche.



Figure I.11 : Photo du système de drainage des mares. Le drain est repérable à gauche de la personne, au niveau des pieux verticaux en bois.



Figure I.12 : Photo du système de drainage des mares. Le drain observable au milieu en bas (tube noir au niveau de la mare amont), est en position de drainage. L'arrêt du drainage se réalise en levant le tube hors de l'eau.



Figure I.13 : Photo d'un cylindre en cuivre servant à l'échantillonnage de sol, posé sur une balance de précision (MXX-5001, Denver Instrument).



Figure I.14 : Photo d'un système de mesure « Ancré-Flottant » au niveau d'une lanière. La barre de métal verte constitue l'encrage dans le substratum minéral. Les morceaux de bois constituent le trépied flottant à la surface de la tourbe.



Figure I.15 : Photo du dispositif permettant la mesure de l'emmagasinement spécifique de différentes couches de tourbe. Les capteurs ont été attachés au portique en acier gris (milieu de la photo). Des trottoirs permettaient de se rendre sur le site sans perturber le milieu.

(A)



(B)

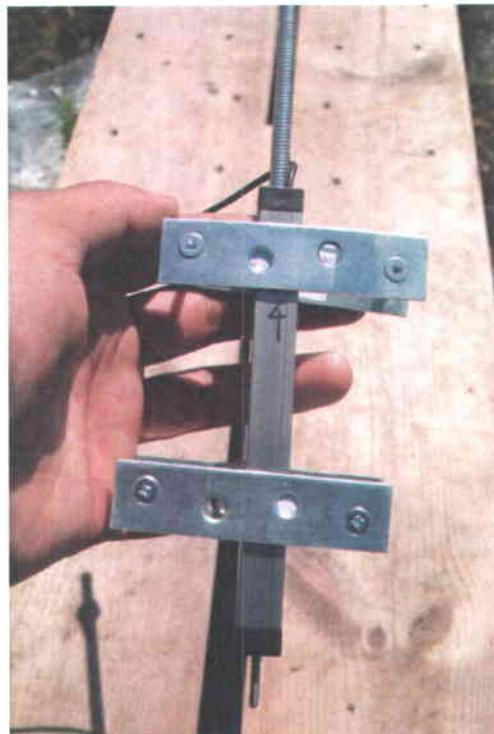


Figure I.16 : Photo d'un ancrage dépliable en position « ouvert » (A). L'ancrage se déplie à la profondeur désirée en vissant la tige verticale. Photo d'un potentiomètre droit attaché à un support vertical (B).



Figure I.17 : Photo d'un lest utilisé pour les tests de conductivité hydraulique.

ANNEXE II

Schéma présentant la méthode de mesure des niveaux phréatiques absolus (*NPA*) utilisée dans le Chapitre 2.

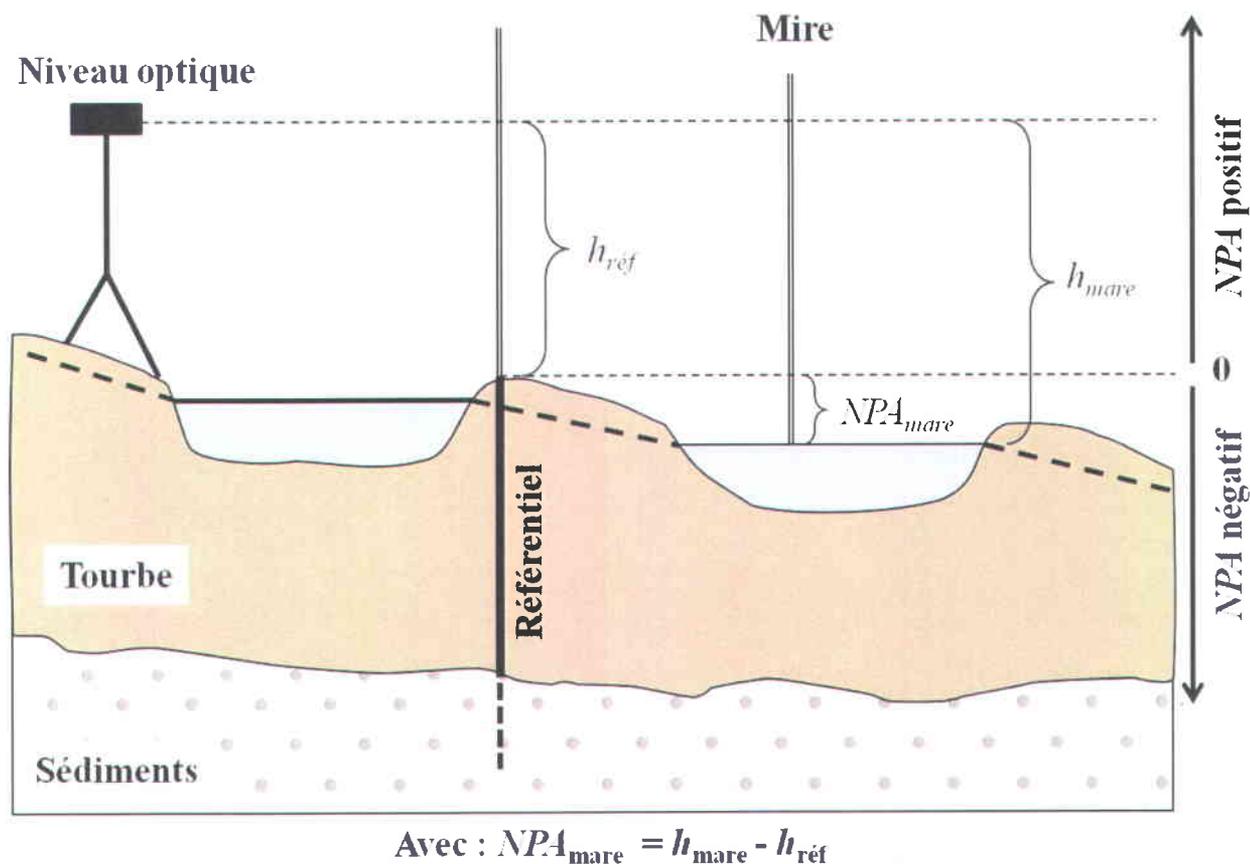
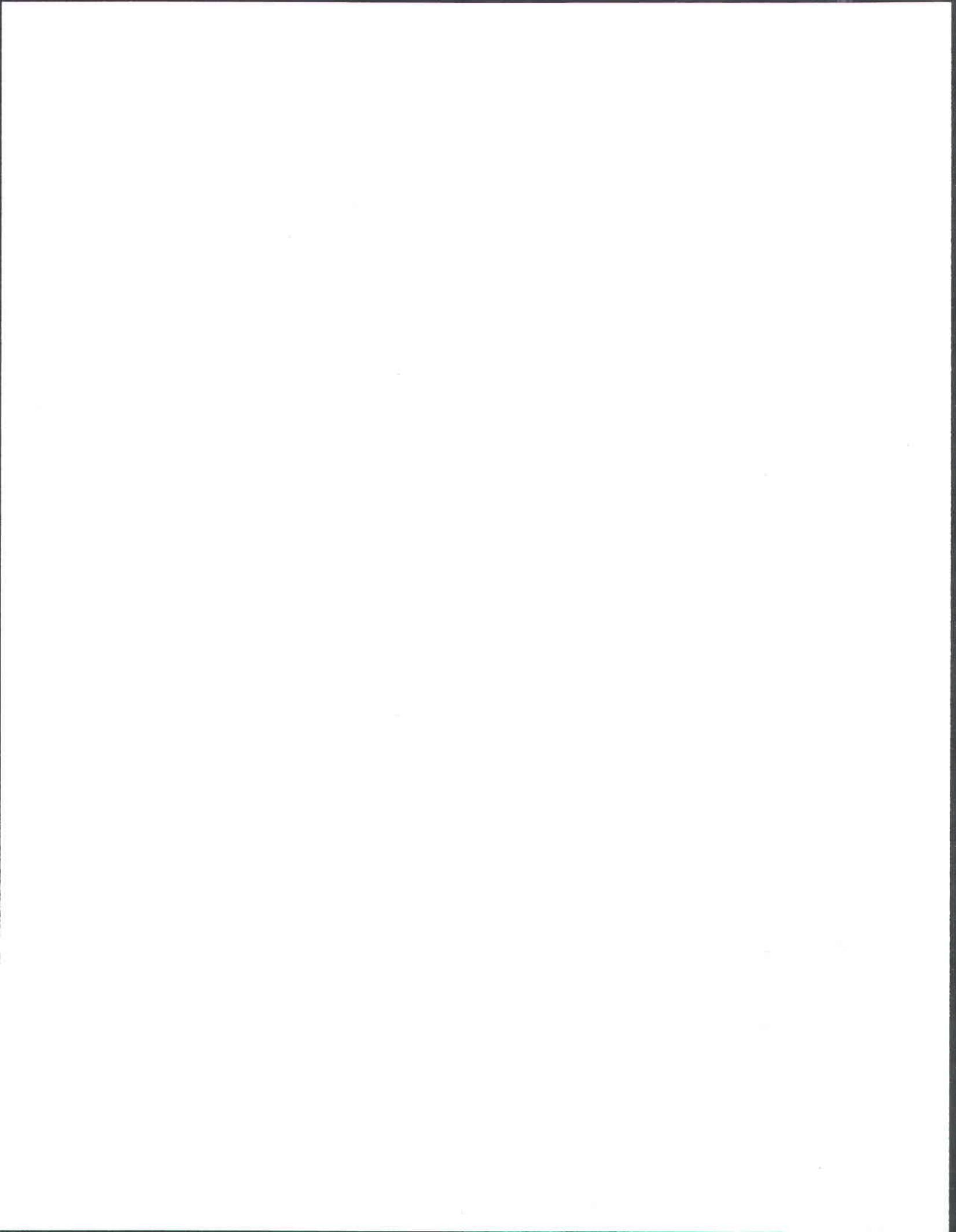


Figure II.1 : Schéma présentant la méthode de mesure des niveaux phréatiques absolus (*NPA*) utilisée dans le Chapitre 2. Le niveau de référence équivalent au « zéro » de notre étude est représenté par le sommet d'une tige en acier, insérée dans le substrat minéral au niveau d'une lanière (Référentiel). Les niveaux piézométriques absolus (*NPZA*) ont été mesurés de la même façon.

Les autres mesures de *NPA* réalisées au sein des Chapitres 3 à 6 ont été prises suivant une méthode similaire, à la différence que chaque puits avait son propre référentiel.



ANNEXE III

Oscillation du niveau du sol.

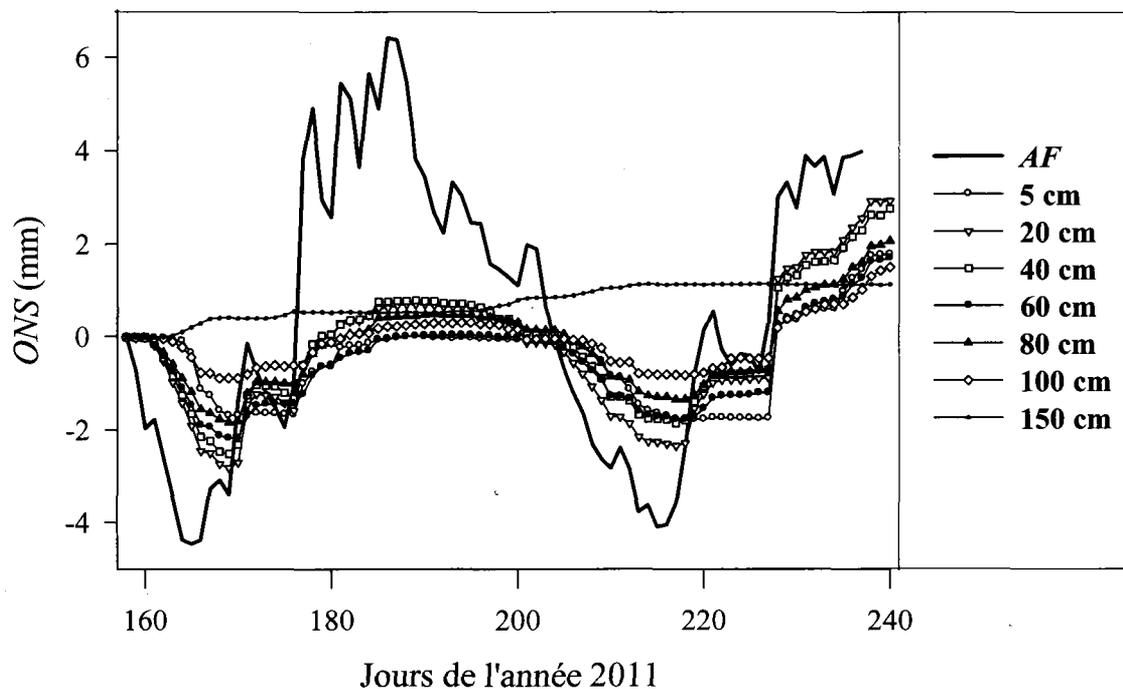


Figure III.1 : Évolution journalière de l'oscillation du niveau du sol (mm) enregistrée à différentes profondeurs au niveau de la lanière S2, d'après les positions initiales du jour 158 de l'année 2011. La ligne noire en trait gras représente le déplacement (mm) mesuré au moyen du dispositif Ancre-Flottant (AF).



ANNEXE IV

Carrer G.E., A.N. Rousseau, A. St-Hilaire, S. Jutras, D.F. Nadeau et S.J. Gumière. An analysis of the spatio-temporal dynamics of summer evapotranspiration from a boreal patterned fen, Quebec, Canada

Abstract

The northern boreal region of Quebec contains one of the largest hydroelectric complexes in the world. Since this region is largely occupied by patterned peatlands, deterministic hydrological modelling of inflow forecasting requires further understanding of the water dynamics of these waterlogged ecosystems. Evapotranspiration (*ET*) is the major output term in a summer hydrological budget. Patterned peatlands are dominated by pools, non-vascular plants and in a lower proportion by vascular plants. Non-vascular plants do not actually transpire but water moves through the capillary fringe and then evaporates. From June to September 2011, Actual Evapotranspiration (*AET*) was measured with two different methods in a patterned fen and was then compared with Potential Evapotranspiration (*PET*) calculated with commonly used equations. *AET* was measured continuously during four months using an automated lysimeter at one specific site dominated by *sphagnum sp.* (lawns). In addition, 26 weighing lysimeters were installed at different locations characterizing three commonly found ecosystems (pools, strings, lawns). Local *AET* was measured for three periods of a few days and then averaged to estimate the total fen *AET*. For both types of lysimeters, we compared three *PET* equations: the Priestley-Taylor equation (PT), the Penman-Monteith equation (PM₁) that requires aerodynamic resistance (r_a) and the Penman-Monteith Equation (PM₂) that requires r_a and surface resistance (r_s). The best fit was found with the the Priestley-Taylor Equation. The PT α values reached 1.40 in June, 0.9 in August and 1.15 in September. The other two Equations derived from the PM Equations largely overestimated *AET*. With the weighing lysimeters, we observed moderate spatial variations of *AET*. In June, the fen mean *AET* was 4.4 mm.d⁻¹ and the maximum standard deviations for pools, lawns, and strings reached 1.2 mm, 1.8 mm, and 2.3 mm, respectively. For the weighing lysimeters, the PT Equation gave the best results for all the ecosystems. In conclusion, for a patterned fen with high water table, the PT Equation was the best estimator of *ET* and had the advantage of requiring measurements of only a few weather parameters. The

addition of the resistance factors r_a and r_s (PM_1 and PM_2), which are not easy to estimate, did not seem to improve the estimation of ET .

Keywords : Patterned fen, evapotranspiration, lysimeter, Priestley-Taylor, Penman-Monteith

Introduction

The northern boreal region of Quebec contains one of the largest hydroelectric complexes in the world. Nearly forty percent of the province hydroelectric power come from the La Grande River watershed (177 000 km²) where twenty percent of its surface is covered by peatlands (Tarnocai *et al.*, 2000). Despite their large representation, these environments are still poorly documented from a hydrological point of view. Moreover, deterministic hydrological modelling of inflow forecasting requires further understanding of the water dynamics of these waterlogged ecosystems. The surface of the soil in the northern boreal region is frozen or covered by snow for more than six months of the year and thus, winter generates small outflows. During summer, evapotranspiration (ET) becomes the major output of the peatland water balance (Fraser *et al.*, 2001, Price *et al.*, 1994, Proulx-McInnis *et al.*, 2012). Despite this fact, few studies have focused on the characterization of ET from peatlands (Ingram, 1983, Lafleur *et al.*, 2005, Lott *et al.*, 2001) and particularly in northern regions (Eaton *et al.*, 2001a, Kellner, 2001, Price *et al.*, 1994, Raddatz *et al.*, 2009).

Peatlands are commonly divided into bogs and fens. Fens receive input water from precipitation and regional groundwater, the latter being a source of nutrients, whereas bogs receive inputs only from precipitation. These differences in sources of water lead to different plant assemblages. Bogs are largely dominated by non-vascular plants (*sphagnum sp.*), whereas fens include both non-vascular plants and vascular plants (*carex sp.*). Non-vascular plants do not actually transpire and as such evaporation comes from water movement through the capillary fringe. Northern peatlands are characterized by high water levels throughout the soil matrix and structured pools. This difference in plant assemblage and in the representation of open water areas must be taken into account in the estimation of evaporation and transpiration.

The low proportion of vascular plants in peatlands minimizes the importance of transpiration and thus, the ability of plants to regulate water exchanges through their transport tissues. The major exchange of water occurs through evaporation and as such water table (WT) depth becomes a

major environmental control. However, studies interested in the role of *WT* depth on *ET* showed mixed results. For example, Kellner (2001) highlighted weak correlations between surface resistance and *ET* and *WT*, whereas Lafleur *et al.* (2005) observed in a shrub-covered bog that actual *ET* (*AET*) was affected by *WT* depth only when the latter dropped below 65 cm. Lafleur *et al.* (2005) suggested that in the study of Kellner (2001) the *WT* depth did not affect *AET* because it never was deeper than 25 cm below the peat surface. From this point of view, *WT* depth should not affect *ET* in the patterned peatland where *WTs* are generally high (Tardif, 2009).

To estimate *ET*, many empirical models have been used with variable results. Some of them were originally developed to estimate potential evapotranspiration (*PET*), and thus should produce higher values than those developed for *ET*. Recent studies (Brümmer *et al.*, 2012, Kellner, 2001, Lafleur *et al.*, 2005) showed that while commonly used models can overestimate *PET* in peatlands, they can describe well the evolution of *ET*. Lafleur *et al.* (2005) monitored *ET* for five years with an eddy covariance flux tower and compared their results with those obtained with the Penman-Monteith model. The authors concluded that daily *ET* was closely related to *PET* but ratios were different in some years with a lower ratio obtained during the dryer year. Also, Kellner (2001) showed that the mean *ET/PET* ratio increased throughout May (0.76) to August (0.85). In patterned fens, some studies showed that the *ET/PET* ratio was larger than 1.0 (Kim *et al.*, 1996, Price *et al.*, 1994, Quinton, 1991). Quinton (1991) measured a mean ratio of 1.67 using equilibrium *PET* with the Priestley-Taylor model. This ratio should reach a maximum value of 1.26 for extensive well-watered, vegetated canopies and water surfaces (Priestley *et al.*, 1972). This shows how challenging it is to properly represent *PET* in wetlands. The abilities of models to estimate the *ET* differ with the type of the field. For a prairie wetland, Rosenberry *et al.* (2004) compared thirteen empirical models of *ET*. They showed that the commonly used Priestley-Taylor and Penman models were the best estimators of *ET*.

Since the studies of Penman in the 1950s, many authors have tried to parameterize water exchanges between the soil and atmosphere with empirical models. The simple Priestley-Taylor model is the most commonly used model in peatland studies but its main drawback is that it does not explicitly consider the stomatal resistance. In addition to net radiation (R_n) most models take into account the aerodynamic resistance (r_a) and the surface resistance (r_s). But, non-vascular plants like moss or *sphagnum sp.* do not effectively transpire. The surface resistance term r_s is set to zero for a surface where the supply of water is not limited and where there are not any stomatal

resistance (Raddatz *et al.*, 2009) like patterned peatlands. Thus, with these biological particularities, many authors have chosen to ignore or minimize r_a and r_s . However, Kellner (2001) observed in Swedish *sphagnum sp.* mires that r_s was seldom close to zero with a mean of 160 s m^{-1} . Also, Raddatz *et al.* (2009) measured in a northern sedge fen a small variation of r_s throughout the day (210 s m^{-1} to 230 s m^{-1}). Both authors showed that the mean daily aerodynamic resistance values were quite variable. The benefits to explicitly account for resistance terms have not been demonstrated for patterned fens. Furthermore, Brümmer *et al.* (2012) recently showed that *ET* of peatland depends less on the resistance terms than that of other land covers.

The particularity of patterned fens is the mosaic of pools, strings and lawns. Surprisingly, few studies (Price *et al.*, 1994, Quinton, 1991, Roulet *et al.*, 1986) have measured the spatial dynamics of *AET* and none attempted to adapt *ET* empirical models. To measure the spatiotemporal dynamics of *AET*, different lysimeters methods have been used in the past. Small weighable tanks (Petrone *et al.*, 2006, Price *et al.*, 1994, Romanov, 1962, Van Seters *et al.*, 2001) have the advantage to be economic and reliable. However, this method is difficult to implement in remote areas because of the relatively intensive manual labour. A similar system, proposed by Schwaerzel *et al.* (2003) and adapted to remote studies by Proulx-McInnis (2010), allows to measure continuously changes in the position of the *WT* in isolated peat block and thus, the dynamics of *ET*. Both methods are intrusive and modify the environment but have the advantage of allowing the study of individual land covers.

In this study, we measured *AET* of a northern patterned fen located upstream of the La Grande River watershed. The measurement period was during the growing season (June to September). The first objective of this study was to compare estimates of *ET* made with two commonly used models (Priestley-Taylor and Penman-Monteith) on three dominant land covers (pools, strings and lawn). The second objective was to examine the spatial variability of *AET* within the same three dominant land covers.

Study site

This study was conducted between 1 June and 1 October 2011 (Days of Year, DOYs, 152-274) within a 13-ha watershed ($54^{\circ} 06.868'N$, $72^{\circ} 30.083'W$) located 15 km south of the La Forge-1

hydropower dam in northern boreal Quebec, Canada. The regional land cover mostly consists of taiga woodland and patterned fen peatlands, with an absence of permafrost. The regional climate is subarctic, with a mean annual temperature of -3.1°C and annual precipitation of 680 mm (Tardif, 2009). The mean monthly 2011 data show that the coldest month is February (-22.8°C) and the warmest month is July (14.3°C). On average snow represents 21% (143 mm) of annual precipitation and the wettest month is August (165 mm).

The study site (Figure 1) was described by Proulx-McInnis *et al.* (2012). It is characterized by a small slope ($<2\%$), a high proportion of woodland on hillslopes (72%) and a patterned fen (3.6 ha), located downstream. The peatland area is characterized by an elongated pool-string complex where strings are perpendicular to the dominant slope, that is, the direction of water flow. The strings are often smaller than 3-m wide and they delineating pools of various widths (4 to 15 m) apart. The peat strings rise up to 20 cm above the water surface of the pools, which are often less than 60-cm deep. Pools, strings and *Sphagnum* lawns are the three land covers found in this patterned fen. Each of them is found in similar proportion (33%). The peat is about 1.2-m thick upstream and up to 2.5-m thick downstream. The peat layer has build over glacial till of unknown thickness.

The strings are covered with sedges [*Scirpus* sp., *Trichophorum* sp., *Eriophorum* sp., *Carex* sp.], sphagnum [*Sphagnum angustifolium* (Russaw) C. Jensen, *Sphagnum balticum* (Russaw) C. Jensen] and mosses [*Warnstorfia fluitans* (Hedw.) Loeske, *Cladopodiella fluitans* (Nees) Joerg.]. Pools are continuously filled with dark water, their bottom made of much decomposed peat where no vegetation can be found. The lawns are dominated by *Sphagnum* [*Sphagnum fallax* (Klinggr) Klinggr, *Sphagnum angustifolium* (Russaw) C. Jensen] and sedges [*Scirpus* sp., *Trichophorum* sp., *Rhynchospora* sp. and *Carex* sp.]. Tall vascular plants are absent in the fen. The lag between fen and woodland is small (< 3 m). The woodland is covered by small (< 10 m) trees [*Picea mariana* (Mill.) BSP, *Pinus banksiana* (Lamb.) and *Larix laricina* (Du Roi) K. Koch], small vascular plants [*Chamaedaphne calyculata* (L.) Moench, *Kalmia polifolia* Wangehn, *Ledum groenlandicum* Oeder and *Vaccinium oxycoccos* (L.)], and bryophytes [*Pleurozium schreberi* (Bird.) Mitt., *Sphagnum* sp.].

Methods

Meteorological instruments

Meteorological conditions were monitored with a weather station installed in a patterned fen, located 3 km away from the study site. Precipitation (P) was measured using a tipping-bucket rain gauge (TR-525 USW, Texas Instrument combined with a CS705 glycol-methanol reservoir, Campbell Scientific). Wind speed at 2.3 m above ground was measured with a cup anemometer (05103, R.M. Young). Barometric pressure data, temperature and relative humidity data at 1.8 m above ground were collected using a 61205 (R.M., Young), and a CS500 (Campbell Scientific). The incoming shortwave solar radiation was measured with a pyranometer (SP-LITE, Kipp & Zonen). A seasonal (Figure 1) tipping-bucket rain gauge (TR-525 USW, Texas Instrument) combined with a CS705 glycol-methanol reservoir (Campbell Scientific) was installed directly on the site only from DOYs 196 to 258 (11% of the experimental period). All weather data were recorded hourly using dataloggers (CR10x and CR800, Campbell Scientific).

Potential evapotranspiration calculation

Three *PET* equations derived from modifications of Penman (1948) and Monteith (1965) were compared in this study. The Penman-Monteith (PM) equation takes into account the physical and biological resistances to water flux around the vegetative layer. The corresponding resistance terms depend on the turbulent flux of water vapour in the atmosphere near the surface layer (*i.e.* the aerodynamic resistance, r_a), and the flux of vapour through the transpiring vegetation (*i.e.* the surface resistance, r_s). r_a was estimated following Oke (1997).

$$r_a = \frac{\ln\left[\frac{z_m-d}{z_{om}}\right] \ln\left[\frac{z_h-d}{z_{oh}}\right]}{\kappa^2 u} \quad (1)$$

where z_m , is the wind speed measurement height; z_h , is the temperature and humidity measurement height, here 2.3 m and 1.8 m, respectively; d , is the zero-plane displacement height; z_{om} , is the roughness length governing momentum transfer; z_{oh} , is the roughness length governing transfer of heat, which we assume to be equal to the roughness length governing transfer of water vapour; κ , is the von Karman constant (0.40); and u , is the wind speed. To compute r_a and

according to Thom (1975), as reported in (Lafleur *et al.*, 2005), we used a constant surface roughness length governing momentum transfer $z_{0m} = 0.077$. Moreover, we assumed a constant surface roughness length governing transfer of heat and vapour z_{0h} , ten times smaller than z_{0m} (Oke, 1997). We assumed that the zero plane displacement height was null given the relatively low obstacle height as shown in the study of Halliwell *et al.* (1989) in a sedge fen near James Bay. In the PM1 and PM2 models, r_a was a variable depending only on wind speed, u (m s^{-1}). Back in (1), we obtain r_a is $116.u^{-1}$.

The surface resistance values were approximated according to the results of Raddatz *et al.* (2009) obtained in a patterned fen located along Hudson Bay, Canada. We used a constant r_s of 220 s m^{-1} for strings and lawns; and a constant r_s of 0 s m^{-1} for pools.

To evaluate the benefits of using resistance terms for a boreal patterned fen, we choose to check three conditions. The first model (PM₁) took into account both resistance terms whereas the second model (PM₂) assumed a null value for r_s . In cropland studies, the use of aerodynamic terms has shown an improvement in the estimation of *PET*, but the benefits are not as obvious in a dominated non-vascular plant field or under equilibrium conditions (*i.e.* Brümmer *et al.*, 2012). To estimate *PET*, we used the classic Penman-Monteith approach, namely.

$$ET = \frac{1}{\lambda} \frac{\Delta(R_n - G) + \rho C_p \left(\frac{e_s - e_a}{r_a} \right)}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \quad (2)$$

where λ , is the latent heat of vaporization that converts energy units for radiation to water equivalent depths (mm); Δ , is the slope of the saturation vapour pressure temperature relationship ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$); R_n , is the net radiation ($\text{MJ m}^{-2} \text{ j}^{-1}$); G , is the soil heat flux ($\text{MJ m}^{-2} \text{ j}^{-1}$) and may be ignored under a period of a ten days (Allen *et al.*, 2006); ρ , is the mean air density at constant pressure (kg m^{-3}); C_p , is specific heat of dry air ($\sim 1.013 \times 10^3 \text{ MJ kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$); $(e_s - e_a)$, is the vapour pressure deficit of the air (kPa); and γ is the psychrometric constant ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$).

The net radiation term was not directly measured in this study. To estimate net radiation, we used the FAO procedure described in Allen *et al.* (2006), and the estimations of the clear-sky solar radiations of Ward *et al.* (2004). In this framework, we take into account the albedo values of different land covers (0.05 and 0.23 for pools and vegetative land covers, respectively).

We tested a third model proposed by Priestley *et al.* (1972), which considers that the aerodynamic resistance in Equation(2) tends toward a constant fraction of the radiation term under equilibrium conditions. Priestley *et al.* (1972) proposed to replace the constant fraction by a dimensionless coefficient α . This model ignores the stomatal transpiration, which is probably not significant in peatlands. The equilibrium evaporation rate E_{eq} is:

$$E_{eq} = \frac{1}{\lambda} \frac{\Delta(R_n - G)}{\Delta + \gamma} \quad (3)$$

And thus

$$\alpha = \frac{AET}{E_{eq}} \quad (4)$$

where AET , is the latent heat fluxes at the Earth's surface converted into water equivalent depth and measured with the lysimeters.

Small-tank lysimeters

PET estimates were compared with field measurements of *AET*. To obtain daily *AET* in this mosaic land covers, we used a total of 26 small weighing lysimeters (Figure 2). Each small-tank lysimeter consisted in a white plastic tube having a 10.2-cm inner diameter (cross-sectional area of 81 cm²) and 35-cm deep for a total volume of 2800 cm³. To maintain the same mechanical properties, the soil, which was extracted by block cutting, represented the same volume than that of the small-tank lysimeter. Before sealing the bottom of the plastic tube, we added in each small-tank lysimeter a thin layer of gravel to prevent the rise of the enclosure by gravity (the density of plastic being lower than the surrounding environment). Each small-tank lysimeter was inserted in the hole left by the extraction of the peat. Several small-tank lysimeters (Table I) were installed in pools (10), strings (10) and lawns (6). The top of small-tank lysimeter exceeded the surrounding environment approximately by 2 cm to avoid overflow, since on average this fen was characterised by a high *WT*. To consistently mirror the natural conditions of the surrounding environment, a 2-cm hole was drilled in the middle of the tube to equilibrate inner and outer *WT*s (Figure 2). This modification concerned only the peat small-tank lysimeters (strings and lawns). Each small-tank lysimeter was weighed *in situ* with a precision MXX 5001 balance (Denver Instrument; accuracy of ± 0.1 g). The lysimetric method consisted of a reference weighing at 19:00

local time, a second weighing the next day at 18:00 (after evaporation) and an exchange of water during one hour by removing the cork (Figure 2). The lysimetric study was performed during three periods of a few days (DOYs 173 to 179, 196 to 198, and 241 to 243). The daily *AET* was then estimated with the lysimeters by taking into account the daily precipitation for the periods of interest.

$$AET_{ST-j,i} = P_j - \frac{(WST_i - WST_{i+23})cf}{\rho A} \quad (5)$$

where $AET_{ST-j,i}$ is the daily actual evapotranspiration from the small-tank lysimeter at hour j (mm); P_j is the precipitation received during day j (mm); WST_i is the small-tank lysimeter weight at hour i (kg); WST_{i+23} is the small-tank lysimeter weight at hour $i+23$ (kg); ρ is the density of water (kg m^{-3}); cf is a conversion factor (1000 mm m^{-3}); and A is the area of the lysimeter (m^2).

Automated lysimeter

In this study, we used an automated lysimeter located on a lawn (Figures 1 and 3), which was composed of an instrumented isolated peat block with an area of 0.47 m^2 ($55 \text{ cm} \times 85 \text{ cm}$) and 40 cm deep. The design is based on Proulx-McInnis (2010), with continuous measurements of the inner *WT* throughout the study period. In brief, the idea is to monitor fluctuations of the lysimeter *WT* with a pressure sensor, the level of the latter being set at midnight every day equal to that of the surrounding peatland. The inner and outer *WTs* were controlled by a system of pumps, pressure sensors and containers (see Proulx-McInnis (2012) for more details in the setup). In this study, we modified the original design by adding an additional pump to increase the operating period. Calculation of daily *AET* is described in the following paragraphs.

Hourly fluctuation of water level in the lysimeter is:

$$\Delta WL_j = h_j - h_{j-1} \quad (6)$$

where ΔWL_j is the hourly fluctuation of water level in the lysimeter at hour j (mm); h_j is the water level in the lysimeter at hour j (mm); and h_{j-1} is the water level in the lysimeter at hour $j-1$ (mm).

In an isolated peat block, ET corresponds to negative water storage. The storativity depends on the specific yield (Sy) and the specific storage (Ss) but the latter was not accounted for in this study. The storativity, which is related to Ss multiplied by the peat deposit thickness (b) is linked to WT fluctuations. To prevent possible errors due to the lack of measurements of Ss , comparisons between AET and PET for periods of several days were made for similar WT depths between the beginning and the end, thus with $Ss.b = 0$. Hourly decrease of the water in the lysimeter is described by:

$$SW_{j,z} = \Delta WL_j Sy_z \quad (7)$$

where $SW_{j,z}$, is the hourly decrease of water in the lysimeter at hour j (mm) and depth z (mm); and Sy_z , is the specific yield (described later in the text) in the lysimeter at the depth z .

Daily AET is equal to the sum of hourly water budgets during a day, which is the difference between the outputs of water (the decrease of water and the outputs from $C2$) and the inputs of water (the precipitation and the contribution by $C1$) in the lysimeter. It is described by Equation (8).

$$|AET_i| = \sum_{j=1}^{24} (C1_j + P_j - SW_{j,z} - C2_j) \quad (8)$$

where AET_i , is the daily AET (mm) for the day i ; $C1_j$, is the hourly input of water from container 1 for hour j (mm); $C2_j$, is the hourly output of water from the container 2 (mm); and P_j , is the hourly input of water from precipitation (mm). Between June and September, the output of water from $C2$ was equal to zero.

Peat properties

The estimation of water loss via ET requires knowledge of the evolution of Sy with the depth (Equation 7). The depth-dependent Sy Equations obtained with two different methods were used in this study. In the first method, we extracted 50 mm sections of peat at five depths (0-25 cm) in strings and in lawns to measure Sy , dry bulk density and total porosity with the following procedure described by Price (1996). Core samples contained the entire peat profile where the WT fluctuates. The peat cores were extracted in pre-extracted monolith peat blocs using 50-mm diameter copper cylinders. The cores were pre-cut with a knife to ensure that there was no

compression in the samples. The fibric peats (lawns) were more difficult to extract than the hemic peat (strings) and more compressions could be observed on the fibric peat. Two peat blocs were extracted in the lawns and two others in the strings at different locations. S_y was determined by the drainage method (see Price, 1996), which consisted in measuring the weight of water lost during a 24-hours drainage period. Each sample was saturated a priori in pool water to obtain the saturated weight. S_y was obtained with the ratio of water mass lost from the core (drained) to the initial mass (saturated). Dry bulk density and total porosity were determined by oven-drying peat samples for 72 hours at a low temperature of 80 °C to prevent burning the organic matter (Zoltai *et al.*, 2000). The dry bulk density was obtained with the ratio of dried peat mass to the initial volume. The total porosity was obtained with the ratio of water mass lost from the core (after drying) to the initial mass. These superficial peat layers did not contain mineral soil. Every weighing was realized with a precision balance MXX 5001 (Denver Instrument, 0.01g).

In the second method, we measured the fluctuations of WT in the automated lysimeter when small amount of water inputs (from CI and precipitation) were observed. WT fluctuations from CI inputs corresponded to increases of WT between the input of water (midnight) and the end of the night (5:00). This long period allows stabilizing WT after the water supplies. WT fluctuations from precipitation inputs corresponded to increases of WT during the precipitation event.

Groundwater and water content

WT depths were monitored at three sites along an upstream-downstream transect (Figure 1). In addition to the pressure transducer placed outside the automated-lysimeter monolith peat block, which recorded the WT fluctuations in a lawn, two other pressure transducers (model 3001-M5, Solinst) were inserted into wells upstream and downstream of the study watershed (Figure 3). Wells were made of 3.2-cm inner diameter slotted ABS pipes covered with a nylon mesh along the entire length of 1.2 m. The water content was not monitored during this study, but, data from other studies in this peatland complex were used (Levrel *et al.*, 2010). Soil moisture content was monitored with the frequency domain reflectometry (FDR) technique. We studied the data of two 5-cm long probes (EC-5, Decagon Devices Inc.), which were inserted horizontally at a depth of 7 cm and connected to a data logger (H21-002 HOBO Micro Station ONSET). One probe was inserted in a reference lawn, located at site P1 (Figure 1) and the other probe was inserted in a

reference string, located at site S2 (Figure 1). Calibrations for several peat types (conversion of the signal into water content values) were performed in laboratory (Levrel *et al.*, 2010) on peat block cuts. The peat water content ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) for peat land covers (used here for lawns) are given by Equation (9) and for the strings by Equation (10).

$$\theta_{v,lawn} = 91.20 + 19.07 * \theta FDR - 47.82 * D_{asec} - 216.31 * D_{asat} + \varepsilon \quad (9)$$

$$\theta_{v,string} = -21.03 + 158.21 * \theta FDR - 116.36 * D_{asec} + 432.26 * D_{asat} + \varepsilon \quad (10)$$

where $\theta_{v,lawn}$ and $\theta_{v,string}$ are the peat water contents ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) for lawns and string, respectively; θFDR , is peat water content take by the FDR probe ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$); ρ_b and ρ_{bs} , are the dry and saturated bulk density, respectively.

Evapotranspiration budget

Patterned fens are characterised by a mosaic of land covers (*i.e.* pools, strings and lawns), which modulate *ET* at the peatland scale. The relative contributions of these land covers are not constant but they are difficult to monitor. However, the well-defined strings at the study site and the staircase pattern of pools may limit their individual contribution. Thus, to calculate peatland *ET*, we assumed a constant coverage of pool, string and lawn along the warm season. The peatland equivalent *ET* is estimated as follows:

$$ET_{peatland} = aET_{pools} + bET_{strings} + cET_{lawn} \quad (11)$$

where *ET*, is the daily evapotranspiration rate (mm d^{-1}). The *a*, *b*, *c* terms represent the fractions of the surface covered by pools (33.3%), strings (33.3%) and lawns (33.4%) in the fen.

Results

Meteorology, water table and water content

Summers in the La Grande River watershed are usually wet with a short dry period in June and July and a wettest period in August. During this study, summer (June to October) precipitation corresponded to the mean of the last seven years of precipitation records with 426 mm (DOYs

152-274). Throughout the study period, precipitation occurred regularly (Figure 4). June was particularly wet (99 mm) whereas July was dry (41 mm). August and September were more typical with 165 mm and 121 mm of precipitation, respectively. The first precipitation quantities (DOYs 152-196) were obtained with the weather station located 3 km to the west of the peatland, which did not represent the real precipitation quantities received by the lysimeters. The differences in precipitation quantities are illustrated in Figure 5. This Figure shows that at a daily time step, these differences could be as high as 2 mm, for an overall difference of about 25 mm with respect to a total of 291 mm received during the study period. Possible precipitation errors could lead to a bias in the estimation of *AET*. Thus, the no-precipitation periods were the time sequence of interest in this study. The summer was on average 2°C colder than the previous four years. The average summer anomaly was - 2°C. Mean monthly temperatures were 11.4°C in June, 14.3°C in July, 13.8°C in August and 8.2°C in September (Figure 4). Midday temperatures of pools were higher than those of strings in early summer (DOYs 152-225) and slightly lower in late summer (DOYs 226-274). During the growing season, the three *WT* records showed low fluctuations with a maximum of 14 cm in the string sites and 12 cm in the lawn sites (Figure 6). Lawns were wetter than strings, showing minimum *WT* levels of 10 cm (N6). During summer 2010, high *WT*s during all the summer period corroborate recordings of peat water contents (Figure 7) in lawn (N7) and string (S2). These recordings showed that in the first five centimetres of the lawn, the water content remained saturated. In strings, one period of a few days (DOYs 161-183) showed a small decrease of water content, which went from 82% (DOY 161) to 75% (DOY 172).

Peat properties

Table II and Figure 8 introduce specific yield values with respect to depths. Using the coring method, *Sy* decreased quickly with depth in the two dominant land covers (Table II). In strings, *Sy* ranged from 0.40 (± 0.18) in the upper layer to an average of 0.11 (± 0.03) between 5 and 25 cm. In lawns, *Sy* decreased less quickly than in strings and ranged from 0.60 (± 0.12) in the upper layer to 0.28 (± 0.12) between 5 and 10 cm, to an average of 0.16 (± 0.04) between 10 and 25 cm. With the inputs of water method, the measurements into the automated lysimeter (lawn) showed the same rapid decrease of *Sy* with depth (Figure 8). *Sy* decreased quickly from the surface (1.0) to 5 cm deep (0.22) and decreased more progressively from 5 cm to 12 cm (0.10), which is the

lowest value. The change of S_y with respect to depth using the aforementioned two methods are presented and compared in Figure 8. The coring method gave higher S_y values than the inputs of water method. However, the fitted curve shapes are quite similar.

S_y depth-dependent equations were obtained for lawns using both inputs-of-water (S_{y1}) and the coring (S_{y2}) methods. The curve forms were similar and correspond to: lawn depth = $-23.387 + 24.238 * (1-0.002^{S_y})$ for inputs-of-water method ($R^2=0.90$) and, lawn depth = $-31.253 + 31.025 * (1-0.007^{S_y})$ for coring method ($R^2=0.94$).

The other peat properties are presented in Table II. The porosity (\emptyset) was constant from 5 to 25 cm with an average value of 0.95 % (± 0.04) in strings and 0.96 % (± 0.05) in lawns. We measured an average porosity above 1.0 in the first five centimetres, which can be linked to measurement errors and accuracy ($SD \pm 0.05\%$). Between 5 and 25 cm, the peat dry bulk density was constant in strings with an average of 0.129 g cm^{-3} ($\pm 0.002 \text{ g cm}^{-3}$). Between 10 and 25 cm, it was similarly constant in lawns with an average of 71 g cm^{-3} ($\pm 0.018 \text{ g cm}^{-3}$). The upper layers were not as dense.

Spatio-temporal actual evapotranspiration measures

Spatial daily AET measurements are presented in Figures 9 and in Table III. In June (DOY 173-175, 178-179) and August (DOYs 241-243), differences in measured daily AET during each period were more important for lawns than for pools or strings but it was of the same order in July (DOYs 196-198). However, at a daily scale, no clear trend on the variability of AET could be observed between pools, strings and lawns. Standard deviations were more important for peat in June (1.8 mm d^{-1}), for pools in July (1.4 mm d^{-1}) and for strings in August (1.0 mm d^{-1}). Thus, the range (25th to 75th percentiles) of daily AET seemed to be unrelated to the average AET rate (Figure 9). This range corresponded to absolute values of 1 mm d^{-1} to 1.5 mm d^{-1} during the three periods of measurements. In midsummer, very high values of daily AET were measured for each type of land covers. They were as high as 9 mm d^{-1} (strings) or 8.5 mm d^{-1} (lawns) in June and 8.1 mm d^{-1} (strings) or 7.9 mm d^{-1} (lawns) in July. Extreme AET values were always lower for pools than for the two other land covers. As introduced in Table III, AET ratios between pools and lawns ($AET_{\text{pools}} / AET_{\text{lawns}}$) showed that pool AET was 10% higher in June (1.09) and 20% lower in July (0.80) and August (0.77). Meanwhile, AET ratios between strings and lawns (AET

strings / AET_{lawns}) showed that string AET was equal to that of lawns in June (1.02) and August (0.99) but lower in July (0.79).

The temporal variability of AET rate changed from June to August (Figure 9). The average daily AET measured in the small-tank lysimeters are given in Table III. For pools, they were 4.6 mm d^{-1} in June (DOYs 173-175, 178-179), 3.8 mm d^{-1} in July (DOYs 196-198) and 1.9 mm d^{-1} in August (DOYs 241-243). For strings, AET values were 4.3 mm d^{-1} in June (DOYs 173-175, 178-179), 3.7 mm d^{-1} in July (DOYs 196-198) and 2.5 mm d^{-1} in August (DOYs 173-179). For lawns, they were 4.3 mm d^{-1} in June (DOYs 173-175, 178-179), 4.7 mm d^{-1} in July (DOYs 196-198) and 2.5 mm d^{-1} in August (DOYs 241-243). Figure 10 illustrates the hourly AET estimated using the automated lysimeter during a few dry days (DOYs 163-166) corresponding to decreasing WT levels. The declining WT and ensuing ET rate were quite constant during the sunlight periods. No ET was observed at night between 18:30 and 8:00. In the isolated lysimeter, WT remained at the same level during the night period, but not following CI input. In the surrounding peatland, WT increased slightly during the night, which was not observed in the isolated peat block. We observed that decreasing WT in peatland during the day was lower than that in the isolated lysimeter, which was in all likelihood associated with an inflow contribution. This contribution seemed to be lower than ET during this period.

Comparison of potential evapotranspiration models

For the peat surfaces, the PM_2 model gave higher PET rates than the two other models for the three small-tank lysimeter measurement periods (Figure 9). This was the case in July where the PET average was more than twice as high as that observed (3.0 mm d^{-1} to 7.3 mm d^{-1}). This difference in PET rates was less important in August, which was also the period of lowest PET rates. PET averages estimated by the PT model during these three periods were slightly higher than those estimated by the PM_1 model. The range of PET values was more important with the PM_2 model. The PT model and the PM_1 model showed lower ranges and the lowest one was that obtained by the latter model. Meanwhile, when using values estimated by the automated lysimeter (DOYs 152-255), cumulative PET weighted by 1.10 in the case of the PT model and weighted by 0.63 in the case of the PM_2 model (these weights corresponded to a normalisation of cumulative PET values on the cumulative AET values) showed substantially the same results

(Figure 11A). The maximum difference observed was 7.2 mm with an average of 3.6 mm during the entire period. At the daily scale, comparison between the weighted (1.10) PT model and the weighted (0.63) PM₂ model showed that most estimated values were within a 95% prediction interval of 2 mm d⁻¹ (Figure 11B). However, the lower prediction gap was about 3 mm d⁻¹ and increased with the *ET* rate.

Relationship between actual and potential evapotranspiration

In June, between DOYs 173 and 179, the PT model gave the best estimations of *AET* for pools, strings and lawns (Figure 12). For pools, strong correlations were obtained with the PT model ($r^2=0.91$) and with the PM₂ model ($r^2=0.79$). For strings, medium correlations were obtained with the PT ($r^2=0.56$) and PM₁ ($r^2=0.46$) models. The correlation was worse with the PM₂ model ($r^2=0.22$). For lawns, strong correlations were obtained with the PT model ($r^2=0.79$) and weak correlations with the PM₂ model ($r^2=0.46$). For the three measurement periods, estimations of daily *PET* averages were also better with the PT model (Figure 9). For pools, daily *PET* averages were close to daily *AET* averages in June (+ 0.0 mm d⁻¹), July (+ 0.1 mm d⁻¹) and higher in August (+ 0.6 mm d⁻¹). The PT model underestimated daily *PET* of peat surfaces particularly of lawns in June (- 0.8 mm d⁻¹) and July (- 1.8 mm d⁻¹). Better estimations were obtained in August (- 0.4 mm d⁻¹) but the amplitude was not reproduced. For the lawn land cover, *AETs* were greatly overestimated in June (+ 1.4 mm d⁻¹), and July (+ 2.6 mm d⁻¹), and overestimated in August (+ 0.5 mm d⁻¹) when using the PM₂ model. Neither the PT model nor the PM₁ model provided good estimations of string *AET*. The *AET* was greatly underestimated in June (- 1.3 mm d⁻¹) and underestimated in July (- 0.7 mm d⁻¹) and August (- 0.7 mm d⁻¹). The amplitude of the *PET* was poorly captured with the PM₁ model. The temporal variability of the *AET/PET* ratio during the entire summer period is presented for the lawn land covers in Figure 13. This Figure shows the water budget calculated in the automated lysimeter, which indicates cumulative outputs (N.B. *AET* depends on the *Sy* depth-dependant equation, i.e. *Sy1* and *Sy2*) and the cumulative inputs (from *P* and *CI*). Periods without measurements corresponded to overflowing conditions. In the isolated monolith peat block, the water storage corresponded to adsorbed water and gravity drainage water (depending to the *Sy*) in the peat matrix. We estimated the outputs with two Equations of *Sy*. The amount of adsorbed water seems to be well conserved during the summer period (Figure 6) with only a short decrease of wetness during the drier periods, which were rare

during summer 2011 (Figure 4). To avoid any possible errors in estimating storage, we studied the water balance between two periods of similar *WT* depths (storage $\Delta \approx 0$). In this case, the outputs (*AET*) are equal to the inputs (*P* and *CI*). Between DOYs 155 and 170, cumulative inputs and outputs were 40 mm, 53 mm (*Sy1*) and 68 mm (*Sy2*). *WTs* on DOYs 155 and 170 were 31 mm below the surface. Between DOYs 197 and 227, the cumulative inputs and outputs were 68 mm, 67 mm (*Sy1*) and 66 mm (*Sy2*). *WTs* on DOYs 197 and 227 were 24 mm below the surface. Earlier in the summer (DOYs 155-170), the outputs (*Sy1*) were higher than the inputs (+ 13 mm). However, during this period, precipitation was measured 3km away and could have been underestimated as shown in Figure 5. In the middle of the summer (DOYs 197-227), the inputs corresponded to the outputs (*Sy1*). These two water budgets showed that *Sy1* equation seemed to be a better estimator of the specific yield than *Sy2* equation, which was obtained with the coring method. The three summer *AET* (*Sy1*)/*PET* (PT model) ratios obtained for the lawn land covers were 1.44 (DOYs 152 - 180), 0.80 (189 - 233), and 1.27 (238 - 255).

Discussion and conclusions

Spatial and temporal variability of evapotranspiration rates

ET rate depends on the atmosphere's ability to capture water vapour and the ability of the Earth system to release this moisture into the atmosphere. In this study, *WTs* remained high throughout the summer and, thus, moisture exchanges between the peat soil and the atmosphere were not limited by the availability of surface water. The *WT* fluctuated between -10 and -20 cm below ground surface and, accordingly, only short unsaturated periods were observed (Figure 7). According to Stagnitti *et al.* (1989), these *ET* conditions are only limited by the atmospheric demand.

As observed by Price *et al.* (1994) and illustrated in this study, there were differences in *ET* rate between pools and peat land covers. Physical characteristics could explain this variability. In the literature (Ward *et al.*, 2004), albedo values differ between lakes (0.05) and peat soils (0.23) but vary also throughout the year (Kellner, 2001, Kim *et al.*, 1996, Wu *et al.*, 2010). Pools reflect less solar radiations than vegetated soils and, hence, capture more energy. Moreover, the dark colors of peatland pools, which depend on the tannin concentrations, reduce the albedo and

consequently increase energy storage. However, even if we measured high *AET* rates in pools during early summer, opposite observations were made in July (-20% compared to lawns) and in August (-24% compared to lawns). Price *et al.* (1994) attributed this difference in *AET* between pools and strings to different albedo values but also to the advective heat transfer favoured in fen pools with shallow water depth. In our study, the lower *AET* rates measured in pools in July and August could be explained by the advective heat transfer. Indeed, the temperatures recorded at a depth of 15 cm in pool S2 showed higher fluctuations than in peat (Figure 4). Thus, the heat transfer capacity seems to be a dominant parameter compared to the albedo.

Some variations in *AET* rates were observed as well between strings and lawns. *AET* in lawns was usually higher than that of pools and strings, especially in July (Figures 9). We hypothesize that the increase in *AET* rates in *Sphagnum sp.* surfaces such as lawns is due to the increase of the contact area between the atmosphere and the leaves (Nichols *et al.*, 1980). High contact areas facilitate the drying of moss leaves and therefore promote *ET*. This phenomenon is accentuated also by a lack of protection from the wind by vascular plants. However, Eppinga *et al.* (2008) suggested that the presence of vascular plants in strings increase transpiration rates. This is supported by Andersen *et al.* (2005) who proved that *ET* of strings exceeded the potential open water *E* rate. Considering these opposite assumptions, we need to further improve our knowledge about the variability of *ET* rates between lawns and strings.

The variability of *AET* rates inside each land cover of the patterned fen was low. The maximum standard deviations (SDs) observed were $\pm 1.4 \text{ mm d}^{-1}$ for pools, $\pm 1.8 \text{ mm d}^{-1}$ for strings and $\pm 1.8 \text{ mm d}^{-1}$ for lawns (Table III). However, daily SDs per period were more constant for pools. This constancy could be explained by the reproducibility of water conditions in each pool lysimeter (just dark water) in contrast to the variability of plant assemblages in string and lawn lysimeters.

Although the proposed method did not allow to record precisely daily *AET* rates, weekly *AET* rates of lawns were obtained. Two hydrological budgets showed higher *AET* rates in early June (2.2 mm d^{-1}) than in late July (3.3 mm d^{-1}). However, the June period (DOYs 155-170) was not the warmest (10.0°C) although it was the driest (1.7 mm d^{-1}). The July period (DOYs 197-227) was wetter (2.2 mm d^{-1}) and warmer (14.7°C). These results suggest that *ET* is more influenced by moisture conditions than by air temperature conditions. According to Eaton *et al.* (2001a),

there is an important control on *ET* induced by cumulative summertime precipitation and net radiation. The water demand of the atmosphere was also the major control factor of *ET* in the fen study of Wu *et al.* (2010). These findings suggest that *ET* rates in peatlands located upstream of the La Grande River watershed are higher in early summer, which is generally the driest period of the summer and they are lower in late summer, which is the wettest period of the summer. The total amount of *AET* for lawns during the summer period (DOYs 152-255) was 260 mm, which corresponded to an average *AET* rate of 2.5 mm d⁻¹. This result is consistent with other studies focusing on dominant non vascular plant surfaces (Kellner *et al.*, 2002, Lafleur *et al.*, 2005, Price *et al.*, 1994).

Comparison of potential evapotranspiration models

Our results showed that the PT model was the best estimator of *ET* for both pools and peat surfaces (strings and lawns). In June (DOYs 173-179), the PT model was strongly correlated with *AET* values of pools ($R^2 = 0.91$) and lawns ($R^2 = 0.79$). However, the correlation was lower with *AET* of strings ($R^2 = 0.56$). The two other models derived from Penman-Monteith (PM₁ and PM₂) yielded low correlations with peat surfaces ($R^2 < 0.46$). Although these correlations were obtained from limited data (five daily values over six consecutive days), these coefficients can nevertheless be used as indicators because the data were distributed over a large range of *PET* values from 2 mm d⁻¹ to 9 mm d⁻¹. The better estimates for pools and lawns could be attributed to the unrestricted water supply. The layer of vascular plants in strings modifies the aerodynamic resistance and affects water exchanges with the atmosphere. Under these conditions, the PM₁ model gives results similar to those of the PT model. Similar comparisons were obtained by Rosenberry *et al.* (2004) for a prairie wetland. The authors suggested that for a similar estimation, the application of the PT model is easier because it requires fewer measurements. The PT model was also the best estimator over the summer period (Figure 9). Similarly, the model was a good estimator of pools *ET* with slight overestimations in August. However, the model largely underestimated *AET* for peat surfaces, even if results were more consistent than Penman-Monteith models. These findings broadly corroborate with the conclusion reported by Brümmer *et al.* (2012) who showed that the PT model was the best estimator of *ET* for Canadian wetlands. Some authors (Brümmer *et al.*, 2012, Price *et al.*, 1994, Quinton, 1991) chose to use the PT model for peatland studies because it estimates fairly well *ET* of a saturated soil. In this study,

addition of estimated terms for aerodynamic resistance and surface resistance did not improve estimation of *AET* as illustrated by the low correlations of the PM_1 and PM_2 models ($R^2 < 0.46$). In general, the lack of information about aerodynamic resistances, surface resistances and surface variability make the use of the PM model sometimes useless (Drexler *et al.*, 2004). Our PM results for lawns, which are composed predominantly of *Sphagnum sp.* like bogs, showed poorer correlations ($R^2 < 0.46$) than those obtained by Lafleur *et al.* (2005) for a Canadian bog ($0.56 < R^2 < 0.76$). These poorer correlations could be explained by our small data set, use of a simple pyranometer and lack of vascular plants in lawns.

Our results showed that the alpha value of the PT model (*AET/PET*) land-cover dependent was variable during the summer, as previously reported by other authors (Eaton *et al.*, 2001b, Price *et al.*, 1994, Quinton, 1991). For pools, the value was always less than 1.26, which is the theoretical value representing no water supply limitation (Priestley *et al.*, 1972). It could represent an underestimation of the pool *E*. As shown in other studies (Price *et al.*, 1994, Quinton, 1991), values larger than 1.26 were measured for lawns in June (1.44) and after late August (1.27). Because of the greater contact surface of moss with the atmosphere, *ET* would be higher in conditions of well-watered vegetation, minimum advection or no edge effects (Jacobs *et al.*, 2002). The variability of this term during the summer (Kellner, 2001, Price *et al.*, 1994) and over the years (Eaton *et al.*, 2001b) represents a challenge for the estimation of *ET* of non-instrumented sites. However, the PT alpha coefficient strongly depends on the temperature, saturation pressure deficit (Price *et al.*, 1994) and wind speed (McAneney *et al.*, 1996).

Summer evapotranspiration budget

The aim of this study was to advance our knowledge about *ET* of patterned fen. The budget follows a two-step parameterisation process. First, it allows for variable (*i.e.*, time-dependent) α value obtained with the PT model for lawn (automated lysimeter) from June to September (Figure 13). Secondly, weighted cumulative values of *AET* for lawns were weighted by each ratio $AET_{\text{strings or pools}}/AET_{\text{lawn}}$ calculated in early summer (DOYs 152-188), midsummer (DOYs 189-237) and late summer (DOYs 238-274) with the values presented in Table III. Finally, each land cover was weighted according to its land cover representation in the patterned fen (*i.e.* 33.3% for each land cover). Results of this *ET* budget revealed a higher contribution of pool *E* in early

summer (DOYs 152-188) while *ET* of lawns contributed more during the rest of the growing period. Considering the overall summer *ET* budget, each dominant land cover contributed similarly: 298 mm (pools), 299 mm (strings) and 319 mm (lawns). Although, open water and vegetated surface assemblages are different, total *AET* over the summer was small. Thus, we estimated (Equation 11) about 305 mm of water evaporated in this patterned fen during the summer (DOYs 152-274). This result is consistent with summer values obtained for a Canadian bog by Lafleur *et al.* (2005). The mean summer *ET* of 2.5 mm d⁻¹ measured in this study is lower than the mean summer *ET* of 3.0 mm d⁻¹ measured in a similar environment by Price *et al.* (1994). However, this study took into account a greater time period, which reduces the mean *ET* rate. The evaporated height of water estimated across this peatland (305 mm) represents 72% of the cumulative summer precipitation (425 mm). This high *ET/P* has been commonly encountered in boreal peatlands studies (Fraser *et al.*, 2001, Kellner *et al.*, 2002, Lafleur, 2008, Lafleur *et al.*, 2005, Proulx-McInnis *et al.*, 2012, Quinton *et al.*, 1998). For the midsummer period (DOYs 152-235), this leads to negative water budgets ($P - ET$). Nevertheless, at the watershed scale, some flooding still occurred during this period (Carrer *et al.*, 2011). The main reasons come from the low representativeness of the downstream patterned fen (28% of the watershed area), which drains hillslopes of boreal forest (72%) and the high rate of precipitation, which can generate some overland flows. The negative water budget ($P - ET$) does not invalidate the *ET* budget obtained in this study.

Advantages and disadvantages of lysimeter methods

Small weighing lysimeters (small-tank lysimeters) have been used in recent studies (Deguchi *et al.*, 2008, Fay *et al.*, 2009, Yazaki *et al.*, 2006). The main advantage of small lysimeters is that they provide accurate estimates of water loss over a given time period. Their second advantage is the ease of duplication out in the field, allowing for a spatial monitoring. However, isolation of a peat block alters heat exchanges between the block and the soil, in addition to disturbing the physical soil properties during insertion of the soil core into the tube. Several studies have limited the compression and disturbance effects during the extraction by cutting the blocks during frozen periods (Price *et al.*, 2009, Proulx-McInnis, 2010). In this study, the small-tank lysimeters (35-cm long) were in hydraulic contact with the *WT* (above -20 cm), which limited the oasis effect (Schwärzel *et al.*, 2006). However, the lysimeters in pools required a slightly longer tube (≈ 2 cm)

than the WL in pools. This physical barrier reduced wind turbulence and therefore potentially E rates (McAneney *et al.*, 1996). Using only small-tank lysimeters is not suitable for remote studies since it requires a permanent human presence on site. Thus, time-dependent monitoring of AET is recommended for remote sites.

The automated lysimeter method represents a good compromise in this sense. Indeed, it reproduces local soil moisture conditions and seems to be a good estimator of AET between two days with similar WT levels. This method provides monthly AET/PET values, which are crucial for hydrological studies. However, with this method it is difficult to measure an accurate AET at the daily scale. Accurate estimate of AET depend on ability to measure changes of water storage into the peat block, which also depends on ΔS_y , ΔS_s , as well as variation in moisture content and WTs . Our measurements of S_y and ρb are consistent with those of previous studies on peat properties (Hogan, 2006, Price *et al.*, 2005, Quinton *et al.*, 2000). The two water budgets estimated with intervals of similar WT depths seemed to be unaffected by wetness variations and ΔS_s . Indeed, the first centimetres of peat remain largely saturated throughout the summer (wetness variations ≈ 0) and ΔS_s is invariant between two similar WT levels (Carrer *et al.*, In Prep., Price *et al.*, 1999). Thus, estimations of AET from water budget estimated with intervals of similar depths of WT are assumed to be robust. Note that these results could possibly be slightly biased since precipitation was not measured on site, but 3-km away.

This study has demonstrated the interest of taking in account and measuring AET in each dominant land cover (pools, strings, lawns) despite their small differences. This spatial characterization is not feasible with the common eddy covariance method, which makes matching between results from one site to another quite difficult. Thus, this characterization per land cover, which is rarely performed, should allow reproducibility of our results to other boreal patterned fen.

Table I: Description of measurement types and land covers at each site. The letters W, PW, AL, STL stand for well, peat wetness, automated lysimeter and small-tank lysimeter, respectively.

Sites	Measurement type	Land covers		
		Pool	String	Lawn
S2	W, PW		x	
N2	W		x	
N6	AL			x
N7	W, PW			x
STL1	STL	x		
STL2	STL	x		
STL3	STL	x	x	
STL4	STL	x	x	
STL5	STL	x	x	
STL6	STL	x	x	
STL7	STL	x	x	
STL8	STL			x
STL9	STL	x	x	
STL10	STL	x	x	
STL11	STL		x	
STL12	STL		x	
STL13	STL			x
STL14	STL			x
STL15	STL	x	x	
STL16	STL			x
STL17	STL			x
STL18	STL			x

Table II. Peat properties at various depths and of different land covers. Six peat core samples were used per layer. S_y mean, \emptyset mean and ρ_b represent mean specific yield (dimensionless), mean porosity (%) and mean dry bulk density (g cm^{-3}), respectively.

	Depths (cm)	S_y mean (dimensionless)	\emptyset mean (%)	ρ_b (g cm^{-3})
Strings	0 - 5	0.40 ± 0.18	103 ± 4	0.075 ± 0.018
	5 - 10	0.11 ± 0.04	92 ± 5	0.125 ± 0.019
	10 - 15	0.08 ± 0.03	92 ± 3	0.129 ± 0.016
	15 - 20	0.11 ± 0.02	92 ± 4	0.129 ± 0.023
	20 - 25	0.12 ± 0.04	94 ± 5	0.133 ± 0.013
Lawns	0 - 5	0.60 ± 0.15	102 ± 5	0.022 ± 0.007
	5 - 10	0.28 ± 0.12	98 ± 5	0.040 ± 0.008
	10 - 15	0.15 ± 0.02	94 ± 4	0.064 ± 0.002
	15 - 20	0.15 ± 0.06	93 ± 3	0.069 ± 0.001
	20 - 25	0.17 ± 0.03	92 ± 8	0.079 ± 0.002

Table III. Daily AET of pools (n=10), strings (n=7) and lawns (n=9) during the three measurement periods of summer 2011. Ratios of AET_{pool}/AET_{lawn} and AET_{string}/AET_{lawn} are also presented.

			Actual evapotranspiration (mm d ⁻¹)				
			Pools	Strings	Lawns	Pool/Lawn	String/Lawn
June	Daily	Max	6.0 ± 1.2	6.5 ± 1.8	6.1 ± 1.8		
		Min	3.1 ± 1.2	1.8 ± 1.0	1.3 ± 0.8		
	Period	Mean	4.6	4.3	4.3	1.09	1.02
July	Daily	Max	4.2 ± 1.2	4.7 ± 0.4	6.1 ± 0.9		
		Min	2.9 ± 1.4	2.2 ± 1.4	3.2 ± 1.1		
	Period	Mean	3.8	3.7	4.7	0.80	0.79
August	Daily	Max	3.0 ± 0.5	3.8 ± 1.0	4.2 ± 0.5		
		Min	0.9 ± 0.5	1.2 ± 0.7	0.8 ± 0.3		
	Period	Mean	1.9	2.5	2.5	0.77	0.99

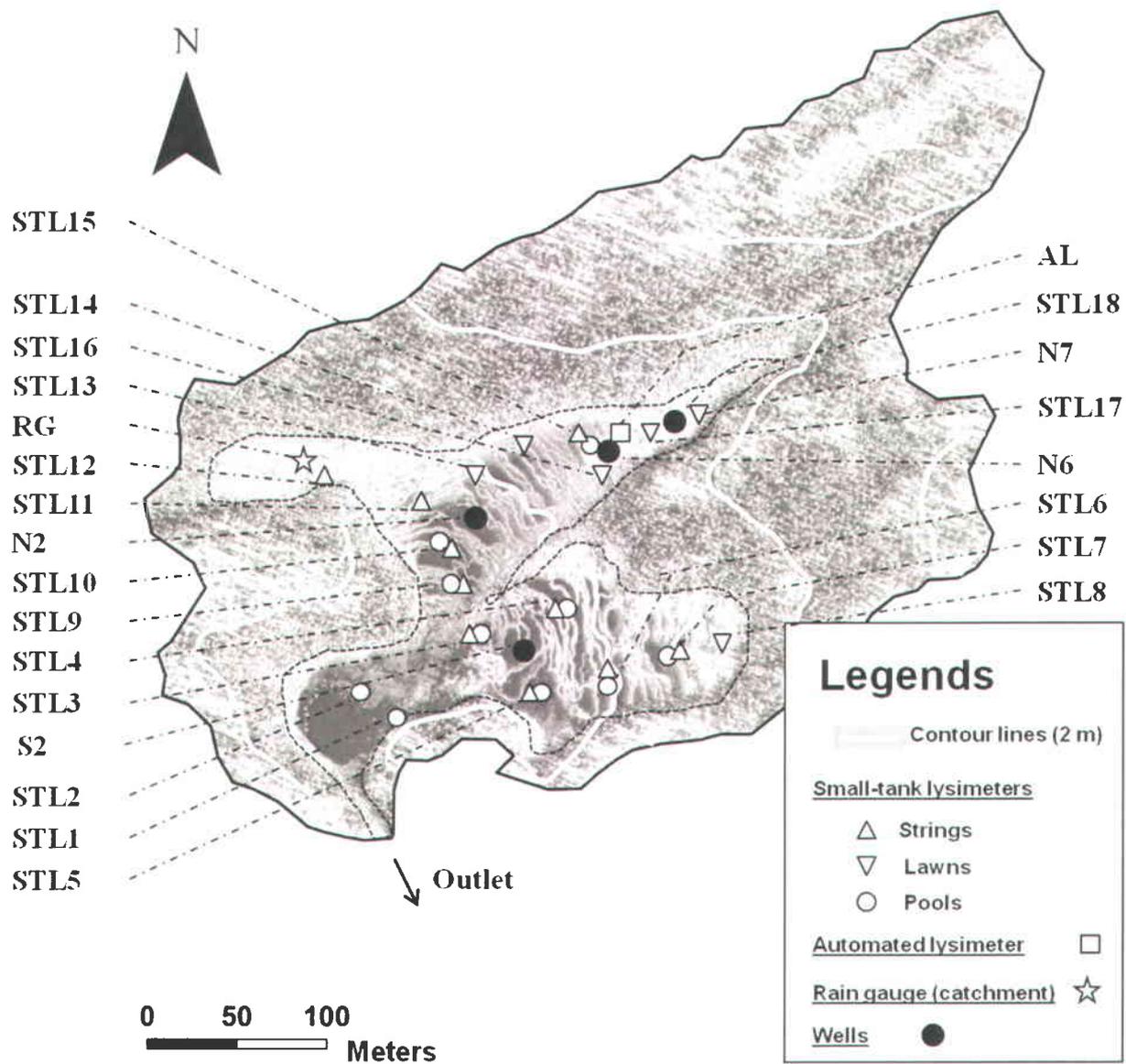


Figure 1. Aerial photograph of the study site depicting the experimental setup deployed over the watershed.

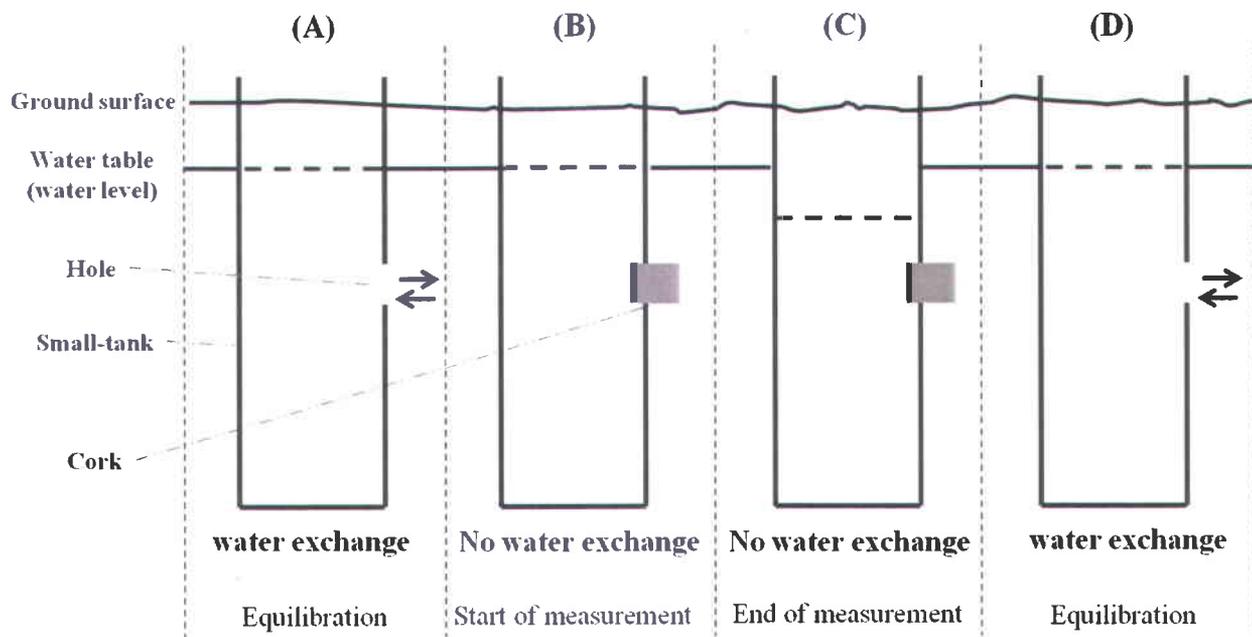


Figure 2. Schematic representation of the measurement steps for small-tank lysimeters. (A) Before the beginning of the measurement, the cork is removed for one hour to equilibrate the inner and outer water tables. (B) Then, the cork is put back in place and the small-tank lysimeter is weighted. This corresponds to the start of measurement period. (C) At the end of the measurement period (23h of evapotranspiration), the small-tank lysimeter is weighted. (D) Before starting a new measurement, the cork is removed during one hour.

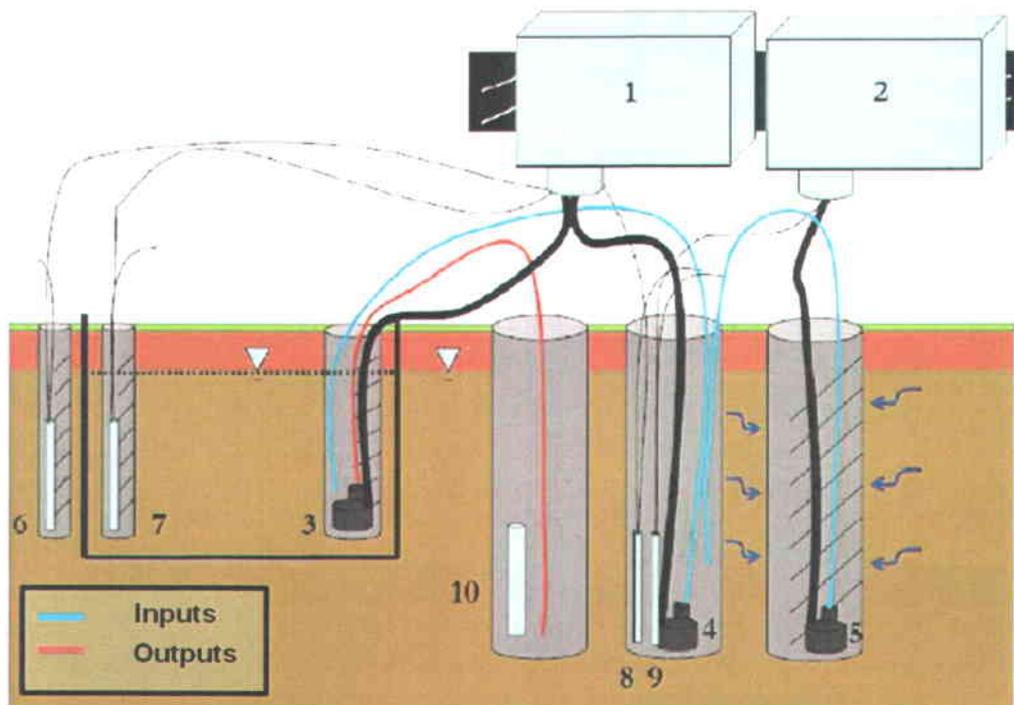


Figure 3. Schematic representation of the automated lysimeter (modified from Proulx-McInnis et al., 2010). The data loggers (1 and 2), the pumps (3 to 5) and the levelloggers (6 to 10) are represented. The blues and red lines represent the inputs and outputs of water, respectively.

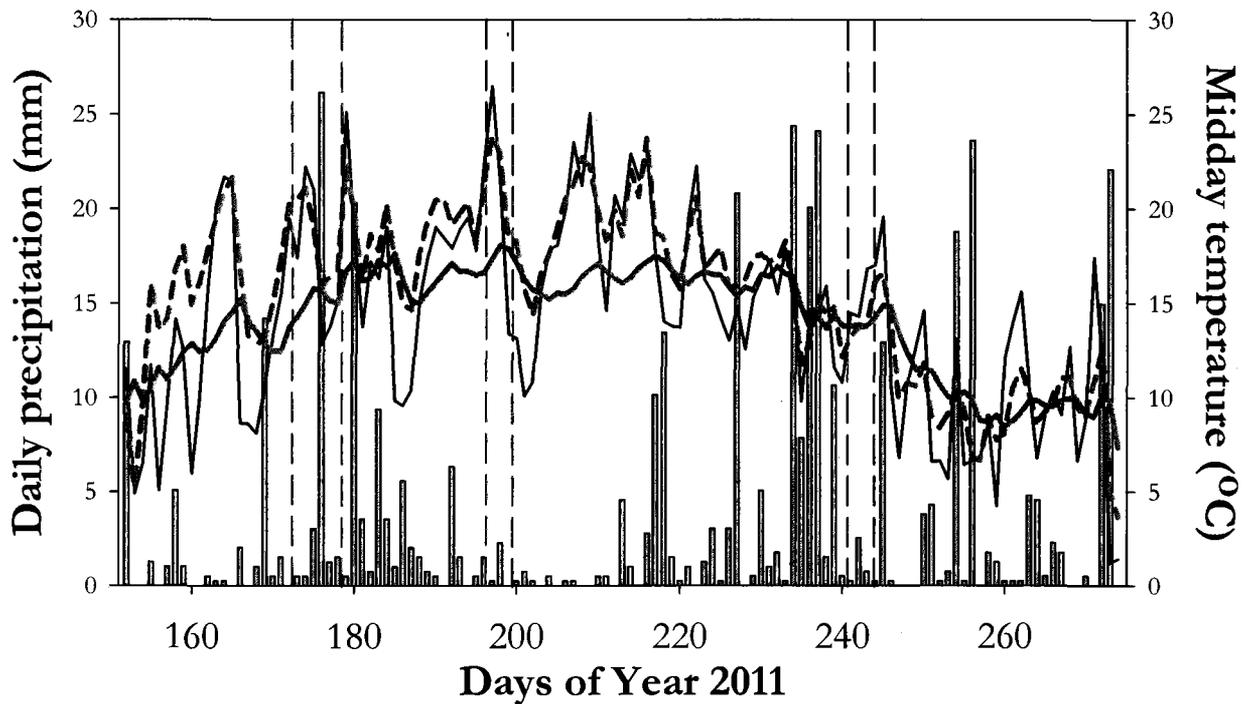


Figure 4. Recorded daily precipitation (bars, left axis) and midday air temperature (black line, right axis). Midday string temperature at -20 cm depth (gray line) and pool temperature at -15 cm depth (gray dashed line) measured at site S2 for the snow-free period of 2011. Vertical dash lines represent periods of *ET* measurements with the small-tank lysimeters.

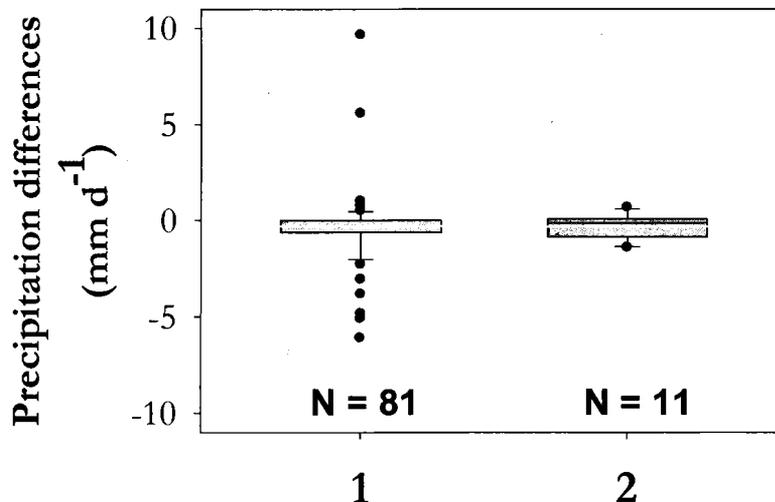


Figure 5. Summer daily (box 1) and weekly precipitation difference (box 2, daily average per week) between the two tipping bucket gauges (DOYs 152 and 277). Lower and upper limits of box plots represent the 75th and 25th percentiles. Whiskers represent the 95th and 5th percentiles. Black and white lines represent the median and the average. Black circles represent extreme values. The total precipitation difference is about 25 mm out of 291 mm of total precipitation.

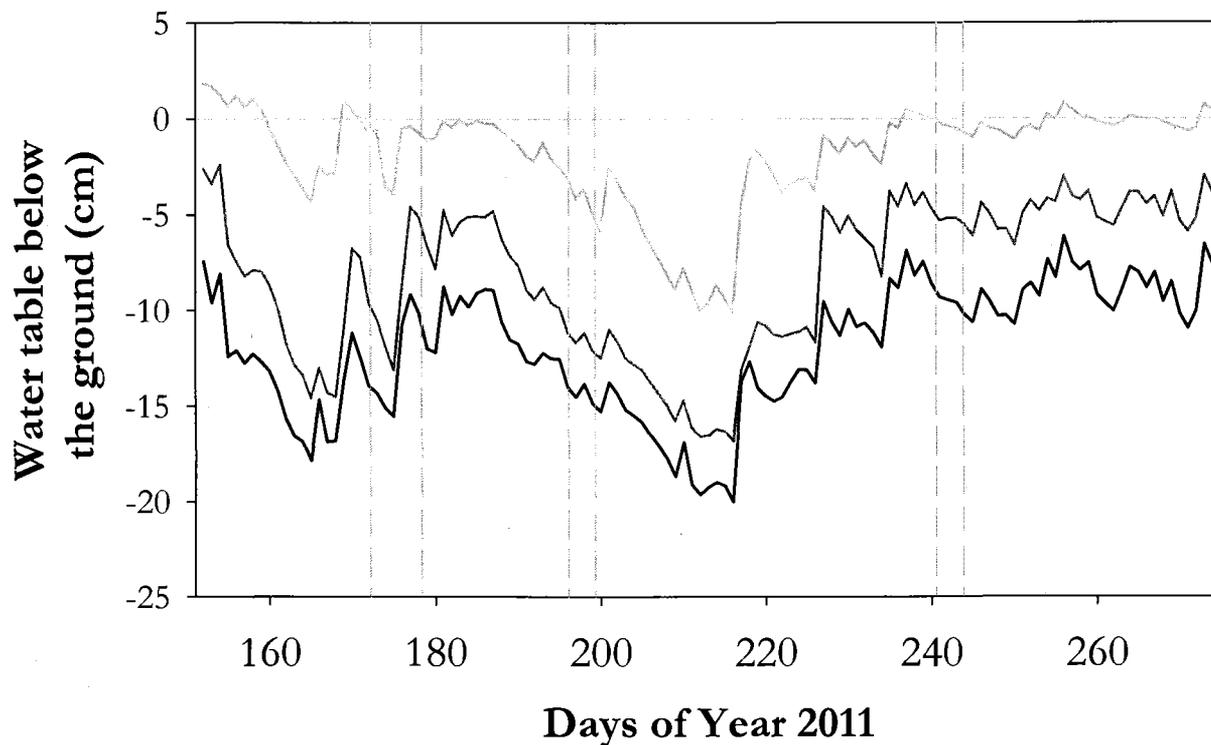


Figure 6. Daily (midday) water table depths in two strings (N2 and S2) and in one lawn (N6) for the snow-free period of 2011. Black, dark gray and gray lines represent sites S2, N2 and N6, respectively. Horizontal dash line represents the ground surface. Vertical dash lines correspond to periods of *ET* measurements with the small-tank lysimeters.

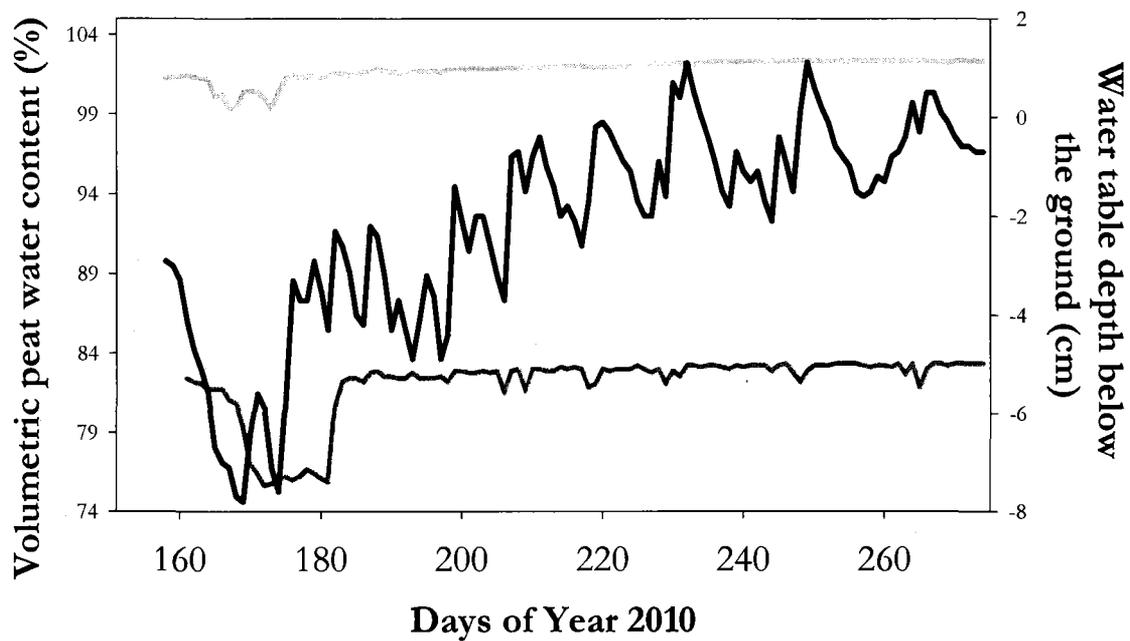


Figure 7. Midday volumetric peat water contents and water table depths for the snow-free period of 2010. Black line represents water table depths in lawn at site N7. Gray and dark gray lines represent the volumetric water contents in lawn (N7) and string (S2).

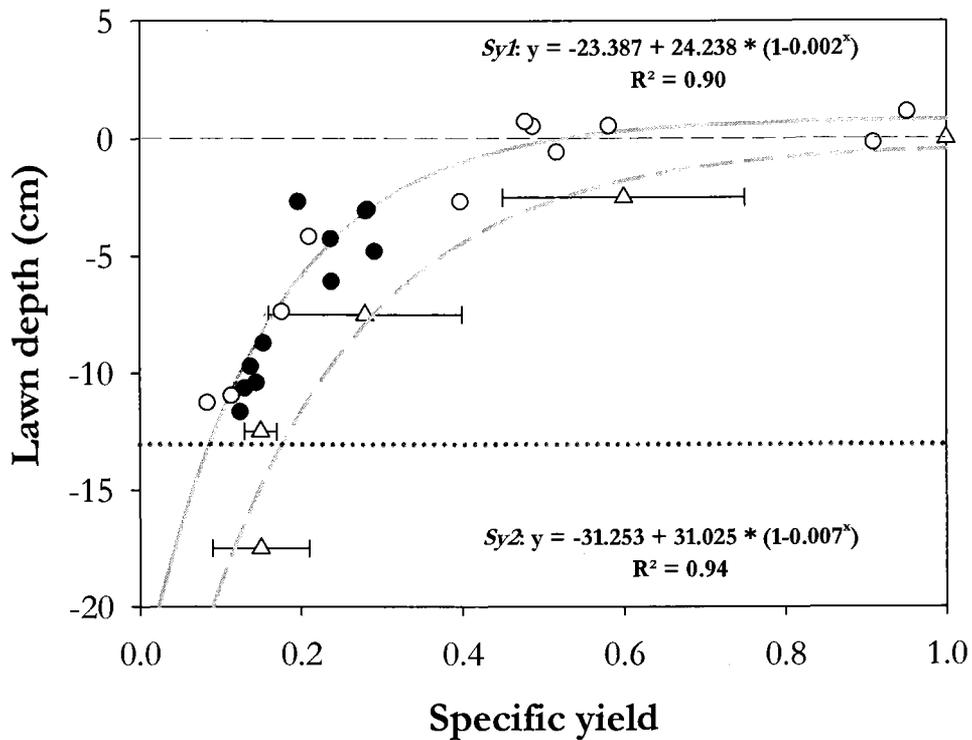


Figure 8. Estimation of lawn specific yield (Sy) with respect to depth following two methods. (i) Inputs-of-water method: Black circles represent the Sy estimated from pumping tests. White circles represent Sy estimated from precipitation tests. Gray line represents the exponential fit curve ($R^2=0.90$) ($Sy1$). (ii) Coring method: White triangles with horizontal error bars represent the Sy mean with standard deviation. Dash gray line represents the exponential fit curve ($R^2=0.94$) ($Sy2$). Note that the horizontal dash line corresponds to the reference top soil and the horizontal dotted line the minimum water level recorded during the study.

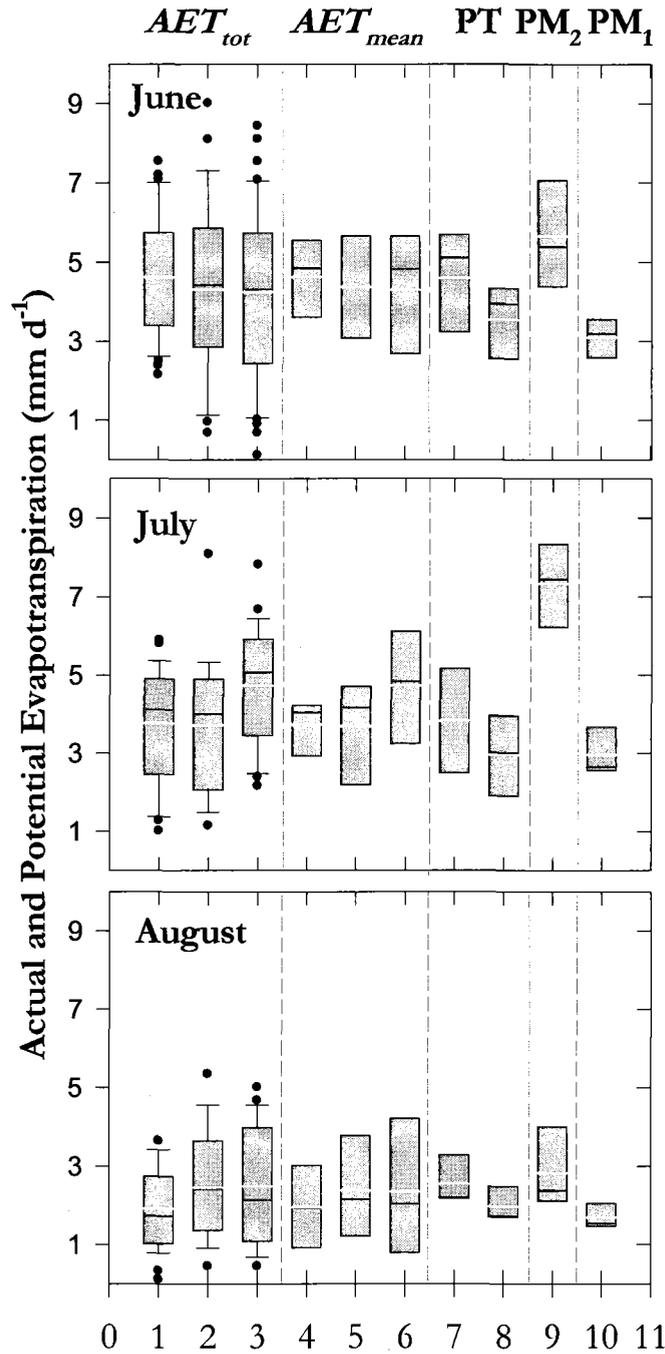


Figure 9. Daily values of Actual and Potential Evapotranspirations (AET , PET) of different land covers during three periods of measurements (June, July and August 2011). Numbers 1, 2 and 3 represent AET measurements in pools, strings and lawns, respectively. Numbers 4, 5 and 6 represent daily average AET in pools, strings and lawns. Numbers 7 and 8 represent PET calculated (Priestley-Taylor) for water and peat, respectively. Number 9 corresponds to PET calculated (Penman Monteith 1) for peat. Number 10 is the PET calculated (Penman Monteith 2) for string. Lower and upper limits of the box plots represent the 75th and 25th percentiles. Whiskers represent the 95th and 5th percentiles. Black and white lines represent the median and the mean. Black circles represent extreme values.

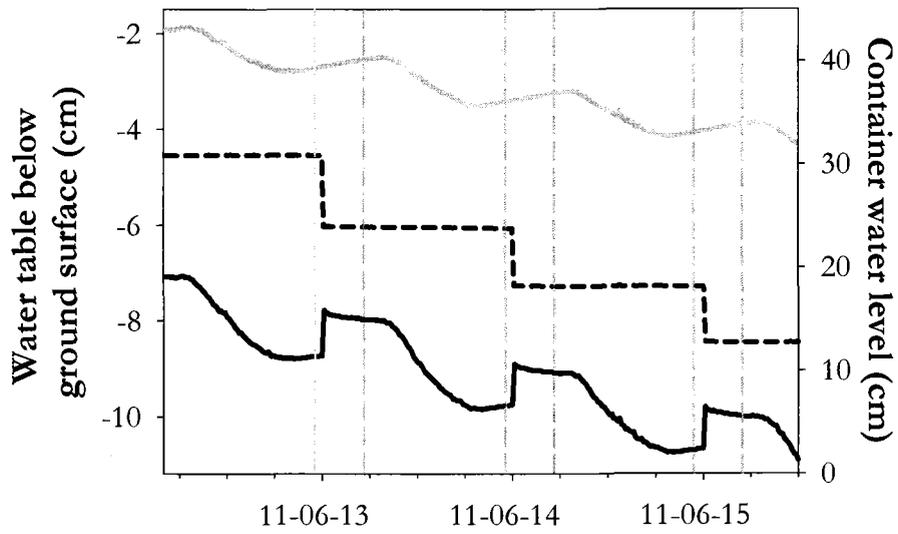


Figure 10. Fluctuations of water levels in the monolith (black solid curve) and in the surrounding peatland (gray solid curve) between June 10 and 12. The black dashed line corresponds to water levels of the pump 1 container. Gray vertical dashed lines represent 23:00 and 5:00 of a given day.

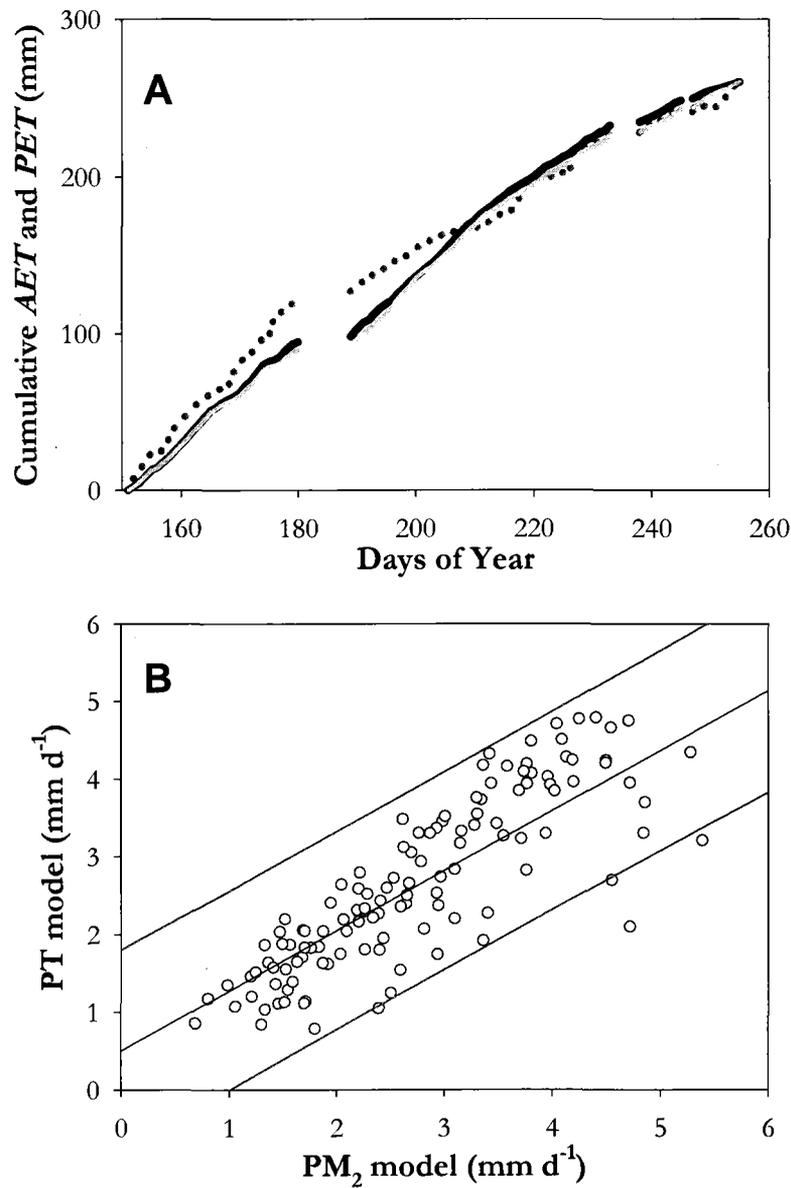


Figure 11: (A) Comparison between cumulative *AET* measured in the automated lysimeter and the weighted cumulative estimates of the PT and PM₂ models. Dotted line represents the cumulated *AET*. Black line and gray line represent the *PET* estimated using PT model (weighted by 1.10) and the PM₂ model (weighted by 0.63), respectively.

(B) Comparison between *PET* estimated for the peat surfaces from the PT model (weighted by 1.10) and from the PM₂ model (weighted by 0.63) during the automated lysimeter measurements (DOYs 152-255). Black line and gray lines represent the linear regression and the 95 % of prediction intervals, respectively.

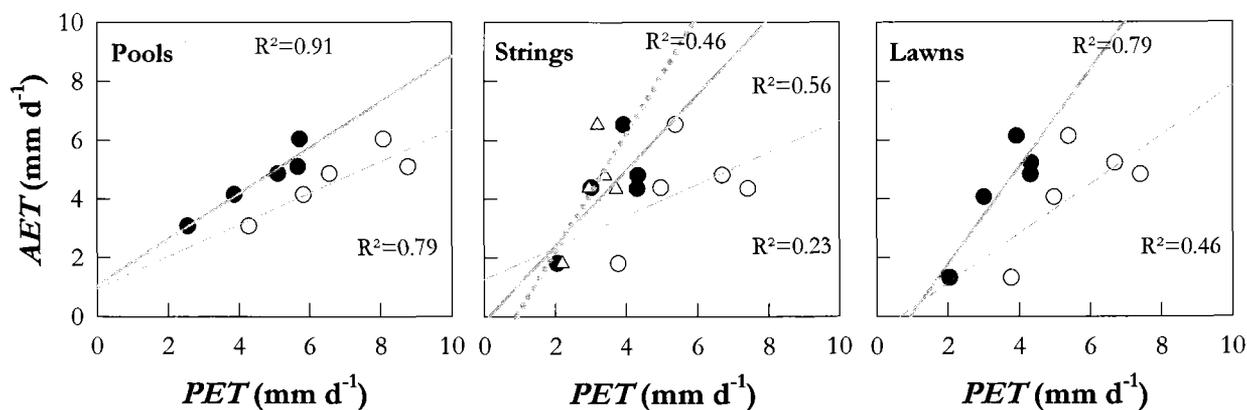


Figure 12: Comparison between measured (*AET*) and three estimated (*PET*) approaches, during five days (JD, 173-175, 178-179). Black circles, white circles and white triangles represent the comparison with untransformed PT, PM₂ and PM₁ models. Gray lines represent correlation curves.

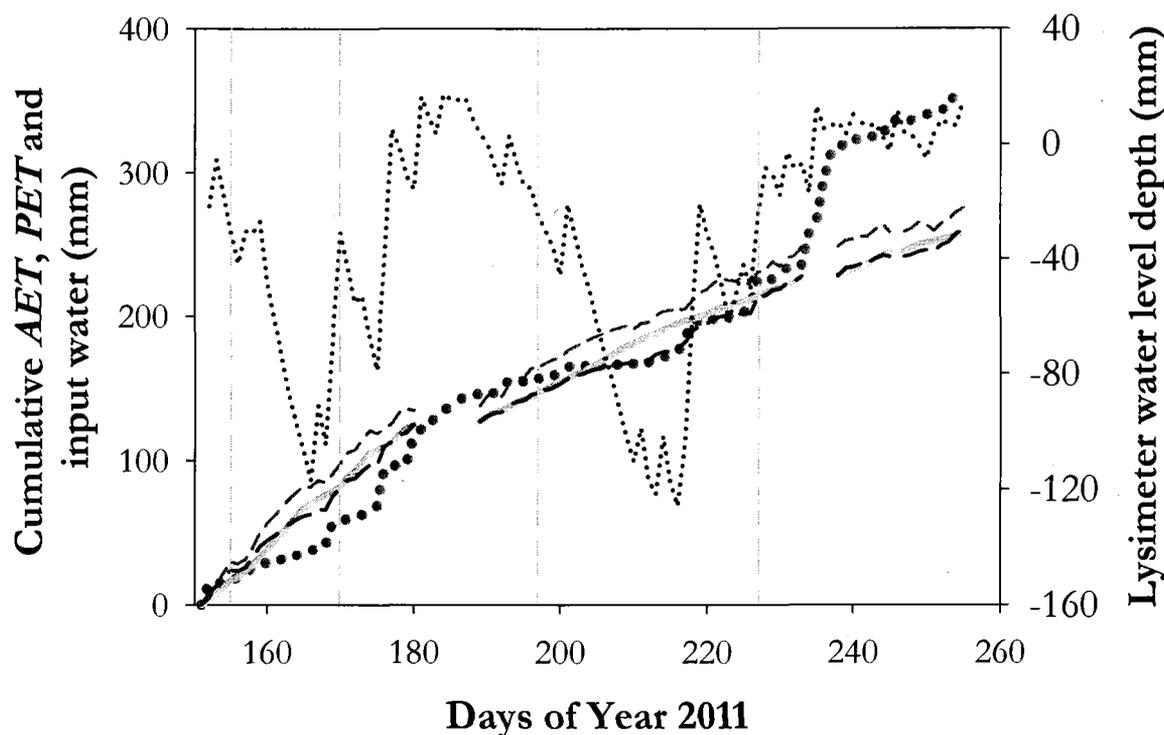


Figure 13: Cumulative *AET*, *PET*, input water ($P + CI$) and water level between DOYs 152 and 255. Gray dotted line represents the cumulative precipitation. Black and gray dashed lines represent cumulative *AET* using $Sy1$ and $Sy2$ equations, respectively. Bold gray line represents cumulative *PET* obtained by the weighted PT model ($\alpha=1.44$ between DOYs 152 and 180; $\alpha=0.80$ between DOYs 189 and 233; $\alpha=1.27$ between DOYs 238 and 255). Dotted line represents fluctuations of *WT* levels in the lysimeter. Dashed vertical lines show DOYs 152, 180, 189 and 233.

References

- Allen RG, Pereira LS, Raes D & Smith M (2006) Crop evapotranspiration (guidelines for computing crop water requirements). *FAO irrigation and drainage paper*, Vol 56. p 333.
- Andersen HE, Hansen S & Jensen HE (2005) Evapotranspiration from a riparian fen wetland. *Nordic Hydrology* 36:121-135.
- Brümmer C, Black TA, Jassa RS, Grant NJ, Spittlehouse DL, Chen B, Nesic Z, Amiro BD, Arain MA, Barr AG, Bourque CPA, Coursolle C, Dunn AL, Flanagan LB, Humphreys ER, Lafleur PM, Margolis HA, McCaughey JH & Wofsy SC (2012) How climate and vegetation type influence evapotranspiration and water use efficiency in Canadian forest, peatland and grassland ecosystems. *Agricultural and Forest Meteorology* 153(0):14-30. DOI : 10.1016/j.agrformet.2011.04.008
- Carrer G, Rousseau AN, St-Hilaire A, Jutras S & Fossey M (2011) Water movement monitoring in a boreal patterned fen peatland using an isotopic approach. *American Geophysical Union*. (San Francisco, USA).
- Carrer GE, Rousseau AN, St-Hilaire A & Jutras S (In Prep.) Role of mosaic surface storages in the hydrological connectivity of a small boreal catchment.
- Deguchi A, Hattori S, Daikoku K & Park H-T (2008) Measurement of evaporation from the forest floor in a deciduous forest throughout the year using microlysimeter and closed-chamber systems. *Hydrological Processes* 22(18):3712-3723. DOI : 10.1002/hyp.6974
- Drexler JZ, Snyder RL, Spano D & Paw U KT (2004) A review of models and micrometeorological methods used to estimate wetland evapotranspiration. *Hydrological Processes* 18(11):2071-2101. DOI : 10.1002/hyp.1462

- Eaton AK & Rouse WR (2001a) Controls on evapotranspiration at a subarctic sedge fen. *Hydrological Processes* 15(18):3423-3431.
DOI : 10.1002/hyp.1029
- Eaton AK, Rouse WR, Lafleur PM, Marsh P & Blanken PD (2001b) Surface energy balance of the western and central Canadian subarctic: variations in the energy balance among five major terrain types. *Journal of Climate* 14(Septembre):3692-3703.
- Eppinga M, Rietkerk M, Borren W, Lapshina E, Bleuten W & Wassen M (2008) Regular surface patterning of peatlands: Confronting Theory with field Data. *Ecosystems* 11(4):520-536.
DOI : 10.1007/s10021-008-9138-z
- Fay E & Lavoie C (2009) The impact of birch seedlings on evapotranspiration from a mined peatland: an experimental study in southern Quebec, Canada. *Mires and Peat* 5(3):1-7.
- Fraser CJD, Roulet NT & Lafleur M (2001) Groundwater flow patterns in a large peatland. *Journal of Hydrology* 246(1-4):142-154.
DOI : 10.1016/S0022-1694(01)00362-6
- Halliwel DH & Rouse WR (1989) A comparison of sensible and latent heat flux calculations using the Bowen ratio and aerodynamic methods. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 6(4):563-574.
DOI : 10.1175/1520-0426(1989)006<0563:ACOSAL>2.0.CO;2
- Hogan JM (2006) *Hydrologic behaviour and hydraulic properties of a patterned fen in Saskatchewan*. Master thesis, University of Saskatchewan. 152p.
- Ingram HAP (1983) Hydrology. In *Ecosystems of the World, 4A. Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor*. Gore AJP (ed.). Elsevier: Amsterdam pp. 67-158.
- Jacobs J, Mergelsberg S, Lopera A & Myers D (2002) Evapotranspiration from a wet prairie wetland under drought conditions: Paynes prairie preserve, Florida, USA. *Wetlands* 22(2):374-385.
DOI : 10.1672/0277-5212(2002)022[0374:EFAWPW]2.0.CO;2

- Kellner E (2001) Surface energy fluxes and control of evapotranspiration from a Swedish *Sphagnum* mire. *Agricultural and Forest Meteorology* 110(2):101-123.
DOI : 10.1016/S0168-1923(01)00283-0
- Kellner E & Halldin S (2002) Water budget and surface-layer water storage in a *Sphagnum* bog in central Sweden. *Hydrological Processes* 16(1):87-103.
- Kim J & Verma SB (1996) Surface exchange of water vapour between an open *sphagnum* fen and the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorology* 79(3):243-264.
DOI : 10.1007/bf00119440
- Lafleur PM (2008) Connecting atmosphere and wetland: energy and water vapour exchange. *Geography Compass* 2(4):1027-1057.
DOI : 10.1111/j.1749-8198.2007.00132.x
- Lafleur PM, Hember RA, Admiral SW & Roulet NT (2005) Annual and seasonal variability in evapotranspiration and water table at a shrub-covered bog in southern Ontario, Canada. *Hydrological Processes* 19(18):3533-3550.
DOI : 10.1002/hyp.5842
- Levrel G & Rousseau AN (2010) Étalonnage de sondes FDR « frequency domain reflectometry » sur les cinq premiers centimètres des sols et des couverts de bryophytes de deux tourbières minérotrophes du milieu boréal québécois (Canada). *Canadian Journal of Remote Sensing* 36(4):313-331.
DOI : doi:10.5589/m10-051
- Lott BR & Hunt RJ (2001) Estimating evapotranspiration in natural and constructed wetlands. *Wetlands* 21(4):614-628.
DOI : 10.1672/0277-5212(2001)021[0614:EEINAC]2.0.CO;2
- McAneney KJ & Itier B (1996) Operational limits to the Priestley-Taylor formula. *Irrigation Science* 17(1):37-43.
DOI : 10.1007/s002710050020

- Monteith JL (1965) Evaporation and Environment. Symp. Soc. Exp. Biol., XIX. Cambridge Univ. Press, London, pp. 205-234.
- Nichols DS & Brown JM (1980) Evaporation from a *Sphagnum* moss surface. *Journal of Hydrology* 48(3-4):289-302.
DOI : [http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694\(80\)90121-3](http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(80)90121-3)
- Oke TR (1997) Surface Climate Processes. *Surface Climates of Canada*, Bailey WG, Oke TR & Rouse WR (Editors) McGill-Queens University Press, Montreal, Canada, 369p.
- Penman HL (1948) Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences* 193(1032):120-145.
- Petrone RM, Smith C, Macrae ML & English MC (2006) Riparian zone equilibrium and actual evapotranspiration in a first order agricultural catchment in Southern Ontario, Canada. *Agricultural Water Management* 86(3):240-248.
- Price JS (1996) Hydrology and microclimate of a partly restored cutover bog, Québec. *Hydrological Processes* 10(10):1263-1272.
- Price JS, Cagampan J & Kellner E (2005) Assessment of peat compressibility: is there an easy way? *Hydrological Processes* 19(17):3469-3475.
DOI : 10.1002/hyp.6068
- Price JS, Edwards TWD, Yi Y & Whittington PN (2009) Physical and isotopic characterization of evaporation from *Sphagnum* moss. *Journal of Hydrology* 369(1-2):175-182.
DOI : <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.02.044>
- Price JS & Maloney DA (1994) Hydrology of a patterned bog-fen complex in southeastern Labrador, Canada. *Nordic Hydrology* 25:313-330.
- Price JS & Schlotzhauer SM (1999) Importance of shrinkage and compression in determining water storage changes in peat: the case of a mined peatland. *Hydrological Processes* 13(16):2591-2601.

- Priestley CHB & Taylor RJ (1972) On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review* 100(2):81-92.
DOI : 10.1175/1520-0493(1972)100<0081:otaosh>2.3.co;2
- Proulx-McInnis S (2010) *Caractérisations hydrologique, topographique et géomorphologique d'un bassin versant incluant une tourbière minérotrophe fortement aqualisée, Baie-de-James*. M.Sc. Thesis. Université du Québec, 185p.
- Proulx-McInnis S, St-Hilaire A, Rousseau AN, Jutras S, Carrer G & Levrel G (2012) Seasonal and monthly hydrological budgets of a fen-dominated forested watershed, James Bay region, Quebec. *Hydrological Processes* 27(10):1365-1378.
DOI : 10.1002/hyp.9241
- Quinton WL (1991) *The hydrology of a subarctic patterned wetland*. M.Sc Thesis, York University.
- Quinton WL, Gray DM & Marsh P (2000) Subsurface drainage from hummock-covered hillslopes in the Arctic tundra. *Journal of Hydrology* 237(1-2):113-125.
DOI : 10.1016/S0022-1694(00)00304-8
- Quinton WL & Roulet NT (1998) Spring and summer runoff hydrology of a subarctic patterned wetland. *Arctic and Alpine Research* 30(3):285-294.
- Raddatz RL, Papakyriakou TN, Swystun KA & Tenuta M (2009) Evapotranspiration from a wetland tundra sedge fen: Surface resistance of peat for land-surface schemes. *Agricultural and Forest Meteorology* 149(5):851-861.
DOI : 10.1016/j.agrformet.2008.11.003
- Romanov VV (1962) *Evaporation from bogs in the European territory of the U.S.S.R.* Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 1968, 198p.

- Rosenberry DO, Stannard DI, Winter TC & Martinez M (2004) Comparison of 13 equations for determining evapotranspiration from a prairie wetland, Cottonwood Lake Area, North Dakota, USA. *Wetlands* 24(3):483-497.
DOI : 10.1672/0277-5212(2004)024[0483:coefde]2.0.co;2
- Roulet NT & Woo MK (1986) Wetland and lake evaporation in the Low Arctic. *Arctic and Alpine Research* 18(2):195-200.
- Schwärzel K & Bohl HP (2003) An easily installable groundwater lysimeter to determine waterbalance components and hydraulic properties of peat soils. *Hydrology and Earth System Sciences* 7(1):23-32.
DOI : 10.5194/hess-7-23-2003
- Schwärzel K, Šimůnek J, Stoffregen H, Wessolek G & van Genuchten MT (2006) Estimation of the unsaturated hydraulic conductivity of peat soils. *Vadose Zone Journal* 5(2):628-640.
DOI : 10.2136/vzj2005.0061
- Stagnitti F, Parlange JY & Rose CW (1989) Hydrology of a small wet catchment. *Hydrological Processes* 3(2):137-150.
DOI : 10.1002/hyp.3360030204
- Tardif S (2009) *Hydrologie comparative des tourbières et des lacs de la Baie de James dans un contexte d'aqualyse*. PhD Thesis, Université du Québec, 164p.
- Tarnocai C, Kettles IM & Lacelle B (2000) Peatlands of Canada. Édit Geological Survey of Canada Open File 3484, Scale 1: 6 500 000.
- Van Seters TE & Price JS (2001) The impact of peat harvesting and natural regeneration on the water balance of an abandoned cutover bog, Quebec. *Hydrological Processes* 15(2):233-248.
DOI : 10.1002/hyp.145
- Ward AD & Trimble SW (2004) *Environmental Hydrology - Second Edition*, CRC Press, Boca Raton, Florida, 504p.

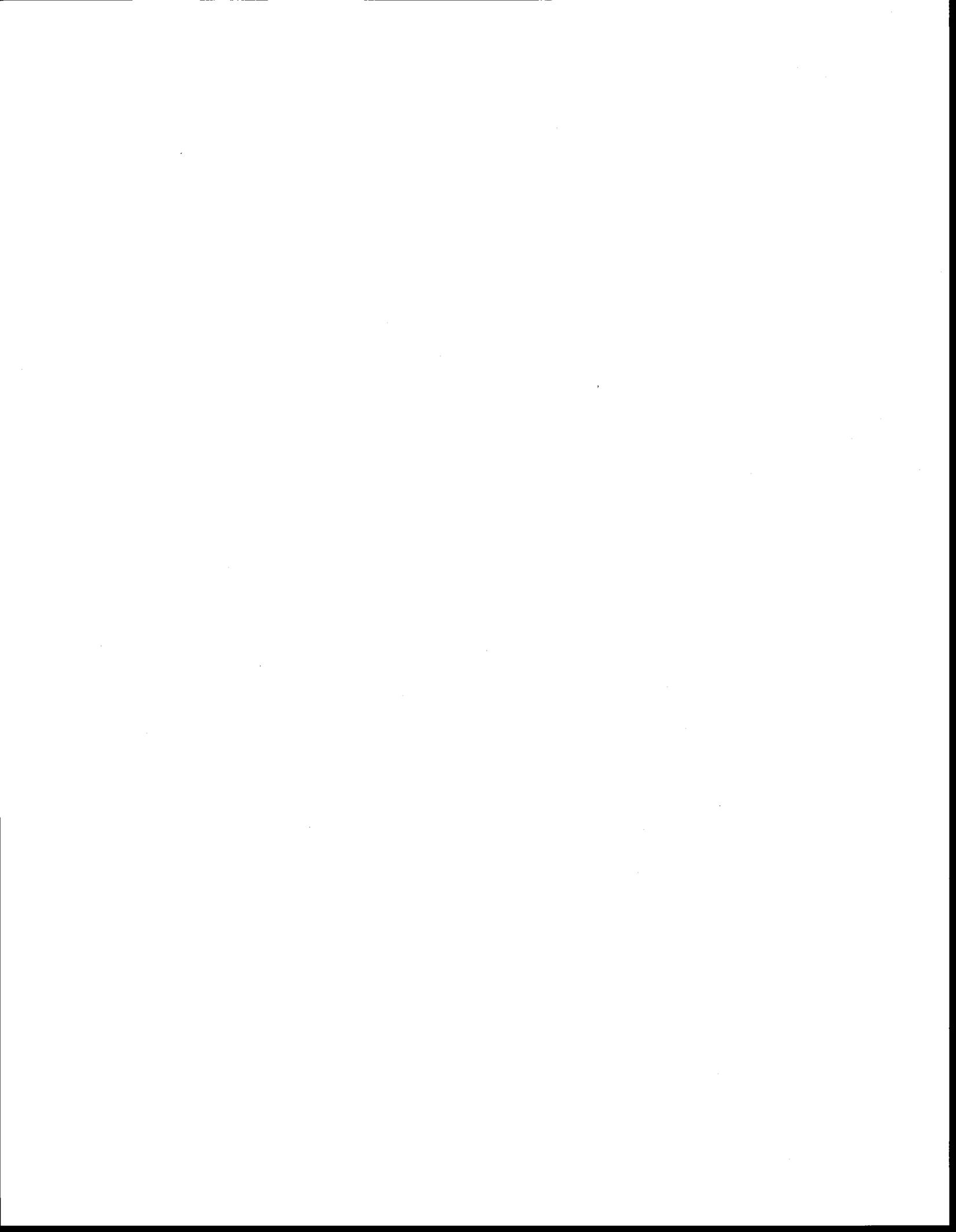
Wu J, Kutzbach L, Jager D, Wille C & Wilmking M (2010) Evapotranspiration dynamics in a boreal peatland and its impact on the water and energy balance. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 115(G4):G04038.

DOI : 10.1029/2009JG001075

Yazaki T, Urano S-I & Yabe K (2006) Water balance and water movement in unsaturated zones of *Sphagnum* hummocks in Fuhrengawa Mire, Hokkaido, Japan. *Journal of Hydrology* 319(1–4):312-327.

DOI : 10.1016/j.jhydrol.2005.06.037

Zoltai SC, Siltanen RM & Johnson JD (2000) *A wetland database for the western boreal subarctic and arctic regions of Canada*. Inform. Rep.NOR-X-368p.30, Natural Resources Canada, Canada Forest Service, Northern Forest Center, Edmonton, Alberta



ANNEXE V

Calcul du rayonnement net total.

Calcul du rayonnement net total (R_n) d'après les formules empiriques de Allen *et al.* (2006) :

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (\text{V.1})$$

avec R_n , le rayonnement net total ($\text{MJ m}^{-2} \text{j}^{-1}$); R_{ns} , le rayonnement net de courtes longueurs d'ondes ($\text{MJ m}^{-2} \text{j}^{-1}$); R_{nl} , le rayonnement net total de longues longueurs d'ondes ($\text{MJ m}^{-2} \text{j}^{-1}$).

Le rayonnement solaire net (courtes longueurs d'ondes) a été obtenu en tenant compte des valeurs d'albédo (α) des couverts de mare, de tourbière et de forêt, ainsi que du rayonnement solaire direct (R_s) acquis au moyen d'un pyranomètre.

$$R_{ns} = (1 - \alpha)R_s \quad (\text{V.2})$$

avec R_s , le rayonnement solaire direct ($\text{MJ m}^{-2} \text{j}^{-1}$); α , l'albédo des différents couverts végétaux (adimensionnel).

Le rayonnement solaire net de longues longueurs d'ondes (R_{nl}) a été obtenu d'après des formules empiriques.

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{(T_{max,K})^4 + (T_{min,K})^4}{2} \right] (0,34 - 0,14\sqrt{e_a}) \left(1,35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0,35 \right) \quad (\text{V.3})$$

avec σ , la constante de Stephan-Boltzmann ($\text{MJ K}^{-4} \text{m}^{-2} \text{j}^{-1}$); $T_{max,K}$ et $T_{min,K}$, les températures maximales et minimales de la journée (K); e_a , la pression de vapeur (kPa); R_{so} , le rayonnement solaire global extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{j}^{-1}$) issu des estimations de Ward et Trimble (2004) équivalant à 33,786 (juin); 32,1302 (juillet); 26,7736 (août); 19,4518 (septembre) et 12,481 $\text{MJ m}^{-2} \text{j}^{-1}$ (octobre).

Allen RG, Pereira LS, Raes D & Smith M (2006) Crop evapotranspiration (guidelines for computing crop water requirements). *FAO irrigation and drainage paper*, Vol 56. p 333.

Ward AD & Trimble SW (2004) *Environmental Hydrology* - Second Edition, CRC Press, Boca Raton, Florida, p 504.

ANNEXE VI

Calcul du débit généré par la forêt (Q_3) d'après les valeurs de stockage relatif (SR_F).

Tout au long de cette thèse nous avons fait le choix de tenir compte d'un stockage relatif (SR) et non pas d'un stockage absolu. Ce SR , exprimé en hauteur d'eau, correspond à l'altitude absolue du stockage d'eau moins l'altitude d'un référentiel. Dans notre étude, nous avons pris comme référentiel, l'altitude du stockage absolu, pour lequel un débit de $0,02 \text{ mm h}^{-1}$ était généré à l'exutoire du bassin versant (Chapitre 4). Ce niveau de référence correspond aussi au seuil de déversement, délimitant la période de stockage de la période de débit (Figure VI.1).

L'expression du stockage relatif (SR_F) en fonction du débit (Q_3) décrit une évolution de forme logarithmique (Équation V.1).

Une relation semi-log peut ainsi être proposée pour ajuster les points : $SR_F = a \ln(Q_3) + b$.

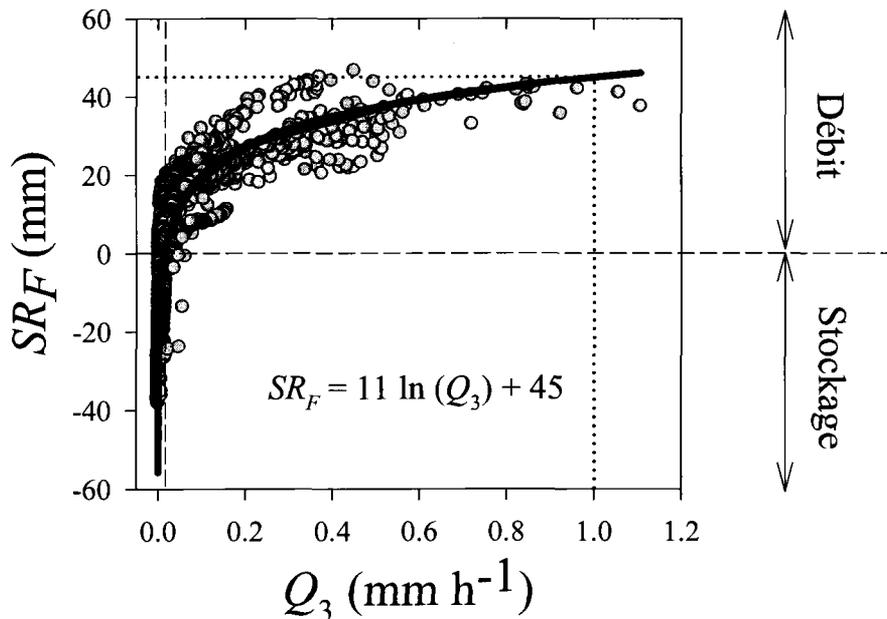


Figure VI.1. Évolution du stockage relatif de la forêt (SR_F) en fonction du débit (Q_3) entre les jours 176 et 275 de l'année 2011. Les cercles gris représentent les données mesurées. La ligne en gras, noire, représente l'ajustement des données par l'équation semi-log. La valeur de stockage relatif égale à zéro délimite la période de stockage de la période de déversement. Pour un débit égal à 1 mm h^{-1} , SR_F est équivalent à une hauteur d'eau de 45 mm (traits en pointillés).

SR_F s'exprime en fonction de $\ln(Q_3)$ par :

$$SR_F = 11 \ln(Q_3) + 45 \quad (\text{VI.1})$$

avec SR_F , les variations de stockage relatif de la forêt (mm); Q_3 , le débit de la forêt (mm h^{-1}).

L'Équation (VI.1) est valide pour $SR_F [-\infty ; +\infty]$ et pour $Q_3]0 ; +\infty]$. Cette équation suppose donc qu'un débit nul ne peut être simulé. Dans notre étude, l'écoulement à l'exutoire du bassin versant Abeille s'est toujours traduit par la production d'un débit, même en période sèche. Ces conditions sont donc validées pour notre site d'étude.

Dans notre modèle hydrologique (Chapitre 6) nous cherchons à estimer Q_3 en fonction de SR_F et non l'inverse. Il est alors nécessaire d'inverser la relation en utilisant une fonction exponentielle. L'expression de Q_3 en fonction de SR_F est décrite dans l'Équation (VI.2).

$$\ln(Q_3) = \left(\frac{SR_F - 45}{11} \right) \quad (\text{VI.2})$$

$$Q_3 = \exp\left(\frac{SR_F - 45}{11}\right) \quad (\text{VI.3})$$

avec SR_F , les variations de stockage relatif de la forêt (mm); Q_3 , le débit de la forêt (mm h^{-1}).

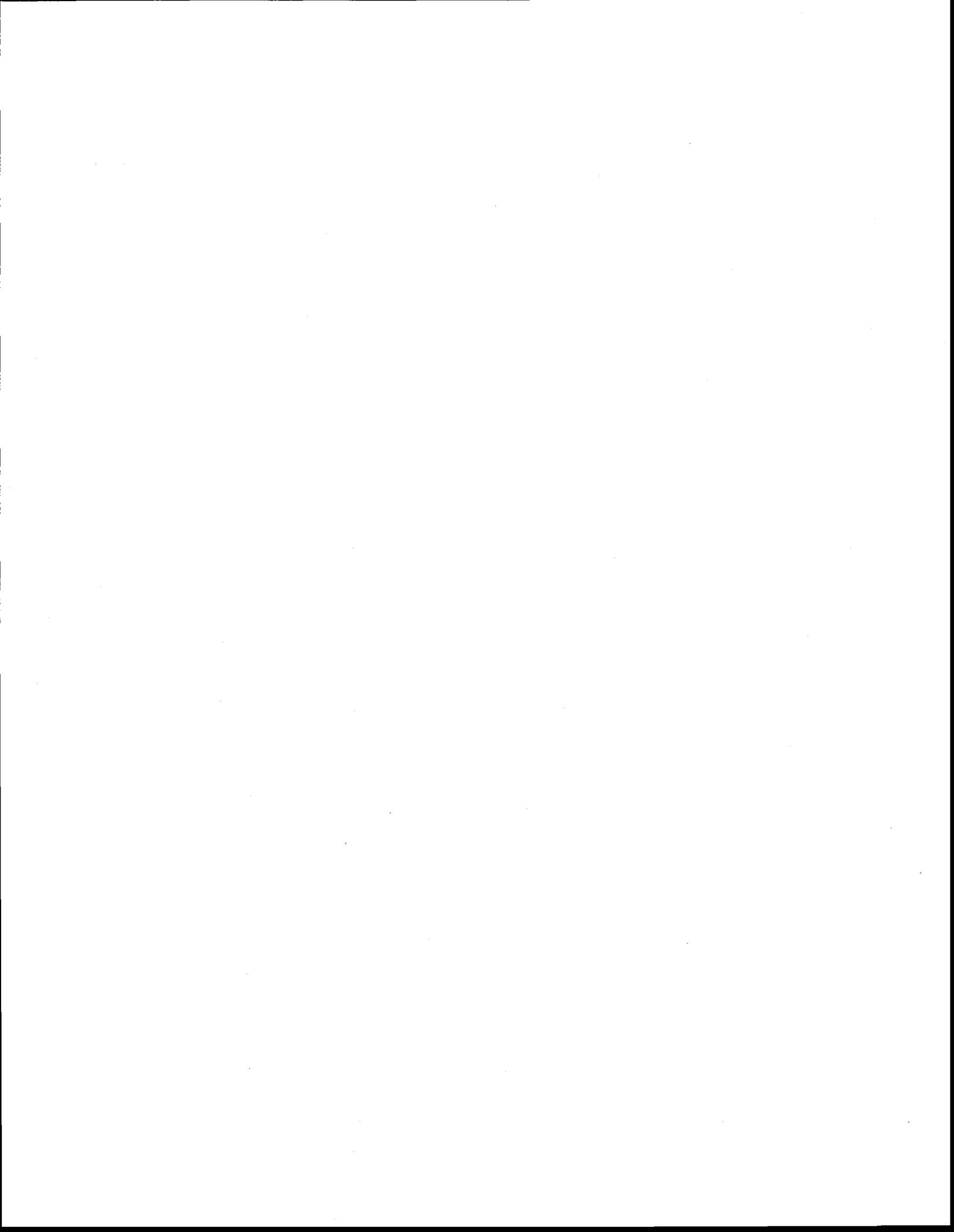
Les hauteurs d'eau de l'Équation (VI.3) sont transformées en volume horaire (l h^{-1}) en tenant compte de la superficie du réservoir de la forêt A_F (m^2) par :

$$Q_3 = \left[\exp\left(\frac{SR_F - 45}{11}\right) \right] \cdot A_F \quad (\text{VI.4})$$

Puis en $\text{m}^3 \text{h}^{-1}$ par :

$$Q_3 = \left[\exp\left(\frac{SR_F - 45}{11}\right) \right] \cdot A_F \cdot 10^{-3} \quad (\text{VI.5})$$

Il est plus courant d'utiliser des relations log-log que des semi-log. Cependant, notre souhait d'exprimer un stockage relatif d'après un seuil de déversement ($SR = 0$) engendre potentiellement des valeurs négatives. Ces valeurs négatives ne peuvent être prises en compte dans des relations log-log. C'est pourquoi, des relations semi-log ont été utilisées.



ANNEXE VII

Coefficients de Priestley-Taylor utilisés dans le Chapitre 6 d'après la relation faisant intervenir la température.

Tableau VII.1. Évolution des coefficients de Priestley-Taylor entre 2009 et 2012 suivant les typologies de tourbière et de forêt.

Jours de l'année	Tourbière	Forêt	
	$\alpha_{PT, \text{tourbière}}$	$\alpha_{PT, \text{forêt}}$	
2009	180 - 193	0.32	0.30
	194 - 207	0.84	0.63
	208 - 221	0.86	0.64
	222 - 235	1.43	1.01
	236 - 249	2.25	1.53
	250 - 263	2.25	1.54
	264 - 278	2.38	1.62
2010	180 - 193	0.89	0.66
	194 - 207	1.06	0.77
	208 - 221	1.24	0.89
	222 - 235	0.87	0.65
	236 - 249	1.09	0.79
	250 - 263	2.04	1.40
	264 - 278	2.88	1.94
2011	180 - 193	0.92	0.68
	194 - 207	1.07	0.78
	208 - 221	0.72	0.55
	222 - 235	1.04	0.76
	236 - 249	1.66	1.15
	250 - 263	2.30	1.57
	264 - 278	2.29	1.56
2012	180 - 193	1.02	0.74
	194 - 207	1.27	0.91
	208 - 221	1.02	0.75
	222 - 235	1.01	0.74
	236 - 249	1.38	0.98
	250 - 263	1.99	1.36
	264 - 278	2.68	1.81

