

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

**Caractérisations hydrologique, topographique et géomorphologique d'un
bassin versant incluant une tourbière minérotrophe fortement aqualysée,
Baie-de-James, Québec**

Par
Sandra Proulx-Mc Innis
B.Sc. Géographie

Mémoire présenté pour obtenir le
grade de maître ès sciences (M.Sc.)
en sciences de l'eau

Jury d'évaluation:

Examinatrice externe	Michelle Garneau Université du Québec à Montréal
Examinatrice interne	Monique Bernier INRS-Eau, Terre et Environnement
Directeur de recherche	André St-Hilaire INRS-Eau, Terre et Environnement
Codirecteur de recherche	Alain N. Rousseau INRS-Eau, Terre et Environnement

Mémoire présenté le 9 décembre 2010

Remerciements

J'ai eu la chance d'être entourée de gens exceptionnels, m'ayant apporté un soutien de toute forme que ce soit, tout au long de la réalisation de ma maîtrise. Je tiens d'abord à dire merci à mon directeur de recherche André St-Hilaire, m'ayant convaincu de faire le passage de la maîtrise professionnelle à la maîtrise de recherche. Ce changement m'a permis de gagner en autonomie et surtout de vivre plein d'expériences hors de l'ordinaire parmi les épinettes noires, les tourbières et les insectes volants de la Baie-de-James. Merci pour ta disponibilité et tes réponses à mes nombreuses questions. Merci pour ta compréhension lors des échecs répétés du lysimètre et pour m'avoir quand même fait confiance en signant les multiples demandes d'achats, réalisant, j'en suis consciente, un profond gouffre dans le budget du projet. Je remercie également mon codirecteur de recherche Alain N. Rousseau, pour ses pertinents conseils et sa pédagogie. Merci également pour avoir mis Sylvain, Gwenael et Grégor à ma disposition, sans eux j'aurais probablement réalisé ma maîtrise sur cinq ans et non seulement deux. Merci à vous deux, André et Alain, votre enthousiasme et votre rigueur envers la recherche, dans ce domaine si abstrait pour le commun des mortels que sont les sciences de l'eau, m'auront servi de motivation à l'obtention de mon diplôme.

Merci également à Sylvain Jutras, pour sa capacité d'organisation. Ton positivisme perpétuel que ce soit pour installer des instruments sur le terrain, expliquer des processus de foresterie, ou même pour fabriquer des saucissons ou un sauna finlandais, m'aura inspiré à travailler plus fort. Merci à Gwenael Carrer, qui a pris la relève pour l'organisation des sorties de terrain dans le nord. Merci pour ta précieuse aide autant pour l'analyse des données que pour le transport de l'équipement sur le site. Le papa de l'équipe qui, je dois dire pour un Breton, a un sens de l'orientation « nickel-chrome » parmi les épinettes! Enfin, merci pour m'avoir souvent fait rire sur cette petite tourbière si éloignée du reste du monde. Merci à Grégor Levrel, pour ton aide technique et pour avoir tellement répondu souvent à mes « au secours ». Je dois te dire également merci pour ta rigueur ainsi que tes conseils sur les sols, pour avoir transporté mes lysimètres et enfin, pour tes nombreuses heures de travail dans mon projet.

Je tiens également à remercier Noémie Cliche Trudeau, pour les longues discussions de tout et de rien, pour tous les mini-cours sur les plantes et certainement pour avoir rendu mon été de terrain plus agréable! Merci à Charles Rioux-Boucher pour ton aide sur le terrain avec le dGPS, ta bonne humeur et pour toutes les situations cocasses! Merci également à Antoine

Thibault et Sébastien Lacoste de l'équipe de l'UQÀM pour leur présence et pour m'avoir aidée dans le transport de mes choses sur le terrain. Merci à Nathalie Thiémonge d'Hydro-Québec qui m'aura permis de découvrir le site dans toute sa splendeur hivernale! Enfin, merci à tous les membres étudiants et professoraux du grand projet Aqualyse-II, en particulier à Michelle Garneau et Monique Bernier pour avoir pris le temps de lire mon mémoire et me donner leurs suggestions et commentaires en tant qu'examinatrices externe et interne. Merci également à Jimmy Poulin pour son cours et ses explications sur le fonctionnement du dGPS. Merci à Yann Dribault pour m'avoir éclairée par rapport au logiciel Radan, pour être allé avec Sylvain recueillir les données Géoradar et pour m'avoir aidée sur le terrain à Pont-Rouge. Merci à mon équipe de recherche : Anik Daigle, Dae Il Jeong, Valérie Ouellet, Hélène Higgins, Mohammed Aziz El-Sahli, Dan Beveridge, Julien Mocq et en particulier à Simon Tardif, qui a répondu à plusieurs de mes interrogations par rapport aux calculs d'évapotranspiration potentielle. Merci à Delphine Rolland et Céline Heuzé pour leur aide à Pont-Rouge. Merci à mes collègues de bureau qui m'ont souvent aidé, redonné de la motivation et qui ont surtout mis de l'ambiance dans notre beau bureau blanc. Je remercie également le CRSNG, Hydro-Québec et Ouranos pour avoir bien voulu financer le grand projet Aqualyse-II.

Finalement, je tiens à remercier mon copain pour son soutien moral, pour avoir enduré toutes mes sautes d'humeur avec compréhension et surtout pour ses conseils et sa précieuse aide en programmation. Merci à toi et tes parents pour votre aide dans le transport de mon lysimètre à Pont-Rouge. Merci également à mes parents, qui même loin, ne cessent de m'encourager à persévérer, peu importe ce que je fais. Finalement, merci à mes amis pour leur soutien.

Résumé

Les tourbières minérotrophes occupent près de 20% de la superficie jamésienne (moyen-nord québécois), territoire où les grands aménagements hydrauliques fournissent près de 50% des besoins en électricité de la province. Bien que peu documentée dans la littérature, l'hydrologie de ces écosystèmes est complexe et mérite des études plus approfondies. Selon des observations récentes, plusieurs tourbières minérotrophes subiraient un phénomène d'aqualyse, consistant en un accroissement et une coalescence de leurs mares au détriment des lanières qui s'affaissent et se dégradent. Une meilleure compréhension de leur comportement hydrologique est nécessaire et ce, afin de modifier les modèles de prévision servant à prédire les apports en eau aux réservoirs hydroélectriques. Une amélioration des connaissances afférentes aux caractéristiques physiographiques de ces tourbières et une évaluation de leurs principaux mécanismes de gains et de pertes d'eau sont indispensables afin de modéliser de manière adéquate les écoulements de ces écosystèmes. Ce mémoire s'intéresse à un petit bassin versant de 12,5 ha, situé dans le nord-boréal québécois à proximité du barrage Laforge-1 d'Hydro-Québec, incluant une tourbière minérotrophe fortement aqualysée.

Les principaux objectifs des travaux présentés dans ce document consistent à : (1) caractériser les variabilités topographique et morphologique du bassin versant et de le représenter en trois dimensions par la cartographie; (2) étant donné la rareté relative de mesures hydrologiques dans les tourbières, mesurer l'évapotranspiration réelle (*ETR*) sur un sol tourbeux à l'aide d'un lysimètre et (3) calculer les bilans hydrologiques du bassin versant pour la saison estivale 2009 à différents pas de temps.

Des relevés topographiques à l'aide d'un GPS RTK (*Global Positioning System – Real Time Kinematic*), d'une tige métallique graduée ainsi que d'un Géoradar ont été réalisés sur le site entre mars et octobre 2009. Différents instruments ont également été installés, afin de récolter les données nécessaires au calcul des précipitations, du ruissellement de surface, de la variation du niveau de nappe phréatique, de la variation de stockage en eau ainsi que des évapotranspirations réelle et potentielle.

Une interpolation géostatistique de la surface du site par krigeage ordinaire ainsi que de l'épaisseur de tourbe obtenue par (1) les sondages avec la tige métallique graduée ainsi que par (2) les relevés Géoradar, ont permis de mettre en évidence la pente et la topographie du site à l'étude. Une analyse comparative a montré les avantages et limites de ces deux méthodes de

mesure de la profondeur de tourbe. Le modèle numérique de terrain (*MNT*), réalisé avec le logiciel *ArcGIS v.9.2* à partir de l'ensemble des données récoltées par les méthodes d'arpentage, montre une pente relativement élevée pour ce type d'écosystème (1,77%). Cette caractéristique jumelée à l'observation conceptuelle, permet de suggérer un mouvement d'eau amont-aval au travers les lanières. En effet, il s'établit, lors d'une importante précipitation, un écoulement sub-superficiel limité par la conductivité hydraulique à saturation du matériel composant les lanières. Ce dernier, causé par le gradient hydraulique entre les mares amont et aval, alimente partiellement la plus grande mare (près de l'exutoire).

Un lysimètre, basé sur les mesures de niveau d'eau dans le milieu ambiant et dans un bloc de tourbe isolé, a été installé sur la tourbière du bassin-versant à l'étude. La sensibilité de certaines composantes du système à l'humidité nuisant à son bon fonctionnement, de nouveaux capteurs plus robustes ont été utilisés durant la seconde année. Après reconfiguration du système, le nouveau lysimètre fut installé durant deux semaines à l'été 2010 sur une tourbière ombrotrophe de 10,9 ha à Pont-Rouge (sud du Québec). Les résultats étant concluants, une réinstallation de l'appareil sur le site d'étude à la Baie-de-James serait envisageable dans l'avenir.

Des bilans hydrologiques ont été calculés à des pas de temps saisonnier, mensuel et quotidien à partir des données de précipitation provenant de la station météorologique (P), de niveaux de nappe phréatique obtenus à partir des puits équipés d'une jauge à pression hydrostatique (ΔWL), de ruissellements de surface mesurés par les puits jumelés aux canaux trapézoïdaux situés à l'exutoire du site (Q) ainsi que d'évapotranspiration potentielle (ETP) calculée par différentes équations semi-empiriques (Penman-Monteith, Priestley-Taylor et Thornthwaite). Les résultats obtenus par la formule de Penman-Monteith différaient significativement des deux autres équations. Le bilan hydrologique a donc été recalculé avec cette formule. La matrice tourbeuse absorbant beaucoup d'eau, le puits jumelé à une jauge à pression hydrostatique n'expliquait qu'en partie la variation de stockage en eau dans la tourbe ($\Delta s/\Delta t$). En effet, cette jauge ne mesure que l'eau gravitaire, faisant fi de la variation de l'eau dans la frange capillaire (zone de battement de la nappe) et dans la zone non-saturée. Les résultats montrent que les niveaux mesurés dans les puits expliquent 32 et 36% de la variation de stockage en eau dans la colonne de tourbe (selon l'équation d' ETP choisie). La quantification du terme $\Delta s/\Delta t$ s'avère ainsi un élément limitant au calcul du bilan hydrologique dans ce type de milieu. Le stockage en eau ainsi que le niveau de nappe phréatique augmentent suite à une forte

précipitation. Ce rehaussement de la nappe influence directement le taux d'évapotranspiration. Ce dernier est élevé en juillet ($ETP=66\%$) par rapport au ruissellement de surface et plus faible vers la fin septembre ($ETP=25\%$).

Les résultats présentés dans ce mémoire apportent une contribution originale au domaine de l'hydrologie et contribuent à la compréhension des petits bassins versants dominés par des écosystèmes tourbeux minérotrophes du nord-boréal québécois.



Abstract

Minerotrophic fens occupy nearly 20% of Northern Boreal Quebec, an area where hydroelectric dams supply about 50% of the province's needs in electricity. Although this subject is poorly documented in the literature, it is also well known that the hydrology of these ecosystems is complex and warrants further studies. According to recent observations, several minerotrophic peatlands have undergone structural changes due to the aqualysis phenomenon, which consists of a growth and coalescence of their ponds to the detriment of vegetation strips that collapse and degrade. A better understanding of their hydrological behavior is required to adapt the forecasting hydrological models used to predict inflows to hydroelectric reservoirs. Thus, there is a need to characterize the physiographic features and the individual terms of the hydrological budget to improve the estimation of runoff from these ecosystems. This Master's thesis focuses on a small catchment area of 12.5 ha, located in Northeastern Boreal Quebec near the Laforge-1 Hydro-Quebec dam, which includes a highly aqualysed minerotrophic fen.

The main objectives are: (1) to characterize the topographic and morphological variability of the aforementioned small catchment and to represent the ecosystem with a 3D mapping; (2) to measure the actual evapotranspiration (*AET*) of a peat soil using a lysimeter (given the relative scarcity of hydrological measurements in peatlands); and (3) to calculate water budgets at different time steps for the summer of 2009.

Topographic surveys using GPS RTK (*Global Positioning System - Real Time Kinematic*), a graduated meter stick and a Georadar (*GPR or Ground Penetrating Radar*) were made on the studied site between March and October 2009. Also, various instruments were installed to collect the necessary data to calculate precipitation (*P*), surface runoff (*Q*), groundwater level variation (ΔWL), water storage changes ($\Delta s/\Delta t$), and actual and potential evapotranspirations (*AET* and *PET*).

Geostatistical interpolation of the site surface by ordinary kriging and peat thicknesses obtained by (1) graduated meter stick surveys and (2) Georadar surveys, helped to highlight the slope and topography of the site. A comparative analysis showed the advantages and limitations of these two peat depth measuring methods. The Digital Elevation Model (*DEM*), made with *ArcGIS v.9.2* from all data collected by the surveying methods, showed a relatively large slope for this type of ecosystem (1.77%). This feature combined with onsite observations, suggested a surface water movement through the strips, along this slope. Indeed, during significant rainfalls,

subsurface flow occurs, which is limited by the saturated hydraulic conductivity of the porous material comprising the strips. This flow, caused by hydraulic gradient between upstream and downstream ponds, fed in part the larger pond near the outlet.

A lysimeter, using differential water level measurements between the surrounding environment and an isolated peat block (instead of weighing part of the soil column) was installed on the studied peatland. The sensitivity to humidity of some system components affected the functioning. New robust sensors were then used. After reconfiguring the system, the new lysimeter recorded data during two weeks of summer 2010 on a 10.9-ha bog of in Pont-Rouge (Southern Quebec). The results were conclusive. A reinstallation of the instrument on the study site in the James Bay region would be possible in the future.

Water budgets were calculated at seasonal, monthly and daily time steps with precipitation data from a meteorological station (P), groundwater levels obtained by wells equipped with hydrostatic pressure gauges (ΔWL), surface runoff data measured by wells coupled with trapezoidal channels located at the outlet (Q) and potential evapotranspiration (PET). PET data were calculated using different semi-empirical equations (Penman-Monteith, Priestley-Taylor and Thornthwaite). The results obtained by the Penman-Monteith formula differed significantly from the other two equations. The water budget was calculated with this formula. The peat matrix absorbs much water. The wells matched to hydrostatic pressure gauges partly explained changes in water storage ($\Delta s/\Delta t$) in the peat. Indeed, these gauges measured only gravitational water, ignoring the water variation in the capillary fringe and the unsaturated zone. The results showed that the measured levels in the wells explained 32 and 36% of the water storage variation in the peat column (depending on PET equation). The measurement of $\Delta s/\Delta t$ is thus a limiting factor in the calculation of water budgets in this type of environment. The water storage and the groundwater level increased due to heavy rainfall. This increase directly influenced the evapotranspiration rate. The latter was high in July ($PET = 66\%$) compared to surface runoff and lower in late September ($PET = 25\%$).

The results presented in this master thesis represent an original contribution to hydrology and contribute to the understanding of small catchments dominated by minerotrophic fen ecosystems in the Northern Boreal environment of Quebec.

Table des matières

Remerciements	i
Résumé	iii
Abstract	vii
Liste des tableaux	xv
Liste des figures	xvii
Liste des annexes.....	xxi
Liste des abréviations et des sigles.....	xxiii
Avant-propos	xxv
1. Contribution de l'étudiante	xxv
2. Contribution des co-auteurs.....	xxvi
3. Contribution du mémoire.....	xxvii
Chapitre 1 : Mise en contexte et synthèse du mémoire.....	1
1. Revue littéraire	1
1.1 Les tourbières et leur répartition	1
1.2 Types de tourbières	2
1.3 Principaux processus de formation des tourbières.....	2
1.3.1 Formation par comblement	3
1.3.2 Formation par paludification.....	3
1.3.3 Formation primaire de tourbe.....	3
1.4 Terminologie spécifique au domaine de l'hydrologie	4
1.5 Hydrologie et phénomène d'aqualyse des tourbières du nord-boréal québécois.....	4
1.6 Méthodes de caractérisation géomorphologique d'une tourbière.....	5
1.7 Calcul du bilan hydrologique d'une tourbière	6
1.7.1 Précipitations (P)	7
1.7.2 Ruissellement (Q).....	7
1.7.3 Évapotranspiration (ET).....	7
1.7.4 Variations du niveau de nappe phréatique (ΔWL) et du stockage en eau (Δs)	8
2. Projet de recherche	9
3. Questions de recherche, hypothèses de travail et objectifs poursuivis.....	10

4. Méthodes	11
4.1 Site d'étude	11
4.2 Relevés de terrain.....	11
4.2.1 Morphologie et topographie du site	11
4.2.2 Hydrologie du site	12
4.3 Représentation 3D du site à l'étude	13
4.4 Bilans hydrologiques et stockage en eau	14
5. Résultats.....	15
5.1 Caractérisation physiographique du site d'étude	15
5.2 Caractérisation hydrologique du site d'étude	16
6. Discussion.....	18
6.1 Caractérisation physiographique du bassin versant	18
6.2 Processus hydrologiques du bassin versant	19
6.2.1 Proportion des variables du bilan hydrologique.....	19
6.2.2 Calcul du stockage en eau de la matrice tourbeuse.....	20
6.2.3 Comparaison de l'évapotranspiration réelle et potentielle.....	21
7. Conclusion	22
7.1 Validation des objectifs de recherche	22
7.2 Avenues de recherche	25
8. Références	26
Chapitre 2 (Article 1) : Analyse comparative des données obtenues par Géoradar et des relevés manuels jumelés au dGPS dans la réalisation d'un modèle numérique de terrain par krigeage d'un bassin versant incluant une tourbière minérotrophe fortement aqualisée, Baie-de-James, Québec.....	33
Résumé	33
1. Introduction	34
2. Matériel et méthodes	35
2.1 Site d'étude	35

2.2 Relevés topographiques	36
2.2.1 dGPS.....	36
2.2.2 Sondages avec une perche graduée	37
2.2.3 Géoradar	37
2.3 Interpolation géostatistique.....	39
2.3.1 Portrait physique du bassin versant de la tourbière.....	39
2.3.2 Interpolation et modèle numérique de terrain (MNT).....	40
3. Résultats.....	41
3.1 Caractéristiques de surface de la tourbière	41
3.2 Topographies de surface et de l'assise minérale obtenue par deux méthodes de mesure	42
3.3 Profils transversaux multicouches et <i>MNT</i> de la tourbière	43
4. Discussion.....	44
4.1 Comparaison des deux méthodes de mesure de la profondeur de tourbe	44
4.2 Variation spatiale de l'épaisseur de la matrice tourbeuse.....	47
4.3 Surface d'eau de la tourbière	48
5. Conclusion.....	49
6. Références	51
Chapitre 3 (Article 2) : Note technique : Élaboration d'un lysimètre automatisé pour le calcul de l'évapotranspiration réelle d'un sol tourbeux	69
Résumé	69
1. Introduction	69
2. Méthodes	71
2.1 Sites d'étude.....	71
2.2 Fonctionnement du système.....	72
2.3 Code et procédure d'utilisation.....	73
2.4 Calcul de l'évapotranspiration réelle et potentielle	74
3. Résultats.....	75

4. Discussion.....	75
4.1 Validité du lysimètre automatisé	75
4.2 Points forts et faibles du lysimètre.....	76
5. Conclusion.....	77
6. Références	78
Chapitre 4 (Article 3) : Bilans hydrologiques calculés à des pas de temps saisonnier,	
 mensuel et journalier, d'un bassin versant incluant une tourbière minérotrophe	
 fortement aqualysée, Baie-de-James, Québec.	
	99
Résumé	99
1. Introduction	100
2. Matériel et méthodes	101
2.1 Site d'étude	101
2.2 Instrumentation	102
2.2.1 Précipitations (P).....	102
2.2.2 Niveaux d'eau (WL).....	102
2.2.3 Ruissellement (Q).....	103
2.2.4 Évapotranspiration (ET).....	103
2.3 Calculs.....	104
2.3.1 Évapotranspiration potentielle.....	104
2.3.2 Bilan hydrologique.....	106
2.3.3 Stockage en eau dans la tourbe du bassin versant.....	106
3. Résultats.....	108
3.1 Séries chronologiques des variables du bilan	108
3.1.1 Précipitations (P).....	108
3.1.2 Niveaux de nappe phréatique (WL)	108
3.1.3 Ruissellement (Q).....	109
3.1.4 Évapotranspiration potentielle (ETP).....	109
3.2 Bilan hydrologique saisonnier	110
3.3 Bilans hydrologiques mensuels et quotidiens	111
3.4 Variation de stockage en eau de la matrice tourbeuse	111

4. Discussion.....	112
4.1 Sources d'erreurs	112
4.2 Capacité de stockage en eau de la matrice tourbeuse	114
4.3 Proportion des variables du bilan hydrologique	115
5. Conclusion et avenues de recherche.....	116
6. Références	118
Annexe.....	131



Liste des tableaux

Tableau 2-1. Superficie (m ²) et pourcentage d'occupation du sol (%), de chacune des sections et des biotopes de la tourbière du bassin versant étudié.....	54
Tableau 3-1. Évapotranspiration réelle (mm), températures maximale, moyenne et minimale (°C) et précipitations (mm) entre les 12 et 27 juillet 2010	80
Tableau 4-1. Principales caractéristiques du site d'étude	121
Tableau 4-2. Proportion des différents biotopes sur le bassin versant de la tourbière ainsi que leur porosité et épaisseur	121
Tableau 4-3. Statistiques journalières des précipitations (mm) à la station météorologique de l'Aéroport entre le 1 ^{er} juillet et le 30 septembre 2009.....	121
Tableau 4-4. Résultat de l'analyse de variance appliquée sur les moyennes journalières des puits 1 à 5.....	122
Tableau 4-5. Statistiques de ruissellement, calculées à partir des données des canaux trapézoïdaux, entre le 1 ^{er} juillet et le 23 septembre 2009.....	122
Tableau 4-6. Statistiques des paramètres de la station météorologique de l'Aéroport du 1 ^{er} juillet au 30 septembre 2009.....	122
Tableau 4-7. Évapotranspiration potentielle totale (mm), calculée à partir des formules de Thornthwaite, Priestley-Taylor et Penman-Monteith, du 1 ^{er} juillet au 23 septembre 2009	123
Tableau 4-8. Résultat de l'analyse de variance appliquée sur les valeurs d'ETP, calculées à partir des formules de Thornthwaite (1), de Penman-Monteith (2) et de Priestley-Taylor (3).....	123
Tableau 4-9. Bilans hydrologiques calculés à des pas de temps saisonnier et mensuel et stockage en eau dans la matrice poreuse du bassin, en mm, résultant d'une moyenne des puits et deux combinaisons de formules semi-empiriques d'ETP.....	123

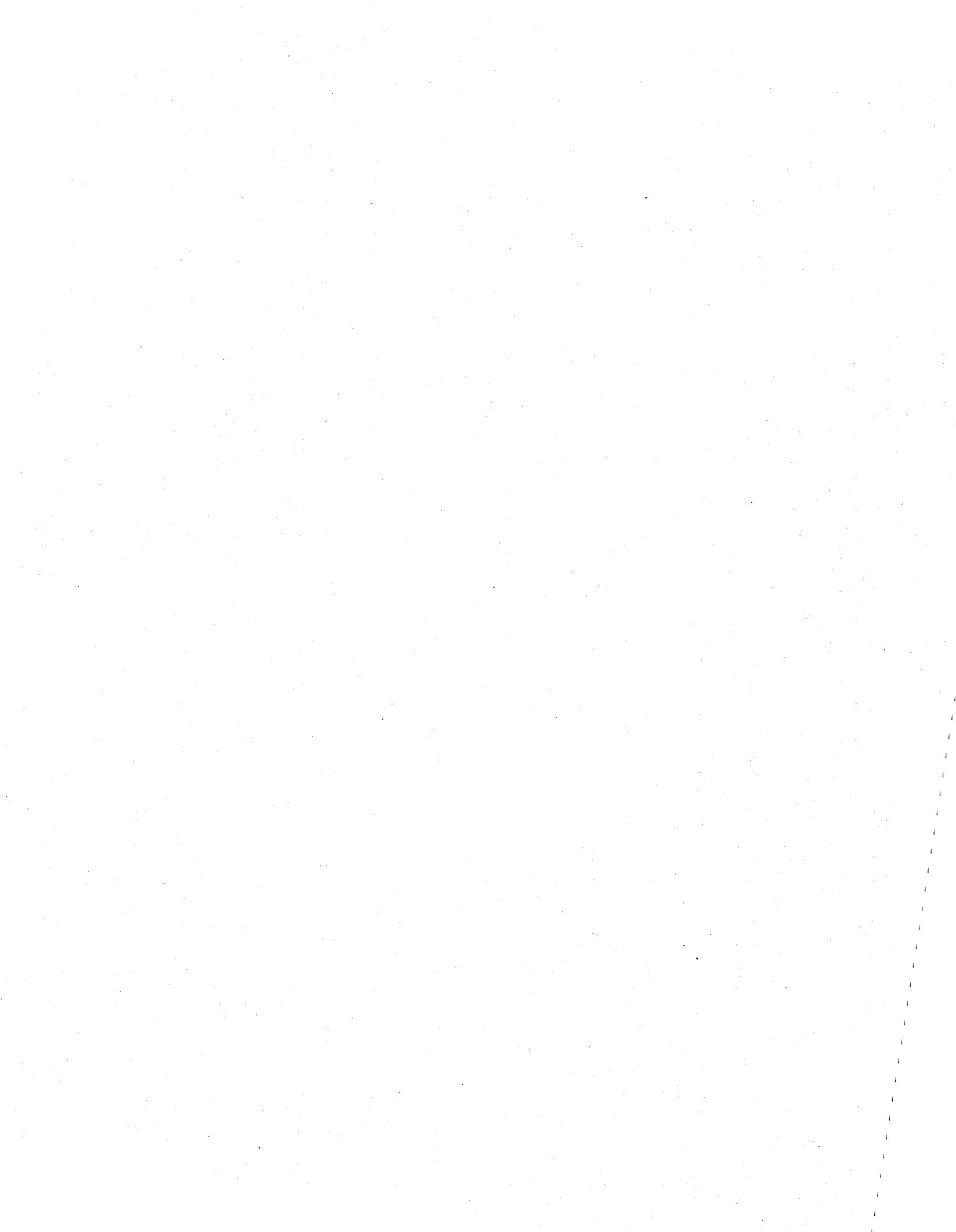


Liste des figures

Figure 2-1. Localisation de la tourbière à l'étude au nord-est du bassin versant de la rivière La Grande dans les basses terres de la Baie-de-James (54°06'868" N; 72°30'083" W)	54
Figure 2-2. Patron de surface de la tourbière étudiée.....	55
Figure 2-3. Localisation des points de relevés dGPS (n=1416) du bassin versant de la tourbière en octobre 2009. La projection est NAD 1983 Zone 18N.....	55
Figure 2-4. Relevés de profondeurs (n=251) du bassin versant de la tourbière en octobre 2009. La projection est NAD 1983 Zone 18N.....	56
Figure 2-5. Transects au Géoradar (n=32) réalisés sur la tourbière en mars 2009. La projection est NAD 1983 Zone 18N.....	56
Figure 2-6. Occupation du sol du bassin versant de la tourbière. La projection est NAD 1983 Zone 18N.....	57
Figure 2-7. Histogramme de fréquence du ratio longueur/largeur des mares sur le bassin versant de la tourbière (n=110; $sk = 3,35$).....	57
Figure 2-8. Histogramme de fréquence du ratio longueur/largeur des lanières sur le bassin versant de la tourbière (n=121; $sk = 2,19$).....	58
Figure 2-9. Topographie du bassin versant obtenue par krigeage ordinaire ($RMS=0,28$ m) avec courbes de niveaux à 0,50 m d'équidistance. Le pointillé correspond à l'endroit où la pente de surface a été calculée (135° par rapport au nord). La projection est NAD 1983 Zone 18N.....	59
Figure 2-10. Comparaison de la topographie de l'assise minérale calculée par krigeage ordinaire à partir des données du Géoradar ($RMS=0,61$ m) et des données prises à perche ($RMS=0,59$ m). Les classes d'épaisseur de tourbe sont de 10 cm. La projection est NAD 1983 Zone 18N.....	60
Figure 2-11. Relation entre les épaisseurs de tourbe obtenues avec le Géoradar et la perche ($r^2=0,56$)	60
Figure 2-12. Représentation spatiale de la différence entre les profondeurs de tourbe Ez (cm) obtenues avec le Géoradar et avec la perche en trois classes : $Ez < -10,87$ cm; $-10,87$ cm $< Ez < -10,87$ cm et $Ez > 10,87$ cm (10,87 cm représente une erreur de 10%). La projection est NAD 1983 Zone 18N.....	61

Figure 2-13. Histogrammes de fréquences des différences entre les valeurs de profondeurs obtenues au Géoradar et à la perche (<i>Ez</i>) au niveau des (a) platières (n=26) (b) mares (n=62) et (c) lanières (n=58).....	62
Figure 2-14. Cinq profils transversaux de la tourbière montrant la topographie de surface et la topographie de l'assise minérale déterminée par les données prises à la perche et au Géoradar, en cm. La projection est NAD 1983 Zone 18N.....	63
Figure 2-15. Exemple de <i>MNT</i> réalisable avec le logiciel ArcScene de la série ArcGIS à l'aide des données recueillies par les différentes méthodes d'arpentage.....	64
Figure 3-1. Site d'étude de Pont-Rouge (46°44'20.98" N; 71°42'44.10). Le point rouge représente l'emplacement du lysimètre sur le site.....	81
Figure 3-2. Lysimètre automatisé et pluviomètre installés sur la tourbière ombrotrophe de Pont-Rouge entre le 12 et 27 juillet 2010	82
Figure 3-3. Schéma du lysimètre automatisé installé sur la tourbière de Pont-Rouge.....	83
Figure 3-4. Organigramme du code régissant l'acquisiteur de données, comprenant trois boucles « if ».....	84
Figure 3-5. Précipitations diurnes et nocturnes (mm), évapotranspiration réelle (mm) et températures minimales, moyennes et maximales (°C) au cours de la période du 12 au 27 juillet 2010	85
Figure 4-1. Schéma d'un puits, constitué d'une jauge à pression hydrostatique (Solinst) insérée dans un tuyau de PVC fendu sur toute sa longueur. Le puits est enfoncé dans la matrice tourbeuse.....	124
Figure 4-2. Position des puits (points 1 à 5) et des canaux trapézoïdaux (triangles C1 et C2) sur la tourbière étudiée. La projection est NAD 1983 Zone 18N.....	124
Figure 4-3. Position des deux canaux trapézoïdaux, chacun reliés à un puits contenant une jauge à pression hydrostatique (Solinst). Cette figure présente le ruissellement de l'eau à travers les canaux en période d'étiage.....	125
Figure 4-4. Comportement des variables du bilan hydrologique de la tourbière du 1 ^{er} juillet au 23 septembre 2009 (avec <i>ETP</i> résultant de la formule de Penman-Monteith). La courbe verte représente la variation de stockage résultant de l'équation $P - ETP_{(PM)} - Q = dS/dt$	125

Figure 4-5. Comportement des variables du bilan hydrologique de la tourbière du 1 ^{er} juillet au 23 septembre 2009 (avec <i>ETP</i> résultant de la moyenne des formules de Priestley-Taylor et de Thornthwaite). La courbe verte représente la variation de stockage résultant de l'équation $P - ETP_{(Th-PT)} - Q = dS/dt$	126
Figure 4-6. Variation de la hauteur d'eau des cinq puits de la tourbière, en mm, du 1 ^{er} juillet au 23 septembre 2009.....	126
Figure 4-7. Diagramme de hamac des variations de hauteurs de nappe phréatique (<i>WL</i>), en mm, du 1 ^{er} juillet au 23 septembre 2009 en fonction de chacun des cinq puits de la tourbière.	127
Figure 4-8. Diagramme d'erreur type des variations de hauteurs de nappe phréatique (<i>WL</i>), en mm, du 1 ^{er} juillet au 23 septembre 2009 en fonction de de chacun des cinq puits de la tourbière	127
Figure 4-9. Évapotranspiration potentielle, en mm, entre le 1 ^{er} juillet et le 30 septembre 2009 calculée à partir des formules de Thornthwaite, Priestley-Taylor et Penman-Monteith	128
Figure 4-10. Bilan hydrologique cumulatif, en mm, du 1 ^{er} juillet au 23 septembre 2009, calculé avec le stockage en eau dans la matrice tourbeuse, une moyenne des puits et l' <i>ETP</i> résultant de la moyenne de Thornthwaite et Priestley-Taylor.....	128
Figure 4-11. Bilan hydrologique cumulatif, en mm, du 1 ^{er} juillet au 23 septembre 2009, calculé avec le stockage en eau dans la matrice tourbeuse, une moyenne des puits et l' <i>ETP</i> résultant de la formule de Penman-Monteith	129
Figure 4-12. Régression entre la variation du niveau de nappe phréatique ΔWL (mm/jour) et la variation de stockage en eau $\Delta s/\Delta t$ (mm/jour) dans la matrice tourbeuse ($r^2=0.36$). Le $\Delta s/\Delta t$ résulte de la formule $P - ETP_{(PM)} - Q$, où tous les termes sont en mm/jour.	129
Figure 4-13. Régression entre la variation du niveau de nappe phréatique ΔWL (mm/jour) et la variation de stockage en eau $\Delta s/\Delta t$ (mm/jour) dans la matrice tourbeuse ($r^2=0.32$). Le $\Delta s/\Delta t$ résulte de la formule $P - ETP_{(Th-PT)} - Q$, où tous les termes sont en mm/jour.....	130



Liste des annexes

Annexe 2-A : Semi-variogrammes, validations croisées et erreurs prédites des différents krigeages effectués.....	65
Annexe 3-A : Spécifications techniques des composantes d'un lysimètre	86
Annexe 3-B : Programme lancé à la centrale CR10X.....	87
Annexe 4-A : Équation de conversion de la hauteur d'eau (cm) en débit (L/s) dans le canal C1	131
Annexe 4-B : Équation de conversion de la hauteur d'eau (cm) en débit (L/s) dans le canal C2	131
Annexe 4-C : Pondération utilisée dans le calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP) par la formule de Penman-Monteith	132
Annexe 4-D : Statistiques mensuelles de juillet, août et septembre 2009 des cinq puits installés sur la tourbière, en mm/jour.....	133
Annexe 4-E : Statistiques mensuelles de juillet, août et septembre 2009 des deux canaux trapézoïdaux installés sur la tourbière, en mm/jour.....	134
Annexe 4-F : Statistiques mensuelles de juillet, août et septembre 2009 du calcul de l'évapotranspiration potentielle par les méthodes de Thornthwaite, de Priestley-Taylor et de Penman-Monteith, en mm/mois.	135
Annexe 4-G : Bilans hydrologiques cumulatifs en mm du 1 ^{er} juillet au 23 septembre 2009 à l'aide de différentes combinaisons de puits (puits 1 à 5) et de formules semi-empiriques d'évapotranspiration (Penman-Monteith, Priestley-Taylor et Thornthwaite).....	136
Annexe 4-H : Bilans hydrologiques mensuels de juillet, août et septembre 2009 en mm à l'aide de différentes combinaisons de puits (puits 1 à 5) et de formules semi-empiriques d'évapotranspiration.....	141
Annexe 4-I : Bilans hydrologiques quotidiens en mm en premier lieu l'évapotranspiration de Penman-Monteith et en deuxième lieu la combinaison de Priestley-Taylor et de Thornthwaite	142

Liste des abréviations et des sigles

- α = taux de signification
- γ = constante psychrométrique (kPa/°C)
- Δ = pente de la courbe de pression de vapeur (kPa/°C)
- Δs = variation de stockage en eau (m³)
- ε = permittivité diélectrique (F/m)
- η = terme résiduel du bilan ou terme d'erreur (mm)
- λ = chaleur latente de vaporisation (MJ·Kg⁻¹)
- μ = perméabilité magnétique
- σ = conductivité électrique (μS/cm)
- v = vitesse (mm/ns)
- BV = bassin versant
- C1 = Petit canal trapézoïdal
- C2 = Gros canal trapézoïdal
- C = celsius
- cm = centimètre
- D = distance entre deux couches stratigraphiques (mm)
- dGPS = Differential Global Positioning System
- e.g.* = Par exemple (*exempli gratia*)
- e_a = pression vapeur actuelle (kPa)
- $e_a - e_s$ = déficit de pression de vapeur (kPa)
- e_s = saturation de pression de vapeur (kPa)
- etc.* = et ainsi de suite (*et cetera*)
- ETP = évapotranspiration potentielle (mm)
- ETR = évapotranspiration réelle (mm)
- E_z = Différence de profondeur de tourbe, $Z_{Géordar} - Z_{Perche}$ (cm)
- G = flux thermique à la surface du sol (MJ·m⁻²·J⁻¹)
- GPR = Ground Penetrating Radar
- hPa = hectopascal
- i.e.* = c'est-à-dire (*id est*)

I = index thermique imposé par la normale climatique (°C)

J = joule

kPa = kilopascal

L = litre

m = mètre

mm = millimètre

MHz = mégahertz

MJ = millijoule

MNT = Modèle Numérique de Terrain

N = photopériode (h)

Pr = pression atmosphérique (kPa)

P = précipitation (mm)

RTK = Real Time Kinematic

Q = écoulement de surface (mm)

R_n = rayonnement net ($\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{J}^{-1}$)

RMS = Root Mean Square (m)

RMSS = Root Mean Square Standardized (m)

s = seconde

S = siemens

SIG = Système d'Information Géographique

S_y = Coefficient d'emmagasinement (m^{-1})

t = temps de retour de l'onde électromagnétique (ns)

T = température (°C)

TIN = Triangular Irregular Network

T_n = température normale (°C)

u_2 = vitesse du vent (m/s)

V = volt

WL = niveau de nappe phréatique (mm)

Z_{Georadar} = Épaisseur de tourbe mesurée au Géoradar (cm)

Z_{perche} = Épaisseur de tourbe mesurée à la perche (cm)

Avant-propos

Ce mémoire présente les travaux de recherche réalisés dans le cadre de mes études de 2^e cycle en sciences de l'eau. Ce document a la structure d'un mémoire par articles. On y retrouve au premier chapitre une revue littéraire, une synthèse des travaux effectués (compilation des résultats obtenus) et des conclusions atteintes ainsi que les avenues de recherche possibles. Les chapitres deux, trois et quatre contiennent trois articles qui seront éventuellement traduits et soumis à des revues avec comités de lecture.

1. Contribution de l'étudiante

Le projet de maîtrise, comprenant trois volets, m'a été proposé par mon directeur recherche, André St-Hilaire. Durant ces deux ans d'études, j'ai réalisé une revue de littérature sur les tourbières minérotrophes et plus précisément sur les méthodes de mesures de l'évapotranspiration réelle dans ces milieux. Avec l'aide de collègues, j'ai participé pendant deux mois à l'élaboration d'un lysimètre automatisé (commandes d'instruments, montage du système, tests en laboratoires et programmation) inspiré d'une publication de Schwaertzel et Bohl (2003).

J'ai effectué des travaux de terrain à la Baie-de-James entre janvier 2009 et février 2010. La première visite m'a permis de me familiariser avec le site et de réaliser des mesures d'équivalence en eau de la neige. Lors des visites subséquentes, je suis allée installer deux lysimètres automatisés afin de récolter des données d'évapotranspiration, tout en faisant l'inventaire de végétaux. J'ai démonté mes systèmes, fait un relevé topographique de 1300 points sur la tourbière à l'aide d'un dGPS et pris aléatoirement 250 profondeurs de tourbe à l'aide d'une tige métallique graduée. Les limites du bassin versant du site à l'étude ainsi que celles du bassin limitrophe ont aussi été cartographiées. Lors de la dernière visite, je suis allée prendre des mesures d'équivalence en eau de la neige. Enfin, j'ai aidé à la récolte des données et à l'hivernage des stations météorologiques et participé aux travaux de terrain reliés aux projets de collègues œuvrant sur la même tourbière.

J'ai analysé les données de la station météorologique, de niveaux d'eau de puits installés par un collègue ainsi que des débits à l'exutoire mesurés à l'aide de canaux trapézoïdaux et j'ai calculé les bilans hydrologiques entre la période du 1^{er} juillet au 23 septembre 2009 à des pas de temps saisonnier, mensuel et quotidien. Les lysimètres installés sur la tourbière minérotrophe n'ayant pas fonctionné adéquatement, l'évapotranspiration a été obtenue par des formules semi-

empiriques (Penman-Monteith, Priestley-Taylor et Thornthwaite). J'ai par la suite apporté des corrections au lysimètre, réinstallé l'instrument sur une tourbière près de Québec et supervisé l'acquisition de données. J'ai également analysé des données Géoradar récoltées par une autre équipe sur le même site et réalisé par krigeage ordinaire une cartographie et un modèle numérique de terrain de la tourbière à l'aide de l'ensemble des données topographiques acquises (dGPS, profondeurs de tourbe et Géoradar).

Finalement, j'ai rédigé ce mémoire constitué de trois articles. Ce dernier a été corrigé par mes directeurs de recherche.

2. Contribution des co-auteurs

Les deux premiers co-auteurs, André St-Hilaire et Alain N. Rousseau, sont respectivement mon directeur et mon codirecteur de maîtrise. Ils ont, avec d'autres chercheurs du projet Aqualyse-II, choisi le site d'étude et établi les objectifs généraux de recherche. Ils m'ont proposé le sujet ainsi qu'expliqué tout ce que dernier impliquait. Ils ont défini avec moi le protocole de recherche et la méthodologie générale. Enfin, ils m'ont dirigée et conseillée dans l'analyse de mes données, m'ont motivée et ont corrigé ce présent mémoire.

Le troisième co-auteur, Sylvain Jutras, a été d'une grande aide à la coordination ainsi qu'à l'installation de plusieurs instruments sur le terrain (puits et canaux trapézoïdaux). Il m'a également conseillé dans le choix des pièces et instruments à commander pour monter un lysimètre. De plus, il a acquis, avec des aides de terrain, les données Géoradar ayant servi à ma cartographie. Le quatrième co-auteur, Gwenael Carrer, complète une thèse de doctorat sur le même site. Il a participé aux travaux de terrain. Les données de niveaux de nappe phréatique proviennent des puits qu'il a installés et les données de débits résultent des canaux qu'il a aidés à mettre en place. Il a coordonné également des sorties sur le terrain et a contribué à l'analyse des données. Enfin, le dernier co-auteur, Grégor Levrel, m'a dirigé avec Sylvain Jutras, dans la conception des lysimètres. Il a aidé à la programmation de ces instruments et a participé à l'étalonnage et l'installation sur le terrain. Il a également fourni plusieurs informations sur les sols tourbeux de ce secteur ainsi que leurs caractéristiques.

3. Contribution du mémoire

Ce mémoire de maîtrise contribue au domaine de l'hydrologie en milieu boréal, notamment en fournissant pour une première fois des caractérisations morphologique, topographique et hydrologique détaillées d'un petit bassin versant incluant une tourbière minérotrophe fortement aqualisée.

Dans un premier temps, le relevé topographique au dGPS, jumelé à des sondages de profondeurs de tourbe, ainsi que les transects au Géoradar ont permis de colliger une impressionnante banque de données. À l'aide du logiciel ArcGIS et de méthodes géostatistiques d'interpolation, un modèle numérique de terrain de l'écosystème a été construit. Une telle cartographie aussi détaillée ainsi qu'une analyse comparative de méthodes de mesure d'épaisseur de tourbe d'une tourbière de type minérotrophe au nord-boréal québécois n'ont jamais été faites auparavant. Une méthodologie similaire avait été employée par Dallaire (2010) sur une tourbière ombrotrophe.

Dans un deuxième temps, sur la base d'une étude récente produite par des chercheurs allemands, un lysimètre a été élaboré afin d'obtenir des valeurs d'évapotranspiration réelle sur un sol tourbeux. Cette mesure représente un défi de taille dans un écosystème souvent saturé d'eau et où la végétation inclut des plantes non vasculaires. L'utilisation de formules semi-empiriques est habituellement préconisée. Ce système robuste, basé sur des mesures de pression hydrostatique différentielles et automatisées, représente donc une nouvelle avancée dans le domaine.

Finalement, les bilans hydrologiques ont été calculés à des pas de temps saisonnier, mensuel et journalier, mettant ainsi en évidence les relations entre les différents processus hydrologiques sur une tourbière fortement aqualisée. Ce calcul apporte des précisions sur les proportions de chacune des variables et en particulier sur la dynamique du stockage en eau de cet environnement. En effet, l'estimation du stockage en eau d'une tourbière minérotrophe s'est avéré être l'élément limitant du calcul d'un bilan hydrologique en sol boréal tourbeux. Les analyses ont mis en évidence la nécessité de mener une étude plus approfondie sur la méthode de quantification de ce paramètre. Les données des bilans pourront servir à une modélisation hydrologique ultérieure et améliorer la compréhension des comportements présent et futur des processus hydrologiques régissant les petits bassins versants majoritairement constitués d'écosystèmes tourbeux minérotrophes. La mise en application d'un modèle hydrologique mieux

adapté aux milieux tourbeux pourrait contribuer à une meilleure prévision des apports en eau aux différents barrages hydroélectriques à proximité.

En conclusion, ces articles apportent une contribution originale au domaine de l'hydrologie du nord-boréal québécois.

Chapitre 1

Mise en contexte et synthèse du mémoire

Chapitre 1 : Mise en contexte et synthèse du mémoire

1. Revue littéraire

1.1 Les tourbières et leur répartition

Les écosystèmes tourbeux représenteraient globalement une superficie d'environ 4 millions de km² (Francez, 2000; Joosten et Clarke, 2002). Au Canada, les tourbières couvrent entre 10,5 et 17,0% de l'ensemble des terres (Lafleur *et al.*, 2005; Letts *et al.*, 2008; Payette et Rochefort, 2001, Tarnocai *et al.*, 2000; Rubec, 2000). Au Québec, ce pourcentage se situe entre 9,0 et 12,0%, avec une majorité localisée dans la région des basses terres hudsoniennes et jamésiennes (Payette et Rochefort, 2001). Au nord-est du bassin versant de la rivière La Grande, où les aménagements hydroélectriques sont multiples, les tourbières minérotrophes couvrent plus de 20% du territoire (Payette et Rochefort, 2001).

Une tourbière est par définition (d'un point de vue hydrologique), un milieu humide généralement acide qui, à l'état naturel, est recouvert de végétation apte à la formation de tourbe et où la nappe phréatique est élevée (Payette et Rochefort, 2001; Rydin et Jeglum, 2006). Les tourbières, contenant entre 90 et 95% d'eau, ont en général une nappe affleurante permettant la croissance d'une végétation hydrophile et une activité biologique adaptée (Francez, 2000; Tarnocai, 1980). Les sphaignes et les mousses brunes, sans stomates, constituent la végétation dominante des tourbières. Ces organismes ont la capacité d'absorber une grande quantité d'eau (10 à 15 fois leur poids sec) et par le fait même d'acidifier le milieu, favorisant ainsi leur croissance et l'accumulation de tourbe (Rydin et Jeglum, 2006). Au Canada, est considéré comme une tourbière, un milieu ayant un dépôt de tourbe de plus de 40 cm (Price et Waddington, 2000; Warner et Rubec, 1997; Zoltai *et al.*, 1975). Selon le système canadien des sols, la tourbe est un milieu poreux contenant plus de 30% de son volume en matière organique (en poids sec). La tourbière peut aussi être définie comme étant un écosystème dont le développement est influencé par un substrat généralement mal drainé et où la tourbe s'accumule plus vite qu'elle ne se décompose, en raison des conditions anaérobies (Damman, 1979; Francez, 2000). Elles se forment généralement dans des zones planes, mal drainées et où les précipitations sont abondantes (Price *et al.*, 2005).

1.2 Types de tourbières

Il existe plusieurs classifications des tourbières dont celles basées sur la morphologie de surface, la végétation, la composition chimique de l'eau ou l'approvisionnement en nutriments (Rydin et Jeglum, 2006). D'un point de vue hydrologique, deux types de tourbières sont suggérées : ombrotrophes et minérotrophes.

Les tourbières ombrotrophes (ou bogs), par définition, sont alimentées en eau et en éléments nutritifs par les précipitations et le vent (Payette et Rochefort, 2001; Rydin et Jeglum, 2006). L'accumulation de tourbe isole graduellement les plantes en élevant la tourbière au dessus de la nappe phréatique (Payette et Rochefort, 2001). Elle développe ainsi des conditions acides (pH variant de 3,5 à 4,2), devient pauvre en minéraux (conductivité $< 80\mu\text{S/cm}$ et contenu en Ca $< 2 \text{ mg/l}$) et s'appauvrit en plantes vasculaires (Rydin et Jeglum, 2006). Sa végétation peu diversifiée est dominée par les sphaignes, souvent accompagnées de plantes herbacées, d'arbustes (éricacées) et d'arbres (mélèze et épinette noire). Les tourbières minérotrophes (ou fens), quant à elles, sont alimentées par la pluie, le ruissellement amont et la nappe phréatique (niveau plus haut). Un nombre plus important de mares est remarqué à la surface de ces tourbières. On y retrouve une circulation en eau plus grande, aussi minime et lente soit-elle, ainsi qu'une pente plus prononcée et bien souvent des dépressions (Payette et Rochefort, 2001). Les concentrations en minéraux (conductivité $> 80\mu\text{S/cm}$ et contenu en Ca compris entre 2 et 50 mg/l) et le pH (variant entre 4,6 et 7,5) sont par le fait même plus élevés. On peut également y distinguer un exutoire bien défini dans la plupart des cas. La végétation est composée en majorité des mousses brunes ainsi que des cypéracées, des graminées et petits arbustes (Rydin et Jeglum, 2006).

Évidemment, la plupart des tourbières ne sont pas strictement ombrotrophes ou minérotrophes, surtout dans des zones où elles couvrent plusieurs dizaines de kilomètres de superficie (Payette et Rochefort, 2001). La complexité spatiale des éléments distinguant les deux types de tourbe, suggère alors deux stades de développement du même écosystème plutôt que deux types de tourbière distincts (Charman, 2002; Payette et Rochefort, 2001).

1.3 Principaux processus de formation des tourbières

L'évolution des habitats en tourbières peut être entraînée à la suite de changements des conditions hydrologiques et atmosphériques. Elles peuvent par exemple se former par comblement, par paludification ou par formation primaire de tourbe (Payette et Rochefort, 2001).

1.3.1 Formation par comblement

Une des principales hypothèses de formation des tourbières est le comblement. Suite à la dernière glaciation, la fonte de blocs de glace épars a entraîné la formation de kettles (petits lacs peu profonds) (Pagé, 1999). Ces derniers peuvent s'être fait combler avec le temps par du charbon, du lignite ou des boues lacustres (Rydin et Jeglum, 2006).

Les stades d'entourbement dépendent toutefois de la végétation bordière, de la topographie et du drainage du bassin-versant (Payette et Rochefort, 2001). En temps de bas niveau lacustre ou de sécheresse prolongée, la végétation aura tendance à gagner du terrain et s'ancrer d'avantage, selon la pente du fond du lac (Payette et Rochefort, 2001). Les hauts niveaux d'eau peuvent retarder l'entourbement.

1.3.2 Formation par paludification

La paludification, deuxième hypothèse de formation, implique des processus écologiques (Payette et Rochefort, 2001). Elle peut être causée par la croissance et la remontée de la nappe phréatique, entraînant les sels minéraux environnants dans le système, phénomène pouvant être accéléré par des coupes forestières, feux de forêts et barrages de castor (Payette et Rochefort, 2001). Elle peut aussi être le résultat de la formation d'horizons de minéraux minces, durs et imperméables entraînant un ralentissement de la circulation de l'eau et une limitation de la pénétration des racines (Payette et Rochefort, 2001). Un tapis organique acide et bien décomposé peut se former et retenir l'eau, limitant ainsi le drainage. Le scellage des pores d'un sol minéral par des particules de matière organique ou à une certaine latitude, le pergélisol, peuvent ralentir le débit de l'eau et augmenter l'humidité du sol (Rydin et Jeglum, 2006). Tous ces processus favorisent l'apparition de sphaignes et d'éricacées.

1.3.3 Formation primaire de tourbe

La formation primaire de tourbe constitue une troisième hypothèse. Les tourbières peuvent être formées à la suite de processus autogènes. Il peut y avoir développement de tourbe directement sur un sol minéral humide (Payette et Rochefort, 2001). Des terres émergentes par un relèvement isostatique, des dépôts volcaniques, des dunes, des plaines alluviales, des deltas, des mines à ciel ouvert, des carrières ou des dépôts miniers, sont tous des environnements pouvant

mener à la formation d'une tourbière (Payette et Rochefort, 2001). Ce mode d'entourbement nécessite selon les hypothèses, un minimum et une distribution régulière de jours de pluie, une température ainsi qu'une aération adéquate pour permettre la décomposition (Rydin et Jeglum, 2006).

1.4 Terminologie spécifique au domaine de l'hydrologie

Ce mémoire étant une exigence partielle au diplôme de maîtrise en sciences de l'eau, le vocabulaire associé à l'hydrologie est employé. Il importe donc de bien définir la terminologie utilisée afin d'assurer la compréhension des lecteurs de plusieurs disciplines.

En géomorphologie et en écologie, les termes *dépôt de tourbe*, *catotelme* et *acrotelme* sont utilisés. Le *catotelme* représente la couche de dépôt organique (de tourbe), occupant la plus grande partie de la colonne sédimentaire, ayant une faible conductivité hydraulique et une décomposition lente (Payette et Rochefort, 2010). L'*acrotelme* est la couche de surface, affectée par des fluctuations de la nappe phréatique, périodiquement sous des conditions aérobies.

En hydrologie, il existe des mots spécifiques pour définir les couches d'un dépôt de tourbe (*matrice poreuse* peut être utilisé pour définir le milieu). Les termes utilisés sont la *zone saturée*, la *frange capillaire* et la *zone non-saturée* (Banton et Bangoy, 1997). Selon le glossaire international d'hydrologie de l'UNESCO (2000), la *zone saturée* signifie la couche dont tous les pores sont continuellement remplis d'eau (équivalent de la partie inférieure et saturée en eau de façon permanente du *catotelme*). La *zone non-saturée* représente la strate dont les pores ne sont jamais entièrement remplis d'eau (la partie supérieure de l'*acrotelme*). La *frange capillaire* est le terme spécifique à la zone située entre la zone saturée et non-saturée. Cette zone est soumise aux fluctuations de la nappe, donc sous conditions anaérobies et aérobies.

1.5 Hydrologie et phénomène d'aqualyse des tourbières du nord-boréal québécois

Les tourbières minérotrophes du nord-boréal québécois sont peu documentées dans la littérature. Pourtant, l'hydrologie est le facteur le plus important contrôlant les processus physiques, chimiques et biologiques de ces milieux (Dissanska *et al.*, 2007). La compréhension approfondie de ces processus s'avère donc essentielle.

Au nord-est du bassin versant de la rivière La Grande, des pentes moyennes variant entre 0,1 à 1,9% ont été répertoriées par Tardif (2010) et White (comm. pers. 2010). La

microtopographie des tourbières de cette latitude, *i.e.* une alternance de longues mares et de lanières parallèles entre elles et perpendiculaires à l'écoulement, influence leur capacité de stockage en eau (Price et Maloney, 1994). Cette dernière est directement liée à la superficie de mares présentes sur le site (Glenn et Woo, 1997). Price et Waddington (2000) ont mis en évidence un effet tampon des tourbières inversement proportionnel à leur hauteur de nappe phréatique. Les taux de ruissellement sont positivement corrélés avec le pourcentage de tourbières minérotrophes d'une région (Quinton *et al.*, 2003) et également plus importants en temps humide (Tardif, 2010).

Des campagnes de terrain réalisées depuis 2002 ont permis d'observer un phénomène touchant plusieurs tourbières minérotrophes du bassin versant de la rivière La Grande. Ces dernières sont sujettes à un agrandissement de la surface de leurs mares, devenant ainsi plus larges et coalescentes (Dissanska *et al.*, 2007). Un examen détaillé des mares par des équipes de terrain en 2002 et 2003 a mis en évidence des restes de lanières ennoyées de différentes tailles (Tardif, 2010). Ces observations suggèrent une dégradation des parties les plus basses des lanières. Cette évolution vers un habitat aquatique, nommée *Aqualyse* par Payette (2008), peut modifier grandement leur bilan hydrologique par la création ou l'agrandissement de mares et la réduction de superficie de forêt (Dissanska *et al.*, 2009; Tardif, 2010). Les nouvelles connexions hydrologiques augmenteraient le ruissellement de surface, affectant ainsi les apports en eau aux exutoires.

Le XX^e siècle a été marqué par une augmentation de la hauteur d'eau des écosystèmes aquatiques (Bégin, 2001; Payette et Delwaide, 1991). Cette hausse observée durant une longue période a pu avoir une influence sur les tourbières minérotrophes du complexe La Grande. Des études sur le changement climatique suggèrent des augmentations de température et du taux de précipitation annuel moyen durant le prochain siècle (Dissanska *et al.*, 2007). Ces effets, toutefois méconnus pour le nord boréal québécois, pourraient intensifier le phénomène d'aqualyse.

Des études plus approfondies de ces systèmes pourraient améliorer les modèles de prévision hydrologique et à la fois, la gestion de la ressource en eau à cette latitude.

1.6 Méthodes de caractérisation géomorphologique d'une tourbière

La caractérisation et la représentation d'un écosystème de manière tridimensionnelle peut être réalisée à l'aide de plusieurs techniques.

Une banque de données préexistantes peut être colligée et/ou une interprétation de photographies aériennes peut être faite afin de planifier les campagnes de terrain nécessaires. Tout dépendant de leur disponibilité, des images satellitaires offrent la possibilité d'études géomorphologiques par la télédétection. Il peut s'avérer intéressant d'effectuer des mosaïques, de traiter les images en leur appliquant différents filtres et d'effectuer une classification afin de mettre en évidence différents biotopes de la tourbière (Dissanska *et al.* 2007; 2009). La photogrammétrie peut être utilisée. Cette dernière est une technique permettant de positionner et d'exécuter des mesures spatiales à partir de différentes vues d'un objet ou d'un site représentées sur des images numériques ou des photographies (Caloz et Collet, 2001).

Sur le terrain, des méthodes d'arpentage peuvent être utilisées. Le dGPS ou le tachéomètre sont des techniques, précises et relativement peu coûteuses d'obtenir un nombre important de points topographiques en peu de temps. Le Géoradar quant à lui, offre un potentiel intéressant concernant l'étude stratigraphique des dépôts de tourbe (Baraniak et Associates, 1983; Dallaire, 2010). Il est également possible de quantifier l'épaisseur de tourbe manuellement avec une tige graduée, une sonde Hiller ou un carottier (Dallaire, 2010).

L'utilisation de Système d'Information Géographique (*SIG*) offre un potentiel infini pour saisir, extraire, mesurer, transformer, analyser, modéliser, simuler et cartographier des processus ou un écosystème localisé dans un espace géographique (Dallaire, 2010). Des interpolations géostatistiques, utilisant le krigeage par exemple, peuvent également être réalisées (Govaerts, 1997). L'utilisation d'un *SIG* s'avère être une obligation lors de la caractérisation d'un écosystème.

1.7 Calcul du bilan hydrologique d'une tourbière

Le fonctionnement ainsi que l'interaction entre les différents processus hydrologiques d'un écosystème tourbeux peuvent être approfondis par le calcul d'un bilan hydrologique (Ingram, 1983). Ce dernier peut être calculé comme suit :

$$P - Q - ET = \Delta WL + \eta = \Delta s \quad (\text{Équation 13, Chapitre 4})$$

où P représente les précipitations, Q le ruissellement de surface, ET l'évapotranspiration, ΔWL la variation du niveau de nappe phréatique, η le terme résiduel d'erreur et Δs la variation de stockage en eau, le tout en mm par unité de temps. Il n'existe pas qu'une seule façon de mesurer chacun des paramètres, l'instrumentation peut varier en fonction : (1) de la configuration du site

et des conditions d'écoulement; (2) du matériel de mesure, du temps et de la main d'œuvre disponible et (3) de la précision souhaitée.

1.7.1 Précipitations (*P*)

Les précipitations représentent le principal intrant dans le bilan hydrologique (Ward et Trimble, 2004). Dans ce terme peuvent être inclus les précipitations liquides, solides et la condensation, habituellement mesurées à l'aide de pluviomètre (Ingram, 1983). Des pluviomètres à auget basculant ou à pesées peuvent être déployés pour prendre les mesures. L'hiver, ces appareils peuvent fonctionner si on ajoute un composé de glycol-éthanol permettant de fondre la neige. L'accumulation de neige peut aussi être mesurée par carottage ou à l'aide des sondes à ultrasons. L'acquisition de données comporte une certaine marge d'erreur engendrée par la turbulence du vent. Ce phénomène affecte surtout la mesure de neige, étant moins lourde que la pluie (Tardif, 2010). Les variations locales de précipitations peuvent également apporter une incertitude importante.

1.7.2 Ruissellement (*Q*)

Second terme du bilan, le ruissellement peut être de deux types : écoulement hypodermique (eau infiltrée dans les couches de tourbe) et ruissellement de surface (excès d'eau non-infiltrée dans le sol) (Kvaerner et Klove, 2008; Ward et Trimble, 2004). La mesure correspond alors à l'eau s'écoulant par gravité le long des pentes du bassin versant (Daniels *et al.*, 2008; Tardif, 2010). Dans une tourbière, le ruissellement peut être calculé à l'exutoire du site en continu à l'aide de canaux trapézoïdaux et de courbes de tarage (Clerc, 2009; Tardif, 2010). Comme l'exutoire d'une tourbière peut parfois être diffus, une digue peut être construite. Cette dernière permet de s'assurer que le ruissellement se dirige vers les canaux.

D'autres méthodes, peu adaptée à des tourbières isolées, peuvent être utilisées pour mesurer un débit : traceurs chimiques, conductivité électrique, gradients hydrauliques, calculs de perméabilité de la tourbe, *etc.* (Kvaerner et Klove, 2008; Tardif, 2010).

1.7.3 Évapotranspiration (*ET*)

Troisième paramètre du bilan, l'évapotranspiration est le processus combiné par l'évaporation et la transpiration. L'eau liquide est convertie en vapeur et transportée vers

l'atmosphère, que ce soit par le sol ou la végétation (Ward et Trimble, 2004). Ce terme peut inclure la sublimation nivale (Ward et Trimble, 2004). Les principales sources d'énergie requise pour ce changement de phase sont la radiation solaire directe et la température de l'air.

Sa mesure en sol tourbeux représente un défi et est peu documentée dans la littérature (Keleman et Ingram, 1999; Lafleur *et al.*, 2005; Petrone *et al.*, 2006, 2007 et 2008; Schwaertzel et Bohl, 2003; Schwaertzel *et al.*, 2006; Waddington *et al.*, 2009). Des mesures directes peuvent être utilisées, comme la mesure du flux de chaleur latente (méthode Eddy covariance, Baldocchi *et al.*, 1988) ou l'utilisation de lysimètres (Lafleur *et al.*, 2005; Schwaertzel et Bohl, 2003; Schwaertzel *et al.*, 2006).

Les taux d'évapotranspiration potentielle peuvent également être estimés à l'aide d'équations semi-empiriques. La méthode de Penman-Monteith (1965) tient compte de la température de l'air, la radiation solaire directe, l'albédo, la latitude, la pression barométrique, la pression de vapeur, l'humidité relative ainsi que la vitesse du vent et la hauteur de l'anémomètre. La formule de Priestley-Taylor (1972) est une version simplifiée de l'équation de Penman-Monteith, remplaçant les termes aérodynamiques par un coefficient adimensionnel empirique. La méthode de Thornthwaite (1948), plus simple, l'estime en utilisant seulement le nombre d'heures d'ensoleillement et la température de l'air. Toutefois, des études ont montré que l'estimation de l'évapotranspiration par des formules semi-empiriques n'était pas tout à fait juste (Lafleur *et al.*, 2005; Petrone *et al.*, 2007).

1.7.4 Variations du niveau de nappe phréatique (ΔWL) et du stockage en eau (Δs)

La position de la nappe phréatique (ΔWL), soit la limite supérieure de la zone saturée, constitue le quatrième terme du bilan hydrologique. La mesure du ΔWL est relativement simple. Cette variation peut être mesurée directement à l'aide de puits contenant des jauges permettant un enregistrement de la pression hydrostatique. Cette mesure, corrigée pour soustraire à la pression atmosphérique, donne une valeur de ΔWL à un point spécifique. De plus, les puits doivent être assez nombreux et installés à divers endroits sur le site d'étude, car des études ont suggéré une variabilité spatiale causée par les structures microtopographiques et végétales (Tardif, 2010).

La mesure du ΔWL constitue une variable simplifiée du terme de stockage en eau (Δs) (Tardif, 2010). L'évaluation du stockage est complexe dans une tourbière, étant donné l'expansion et la compression de la tourbe (Price et Schlotzhauer, 1999). Cette variation peut être

le résultat du gel ou du relâchement de méthane (Fritz *et al.*, 2008). La conductivité hydraulique est alors moins importante quand la compaction est à son maximum. Il est possible d'estimer le stockage en eau comme étant le terme résiduel du bilan hydrologique (Équation 13; Chapitre 4), *i.e.* le résultat de l'addition des précipitations (P), du ruissellement (Q) et de l'évapotranspiration (ET) à un pas de temps donné. Il faut toutefois assumer que le taux de stockage en eau contient les incertitudes de tous les paramètres (η). Selon Tardif *et al.* (2009), cette méthode ne s'applique pas sur des bilans journaliers ou hebdomadaires, le ruissellement et la variation de nappe phréatique n'étant pas synchrones.

2. Projet de recherche

Les tourbières font l'objet de nombreuses études en hydrologie (ex. : Baird *et al.*, 2008; Daniels *et al.*, 2008; Fritz *et al.*, 2008; Jens et Klove, 2008; Loheide II, 2008; Petrone *et al.*, 2007; Schwaertzel et Bohl, 2003). Quelques études ont été auparavant réalisées sur des tourbières dont le niveau d'aqualyse était majoritairement faible ou moyen (Tardif, 2010). Le projet multidisciplinaire, traitant à la fois des gaz à effet de serre, de l'écologie, de la télédétection et de l'hydrologie, dans lequel s'insère la présente étude, s'intéresse à une tourbière minérotrophe fortement aqualysée située dans la portion nord-est du bassin versant de la rivière La Grande (54°06'868" N, 72°30'083" O) (figure 2-1). Dans le volet hydrologie, on cherche à mieux comprendre les processus d'écoulement vertical et amont-aval de l'eau. Éventuellement, l'information acquise servira à améliorer les modèles conceptuels de prévision des apports. Ces améliorations passent inévitablement par une description du milieu physique, de même que par une meilleure compréhension et représentation de chaque terme du bilan hydrique.

Le mémoire de maîtrise est divisé en trois articles (chapitres 2, 3 et 4). Le premier article présente un modèle numérique de terrain par krigeage ordinaire et une analyse comparative des deux types de mesure sur la tourbière : les relevés Géoradar et les relevés de profondeurs mesurés manuellement et géoréférencés. Le second décrit l'élaboration d'un lysimètre automatisé, permettant le calcul de l'évapotranspiration réelle dans un sol tourbeux. Les points forts et les points faibles de l'implantation de ce système dans un environnement comme le moyen-nord québécois y sont discutés. Enfin, le dernier article traite du calcul du bilan hydrologique de la tourbière de juillet à septembre 2009 à des pas de temps journalier, mensuel et saisonnier et ce, en mettant l'emphase sur le stockage en eau dans cet écosystème.

3. Questions de recherche, hypothèses de travail et objectifs poursuivis

Étant donné qu'il existe peu d'information sur la physiographie des petits bassins versants dominés par des tourbières boréales minérotrophes fortement aqualysées, il est de mise de se poser la question suivante : Peut-on cartographier en trois dimensions cet écosystème et existe-t-il une relation entre l'emplacement des mares et l'épaisseur de tourbe? Une fois le bassin versant bien défini, on s'intéresse au bilan hydrologique. Peut-on mesurer directement chacune des composantes du bilan hydrologique et en estimer l'imprécision?

Les hypothèses de travail suivantes ont servi de fil conducteur aux travaux de recherche :

- La variabilité de l'épaisseur de tourbe dans une tourbière fortement aqualysée est liée : (1) au contexte topographique sous-jacent et (2) à sa microtopographie de surface et à sa pente;
- L'évapotranspiration réelle constitue un flux d'eau important dans le cycle hydrologique d'une tourbière;
- À des pas de temps supérieurs à la journée, et pour des périodes avec précipitations moyennes, une tourbière fortement aqualysée a une bonne capacité de rétention de l'eau. Cette capacité diminue rapidement avec une augmentation des précipitations.

La recherche poursuit donc trois principaux objectifs :

- (1) Caractériser les variabilités topographique et morphologique du bassin versant à l'étude afin de réaliser un modèle numérique de terrain et d'estimer différents paramètres importants (pourcentage d'eau libre, pente moyenne, épaisseur de la tourbe, *etc.*);
- (2) Mesurer l'évapotranspiration réelle sur un sol tourbeux à partir d'un lysimètre automatisé et montrer les points forts et faibles de l'implantation de ce type de système;
- (3) Calculer le bilan hydrologique pour la saison sans glace, ainsi qu'à des pas de temps plus fins, à partir des données de précipitation, de ruissellement de surface, de niveau de la nappe phréatique et d'évapotranspiration potentielle prises sur la tourbière à l'été 2009.

4. Méthodes

4.1 Site d'étude

Le terrain à l'étude, un bassin versant incluant une tourbière minérotrophe fortement aqualysée, est situé dans les basses terres de la Baie-de-James, plus précisément à 15 kilomètres du barrage La forge-1 d'Hydro-Québec. Cette tourbière est divisée en deux sections, constituées d'une série de mares et lanières parallèles entre elles et perpendiculaires à la pente principale (ou à la direction dominante de l'écoulement), et d'une mare de plus grande superficie, située à l'amont de l'exutoire. L'assise rocheuse est principalement constituée de tonalite et de gneiss. On retrouve des dépôts glaciaires et des affleurements rocheux sur les collines (Dissanska *et al.*, 2007). La végétation prédominante sur ce site est constituée de petits arbres (*Picea mariana* (Mill.) BSP et *Larix laricina* (Du Roi) K. Koch), d'éricacées dont *Kalmia polifolia* Wangehn. et *Chamaedaphne calyculata* (L.) Moench, de cypéracées (principalement *Carex* sp.) et de bryophytes avec une dominance de mousses brunes sur les platières et une importante présence de *Sphagnum* sp. sur les lanières et les buttes (Tardif, 2010).

4.2 Relevés de terrain

Plusieurs campagnes de terrain ont été réalisées dans le but d'effectuer des caractérisations physiographique et hydrologique du bassin à l'étude.

4.2.1 Morphologie et topographie du site

Les données topographiques ont été obtenues à l'aide de deux méthodes de mesure sur le terrain : une localisation par un dGPS accompagnée de sondages de profondeurs par une tige graduée et avec un Géoradar. Ces campagnes de terrain ont permis de colliger une banque de données comprenant 32 transects au Géoradar (longueur totale des transects de 7,08 km), 1416 points dGPS ainsi que 251 profondeurs de tourbe. Ces éléments ont servi à mettre en évidence la pente du site, les pourcentages d'occupation du sol, la topographie de surface ainsi que la répartition de l'épaisseur de tourbe en fonction des deux méthodes de mesure (section 2.2; Chapitre 2).

4.2.2 Hydrologie du site

De nombreux instruments ont été mis en place afin d'obtenir des données de précipitation (P), de niveau d'eau (WL), de ruissellement de surface (Q) et d'évapotranspiration potentielle (ETP) et réelle (ETR) et ce, afin de calculer le bilan hydrologique du site. Une station météorologique située à environ 2 km (54°06'05.08 N; 72°30'44.10 O) a permis l'acquisition des données de précipitations (mm) ainsi que des mesures de variables nécessaires au calcul de l' ETP : température de l'air (°C), pression atmosphérique (kPa), humidité relative (%), vitesse du vent (m/s), radiation solaire directe (J) et pression partielle de vapeur (kPa). Les niveaux d'eau ont été obtenus à partir de jauges à pression hydrostatique insérées dans cinq puits situés sur la tourbière. Des niveaux d'eau sont mesurés à l'exutoire du site par deux canaux trapézoïdaux (un grand et un petit) jumelés à des puits contenant également une jauge à pression hydrostatique. Ces hauteurs d'eau sont converties en débit à l'aide de courbes de tarage du fournisseur. Les données du plus petit canal (plus précis) ont été utilisées, sauf durant les périodes de crue. Le chapitre 4 donne de plus amples explications sur les appareils de mesure, leur fonctionnement, leur précision ainsi que leur emplacement sur le site.

Un lysimètre automatisé, appareil permettant la mesure de l'évapotranspiration réelle, a été adapté d'un design proposé par Schwaertzel et Bohl (2003). Cet appareil a initialement été installé sur le site. Ce système consistait à maintenir en équilibre hydrique un cube isolé de matrice tourbeuse avec la nappe environnante et ce, afin de calculer la lame d'eau évaporée en mm par jour. Les efforts déployés sur le système en milieu nordique n'ont pas porté fruit, les capteurs de pression utilisés initialement étant inadéquats (Omega Engineering inc., PX-26 005-DV WET/DRY 0-1 psig, incertitude 0,25% FS). De nouveaux capteurs plus robustes ont été achetés (Instrumentation Northwest, inc; PS9800, incertitude ± 0.7 mm) afin de remonter le lysimètre et acquérir des données d'évapotranspiration réelle dans une tourbière près de Québec. Le lysimètre ainsi qu'un pluviomètre, installés du 12 au 27 juillet 2010, ont enregistré des données toutes les quinze minutes. Ces mesures ont permis avec succès de connaître les taux d'évapotranspiration réelle, en mm/jour. Le chapitre 3 offre d'avantage d'éclaircissements à ce sujet.

4.3 Représentation 3D du site à l'étude

Le traitement géomatique, menant à la réalisation de la représentation tridimensionnelle du site d'étude, a été réalisé en deux grandes étapes.

- Les données acquises avec un dGPS ont tout d'abord été traitées dans le logiciel *ArcGIS* (version 9.2) et superposées à une image GeoEye (acquise le 08/08/2009, résolution 0,50 m) afin de numériser l'ensemble des mares, le contour de la tourbière ainsi que les limites du bassin versant. Les points dGPS ont par la suite été interpolés par krigeage ordinaire (modèle de variogramme gaussien), permettant ainsi de visualiser la topographie de surface du bassin versant.
- Les profondeurs de tourbe acquises avec le Géoradar ont été comparées avec les données prises manuellement avec la perche. Pour ce faire, une tranchée sur une platière et une mesure sur une mare ont servi de méthode de validation sur le terrain (identification et mesure des horizons). Ces dernières ont permis de déterminer des vitesses de propagation de l'onde dans les différents substrats. Les transects Géoradar ont par la suite été transformés en jeux de points dans *ArcGIS* (version 9.2), permettant ainsi la sélection de couples de points Géoradar-Perche. Les profils Géoradar ont été insérés dans le logiciel *Radan Data Analyzer* (version 6.5) afin d'interpréter l'épaisseur de tourbe associée. Les profondeurs obtenues par les deux méthodes d'acquisition sur le terrain ont également été interpolées par krigeage ordinaire, permettant ainsi de mettre en évidence les endroits où une méthode diffère de l'autre.

Suite à ces étapes, un *TIN* (*Triangular Irregular Network*) fut créé à partir de chacune des deux interpolations (dGPS et perche graduée), permettant la réalisation de profils multicouches avec la boîte d'outils *Easy Profiler* d'*ArcGIS* (ESRI). Un algorithme sélectionne 100 points de surface et de profondeurs provenant d'une zone incluse dans une marge de 30 mètres de part et d'autre d'un transect tracé manuellement.

Les *TIN* ont ensuite été insérés dans *ArcScene* (ESRI) avec une exagération verticale de 2x. Le *MNT* ainsi créé permet la visualisation du site d'étude en 3D.

4.4 Bilans hydrologiques et stockage en eau

Les données enregistrées par les jauges à pression hydrostatique contenues dans les différents puits ont été corrigées pour l'influence de la pression atmosphérique à l'aide d'une jauge à pression atmosphérique de type Barologger (Solinst, incertitude $\pm 0,1\%$) installée à proximité. Cette dernière ayant subi un bris, une régression linéaire a été réalisée entre le baromètre de la station météorologique et le Barologger. Cette correction aux jauges (soustraction de la pression atmosphérique) a été appliquée aux données de niveaux de la nappe phréatique (WL) et de niveaux d'eau à l'exutoire. Une transformation en débit (Q) des niveaux d'eau à l'exutoire est faite à l'aide de courbe de tarage fournie par le manufacturier. Les taux de précipitation (P) ont été enregistrés à la station météorologique par un pluviomètre à auget basculant (CS700 Campbell Scientific, incertitude $\pm 2\%$). L'évapotranspiration potentielle (ETP) a été calculée à l'aide de trois équations empiriques : Thornthwaite, Priestley-Taylor et Penman-Monteith (section 2.2.4 chapitre 4). L'ensemble des données a été intégré à un pas de temps journalier.

Les données de différents puits ainsi que celles résultant des trois méthodes de calculs d' ETP ont subi un test d'analyse ANOVA afin de vérifier si les moyennes (des niveaux de puits et de l' ETP , respectivement) étaient significativement différentes. Il s'est avéré adéquat d'effectuer une moyenne des cinq puits (pas de différence significative). Par contre, les taux d' ETP obtenus par la formule de Penman-Monteith différaient significativement ($F=0,925$, $p<0,05$) de ceux obtenus par les deux autres formules. Ainsi, deux calculs de bilan hydrologique ont été faits : l'un utilisant l' ETP calculée avec la formule de Penman-Monteith et l'autre utilisant les ETP moyennées des deux autres formules. Les bilans hydrologiques ont été calculés à des pas de temps saisonnier, mensuel et quotidien, entre le 1^{er} juillet et le 23 septembre 2009, à l'aide de l'équation suivante :

$$P + \Delta WL - Q - ETP = \eta \quad (\text{Équation 10, chapitre 4})$$

où η correspond au terme d'erreur, en mm/jour. Lorsque cette équation est écrite, l'hypothèse que l' ETR peut être estimée par l' ETP est stipulée, ce qui sous-entend que le site à l'étude est caractérisé par des conditions optimales d'approvisionnement en eau et de transfert de la vapeur d'eau.

Un pourcentage d'eau important, se situant dans la frange capillaire et la zone non-saturée, est omis par la mesure de la jauge à pression hydrostatique (Banton et Bangoy, 1997). La

mesure de nappe phréatique (WL) étant conséquemment impartie d'une importante incertitude, fut alors jumelée au terme d'erreur (équation 13), constituant ainsi une variation de stockage en eau en fonction du temps.

$$P - Q - ETP = \Delta WL + \eta = \Delta s \quad (\text{Équation 13, Chapitre 4})$$

Le stockage en eau d'un écosystème tourbeux est une variable difficile à estimer. Une régression linéaire a été réalisée afin de vérifier la variance de stockage en eau de la tourbe (Δs) expliquée par la mesure du puits (ΔWL).

5. Résultats

Cette section présente un résumé des principaux résultats obtenus à partir des analyses produites à la suite des différentes campagnes de terrain effectuées sur le site d'étude dans le nord-boréal québécois et sur la tourbière située à Pont-Rouge, près de Québec (lysimètre automatisé).

5.1 Caractérisation physiographique du site d'étude

L'acquisition de données par les différentes méthodes d'arpentage (dGPS, perche graduée et Géoradar) ainsi que leur traitement géomatique avec ArcGIS a permis de caractériser les profondeurs de tourbe et l'occupation du sol en surface (*e.g.* dimensions des mares) sur le site.

Le bassin versant, d'une superficie de 125 490 m² (12,5 ha) contient 71,9% de forêt, 19,1% de tourbière et 9,0% de mares. La section nord de la tourbière correspond à 49,0% de sa superficie, la section sud à 36,8% et la région de la grande mare et de l'exutoire à 14,2%. Cette dernière, ayant une superficie presque trois fois moindre à la section nord, contient le même pourcentage d'étendue d'eau, rendant ainsi l'aqualyse du site plus importante en aval. Le site compte 121 lanières ayant respectivement une largeur et une longueur moyenne de 2,24 mètres et 13,04 mètres. Un total de 110 mares, ayant au minimum 4,0 m² et en moyenne 98,7 m² de superficie a été recensé, chiffrant ainsi le taux d'aqualyse du site à 31,0%. Au niveau des deux sections, les mares ont une superficie moyenne de 74 m². La mare de plus grande superficie, située juste en amont de l'exutoire, occupe quant à elle 2 702 m² (0,27 ha).

Le krigeage ordinaire effectué à partir des données dGPS ($RMS=0,28$ m) a permis d'estimer la topographie de surface du bassin versant. Les altitudes varient entre 439,20 mètres à l'aval et 448,82 mètres à l'amont, lui conférant ainsi une pente de 1,77% (calculée dans la

direction de l'écoulement moyen, -135° par rapport au nord). La topographie de l'assise minérale, calculée à partir du krigeage ordinaire des données de perche ($RMS=0,59$ m) et de Géoradar ($RMS=0,61$ m), varie respectivement entre 437,35 et 441,01 mètres (pente moyenne de 1,83% à -135° par rapport au nord) et 438,00 et 443,13 mètres (pente moyenne de 1,22% à -135° par rapport au nord). Les deux méthodes d'acquisition se distinguent l'une de l'autre. Le coefficient de détermination entre les résultats obtenus par les deux techniques est de 0,56. Lorsque l'épaisseur de tourbe atteint 100 à 150 cm, les données obtenues sont équivalentes. Par contre, les données Géoradar interprétées semblent ne jamais être supérieures à une épaisseur de 210 cm. Près des mares, les profondeurs acquises par les deux méthodes présentent des écarts plus importants. Sur les platières, le Géoradar surestime la profondeur mesurée par la tige métallique. Les profondeurs sont similaires au niveau des lanières.

Les profils transversaux, réalisés à partir des données acquises par les différentes techniques d'arpentage, mettent en évidence une épaisseur de tourbe plus importante en aval du site (entre 70 et 180 cm de différence). Visuellement, ces endroits correspondent également à ceux où sont situées les mares de plus grande superficie.

5.2 Caractérisation hydrologique du site d'étude

Les données hydrométéorologiques enregistrées entre le 1^{er} juillet et le 23 septembre 2009, à partir d'une instrumentation relativement simple sur le site d'étude, ont apporté plusieurs renseignements sur le comportement hydrologique du bassin versant étudié.

Les plus hauts taux de précipitations ont eu lieu au mois d'août (55% des précipitations totales), avec deux événements majeurs entre les 2 et 5 août (56,9 mm) et entre les 25 et 27 août (46,7 mm). Durant la période d'étude un total de 227,3 mm de pluie a été mesuré. Les jauges à pression hydrostatique insérées dans les puits ont enregistré, en moyenne, des épisodes de fortes fluctuations d'eau le 11 juillet (+55 mm/jour), le 2 août (+60 mm/jour) et le 25 août (+35 mm/jour), soit aux moments de fortes précipitations. Un gain net de 84,7 mm d'eau a été mesuré entre le début et la fin de la période d'étude. Les taux de ruissellement de surface les plus bas ont eu lieu en juillet (variant entre 0,0 et 0,7 mm/jour). En août, ils sont presque cinq fois et deux fois plus élevés qu'en juillet et septembre, respectivement, avec des pointes dans les périodes du 3-7 août, du 17-24 août et du 26-29 août. Les périodes d'étiage ont été notées entre le 7 et le 9 juillet (0,01 à 0,04 mm/jour) ainsi que du 10 au 14 septembre (0,09 à 0,19 mm/jour).

L'évapotranspiration réelle n'a pas pu être calculée pour ce site, car les lysimètres ont enregistré des données erronées. Les évapotranspirations potentielles totales de la période d'étude, calculées avec les formules semi-empiriques de Thornthwaite, de Priestley-Taylor et de Penman-Monteith, sont respectivement de 208,5 mm, de 205,4 mm et de 162,2 mm. La somme d'*ETP* résultant de la formule de Penman-Monteith représente donc environ 80% de celle obtenue respectivement par les deux autres. Comme il fut mentionné précédemment, cette différence significative (ANOVA, $F=0,925$, $p<0,05$) a justifié le recours de deux calculs séparés de bilan hydrique.

Quelques observations peuvent être faites à partir des bilans hydrologiques calculés à un pas de temps saisonnier. La variation de stockage en eau, obtenue par l'équation 13 du chapitre 4, est deux fois moins élevée lorsque le bilan est calculé avec une *ETP* résultant de la moyenne de Priestley-Taylor et Thornthwaite que lorsque la formule de Penman-Monteith est utilisée (76,1 mm/jour par rapport à 31,3 mm/jour). Le terme η est également trois fois plus faible dans le premier cas. Dans les calculs, l'évapotranspiration potentielle représente la perte d'eau majeure du bilan, étant environ deux fois plus élevée que le ruissellement.

Des informations peuvent également être tirées des bilans hydrologiques mensuels. Les termes η sont négatifs en juillet et positifs en août et septembre. Le terme η est plus élevé lorsque les bilans sont calculés avec l'*ETP* résultant de la formule de Penman-Monteith. Les taux d'*ETP* sont les plus élevés en juillet (deux fois plus qu'en septembre). Les taux de précipitations et de ruissellement les plus forts ont lieu en août (dix fois plus importants qu'en juillet). Le stockage en eau varie d'avantage vers la fin de la période d'étude. Le chapitre 4 présente plus de détails sur les résultats obtenus par les bilans.

Les relations montrées aux figures 4-12 et 4-13 du chapitre 4, suggèrent que la variation du niveau de nappe phréatique explique 36% (avec *ETP* de Penman-Monteith) et 32% (avec *ETP* provenant de la moyenne de Priestley-Taylor et Thornthwaite) de la variation de stockage en eau. La variation de stockage est généralement négative en période d'étiage ou d'évapotranspiration élevée.

Sur la tourbière ombrotrophe étudiée à Pont-Rouge, le lysimètre automatisé reconfiguré a été installé entre le 12 et le 27 juillet 2010, acquérant des mesures d'évapotranspiration réelle. Les taux d'*ETR* se situent entre 0,6 et 6,9 mm/jour. Les précipitations moyennes enregistrées durant cette période ont été de 2,7 mm, avec des pics les 13 et 16 juillet 2010 (15,5 et 8,1 mm). Les températures ont varié entre 17,4 et 30,6°C les six premiers jours, pour ensuite osciller entre

9,5 et 28,4°C. Le rapport $\Sigma ETR / \Sigma P$ est de 1,38. Les résultats obtenus par l'équation semi-empirique de Thornthwaite prédisaient des taux entre 3,74 et 5,13 mm/jour. La moyenne du rapport ETR/ETP durant cette période est de 0,85.

6. Discussion

Cette section traitera tout d'abord des problématiques liées aux données physiographiques du bassin versant étudié, pour ensuite s'intéresser aux processus hydrologiques qui le gouvernent.

6.1 Caractérisation physiographique du bassin versant

Deux techniques distinctes ont été testées dans le cadre de cette recherche afin de mesurer l'épaisseur de tourbe à différents endroits du bassin versant : (1) des sondages manuels avec une perche graduée localisés par dGPS et (2) l'acquisition de profils Géoradar. En observant les résultats obtenus par la deuxième méthode, on constate une étendue plus petite des valeurs de profondeurs interprétées (donnée maximale de 210 cm). Par contre, dans la section sud, les valeurs obtenues par Géoradar sont plus importantes que celles de la perche. Les épaisseurs de tourbe obtenues par les deux méthodes sont toutefois semblables dans la gamme de profondeurs variant de 100 à 150 cm. Les données résultant de la perche sont plus élevées près des mares.

Ces deux techniques sont fondamentalement différentes, ce qui peut expliquer le coefficient de détermination ($r^2=0,56$) ainsi que les écarts entre les résultats obtenus à certains endroits sur le site. Le Géoradar est une technique géophysique électromagnétique non-invasive, d'une précision de ± 25 cm (Bano, 2000; Gawthrope *et al.* 1993; Healy *et al.*, 2007; Neal, 2004). Les profondeurs de tourbe sont extraites suite à une validation et une interprétation de profils semblables à des profils sismiques. Les données obtenues sont liées à l'expérience de l'interprète, à la netteté des signaux, aux interférences et au choix des antennes. Les signaux sont plus difficiles à interpréter au niveau des mares (Dallaire, 2010). Le signal est atténué quand la nappe est affleurante (Cassidy, 2008). Présentant une constante diélectrique élevée, l'eau facilite le transport du courant dans un milieu (Davis et Annan, 1989). La perte d'énergie associée au mouvement des charges avec le milieu atténue le signal (Dallaire, 2010). Les signaux sont moins clairs et plusieurs interférences sont présentes. Les données récoltées avec la perche graduée, souvent utilisées pour valider les données Géoradar dans les publications, sont perçues comme ayant une incertitude considérable (Doolittle et Butnor, 2009; Hänninen, 1992; Holden *et al.*,

2002; Rosa *et al.*, 2009). La force du sondeur, la flexibilité et l'obliquité de la perche, sont parmi les causes pouvant expliquer l'incertitude associée à la perche (Jol et Smith, 1995; Worsfold *et al.*, 1986). La nature du contact minéral-tourbe peut influencer la prise de données. Si le minéral constitue du sol consolidé, la perche peut pénétrer plus profondément dans le substrat. Les incertitudes sont plus longuement discutées au chapitre 2. Considérant ces raisons, il s'avère plus efficace d'utiliser le Géoradar pour récolter des données d'épaisseurs de tourbe. Cette technique permet l'acquisition d'un nombre important de points en peu de temps (le temps d'interprétation plus long est toutefois à prendre en considération).

À partir du *MNT* réalisé à l'aide des krigeages ordinaires de surface ($RMS=0,28$ m) et sub-superficiels avec le Géoradar ($RMS=0,61$ m) et la tige métallique ($RMS=0,59$ m), on remarque une pente moyenne relativement prononcée pour un bassin versant incluant une tourbière (1,77%). Des pentes moyennes variant autour de 0,6% à 1,9% ont été répertoriées par Tardif (2010) et par White (comm. pers. 2010) sur des sites à proximité. Malgré le nombre élevé de mares, un mouvement intermittent de l'eau à travers les lanières existe. Lors de fortes précipitations, les mares se remplissent et l'eau semble être transférée à travers la matrice des lanières et ce, jusqu'à une dernière décharge de la grande mare vers l'exutoire.

La pente sub-superficielle, résultant des sondages à la perche, est plus prononcée que celle obtenue avec le Géoradar (1,83% par rapport à 1,22%). En observant les courbes topographiques, on remarque une épaisseur de tourbe plus importante en aval du site ainsi que dans la section sud. Curieusement, ces endroits coïncident avec les plus grandes mares de la tourbière et les points topographiques les plus bas. Ces endroits accumulaient-ils de la tourbe par comblement? Des questionnements pourraient être éclaircis par des reconstitutions paléo-environnementales plus approfondies. Ces études permettraient également de vérifier une hypothèse de paludification à l'amont du site, expliquant l'épaisseur de tourbe moins élevée.

6.2 Processus hydrologiques du bassin versant

6.2.1 Proportion des variables du bilan hydrologique

En observant les différents graphiques présentés aux sections 3.2 et 3.3 du chapitre 4, on remarque que les précipitations et l'évapotranspiration potentielle représentent près du tiers du bilan saisonnier chacun, le ruissellement et l'oscillation du niveau de nappe phréatique occupant

le dernier tiers. Le stockage en eau occupe de 5 à 13%. Mensuellement, les précipitations sont plus importantes en août et septembre ($P > 40\%$). L'évapotranspiration, plus importante en juillet ($ETP = 66\%$), diminue vers la fin de la période d'étude, contrairement au ruissellement qui augmente.

L'évapotranspiration et le ruissellement s'amplifient suite à une précipitation importante. Cette eau est stockée dans la tourbe, jusqu'à un débordement de la nappe (Fritz *et al.*, 2008; Clerc, 2009). Ces événements aboutissent alors à une augmentation temporaire de la surface des mares (Petrone *et al.*, 2007). Suite au drainage, la nappe se rabat tranquillement (Petrone *et al.*, 2007; Price *et al.*, 2003). Le stockage influence donc directement le potentiel de ruissellement (Spence *et al.*, 2010).

6.2.2 Calcul du stockage en eau de la matrice tourbeuse

Les potentiels de ruissellement, d'évapotranspiration potentielle et de relâchement de méthane sont directement liés à la capacité de stockage en eau d'un sol (Price et Schlotzhauer, 1999). Lorsque le stockage est au maximum, le ruissellement est rapide suite à une précipitation. Néanmoins, la quantification du stockage représente un défi. La tourbe est un matériel compressible, son changement de volume par compaction ou expansion rend difficile la détermination précise du stockage en eau de la matrice (Fritz *et al.*, 2008; Hogan *et al.*, 2006; Petrone *et al.*, 2008; Price et Schlotzhauer, 1999; Price *et al.*, 2003; Spence *et al.*, 2010). De plus, la capacité d'emménagement n'est pas constante sur toute la colonne de tourbe, elle dépend fortement de la composition de la tourbe et de son degré de décomposition (Petrone *et al.*, 2008). Il n'existe donc pas qu'un seul coefficient d'emménagement d'eau S_y pour les sols tourbeux (Hogan *et al.*, 2006).

La jauge à pression hydrostatique insérée dans un tuyau de PVC exempt de matière tourbeuse, enregistre une donnée ponctuelle qui ne tient compte que de l'eau gravitaire. La mesure omet alors la variation de stockage en eau importante ayant lieu dans la frange capillaire et la zone non-saturée de la colonne de tourbe. Les résultats présentés à la section 3.4 du chapitre 4 suggèrent que les niveaux enregistrés par les puits expliquent seulement 32 et 36% de la variation de stockage en eau (tout dépendant de l'équation d' ETP choisie).

6.2.3 Comparaison de l'évapotranspiration réelle et potentielle

L'évapotranspiration réelle constitue une perte d'eau majeure dans le calcul d'un bilan hydrologique. Sa quantification, bien qu'essentielle, représente un défi dans un milieu souvent saturé d'eau et où la végétation inclut des plantes non vasculaires n'ayant pas de résistance stomatale (Waddington *et al.*, 2009).

Le lysimètre est un instrument relativement simple et moins coûteux que l'instrumentation nécessaire aux mesures des flux d'énergie pour calculer l'évapotranspiration réelle (Lafleur *et al.*, 2005). Par contre, un suivi sur une longue période nécessite une automatisation de la prise de données. Il existe peu de lysimètres automatisés. De plus, dans un milieu éloigné comme celui de la présente étude, le choix des pièces le constituant est primordial pour assurer une prise de données adéquate, un suivi et une certaine longévité de l'instrument. Des capteurs de pression hydrostatique trop fragiles à l'humidité ont été installés sur le lysimètre implanté à la Baie-de-James. Des données erronées ont été enregistrées, rendant ainsi la quantification de l'*ETR* impossible. La comparaison *ETR/ETP* ainsi que le calcul du bilan hydrologique avec une évapotranspiration réelle n'ont donc pas pu être effectués sur ce site. Par contre, la réinstallation du système sur une tourbière près de la Ville de Québec, doté de nouvelles sondes plus robustes, a permis le calcul de l'*ETR* et une comparaison avec l'*ETP* a pu être réalisée.

Les résultats d'*ETR* obtenus semblent tout à fait plausibles. Selon une étude de Lafleur *et al.* (2005), réalisée sur une tourbière ombrotrophe située dans l'est de l'Ontario (Mer bleue), les taux d'*ETR* se situeraient entre 4 et 5 mm/jour, avec des valeurs extrêmes en temps chaud et sec. Les résultats obtenus à Pont-Rouge variaient entre 0,6 et 6,9 mm/jour. La comparaison des taux d'*ETR* avec des résultats calculés par la formule de Thornthwaite suggère que cette dernière surestime l'évapotranspiration réelle ($ETR/ETP = 0,85$).

Il est important de prendre en considération quelques points afin de mettre ce résultat en perspective. La formule de Thornthwaite ne tient compte que de la température moyenne (°C) ainsi que du nombre d'heures d'ensoleillement, ce qui la rend potentiellement moins exacte que celle de Penman-Monteith, incorporant un plus grand nombre de variables météorologiques et tenant compte du type de végétation. La station météorologique de Deschambault, dont les données ont été tirées pour le calcul de l'*ETP*, est située à proximité du fleuve St-Laurent et à 25 km du site d'étude. De plus, la précision des sondes (± 0.7 mm) pour le calcul de l'*ETR* est à ne

pas négliger. Le puits installé dans le lysimètre ne représente pas tout à fait la variation de stockage en eau du bloc. En effet, la matrice poreuse absorbe une certaine quantité dans la frange capillaire et la zone non-saturée qui n'est pas mesurée par la sonde à pression hydrostatique insérée dans le puits.

7. Conclusion

7.1 Validation des objectifs de recherche

L'hydrologie des petits bassins versants dominés par des écosystèmes tourbeux minérotrophes est peu documentée dans la littérature. Ce mémoire de maîtrise s'intéressait à un petit bassin versant de 125 490 m² (12,5 ha), comprenant une tourbière minérotrophe fortement aqualysée, situé dans la région des basses terres de la Baie-de-James. Ce site se trouve à proximité du barrage hydroélectrique Laforge-1, propriété d'Hydro-Québec.

Les trois principaux objectifs de recherche étaient de :

- (1) *Caractériser les variabilités topographique et morphologique du bassin versant échantillonné afin de réaliser un modèle numérique de terrain (MNT) et d'estimer différents paramètres importants (pourcentage d'eau libre, pente moyenne, épaisseur de la tourbe, etc.) et comparer deux méthodes de mesure de la profondeur de tourbe;*
- (2) *Mesurer l'évapotranspiration réelle (ETR) sur un sol tourbeux à partir d'un lysimètre automatisé et montrer les points forts et faibles de l'implantation de ce type de système;*
- (3) *Calculer le bilan hydrologique pour la saison sans gel, ainsi qu'à des pas de temps plus fins, à partir des données de précipitation, de ruissellement de surface, de niveau de la nappe phréatique et d'évapotranspiration potentielle prises sur la tourbière à l'été 2009.*

Les hypothèses de travail suivantes servaient de fil conducteur à la recherche :

« La variabilité de l'épaisseur de tourbe dans une tourbière fortement aqualysée est liée à sa microtopographie et à sa pente. L'évapotranspiration réelle d'une tourbière constitue un flux d'eau important dans le cycle hydrologique. À des pas de temps supérieurs à la journée, et pour des périodes avec précipitations moyennes, une tourbière fortement aqualysée a une bonne

capacité de rétention de l'eau. Cette capacité diminue rapidement avec une augmentation des précipitations. »

Une cartographie en trois dimensions en haute résolution du site a été réalisée avec succès à l'aide de données récoltées par des relevés GPS RTK, des sondages de profondeurs de tourbe à la perche graduée ainsi que des profils Géoradar. Ces méthodes d'arpentage ont permis de couvrir la région à l'étude avec une impressionnante quantité de points, en un court laps de temps. L'interpolation par krigeage ordinaire des points obtenus par chacune des trois techniques a permis de mettre en évidence une pente de surface moyenne de 1,77% (direction -135° par rapport au nord) et une épaisseur de tourbe variant entre 10 et 300 cm avec une moyenne de 108 cm. La surface forestière représente 72% de la superficie du bassin versant. Le pourcentage d'eau libre de la surface tourbeuse est de 31%, permettant de lui attribuer le qualificatif de fortement aqualysée (Payette, 2008). De plus, le *MNT* réalisé permet de suggérer un mouvement de l'eau d'une mare à l'autre, jusqu'à l'exutoire du site.

Les relevés à la perche graduée et au Géoradar ont été comparés afin de connaître la méthode la plus adaptée à une telle cartographie. Un coefficient de détermination de 0,56 a été obtenu. Les disparités entre les deux techniques d'acquisition, l'une résultant d'un processus d'interprétation et l'autre d'une mesure directe, étaient surtout visibles au niveau des mares et des platières. Les profils Géoradar sont plus difficiles à interpréter à cet endroit (constante diélectrique plus élevée). En observant la carte réalisée à partir des différences entre les deux méthodes, il est difficile de savoir si le Géoradar sous-estime ou si la perche surestime la réelle donnée d'épaisseur de tourbe. En passant en revue les incertitudes associées à chacune des deux méthodes, il semblerait plus juste d'utiliser un Géoradar pour acquérir des données. Cette technique subjective, permet une acquisition exhaustive de données en peu de temps (Jol et Smith, 1995; Worsfold *et al.*, 1986). Les incertitudes pourraient être atténuées par des mesures de conductivité électrique sur le site, des tests de pH ainsi que des mesures de permittivité apparente (Dallaire, 2010). La réalisation de plusieurs tranchées, à l'instar d'une seule, pour valider l'épaisseur des différentes couches stratigraphiques serait également envisageable.

La mesure de l'évapotranspiration réelle (*ETR*) dans un milieu souvent saturé d'eau et où la végétation inclut des plantes non vasculaires n'ayant pas de résistance stomatale, représente un défi de taille. Un lysimètre automatisé, inspiré d'une publication de Schwaertzel et Bohl (2003) a

été construit afin de mesurer l'*ETR* sur un sol tourbeux. L'*ETR* constitue un flux d'eau majeur dans le calcul du bilan hydrologique. Un lysimètre, installé sur une tourbière ombrotrophe située à Pont-Rouge, près de la Ville de Québec, a permis avec succès de mesurer l'évapotranspiration réelle entre le 12 et le 27 juillet 2010. Les valeurs se situaient entre 0,6 et 6,9 mm/jour, avec un rapport $\Sigma ETR / \Sigma P$ de 1,38. Pour des fins de comparaison, l'*ETP* a été calculée par la formule de Thornthwaite. Les valeurs sont comprises entre 3,74 et 5,13 mm/jour. Le rapport moyen *ETR/ETP* est de 0,85. Les résultats obtenus étant plausibles et le système relativement peu coûteux et simple à installer, comparativement à d'autres méthodes recensées dans la littérature, le lysimètre pourra être utilisé dans les travaux subséquents.

La comparaison des différents termes du bilan hydrologique a été possible grâce à l'installation d'une station météorologique, de cinq puits jumelés à des jauges à pression hydrostatique, d'une jauge à pression atmosphérique de type Barologger ainsi que de deux canaux trapézoïdaux à l'exutoire reliés chacun à un puits supplémentaire. L'évapotranspiration potentielle (*ETP*) a été calculée à partir de trois équations semi-empiriques (Thornthwaite, Penman-Monteith et Priestley-Taylor). Une analyse de variance ANOVA, appliquée sur l'*ETP* résultant des trois formules, a mis en évidence la disparité des résultats de la formule de Penman-Monteith. Les taux d'*ETP* de la formule de Penman-Monteith se situent dans une gamme de valeurs significativement plus faible. Cette formule compte un nombre de paramètres plus élevé que les deux autres et tient compte de la variation de l'albédo en fonction de l'occupation du sol du bassin versant. Ces proportions sont non-négligeables considérant les différences d'ensoleillement, de type de plantes et de densité de végétation.

L'enregistrement de la variation de nappe phréatique par une jauge hydrostatique insérée dans un puits s'est avéré inadéquat pour représenter la variation de stockage en eau de la matrice poreuse du bassin versant. En effet, cette mesure ne tient compte que de l'eau gravitaire et omet une importante quantité d'eau présente dans la frange capillaire et la zone non-saturée de la colonne de tourbe. Le terme d'erreur du bilan hydrologique et la variation du niveau de nappe phréatique ont été regroupés, afin d'estimer une variation du stockage en eau du bassin versant à l'étude. Cette variable fluctue tout au long de la saison, avec un stockage plus important en juillet et à la fin septembre, moments où le ruissellement est à son plus bas. Dans chacune des deux façons de calculer le bilan hydrologique, il s'est avéré, selon une régression linéaire, que le puits expliquait respectivement à 32% et à 36% la variation de stockage.

La comparaison des différents termes a mis en évidence la dominance de l'évapotranspiration parmi les termes négatifs, bien que calculée à partir d'équation semi-empiriques, par rapport au ruissellement en juillet et *vice-versa* jusqu'à la fin de la période d'étude. Le mois d'août est celui ayant reçu le plus de précipitations, servant ainsi de plaque tournante à la relation inverse évapotranspiration-ruissellement. Aux événements de pluie se produit un rehaussement de la nappe phréatique (augmentation de la variation de stockage en eau), forçant ainsi un ruissellement vers l'exutoire. L'évapotranspiration potentielle est moindre par temps pluvieux et nuageux.

Finalement, les objectifs poursuivis dans cette étude ont permis d'en connaître davantage sur la physiographie des petits bassins versants dominés par une tourbière minérotrophe fortement aqualisée situés dans le nord-boréal québécois et également d'améliorer la compréhension des processus hydrologiques les régissant.

7.2 Avenues de recherche

Ce mémoire de maîtrise ouvre la porte à plusieurs opportunités de recherche et/ou approfondissements en la matière.

Il serait intéressant de réaliser quelques pédons, *i.e.* des tranchées permettant de visualiser les différents horizons formés par la pédogénèse, sur le site d'étude et d'analyser les profils Géoradar près de ces points afin de vérifier la concordance des limites des différentes couches stratigraphiques.

Les profils multicouches réalisés à partir de la cartographie en 3D du site ont permis de mettre en évidence une certaine coïncidence entre les points topographiques les moins élevés et l'épaisseur de tourbe. Ces endroits correspondent également aux mares les plus grandes et semblent être ou avoir été des lieux d'accumulation de tourbe. L'utilisation de méthodes de reconstitutions paléo-environnementales pourrait être intéressante. Il serait possible de dater une colonne de matrice tourbeuse et ainsi vérifier une hypothèse de comblement.

L'acquisition de données d'évapotranspiration réelle par un lysimètre automatisé sur un sol tourbeux a été réalisée avec succès sur une tourbière près de Québec. Il serait donc envisageable de réinstaller le système avec ses nouveaux capteurs sur le site à l'étude à la Baie-de-James, afin d'enregistrer des données d'évapotranspiration réelle et de définir le ratio

ETR/ETP. Les bilans hydrologiques pourraient alors être recalculés, mais cette fois avec une évapotranspiration réelle.

Il serait également intéressant d'étudier en continu la variation en eau d'une colonne de tourbe et de calculer un coefficient d'emmagasinement (S_y) directement sur le site. En effet, la littérature fait ressortir une variabilité importante de la capacité de stockage en fonction du biotope, du taux de décomposition et de la porosité de la tourbe et du type d'espèces présentes à la surface et sur son profil. En calculant un S_y directement sur place, le suivi de la variation de stockage à l'aide de puits contenant une jauge à pression hydrostatique apporterait moins d'incertitudes. Il serait approprié d'installer quelques puits dotés de jauges à pression hydrostatique en milieu forestier, puisque ce dernier représente 72% de la surface forestière du bassin versant. Il serait possible d'évaluer la différence entre ces mesures et celles prises sur la tourbière. Le calcul de la variation moyenne de stockage en eau sur le bassin versant serait alors plus représentatif de la réalité. Une quantification de l'ordre de grandeur du gonflement des plantes non vasculaires (*mire breathing*) serait également nécessaire, afin d'ajuster la valeur de la jauge dans le puits.

Finalement, la réalisation d'un modèle simulant les processus hydrologiques régissant les petits bassins versants dominés par des écosystèmes tourbeux minérotrophes améliorerait leur compréhension. Un fort pourcentage de ces écosystèmes est situé dans cette zone où les aménagements hydrologiques fournissent 50% du besoin en électricité de la population québécoise. Ce modèle pourrait ainsi contribuer à la gestion de la ressource hydroélectrique.

8. Références

- Agriculture et Agroalimentaire Canada, 1998. *Le système canadien de classification des sols*, 3^e Édition, Agriculture et Agroalimentaire Canada Publication 1646, 187 p.
- Baird, A.J., Eades, P.A., Surrige, B.W.J., 2008. The hydraulic structure of a raised bog and its implications for ecohydrological modelling of bog development, *Ecohydrology*, 1: 289-298.
- Baldocchi, D.D., Hicks, B.B., Meyers, T.P., 1988. Measuring biosphere-atmosphere exchange exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods, *Ecology*, 69(5): 1331-1340.
- Bano, M., 2000. *Imagerie de la proche surface par géoradar*, Mémoire, Strasbourg, Géophysique Appliquée, Université Louis Pasteur-Strasbourg 1, 72 p.
- Banton, O. et Bangoy, M., 1997. *Hydrogéologie – multiscience environnementale des eaux souterraines*, Presses de l'Université du Québec – AUPELF, 460 p.

- Baraniak, D.W., Donohue et Associates. 1983. *Exploration for surface peat deposits using ground penetrating radar*. In *Symposium on peat utilization* (October 10-13 1983): C.H. Fuchsman and S.A. Spigarelli eds. Bemidji State University, Bemidji, Minnesota.
- Bégin, Y., 2001. Tree-ring dating of extreme lake levels at the subarctic-boreal interface, *Quaternary Research*, 55: 133-139.
- Caloz, R. et Collet, C., 2001. *Précis de télédétection, volume 3 – Traitement numérique d'images de télédétection*, Agence Universitaire de la Francophonie, 386 p.
- Cassidy, N. J., 2008. *Introduction to GPR (Workshop 1)*. In 12th International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR08) (June 16-19), University of Birmingham, Birmingham, Angleterre.
- Charman, D., 2002. *Peatlands and environmental change*, John Wiley & Sons Ltd, Chicester, England, 301 p.
- 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 en sciences de l'eau, INRS-ETE, 216 p.
- Dallaire, P. 2010. *Utilisation d'un Géoradar afin de caractériser la stratigraphie de la tourbe et estimer le carbone organique accumulé dans une tourbière boréale, Région d'Eastmain, Baie-James, Québec*, Mémoire de maîtrise en géographie, Université du Québec à Montréal, 147 p.
- Damman, A.W.H., 1979. *Geographic patterns in peatland development in eastern North America*. Proceedings of the International Peat Symposium on the classification of peat and peatlands, Hyytiälä, Finland. p.42-58.
- Daniels, S.M., Agnew C.T, Allott T.E.H., Evans M.G., 2008. Water table variability and runoff generation in an eroded peatland, South Pennines, UK, *Journal of Hydrology*, 361: 214-226.
- Davis, J. L. et Annan, A.P., 1989. Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy, *Geophysical Prospecting*, 37: 531-551.
- Dissanska, M., Bernier M. et Payette, S., 2009. Object-based classification of very high resolution panchromatic images for evaluating recent change in the structure of patterned peatland, *Canadian Journal of Remote sensing*, 35(2): 189-215.
- Dissanska, M., Bernier, M., Rousseau, A.N., Chokmani, K. et 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+*, Rapport de recherche, Projet CRSNG-RDC Ouranos, 63 p.
- Doolittle, J.A. et Butnor, J.R., 2009. *Soils, Peatlands, and Biomonitoring*, In *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*, Harry M. Jol eds, p.524. Amsterdam: Elsevier.
- Francez, A.J., 2000. La dynamique du carbone dans les tourbières à Sphagnum, de la sphaigne à l'effet de serre, *Année Biologique*, 39 : 205-270.
- Fritz, C., Campbell, D.I. et Schipper L.A., 2008. Oscillating peat surface levels in a restiad peatland, New Zealand – magnitude and spatiotemporal variability, *Hydrological processes*, 22: 3264-3274.

- Gawthorpe, R.L., Collier L.R.E., Alexander J., Bridge J.S. et Leeder M.R., 1993. Ground penetrating radar: application to sandbody geometry and heterogeneity studies. Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs, *Geological Society Special Publication*, 73: 421-432.
- Glenn, M.S. et Woo, M.K., 1997. Spring and summer hydrology of a valley-bottom wetland, Ellesmere Island, Northwest Territories, Canada, *Wetlands*, 17: 321-329.
- Govaerts, P. 1997. *Geostatistics for natural resources evaluation*, Oxford University Press, 483 p.
- Hänninen, P., 1992. Application of ground penetrating radar and radio wave moisture probe techniques to peatland investigation, *Geological Survey of Finland, bulletin 361*, p.1-71.
- Healy, D., Katapodis, C. et Tarrent, P., 2007. *Application of Ground Penetrating Radar for river ice surveys*, CGU HS Committee on river ice processes and the environment, 10 p.
- Hogan, J.M., Van der Kamp, G., Barbour, S.L. et Schmidt, R., 2006. Field methods for measuring hydraulic properties of peat deposits, *Hydrological processes*, 20: 3635-3649.
- Holden, J., Burt, T.P. et Vilas, M.. 2002. Application of ground-penetrating radar to the identification of subsurface piping in blanket peat, *Earth Surface Process and Landforms*, 27: 235-249.
- Ingram, H.A.P., 1983. *Hydrology. In mires: swamp, bog, fen and moor: general studies*, Vol. 4A, Edited by AJP Gore, Elsevier, Amsterdam, p. 67-158.
- Jens, K. et Klove, B., 2008. Generation and regulation of summer runoff in a boreal flat fen, *Journal of hydrology*, 360: 15-30
- Jol, H.M. et Smith, D.G., 1995. Ground penetrating radar surveys of peatlands for oilfield pipelines in Canada, *Journal of Applied Geophysics*, 34: 109-123.
- Joosten, H. et 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 30 novembre 2010, Adresse URL : <http://www.mirewiseuse.com/>
- Kelemen, J.C. et Ingram, H.A.P., 1999. The use of large bottomless lysimeters in the determination of water balances for a raised mire, *Hydrological processes*, 13: 101-111.
- Kvaerner, J. et Klove B., 2008. Generation and regulation of summer runoff in a boreal flat fan, *Journal of hydrology*, 360: 15-30.
- Lafleur, P.M., Hember, R.A., Admiral, S.W. et Roulet, N.T., 2005. Annual and seasonal variability in evapotranspiration and water table at a shrub-covered bog in southern Ontario, Canada, *Hydrological processes*, 19: 3533-3550.
- Letts, M.G., Roulet, N.T. et Comer N.T., 2000. Parametrization of peatland hydraulic properties for the Canadian land surface scheme, *Atmosphere-Ocean*, 38(1): 141-160.
- Loheide II, S.P., 2008. A method for estimating subdaily evapotranspiration of shallow groundwater using diurnal water table fluctuations, *Ecohydrology*, 1: 59-66.
- Monteith, J.L., 1965. *Evaporation and environment.*, in: Fogg, G.E. (éd) *The State and Movement of Water in Living Organisms*, 19th Symp. Soc. Exp. Biol. Cambridge University Press, Cambridge, p. 205-234.

- Neal, A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology : principles, problems and progress, *Earth Science Reviews*, 66: 261-330.
- Pagé, P., 1999. *Les grandes glaciations*, 2^e Édition, Guérin, 492 p.
- Payette, S., 2008. *The Aqualyse project*, P.E.R.G. 15th Workshop, Université Laval, Québec.
- Payette, S. et Delwaide, A., 1991. Variations séculaires du niveau d'eau dans le bassin de la Rivière Boniface (Québec nordique) : une analyse dendrochronologique. *Géographie physique et Quaternaire*, 45: 59-67.
- Payette, S. et Rochefort, L., 2001. *Écologie des tourbières boréales du Québec-Labrador*, Les presses de l'Université Laval, 621 p.
- Petrone, R.M., Devito, K.J., Silins, U., Mendoza, C., Brown, S.C., Kaufman, S.C. et Price, J.S., 2008. Transient peat properties in two pond-peatland complexes in the sub-humid Western Boreal Plain, Canada, *Mires and peat*, 3: 1-13.
- Petrone, R.M., Silins, U. et Devito, K. J., 2007. Dynamics of evapotranspiration from a riparian pond complex in the Western Boreal Forest, Alberta, Canada, *Hydrological processes*, 21: 1391-1401.
- Petrone, R.M., Smith C., Macrae, M.L. et English, M.C., 2006. Riparian zone equilibrium and actual evapotranspiration in a first order agricultural catchment in Southern Ontario, Canada, *Agricultural water management*, 86: 240-248.
- Price, J.S., Branfireun, B.A., Waddington, J.M. et Devito, K.J., 2005. Advances in Canadian Wetland hydrology : 1999-2003, *Hydrological Processes*, 19: 201-214.
- Price, J.S., Heathwaite, A.L. et Baird, A.J., 2003. Hydrological processes in abandoned and restored peatlands: An overview of management approaches, *Wetlands Ecology and Management*, 11: 65-83.
- Price, J.S. et Maloney, D.A. 1994. Hydrology of a patterned bog-fen complex in southeastern Labrador, Canada, *Nordic Hydrology*, 25: 313-330.
- Price, J.S. et Schlotzhauer, S.M., 1999. Importance of shrinkage and compression in determining water storage changes in peat: the case of a mined peatland, *Hydrological processes*, 13: 2591-2601.
- Price, J.S., Waddington, J.M., 2000. Advances in Canadian wetland hydrology and biogeochemistry, *Hydrological Processes*, 14: 1579-1589.
- Priestley, C.H.B. et Taylor, R.J., 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters, *Monthly Weather Review*, 100: 81-82.
- Rosa, E., Larocque, M., Pellerin, S., Gagné, S. et Fournier, B.. 2009. Determining the number of manual measurements required to improve peat thickness estimations by ground penetrating radar, *Earth Surface Process and Landforms*, p.7.
- Rydin, H. et Jeglum, J., 2006. *The biology of peatlands*, OUP Oxford, 160 p.
- Quinton, W.L., Hayashi M., Pietroniro A., 2003, Connectivity and storage functions of channel fens and flat bogs in northern basins, *Hydrological Processes*, 17: 3665-3684.

- Rubec, C.D.A., 2000. *Canadian Wetland Inventory: Hard issues and Realities*. Wetland Inventory workshop, 24-25 Janvier 2000, Ottawa, Ontario, 6 p.
- Schwaertzel, K. et Bohl, H.P., 2003. An easily installable groundwater lysimeter to determine water balance components and hydraulic properties of peat soils, *Hydrology and earth system sciences*, 7(1): 23-32.
- Schwaertzel, K., Simunek, J., Van Genuchten, M.T. et Wessolek, G., 2006. Measurement modeling of soil-water dynamics evapotranspiration of drained peatland soils, *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 169(6): 762-774.
- Spence, C., Guan, X.J., Philips, R., Hedstrom, N., Granger, R. et Reid, B., 2010. Storage dynamics and streamflow in a catchment with a variable contributing area, *Hydrological processes*, 14(16): 2209-2221.
- Tardif, S., 2010. *Hydrologie comparative des tourbières et des lacs de la Baie de James dans un contexte d'aqualyse*, thèse de doctorat en sciences de l'eau, INRS-ETE, 164 p.
- Tardif, S., St-Hilaire, A., Roy, R., Bernier, M. et Payette, S., 2009. Statistical properties of hydrographs in minerotrophic fens and small lakes in Mid-Latitude Québec, Canada, *Canadian Water Resources Association*, 34(4): 365-380.
- Tarnocai, C., 1980. *Canadian wetland registry*. In Proceedings, Workshop on Canadian Wetlands, Rubec CDA, Pollet FC (eds). Ecological Classification Series no.12, Lands directorate, Environment Canada, Ottawa, Ontario, 9-30.
- Tarnocai, C., Kettles I.M. et Lacelle B., 2000. Peatlands of Canada. Geological Survey of Canada, Open File 3484, scale 1 : 6 500 000.
- Thornthwaite, C.W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38: 55-94.
- UNESCO, Glossaire international d'hydrologie de l'UNESCO, page consultée le 30 novembre 2010, Adresse URL : <http://webworld.unesco.org/water/ihp/db/glossary/glu/aglu.htm>
- Waddington, J.M., Quinton, W.L., Price, J.S., Lafleur, P.M., 2009. Advances in Canadian peatland hydrology, *Canadian Water Resources Journal*, 34(2): 139-148.
- Warner, B.G. et Rubec, C.D.A., 1997. *The Canadian Wetland Classification System* (eds). National Wetland Working Group, University of Waterloo, Wetlands Research Centre, p. 1-68.
- Worsfold, R.D., Parashar, S.K. et Perrott, T., 1986. Depth profiling of peat deposits with impulse radar, *Canadian Geotechnical Journal / Revue Canadienne de Géotechnique*, 23 : 142-154.
- Zoltai, S.C., Pollett, F.C., Jeglum, J.K. et Adams, D.G., 1975. *Developing a wetland classification for Canada*, p. 497-511 dans Bernier, B. et Winget, C.H., *Forest soils and forest land management, proceedings of the fourth forest soils conference*, Les Presses de l'Université Laval, Québec.

Chapitre 2 : Article 1

**Analyse comparative des données obtenues par Géoradar
et des relevés manuels jumelés au dGPS dans la réalisation d'un modèle numérique de
terrain par krigeage d'un bassin versant incluant une tourbière minérotrophe fortement
aqualysée, Baie-de-James, Québec.**

Co-auteurs :

André St-Hilaire, Alain N. Rousseau et Sylvain Jutras

Revue ciblée pour publication après traduction:

Progress in Physical Geography



Chapitre 2 (Article 1) : Analyse comparative des données obtenues par Géoradar et des relevés manuels jumelés au dGPS dans la réalisation d'un modèle numérique de terrain par krigeage d'un bassin versant incluant une tourbière minérotrophe fortement aqualysée, Baie-de-James, Québec.

Résumé

Un nombre important de tourbières minérotrophes du nord-boréal québécois se retrouve dans les bassins-versants sur lesquels il y a également des barrages hydroélectriques d'Hydro-Québec. Beaucoup d'entre elles sont sujettes à un phénomène d'aqualyse, soit un agrandissement et une coalescence de leurs mares au détriment des lanières qui s'affaissent et se dégradent (Dissanska *et al.*, 2009; Payette, 2008). La littérature fait pourtant peu mention d'études concernant leur caractérisation physiographique et leur hydrologie. En 2009, une série de relevés topographiques au GPS RTK et des sondages de profondeurs de tourbe par deux méthodes (une perche graduée jumelée à un GPS RTK ainsi que des profils Géoradar) ont été effectués sur une tourbière minérotrophe fortement aqualysée, formée d'une série de mares allongées et parallèles entre elles, située dans la partie nord-est du bassin versant de la rivière La Grande à la Baie-de-James. Cet article présente l'occupation du territoire, la cartographie en trois dimensions réalisée à partir de ces relevés ainsi que la comparaison des deux méthodes de mesure de la profondeur de tourbe sur le site. Une image panchromatique GeoEye de résolution 0,50 mètres, acquise le 08/08/2009, géoréférencée par rapport aux points GPS RTK, a permis la numérisation des mares et de la limite du bassin versant. L'aqualyse du bassin versant de 125 490 m² (12,5 ha) se chiffre à 31%. L'interpolation des points GPS RTK par un krigeage ordinaire a permis d'attribuer une pente moyenne de 1,77% à la surface de la tourbière. L'interpolation des relevés de profondeurs avec perche et Géoradar ont respectivement conféré une pente sub-superficielle moyenne de 1,82% et de 1,22%, pentes élevées pour ce type d'écosystème. Les résultats des méthodes de mesure diffèrent à certains endroits, notamment au niveau des mares où les disparités sont plus importantes. Sur les platières, les données interprétées par le Géoradar ont tendance à être moins importantes qu'avec la perche. Les deux méthodes sont similaires sur les lanières. Le Géoradar relève d'une validation, d'un traitement et d'une interprétation de profils semblables à des profils sismiques. La perche est une mesure manuelle reliée directement à la force du sondeur et pouvant être biaisée par le contact minéral-tourbe. Ce dernier peut être fait de matériel non-consolidé et la

perche peut pénétrer plus profondément dans le substrat. Les profils multicouches réalisés à partir des krigeages indiquent une épaisseur de tourbe plus importante aux endroits où se sont développés des mares de plus grande superficie. Le *MNT* réalisé à partir de ces interpolations illustre bien la pente du site, suggérant ainsi un mouvement longitudinal de l'eau (d'amont en aval) d'une mare à l'autre. Finalement, les résultats de cette caractérisation ont permis de décrire les avantages et inconvénients de chacune des méthodes pour sonder les profondeurs, de bien représenter le site en déterminant le taux d'aqualyse ainsi que de soulever plusieurs questionnements.

1. Introduction

Les tourbières sont reconnues comme étant des importants puits de carbone, des écosystèmes riches en biodiversité et des milieux à fort stockage en eau (Charman, 2002; Holden, 2005; Payette et Rochefort, 2001; Rydin et Jeglum, 2006). Au Québec, elles représentent entre 9,0 et 12% de la superficie du territoire et sont majoritairement situées dans la région jamésienne (Payette et Rochefort, 2001). Des observations indiquent que plusieurs des tourbières du nord-est de la Baie-de-James sont sujettes à un phénomène d'aqualyse important, soit un agrandissement et une coalescence de leurs mares (Dissanska *et al.*, 2009; Payette, 2008; Tardif, 2010). Bien qu'elles soient situées sur des bassins versants dans lesquels se trouvent également de grands aménagements hydroélectriques, l'hydrologie de ces écosystèmes est peu documentée dans la littérature.

Dans le cadre de cet article, une tourbière minérotrophe située à 15 km du barrage Laforge-1 d'Hydro-Québec a été étudiée. Ce site a été choisi pour sa proportion élevée de surface aquatique, sa petite superficie et sa facilité d'accès (figure 2-1). Il fait l'objet d'études hydrologiques depuis l'été 2008 (calculs de stockage en eau, de niveaux de nappe phréatique et de ruissellement de surface, analyses isotopiques de l'eau, calcul de porosité et de conductivité hydraulique, etc.). La tourbière est formée de deux sections, constituées respectivement d'une succession de mares et lanières parallèles entre elles (figure 2-2). À l'aval de la tourbière et juste à l'amont de l'exutoire, une mare plus grande que les autres emmagasine une grande quantité d'eau. Le patron de surface de cette tourbière est représentatif des systèmes de la région. En effet, des mares plus grandes se forment fréquemment à l'aval des bassins (*e.g.* Tardif, 2010). De plus, sa pente, visible sur le terrain, permet d'émettre l'hypothèse d'un écoulement d'eau d'une mare à

l'autre et ce, jusqu'à la grande mare près de l'exutoire. Cette hypothèse est-elle vérifiable à l'aide d'une cartographie en trois dimensions de l'écosystème? De plus, pour pouvoir éventuellement modéliser de manière adéquate les écoulements des tourbières de ce type, il importe d'améliorer les connaissances afférentes aux caractéristiques physiographiques de ces tourbières par une modélisation 3D.

Cet article se base sur trois approches méthodologiques pour répondre à ce questionnement : (1) réaliser un modèle numérique de terrain du bassin versant de la tourbière; (2) comparer les mesures de profondeur obtenues par Géoradar par rapport à une mesure manuelle (perche) sur des milieux tourbeux et (3) calculer les proportions de couverture du territoire (eau, tourbe et forêt) du site ainsi que les répartitions spatiales d'eau et de tourbe. Ces précisions sont complémentaires aux mesures hydrométéorologiques et permettront de mieux comprendre le comportement hydrologique. Ces résultats, une fois incorporés dans des modèles conceptuels mécanistes, permettront d'anticiper le comportement futur des petits bassins versants à dominance de tourbières minérotrophes fortement aqualysées.

2. Matériel et méthodes

2.1 Site d'étude

Le site à l'étude est un petit bassin versant dominé par une tourbière minérotrophe fortement aqualysée (54°06'868" Nord; 72°30'083" Ouest). Ce dernier est situé entre les barrages LG-4 et LA-1 d'Hydro-Québec, dans le bassin versant de la rivière La Grande, à la Baie-de-James au Québec. La tourbière est formée de deux sections oblongues, constituées d'une série de mares et lanières parallèles entre elles et perpendiculaires à la pente générale (*i.e.* la direction de l'écoulement prédominant), se jetant ultimement dans une mare de plus grande superficie vers l'exutoire du site (figure 2-2). La section nord comporte une longue platière à sphaigne vers l'amont, la rendant environ 1,5 fois plus longue que la section sud. L'amont et l'aval du bassin versant ont des pentes beaucoup plus abruptes que le centre, où le pourtour est visuellement difficile à délimiter. L'assise géologique est constituée en grande partie de tonalite et de gneiss. Des dépôts glaciaires et des affleurements rocheux recouvrent des collines (Dissanska *et al.*, 2007). La végétation prédominante des tourbières de cette région est constituée de petits arbres (*Picea mariana* (Mill.) BSP et *Larix laricina* (Du Roi) K. Koch), d'éricacées (entre autre *Kalmia*

polifolia Wangehn., *Andromeda glaucophylla* Link, *Vaccinium oxycoccos* L. et *Chamaedaphne calyculata* (L.) Moench) et de cypéracées (principalement *Carex sp.*). On y retrouve des bryophytes avec dominance de mousses brunes sur les platières et une importante présence de *Sphagnum fuscum* (Schimp.) Klinggr. et *Sphagnum rubellum* Wilson sur les lanières et les buttes (Tardif, 2010). La température moyenne annuelle est de -3.2°C et les températures moyennes de janvier et juillet sont respectivement de $-27,0^{\circ}\text{C}$ et de $16,2^{\circ}\text{C}$. Le taux de précipitations annuel en 2009 a été de 786 mm, dont 32% de neige.

2.2 Relevés topographiques

Les relevés topographiques du bassin minéral sous-jacent ont été réalisés à l'aide de deux méthodes de mesure sur le terrain : (1) par sondages de profondeurs avec une perche graduée (incertitude $\pm 0,5$ cm) localisés à l'aide d'un dGPS et (2) par Géoradar.

2.2.1 dGPS

Afin d'obtenir des positionnements (X, Y, Z) sur la tourbière, un dGPS de marque Trimble (Trimble, modèle 5800, <http://www.trimble.com/>) a été utilisé. Ce dernier est constitué d'un émetteur radio, d'un récepteur GPS fixe et d'un récepteur GPS mobile. Les satellites disponibles transmettent des ondes radio sous deux longueurs d'ondes ($L1$ et $L2$). Cette information est captée par le récepteur GPS fixe, calculant la correction à apporter au positionnement des satellites afin que le GPS fixe corresponde à la position réelle. Cette correction est alors transmise à l'émetteur radio, qui lui envoie l'information au récepteur GPS mobile, dont le positionnement est inconnu (comm. pers. Poulin, 2010). L'émetteur radio du dGPS, possédant sa propre horloge, est capable de capter la fréquence et la longueur d'onde $L1$ propre à un satellite en particulier. Pour obtenir une haute précision et une bonne synchronisation, la reconnaissance de quatre satellites est nécessaire (Bottom *et al.*, 1997). Le récepteur GPS fixe et l'émetteur radio sont installés sur une borne géodésique, dont les coordonnées sont connues. Pour cette étude, la borne géodésique 89KB053, située à environ 1 km de la tourbière, a été utilisée.

Le récepteur GPS fixe doit être configuré à l'aide d'un carnet (Trimble, TSC2, <http://www.trimble.com/>) et ce, afin d'assurer sa communication avec l'émetteur radio et le récepteur GPS mobile. Par la suite, ce dernier peut être positionné correctement. Dans le cas de cette étude, un déplacement de trois kilomètres au maximum, par rapport au GPS fixe et

l'antenne radio, a été effectué, permettant d'atteindre une précision de l'ordre du centimètre, voire même du millimètre (lorsque le mobile est situé loin de tout obstacle en XY). Sa portée peut aller jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres, mais à moindre résolution. En Z, la précision varie entre 2 et 5 cm.

Dans le cas de cette étude, le mode RTK a été utilisé afin d'éliminer le brouillage des signaux. De plus, ce mode décompose la distance mobile-récepteur en un nombre entier de longueurs d'onde, effectuant ainsi les corrections de positionnement en temps réel et ce, à toutes les secondes (Bottom *et al.*, 1997).

Un total de 1416 points GPS RTK a été pris autour des mares, soit à la limite entre l'eau et les lanières (figure 2-3). Des points ont également été pris aléatoirement un peu partout sur le site, permettant ainsi la délimitation du bassin versant.

2.2.2 Sondages avec une perche graduée

Tout en effectuant le relevé dGPS, 251 profondeurs ont été échantillonnées aléatoirement sur la tourbière (figure 2-4). Ces profondeurs ont été prises en enfonçant une perche métallique graduée de trois mètres jusqu'à heurter la couche indurée minérale. Les profondeurs ont été jumelées à des points dGPS, rendant possible une visualisation dans un SIG.

2.2.3 Géoradar

Afin d'obtenir des profils en profondeur sur la tourbière, un Géoradar ou GPR (*Ground Penetrating Radar*) de modèle SIR-3000 GSSI a été utilisé (Geophysical Survey System, inc., <http://www.geophysical.com/>). Le GPR est une technique géophysique électromagnétique non-invasive utilisée pour évaluer le type et l'épaisseur des horizons stratigraphiques des premiers mètres d'un sol (Bano, 2000; Gawthrope *et al.*, 1993; Healy *et al.*, 2007; Neal, 2004). Il peut pénétrer à une profondeur de dix mètres dans les milieux tourbeux, tout en ayant une résolution de 25 centimètres (Comas *et al.*, 2004).

Dans le cas présent, le système était composé d'une seule antenne *Shielded GSSI* de 400 MHz (le boîtier contient un transmetteur et un récepteur à la fois) et de transmetteurs électroniques. Cette antenne a une capacité de pénétration de 0-4 mètres (Geophysical Survey System, inc., <http://www.geophysical.com/>). Les ondes radio employées sont de la gamme de fréquence 1-1000 MHz (Neal, 2004). Les transmetteurs produisent des charges électriques,

dirigées à un intervalle prédéfini vers l'antenne. Elles sont alors transformées en ondes électromagnétiques de haute fréquence (EM) et envoyées dans le sol (Healy *et al.*, 2007). Les diverses couches stratigraphiques ayant une permittivité diélectrique (ϵ) et magnétique (μ) et une conductivité électrique (σ) différentes, les ondes sont alors réfléchies vers l'antenne lorsqu'elles rencontrent une discontinuité, un changement d'humidité et/ou de décomposition de la tourbe (Bradford *et al.*, 2005; Cassidy, 2008; Comas *et al.*, 2004; Neal, 2004). Ces réflexions électromagnétiques sont retransformées en charges électriques, puis envoyées aux récepteurs électroniques, qui les mesurent et enregistrent. La vitesse (v) et le temps de retour des ondes renseignent donc sur les propriétés diélectriques du matériel (Comas *et al.*, 2004). Les données brutes obtenues sont similaires en apparence à des profils sismiques, dont les amplitudes constituent les bases de la caractérisation (Davis et Annan, 1989; Healy *et al.*, 2007).

Un total de 32 transects Géoradar a été acquis sur la tourbière en mars 2009 (figure 2-5). La longueur totale des transects est de 7,08 km. À ce moment, il y avait une épaisseur de 30 à 70 cm de neige. Ces données ont été couplées à un GPS RTK (données prises en temps réel, afin d'obtenir des coordonnées X, Y, Z).

Une tranchée a été réalisée sur une platière de la section nord en parallèle aux prises de mesures Géoradar. Cette dernière a permis l'identification visuelle et la mesure de l'épaisseur des différents horizons de sol, constituant ainsi une validation du signal Géoradar acquis à cet endroit. Le même procédé a été réalisé sur une mare, en y creusant un trou et en mesurant les épaisseurs des différentes couches. Sur la platière, un total de 70 cm de neige, 30 cm de tourbe gelée (glace) et 150 cm de tourbe saturée ont été mis en évidence au dessus du sol minéral. Sur la mare, des épaisseurs de 50 cm de neige, 40 cm de glace, 200 cm d'eau et 10 cm de tourbe saturée ont été répertoriées.

L'interprétation du signal brut du Géoradar, non filtré et non rehaussé, à ces deux endroits, a permis de distinguer les changements de vitesse de pénétration de l'onde électromagnétique correspondant aux transitions entre les différentes couches stratigraphiques. Le logiciel *Radan Data analyzer v.6.5* (Geophysical Survey System, inc., <http://www.geophysical.com/>), fourni avec le Géoradar, a été utilisé. L'équation suivante a permis de calculer la vitesse de pénétration de l'onde (mm/ns) dans les différents substrats :

$$v = \frac{2 \cdot D}{t} \quad (1)$$

où v est la vitesse (mm/ns), D la distance (mm) et t le temps (ns). Des vitesses de 200 mm/ns dans la neige, 150 mm/ns dans la tourbe gelée, 33 mm/ns dans l'eau et 35 mm/ns dans la tourbe saturée ont été mis en évidence et ont servi de base à la caractérisation des autres profils.

Suite à cette validation, les points GPS RTK ont été insérés dans un SIG (*ArcGIS v.9.2*, ESRI, <http://www.esri.com/>), permettant ainsi de former un jeu de données de lignes (*polylines*). Chacun des 32 transects a été divisé en 50 tronçons. Ces derniers ont par la suite été transformés en points dont les coordonnées de la table d'attributs ont été générées. À chaque point est associé un profil Géoradar, en Z . Les points Géoradar les plus près de ceux pris à la perche ont été sélectionnés pour fins de comparaison ($n=148$).

Chacun des 32 transects (en format .dzt) est par la suite inséré dans le logiciel *Radan Data analyzer v.6.5* (Geophysical Survey System, inc., <http://www.geophysical.com/>). Les 148 profils choisis par la méthodologie mentionnée ci-haut, sont interprétés un à un. Différents filtres ont été testés sur les profils, quoique peu concluants, les profils bruts furent analysés. Les épaisseurs des différents horizons ont été déterminées à l'aide des vitesses de pénétration de l'onde, déterminées par la validation. Ces données ont permis la réalisation d'un graphique de comparaison entre les épaisseurs de tourbe prises à la perche et au Géoradar.

2.3 Interpolation géostatistique

2.3.1 Portrait physique du bassin versant de la tourbière

Une image panchromatique acquise le 08/08/2009 par le capteur GeoEye (résolution 0,50 m) a été inséré dans un SIG (*ArcGIS v.9.2*, ESRI, <http://www.esri.com/>). Cette dernière a été géoréférencée à l'aide des positionnements (X,Y,Z) obtenus par dGPS. Cette procédure a permis de définir la limite du bassin versant de la tourbière à l'étude. La tourbière entière, ainsi que chaque section avec les mares et les lanières qui la constituent, ont été numérisées afin de calculer les superficies d'occupation des compartiments sol et eau du site. Les largeurs et les longueurs des lanières ont également été calculées et compilées afin de réaliser des histogrammes de fréquence (*SPSS© v.16.0*, <http://www.spss.com/>).

2.3.2 Interpolation et modèle numérique de terrain (MNT)

La topographie de surface du site a été obtenue à partir des relevés (X,Y,Z) du dGPS présentés à la figure 2-3. Ces points ont été transformés en données vectorielles et insérés dans un projet *ArcMap*. Une interpolation par krigeage ordinaire a été effectuée à partir de ces données (Govaerts, 1997). L'estimateur de krigeage est une moyenne pondérée des valeurs observées $z(x_i)$ utilisées pour estimer une variable à un endroit spécifique x_o où il n'existe aucune valeur mesurée (Équation 2) :

$$\hat{z}(x_o) = \sum_{i=1}^{N(h)} \lambda_i z(x_i) \quad (2)$$

où le λ_i représente le vecteur des poids des estimateurs minimisant la variance de l'erreur d'estimation. En krigeage ordinaire, les poids sont estimés à la condition que la variable constante moyenne est comprise dans le voisinage et que les valeurs du vecteur poids doivent être supérieures à un (Govaerts, 1997).

Un modèle gaussien a été appliqué au semi-variogramme expérimental anisotropique. Une validation croisée a permis de minimiser la racine de la moyenne au carré ou *RMS* pour la réalisation du *MNT* (couche de surface et sub-superficielle). La pente du bassin versant a également pu être calculée avec ce krigeage. Le calcul du *RMS* est effectué à partir de l'équation 3 :

$$RMS = \sqrt{\frac{a_1^2 + a_2^2 + \dots + a_n^2}{n}} \quad (3)$$

où a correspond au carré de la différence entre la coordonnée mesurée et celle qui est produite par interpolation du point et n le nombre de points.

La topographie du bassin minéral a résulté du même processus, mais cette fois interpolée à partir de données acquises par deux méthodes de mesure sur le terrain : (1) les sondages de profondeurs avec une perche métallique et (2) les transects Géoradar. Les profondeurs obtenues par les deux méthodes ont été soustraites des coordonnées Z obtenues par le dGPS. On obtient ainsi une altitude de l'assise minérale par rapport au zéro du niveau de la mer. L'écart entre le $Z_{\text{géoradar}}$ et le Z_{perche} , E_Z , calculé à partir de l'équation 4, a également été interpolé de la même façon.

$$E_Z = Z_{\text{géoradar}} - Z_{\text{perche}} \quad (4)$$

où tous les Z et E_Z sont en centimètres. Cette dernière interpolation avait pour but de mettre en évidence les endroits où une méthode surestimait la profondeur de tourbe par rapport à l'autre et *vice-versa*. Un biais relatif a également été calculé à partir de l'équation 5 :

$$\text{Biais relatif} = \frac{1}{n \cdot \sum_{i=1}^n \frac{Z_{\text{Géoradar}} - Z_{\text{perche}}}{Z_{\text{perche}}}} \quad (5)$$

où n correspond au nombre de points échantillonnés. Les caractéristiques des différents krigeages (semi-variogramme, validation croisée et erreurs prédites) sont présentées à l'Annexe 2-A.

Les résultats obtenus des krigeages ont été taillés à la forme du bassin versant et transformés en données vectorielles. Deux *TIN* (*Triangular Irregular Network*), engendrés par des processus de triangulation représentant le relief d'un milieu, ont été créés. Cinq transects ont été numérisés sur ces *TIN*, regroupant chacun 100 points de surface et de profondeurs provenant d'une zone incluse dans une marge de 30 mètres de chaque côté du transect. Ces coordonnées ainsi obtenues, il a été possible de réaliser des profils transversaux multicouches. De plus, un *MNT* a été réalisé dans *ArcScene* à partir des *TIN*. Pour des fins de visualisation, une exagération verticale de 2x lui a été appliquée.

3. Résultats

Cette section présentera le portrait physique quantitatif, les différents krigeages et le *MNT* du bassin versant de la tourbière.

3.1 Caractéristiques de surface de la tourbière

Le tableau 2-1 et la figure 2-6 décrivent les caractéristiques de surface du bassin versant de la tourbière en chiffres et de manière visuelle, obtenues par les relevés topographiques au GPS RTK et validée par l'orthophotographie GeoEye. Le bassin versant occupe 125 490 m² (12,5 ha) dont 71,9% de forêt, 19,1% de sol tourbeux et 9,0% d'eau. La section nord est la partie de la tourbière la plus grande avec 49,0% de sa superficie, suivie de la section sud avec 36,8% et enfin la région de la grande mare et de l'exutoire couvre 14,2%. Au niveau de la tourbière, 31,0% de la surface est caractérisée par des compartiments aquatiques. De ce pourcentage, 43,0% est situé dans la section sud et 29,0% dans la section nord. La grande mare contient le même pourcentage de superficie aquatique que la section nord, sur une plus petite aire, suggérant ainsi une aqualyse plus importante de la tourbière en aval.

Le pourcentage de surface d'eau de la tourbière (31,0%) est constitué d'un total de 110 mares de plus de 4 m². La figure 2-7 montre un histogramme de fréquence du ratio longueur/largeur des mares de la tourbière à l'étude. Ce dernier compte 16 classes de ratio de 1,66 chacune. La distribution n'est pas normale, puisqu'il y a une asymétrie positive (asymétrie = $sk = 3,35$). Les longueurs et largeurs moyennes de mares sont respectivement de 17,13 et 5,15 mètres. Le ratio moyen longueur/largeur est de 4,27. Plus de 75% des ratios sont inférieurs à 5,0. L'étendue est de 25,05.

Les 121 lanières constituent 17,45% de la superficie de la tourbière. L'histogramme de fréquence des ratios longueur/largeur des lanières est présenté à la figure 2-8. On y retrouve 20 classes d'intervalle de ratio 2,5 chacun. L'asymétrie y est encore une fois positive ($sk = 2,19$). Les longueurs et largeurs moyennes sont respectivement de 13,05 et 2,24 mètres. Le ratio moyen longueur/largeur est de 8,13. 65,0% des lanières ont un ratio longueur/largeur inférieur à 10.

La géométrie des mares et des lanières a pu être comparée à l'aide de l'équation 6 :

$$R = \frac{\bar{x}_{rmares}}{\bar{x}_{rlanières}} \quad (6)$$

où \bar{x}_{rmares} et $\bar{x}_{rlanières}$ représentent respectivement la moyenne des ratios longueur/largeur des mares et des lanières et R correspond au grand ratio. Dans ce cas, le R obtenu est de 0,53. Ce ratio montre que les mares sont 0,53 fois plus ovales et larges que les lanières. Ce ratio pourra être recalculé à l'avenir et ainsi avoir une idée du taux d'aqualyse.

3.2 Topographies de surface et de l'assise minérale obtenue par deux méthodes de mesure

La figure 2-9 montre la topographie de surface du bassin versant de la tourbière obtenue par un krigeage ordinaire ($RMS=0,28$ m). Le relief varie entre 439,20 mètres au dessus du niveau de la mer à l'aval et 448,82 mètres à l'amont du bassin versant, avec une pente moyenne de 1,77%. Le dénivelé du fond de la tourbière, calculé par les données acquises par la perche et par le Géoradar, varie respectivement de 437,35 à 444,01 mètres (pente moyenne de 1,83%) et de 438,00 à 443,13 mètres (pente moyenne de 1,22%). Les pentes ont été calculées dans la direction de l'écoulement moyen, soit -135° par rapport au nord (figure 2-9). Les endroits les plus abrupts du bassin versant sont situés près de l'exutoire avec des pentes variant de 5 à 6%.

On peut observer à la figure 2-10, la comparaison des krigeages ordinaires effectués à partir des données acquises par le Géoradar et manuellement par une perche métallique. Le second, avec 103 points supplémentaires a un RMS légèrement plus faible : 0,59 m par rapport à

0,61 m. La figure 2-11 montre quant à elle la relation entre les deux méthodes de prises de données. Le coefficient de détermination (r^2) est de 0,56 et les moyennes sont de 108,70 centimètres dans les deux cas. Au niveau moyen, pour des profondeurs entre 100 et 150 cm, les deux méthodes sont équivalentes. Par contre, les données interprétées du Géoradar ne dépassent pas les 210 cm. Le biais relatif des mesures de Géoradar par rapport aux mesures de perche de la population est de 0,26 (n=146), des valeurs supérieures à 175 cm est de -0.26 (n=19) et des valeurs inférieures à 175 cm est de 0.34 (n=127).

Un krigeage ordinaire a été réalisé à partir des résultats obtenus par l'équation 2 (figure 2-12). Trois catégories ont été mises en évidence ($E_Z < -10,87$; $-10,87 < E_Z \leq 10,87$; $E_Z > 10,87$), où la différence de profondeur $E_Z = 10,87$ correspond à un seuil d'erreur de 10%. Ce seuil fût calculé à partir de la profondeur moyenne des données obtenues par le Géoradar et la perche (la moyenne est identique dans les deux cas). Les différences les plus marquées semblent avoir lieu autour des mares. En effet, à cet endroit, l'étendue de valeurs E_Z varie entre -125 cm à 125 cm. Les deux méthodes de prise de mesure semblent donner des résultats similaires où la tourbe est mince et la pente est plus abrupte. La perche donne généralement des valeurs supérieures aux valeurs acquises par le Géoradar et ce, particulièrement au niveau de la grande mare et des mares de la section nord. La figure 2-13 présente des histogrammes de fréquence des différences réalisés pour trois catégories de type de surface : platières, mares et lanières. Les moyennes y sont respectivement de 43,3 cm, de -2,9 cm et de 2,9 cm. Les distributions sont légèrement asymétriques : platières $sk = -0,139$ (n=26); mares $sk = 0,579$ (n=62) et lanières $sk = 0,613$ (n=68). Dans le cas des platières, le Géoradar donne des profondeurs supérieures à celles obtenues à la perche, contrairement aux deux autres milieux. Les deux méthodes ont généralement des résultats similaires sur les lanières.

3.3 Profils transversaux multicouches et *MNT* de la tourbière

La figure 2-14 présente cinq transects où des profils stratigraphiques ont été représentés graphiquement. On peut voir sur chacun des graphiques la couche de surface ainsi que deux couches correspondant à l'assise minérale calculée à partir des données Géoradar et de la perche graduée. L'épaisseur de tourbe semble plus importante vers l'aval du bassin versant et dans la section sud (variant généralement entre 150 et 280 cm) par rapport à l'amont de la tourbière (variant entre 70 et 100 cm). Par contre, en comparant les deux courbes de profondeurs, on

remarque une forte variabilité et quelques données horsains (niveau du profil NO-SE) dans le cas des données Géoradar. De plus, les données récoltées ont un intervalle de valeurs plus restreint de profondeurs de tourbe (0-210 cm). Cette restriction sera plus amplement discutée dans la section 4.1.

La figure 2-15 montre un aperçu d'une modélisation en trois dimensions pouvant être réalisée à l'aide des mesures d'arpentage recueillies sur le terrain. Une exagération de 2x a été appliquée au *MNT*. L'étendue d'élévation est de 8,63 m entre le point le plus haut et le plus bas du site d'étude. On remarque une pente au niveau des mares, suggérant ainsi un mouvement longitudinal de l'eau d'amont vers l'aval de par le gradient hydraulique entre les mares, jusqu'à une dernière décharge dans la mare de plus grande superficie.

4. Discussion

4.1 Comparaison des deux méthodes de mesure de la profondeur de tourbe

Deux méthodes de mesure de la profondeur de la matrice tourbeuse ont été comparées dans le cadre de cet article : l'acquisition de profils Géoradar et le sondage manuel de profondeurs avec une perche graduée.

En observant les résultats des figures 2-10 à 2-12, on constate une étendue plus petite des valeurs de profondeurs interprétées à partir des profils Géoradar (donnée maximale = 210 cm). Le biais relatif du total des points (n=146) suggère que les données prises au Géoradar sont 20.6% plus petites que celles de la perche. Pour les profondeurs de tourbe inférieures à 175 cm, les valeurs du Géoradar sont 34% plus importantes). Au dessus de 175 cm, le Géoradar semble sous-estimer de 26% les données prises à la perche. Les profondeurs obtenues par les deux méthodes sont toutefois semblables un peu à l'amont des mares de la section nord et sur la platière comprise entre les deux sections et la mare de plus grande superficie, endroits correspondant à des profondeurs moyennes de 120 cm. À l'endroit des platières, les profondeurs acquises par le Géoradar semblent plus importantes. Près des mares, la perche donne en général des valeurs plus élevées dans la section nord et à l'aval du site (mare de plus grande superficie). Par contre, dans la section sud les profondeurs du Géoradar sont plus importantes.

Plusieurs raisons peuvent expliquer les écarts entre les résultats. La propagation de l'onde à travers un matériau dépend des sources d'atténuation rencontrées (Dallaire, 2010). Si ces

dernières sont élevées, la pénétration du signal sera réduite (Cassidy, 2008; Davis et Annan, 1989). La fréquence de l'onde et la conductivité électrique d'un matériel sondé, comme un sol saturé (tourbe, par exemple) peut atténuer le signal (Cassidy, 2008; Dallaire, 2010). Cette limite peut être également liée à la validation réalisée sur le terrain. En effet, l'interprétation de l'ensemble des profils Géoradar était basée sur les données de vitesse en mm/ns calculées à partir des tranchées. L'incertitude associée à ce calcul a pu être extrapolée sur l'ensemble des données. De plus, Jol et Bristow (2003) ont mentionné qu'une première interprétation des profils devait être faite avant la réalisation de la tranchée afin de conserver une objectivité lors de l'interprétation. Le choix de l'antenne de 400 MHz s'avérait adéquat. En effet, son design (*i.e* le transmetteur et le récepteur dans le même boîtier) est en contact direct avec le sol et protège l'antenne réceptrice du bruit engendré par la radiation solaire. De plus, sa portée (0-4 m) convenait au sondage présent. Une antenne de 800 MHz aurait procuré une résolution plus élevée, mais une portée restreinte et vice-versa pour une antenne de 250 MHz.

Un coefficient de détermination de 0,56 a été obtenu entre les deux mesures dans le cas présent. Il est important de mentionner que les deux techniques diffèrent grandement. Le Géoradar est une technique géophysique électromagnétique non-invasive (Bano, 2000; Gawthrop *et al.*, 1993; Healy *et al.*, 2007; Neal, 2004). Les profondeurs de tourbe sont extraites suite à une validation et une interprétation de profils sismiques. Les valeurs sont alors liées directement à l'expérience de l'interprète, à la netteté des signaux et au nombre d'interférences rencontrées. De plus, la précision est de ± 25 cm en profondeur, ce qui est non négligeable. Il est plus difficile d'interpréter les signaux du Géoradar et d'en extraire des profondeurs au niveau des étendues aquatiques (Dallaire, 2010). En effet, le signal est atténué lorsque la nappe est affleurante (Cassidy, 2008). L'eau est le matériau possédant la constante diélectrique la plus élevée (Davis et Annan, 1989). Une grande conductivité électrique facilite la transmission d'un courant dans un milieu (déplacement de charges). Une perte d'énergie est causée par l'interaction entre les charges et le milieu, amenant ainsi une atténuation du signal (Cassidy, 2008; Dallaire, 2010). Les tourbières minérotrophes sont alors plus difficiles à caractériser que les tourbières ombrotrophes, dû à leur plus grande superficie de mares (Dallaire, 2010). Plusieurs interférences sont d'ailleurs constatées à ces niveaux (Comas *et al.*, 2004). Les signaux sont moins clairs, rendant la distinction des couches stratigraphiques moins évidente et ce, même en appliquant des filtres. Le profil Géoradar le plus près du point de prise de mesure à la perche était parfois

impossible à interpréter. Un point plus éloigné devait alors être choisi, rendant la comparaison moins crédible dans le cas d'une différence microtopographique.

Le sondage manuel est souvent utilisé pour valider les données Géoradar dans la littérature (0,94 par Hänninen, 1992; 0,89 par Holden *et al.*, 2002). Il semble toutefois que les mesures manuelles soient imparties d'une incertitude considérable (Doolittle et Butnor, 2009; Rosa *et al.*, 2009). L'écart obtenu entre les profondeurs des deux méthodes ($r^2=0,56$) peut s'expliquer par la force du sondeur ainsi que la flexibilité et la possibilité d'obliquité de la perche (Jol et Smith, 1995; Worsfold *et al.*, 1986). La divergence peut également être due à la variabilité spatiale (décalage entre les points de comparaison jusqu'à 3 mètres). Les données peuvent donc être influencées par la microtopographie. La perche peut être bloquée par des obstacles dans la tourbe, difficiles à identifier (pierre, tronc, etc.). Des auteurs soulignent également que la nature du contact minéral-tourbe peut amener une incertitude supplémentaire (Jol et Smith, 1995; Worsfold *et al.*, 1986). En effet, si le contact est peu consolidé comme de l'argile ou du sable fin, la mesure manuelle peut pénétrer plus profondément dans le substrat. Bien qu'un sol minéral dur fût identifié lors de la tranchée (validation des données Géoradar), une transition dans la compaction et la composition granulométrique du substrat minéral peut avoir lieu (Dallaire, 2010). Dans le cas de la campagne de terrain, la perche avait une longueur de trois mètres à son maximum, restreignant également la gamme de mesure. Par contre, cette limite n'a pas eu d'influence sur les données, puisqu'une seule d'entre elles a atteint une profondeur de trois mètres. Il est également important de considérer que les données Géoradar ont été récoltées en mars et les données manuelles en octobre. Le gel agit sur l'expansion et la contraction de la tourbe (Fritz *et al.*, 2008). Des changements de l'ordre de quelques millimètres ont pu être engendrés. Ces marges d'erreur respectives peuvent expliquer la disparité entre les résultats obtenus par les deux techniques à certains endroits.

En examinant le rendement des deux méthodes, il semble plus approprié d'utiliser un Géoradar pour prendre des mesures d'épaisseurs de tourbe. Il constitue une technique objective pour mesurer l'épaisseur de tourbe et permet de prendre un nombre important de relevés en peu de temps. Par contre, il faudra considérer une période de temps importante pour le traitement des signaux ainsi qu'une marge d'erreur associée à l'interprète. Les incertitudes associées aux relevés Géoradar pourraient être atténuées par la réalisation de mesures de conductivité électrique, de tests de pH ainsi que des tests de permittivité apparente (Dallaire, 2010). La réalisation de

plusieurs tranchées afin de réaliser une moyenne de vitesse de propagation de l'onde dans chacun des substrats et de vérifier la nature de l'assise minérale serait envisageable. L'utilisation d'une perche pour effectuer des relevés manuels favoriserait une subjectivité des résultats (Jol et Smith, 1995; Worsfold *et al.*, 1986).

Selon les statistiques de validation croisée présentées à l'annexe 2-A, la *RMS* obtenue par les données de perche est légèrement inférieure ($RMS=0,59$ m) à celle résultant des données Géoradar ($RMS=0,61$ m). Il est toutefois à considérer le nombre plus important de points échantillonnés par la tige graduée. Une incertitude associée à la méthode d'interpolation géostatistique est aussi importante. L'ajustement du semi-variogramme manuellement dans le logiciel *ArcGIS* inclus une marge d'erreur non-calculée (Govaerts, 1997). De plus, le krigeage ordinaire apporte un risque d'erreur au niveau des zones non-échantillonnées. Cette méthode procure une bonne estimation des points mesurés, mais des discontinuités dans le voisinage de ces points (Govaerts, 1997).

4.2 Variation spatiale de l'épaisseur de la matrice tourbeuse

L'épaisseur de la matrice tourbeuse est plus importante en aval et au niveau de la section sud qu'en amont du site étudié. Il est important de considérer les différences obtenues entre les deux méthodes. La pente du fond de la tourbière résultant des sondages de profondeurs à la perche est plus prononcée (1,83%) que celle obtenue par les données Géoradar (1,22%). Ces résultats sont logiques considérant la plus grande étendue de valeurs pour une même distance. Les signaux du Géoradar peuvent avoir été atténués pour les raisons mentionnées à la section 4.1, rendant la gamme de valeurs plus restreinte.

Les zones les plus profondes sont situées en aval du site et à la fois aux endroits où se trouvent les mares de plus grande superficie. Ces sites étant également les zones les plus basses au niveau topographique, la pente y est moins forte (1,06 à 1,09%). L'hypothèse d'un comblement, un des principaux mécanismes de formation des tourbières, par des boues lacustres, du charbon ou du lignite dans le passé serait envisageable (Rydin et Jeglum, 2006). Les stades d'entourbement dépendent de la végétation bordière, de la topographie et du drainage du bassin-versant (Payette et Rochefort, 2001). De nos jours, ce comblement pourrait faire place à un phénomène d'aqualyse, le ramenant ainsi à son état d'origine? Cette hypothèse est toutefois à

vérifier par des méthodes de reconstitutions paléo-écologiques plus approfondies (Payette et Rochefort, 2001).

Un autre questionnement peut être soulevé. Au niveau de la morphologie et de l'épaisseur de tourbe, la section nord diffère de la section sud. Entre les deux sections se trouve une surélévation formée d'un cran rocheux et de buttes. Il pourrait s'agir de deux tourbières indépendantes ayant pris de l'expansion et s'étant fusionnées avec le temps, formant ainsi la tourbière à l'étude. Une grande platière à sphaigne forme la moitié de la section nord (d'amont en aval). L'épaisseur de tourbe est moindre à cet endroit. S'agirait-il d'un processus de paludification? La tourbière s'étendrait ainsi hors de son cadre de référence suite à une modification du régime hydrique, la matrice tourbeuse envahissant peu à peu la bordure forestière vers l'amont du site (Payette et Rochefort, 2001).

4.3 Surface d'eau de la tourbière

La superficie tourbeuse représente 28,1% du bassin versant total. Dans cette partie, se trouve 110 mares de plus de 4 m². Les mares sont en majorité longilignes et perpendiculaires à la direction moyenne de l'écoulement de l'eau, mis à part deux mares de plus grande superficie (une en aval du site et l'autre dans la section sud). En effet, un faible pourcentage (<24%) des mares ont un patron quasi circulaire. Ces dernières sont situées plus en aval de chacune des deux sections. Par contre, les mares sont 0,53 fois plus ovales que les lanières.

Les mares sont séparées de lanières, en moyenne large de 2,0 mètres et longues de 13,0 mètres. Les lanières sont en moyenne 7,6 fois plus longues que larges. La majorité d'entre elles sont entre 5 et 7 fois plus longues. Près de 22% des lanières ont une longueur jusqu'à 2,5 fois plus grande que la largeur.

Le pourcentage de superficie aquatique correspond à 31,0% de l'aire tourbeuse. Par contre, si on exclut la portion de la section nord où il n'y a aucune mare (nord-ouest), le pourcentage augmente à 33,0%. En effet, cette section est entourée de buttes de sphaignes et ne semble pas, d'un point de vue topographique, contribuer à l'écoulement du bassin versant. Deux tourbières minérotrophes répertoriées à proximité par Tardif (2010), présentent des taux d'aqualyse de 35,0%.

La figure 2-15 montre un important dénivelé amont-aval (1,77%). Cette pente, visible sur le terrain, est relativement importante pour un milieu humide. Des pentes moyennes variant

autour de 0,1 à 1,9% ont été répertoriées par Tardif (2010) et White (comm. pers. 2010) sur des tourbières à proximité. Cette caractéristique jumelée à l'observation conceptuelle, permet de suggérer un mouvement d'eau d'amont en aval, au travers les lanières suivant la Loi de Darcy (Banton et Bangoy, 1997). Lors d'une importante pluie, de par le gradient hydraulique entre les mares amont et aval, il s'établit un écoulement sub-superficiel limité par la conductivité hydraulique à saturation du matériel composant les lanières. Cet écoulement alimentera partiellement la grande mare en amont de l'exutoire, constituant la seule sortie d'eau du site.

L'aqualyse est un phénomène touchant plusieurs tourbières de cette région (Clerc, 2009; Dissanska *et al.*, 2009; Tardif, 2010). Les données récoltées dans le présent projet seront ultérieurement utilisées dans un modèle hydrologique, amenant ainsi plus d'informations sur le développement futur de la configuration de ces écosystèmes du moyen-nord québécois.

5. Conclusion

Cet article consistait à apporter des éclaircissements à plusieurs interrogations. Peut-on cartographier en trois dimensions un écosystème tourbeux complet à l'aide de méthodes d'arpentage? Existe-t-il une relation entre l'emplacement des mares et l'épaisseur de tourbe? Peut-on vérifier l'hypothèse d'un écoulement d'eau d'une mare à l'autre, à l'aide d'une cartographie en 3D?

Une série de relevés topographiques au GPS RTK, des sondages de profondeurs de tourbe avec une tige métallique et des transects réalisés avec un Géoradar, ont effectivement permis une cartographie en haute résolution du site à l'étude. Ces méthodes se sont avérées rapides et efficaces pour monter une base de données topographique exhaustive. Des informations plus précises sur les superficies de différents types d'occupation du sol du bassin versant ont été apportées. Le site à l'étude est une tourbière minérotrophe fortement aqualysée incluse dans un bassin versant de 125 290 m² (12,5 ha). La superficie forestière, constituée presque exclusivement d'épinettes noires, représente 72,0% du bassin versant sur la tourbière étudiée. On y retrouve une série de mares longilignes parallèles entre elles et perpendiculaires à la direction moyenne de l'écoulement d'eau, représentant 10 935 m². Le site étudié peut maintenant être classé comme ayant un fort taux d'aqualyse (0,31).

Les deux techniques de mesure de la profondeur de tourbe ont un coefficient de détermination (r^2) de 56%. Les disparités entre les deux méthodes sont surtout situées au niveau

des mares, cette observation peut être engendrée par la difficulté d'interprétation des profils Géoradar à cet endroit. En effet, le signal est atténué lorsque la nappe est affleurante (Cassidy, 2008), dû à la constante diélectrique élevée (déplacement de charges) (Davis et Annan, 1989). Une perte d'énergie est causée par l'interaction entre les charges électriques et le milieu, amenant ainsi une atténuation du signal (Cassidy, 2008; Dallaire, 2010). Il semble toutefois plus approprié d'utiliser un Géoradar pour prendre des mesures d'épaisseurs de tourbe. Cette technique objective permet la collecte d'un nombre important de relevés en peu de temps. Le temps d'interprétation et la marge d'erreur de l'interprète sont toutefois à considérer. L'utilisation d'une perche pour effectuer des relevés manuels favoriserait une subjectivité des résultats (Jol et Smith, 1995; Worsfold *et al.*, 1986). De plus, le Géoradar a un potentiel intéressant pour l'analyse des différentes composantes internes d'une tourbière, *i.e.* le réseau naturel de canalisation (Dallaire, 2010). Les transects multicouches ont permis de remarquer une coïncidence entre les points les plus bas du site et ceux ayant la plus grande épaisseur de tourbe. Ces endroits correspondent également à ceux où sont situées les plus grandes mares, amenant ainsi une hypothèse de comblement pouvant être éclaircie dans les années à venir à l'aide de méthodes paléo-écologiques.

Une cartographie en 3D a pu résulter des krigeages de surface et de profondeur réalisés à partir des données recueillies sur le terrain. Cette modélisation permet une bonne représentation spatiale du site. La pente au niveau de la tourbière et de ses mares, forte pour ce type d'écosystème, suggère un mouvement de l'eau important à travers les lanières de l'amont vers l'exutoire, alimentant partiellement la grande mare (constituant la seule sortie d'eau du site). De par le gradient hydraulique entre les mares amont et aval, lors d'une importante précipitation, il s'installe un écoulement sub-superficiel limité par la conductivité hydraulique à saturation du matériel composant les lanières.

Il importait d'améliorer les connaissances afférentes aux caractéristiques physiographiques par une modélisation 3D. Ces données, jumelées à de futures études stratigraphiques, écologiques et paléo-écologiques, pourront servir à une modélisation hydrologique ultérieure, permettant ainsi des éclaircissements supplémentaires sur les petits bassins versant dominés par des écosystèmes tourbeux minérotrophes.

6. Références

- Bano, M., 2000. *Imagerie de la proche surface par géoradar*, Mémoire, Strasbourg, Géophysique Appliquée, Université Louis Pasteur-Strasbourg 1, 72 p.
- Banton, O. et Bangoy, M., 1997. *Hydrogéologie – multiscience environnementale des eaux souterraines*, Presses de l'Université du Québec – AUPELF, 460 p.
- Bottom, S., Duquenne, F., Egels, Y., Even, M. et Willis, P., 1997. GPS, localisation et navigation, Éditions Hermes, 159 p.
- Bradford, J. H., McNamara, J. P., Bowden W. et Gooseff, M.N., 2005. Measuring thaw depth beneath peat-lined arctic streams using ground-penetrating radar, *Hydrological Processes*, 19 : 2689-2699.
- Cassidy, N. J., 2008. *Introduction to GPR (Workshop 1)*. In 12th International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR08) (June 16-19), University of Birmingham, Birmingham, Angleterre.
- Charman, D., 2002. *Peatlands and environmental change*, John Wiley & Sons Ltd, Chicester, England, 301 p.
- 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 en sciences de l'eau, INRS-ETE, 216 p.
- Comas, X., Slater, L. et Reeve, A., 2004. Geophysical evidence for peat basin morphology and stratigraphic controls on vegetation observed in a Northern Peatland, *Journal of Hydrology*, 295: 173-184.
- Dallaire, P. 2010. *Utilisation d'un Géoradar afin de caractériser la stratigraphie de la tourbe et estimer le carbone organique accumulé dans une tourbière boréale, Région d'Eastmain, Baie-James, Québec*, Mémoire de maîtrise en géographie, Université du Québec à Montréal, 147 p.
- Davis, J. L. et Annan, A.P., 1989. Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy, *Geophysical Prospecting*, 37: 531-551.
- Dissanska, M., Bernier M. et Payette, S., 2009. Object-based classification of very high resolution panchromatic images for evaluating recent change in the structure of patterned peatland, *Canadian Journal of Remote sensing*, 35(2): 189-215.
- Dissanska, M., Bernier, M., Rousseau, A.N., Chokmani, K. et 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+*, Rapport de recherche, Projet CRSNG-RDC Ouranos, 63 p.
- Doolittle, J.A. et Butnor, J.R., 2009. *Soils, Peatlands, and Biomonitoring*, In *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*, Harry M. Jol eds, p.524. Amsterdam: Elsevier.
- ESRI, The GIS software leader | Mapping software and datas, page consultée le 30 juillet 2010, Adresse URL : <http://www.esri.com/>

- Fritz, C., Campbell, D.I. et Schipper L.A., 2008. Oscillating peat surface levels in a restiad peatland, New Zealand – magnitude and spatiotemporal variability, *Hydrological processes*, 22: 3264-3274.
- Gawthorpe, R.L., Collier L.R.E., Alexander J., Bridge J.S. et Leeder M.R., 1993. Ground penetrating radar: application to sandbody geometry and heterogeneity studies. Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs, *Geological Society Special Publication*, 73: 421-432.
- Geophysical, Ground Penetrating Radar Equipment – GSSI, page consultée le 30 juillet 2010, Adresse URL : <http://www.geophysical.com/>
- Govaerts, P. 1997. *Geostatistics for natural resources evaluation*, Oxford University Press, 483 p.
- Hänninen, P., 1992. Application of ground penetrating radar and radio wave moisture probe techniques to peatland investigation, *Geological Survey of Finland, bulletin 361*, p.1-71.
- Healy, D., Katapodis, C. et Tarrent, P., 2007. *Application of Ground Penetrating Radar for river ice surveys*, CGU HS Committee on river ice processes and the environment, 10 p.
- Holden, J., 2005. Peatland hydrology and carbon release: why small-scale processes matters, *Philosophic Transactions of the Royal Society*, A(363) : 2891–2913.
- Holden, J., Burt, T.P. et Vilas, M.. 2002. Application of ground-penetrating radar to the identification of subsurface piping in blanket peat, *Earth Surface Process and Landforms*, 27: 235-249.
- Jol, H.M. et Smith, D.G., 1995. Ground penetrating radar surveys of peatlands for oilfield pipelines in Canada, *Journal of Applied Geophysics*, 34: 109-123.
- Neal, A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology : principles, problems and progress, *Earth Science Reviews*, 66: 261-330.
- Payette, S., 2008. *The Aqualyse project*, P.E.R.G. 15th Workshop, Université Laval, Québec.
- Payette, S. et Rochefort L., 2001. *Écologie des tourbières boréales du Québec-Labrador*, Presses de l'Université Laval, 621 p.
- Rosa, E., Larocque, M., Pellerin, S., Gagné, S. et Fournier, B., 2009. Determining the number of manual measurements required to improve peat thickness estimations by ground penetrating radar, *Earth Surface Process and Landforms*, 37: 377-383.
- Rydin, H. et Jeglum, J., 2006. *The biology of peatlands*, OUP Oxford, 160 p.
- SPSS©, SPSS | Data Mining, Statistical Analysis Software, Predictive analysis, page consultée le 30 juillet 2010, Adresse URL : <http://www.spss.com/>
- Tardif, S., 2010. *Hydrologie comparative des tourbières et des lacs de la Baie de James dans un contexte d'aqualyse*, thèse de doctorat en sciences de l'eau, INRS-ETE, 164 p.
- Trimble – GPS, Laser, Optics and positioning hardware, software and services, page consultée le 2 août 2010, Adresse URL: <http://www.trimble.com/>

Worsfold, R.D., Parashar, S.K. et Perrott, T., 1986. Depth profiling of peat deposits with impulse radar, *Canadian Geotechnical Journal / Revue Canadienne de Géotechnique*, 23 : 142-154.



Figure 2-2. Patron de surface de la tourbière étudiée

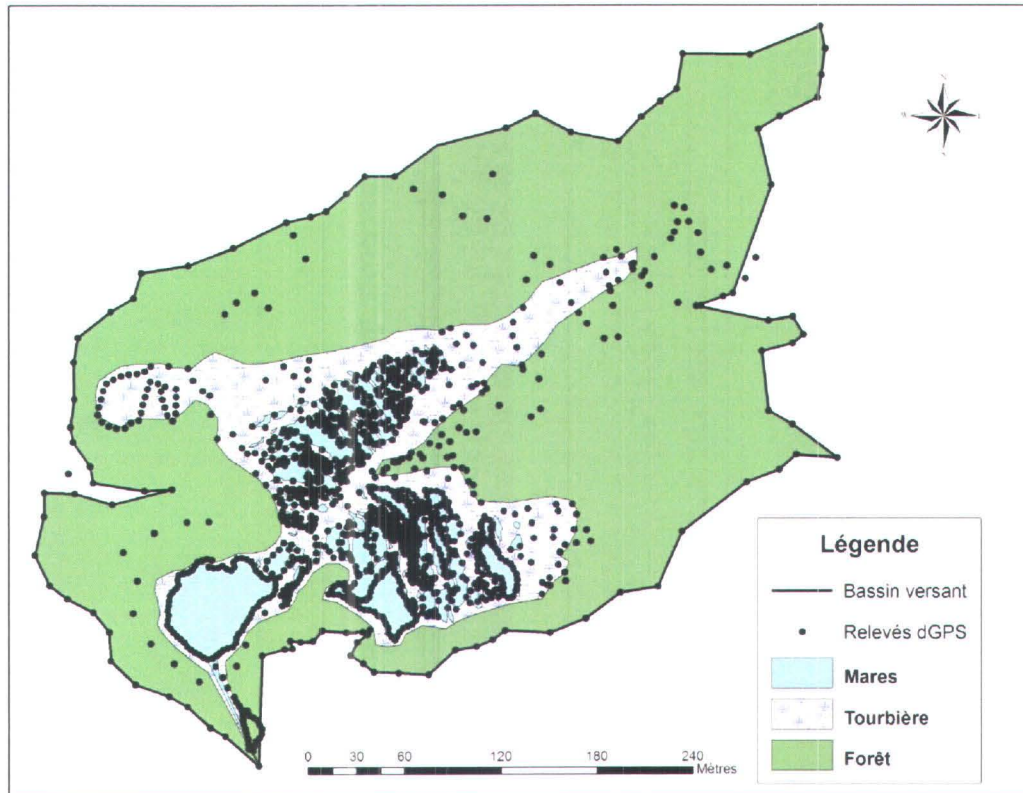


Figure 2-3. Localisation des points de relevés dGPS (n=1416) du bassin versant de la tourbière en octobre 2009. La projection est NAD 1983 Zone 18N.

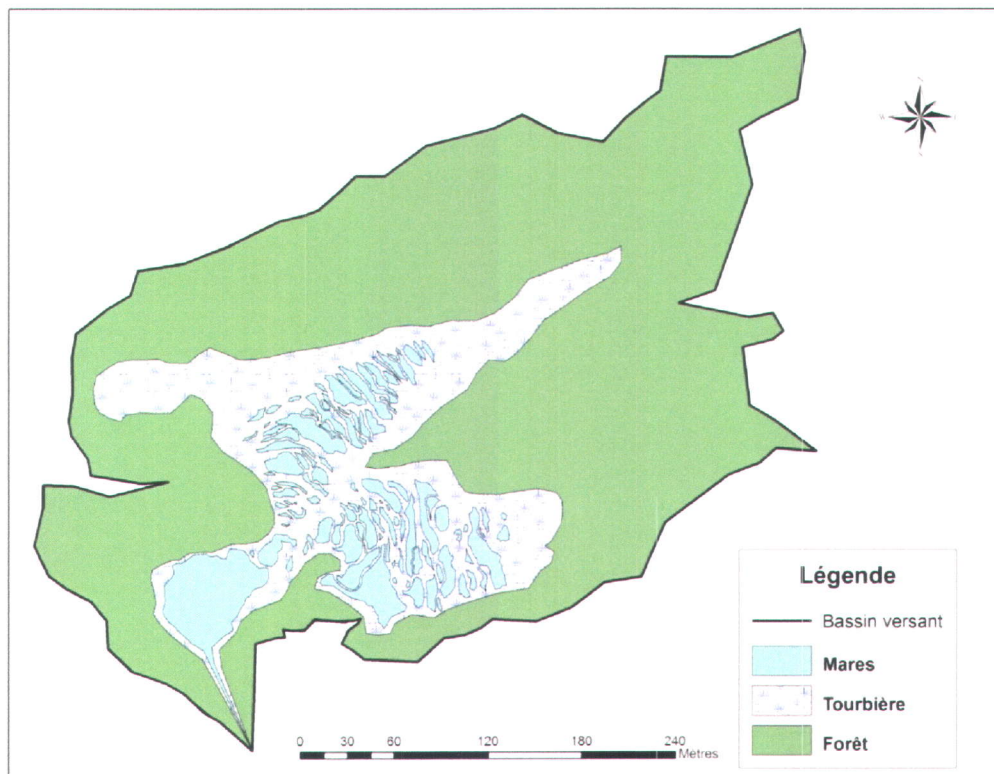


Figure 2-6. Occupation du sol du bassin versant de la tourbière. La projection est NAD 1983 Zone 18N.

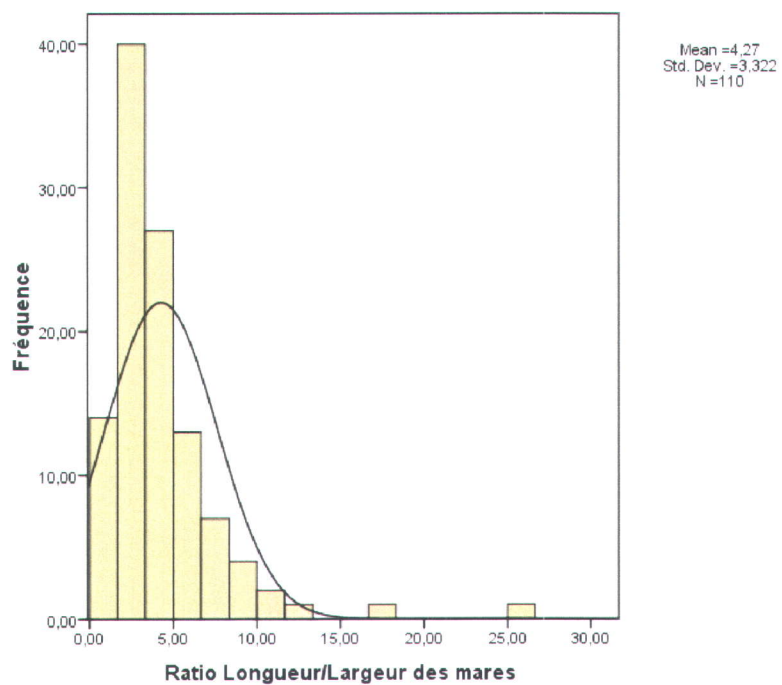


Figure 2-7. Histogramme de fréquence du ratio longueur/largeur des mares sur le bassin versant de la tourbière (n=110; $sk = 3,35$)

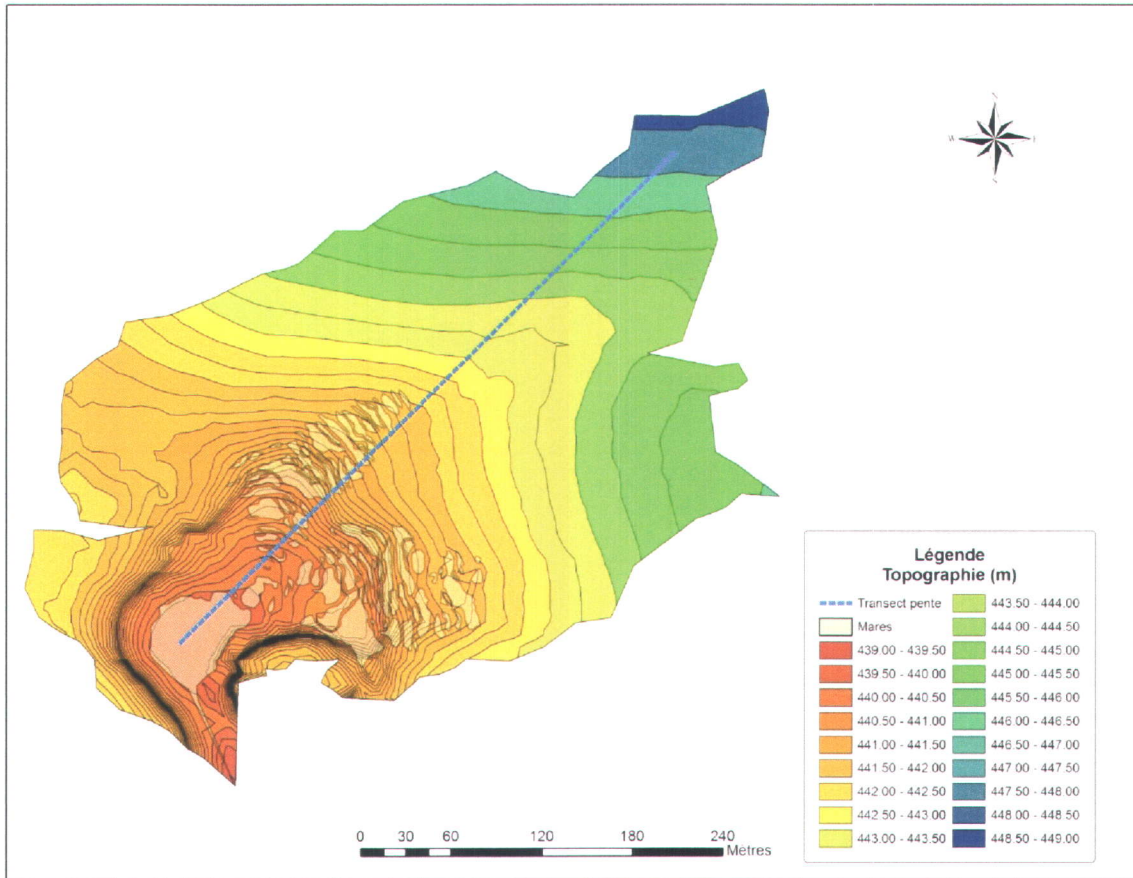


Figure 2-9. Topographie du bassin versant obtenue par krigeage ordinaire ($RMS=0,28$ m) avec courbes de niveaux à 0,50 m d'équidistance. Le pointillé correspond à l'endroit où la pente de surface a été calculée (135° par rapport au nord). La projection est NAD 1983 Zone 18N.

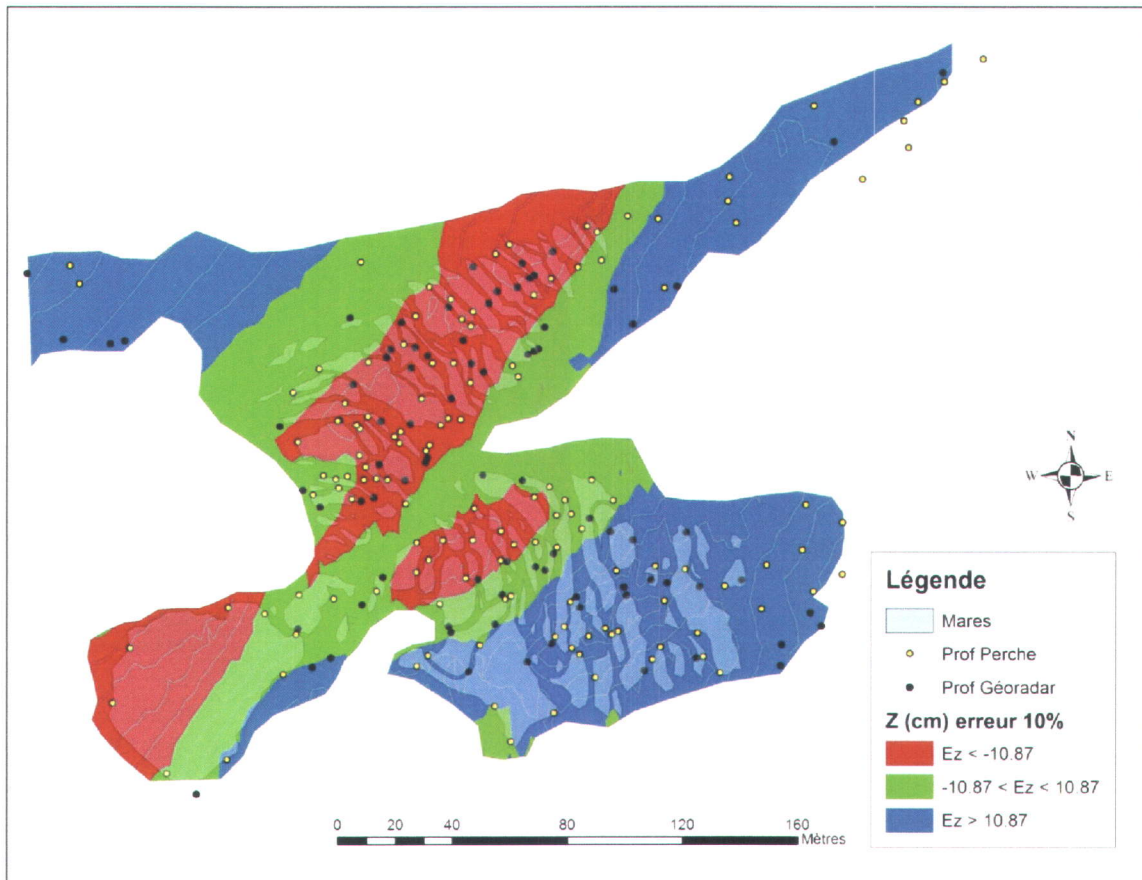


Figure 2-12. Représentation spatiale de la différence entre les profondeurs de tourbe E_z (cm) obtenues avec le Géoradar et avec la perche en trois classes : $E_z < -10,87$ cm; $-10,87$ cm $< E_z < -10,87$ cm et $E_z > 10,87$ cm (10,87 cm représente une erreur de 10%). La projection est NAD 1983 Zone 18N.

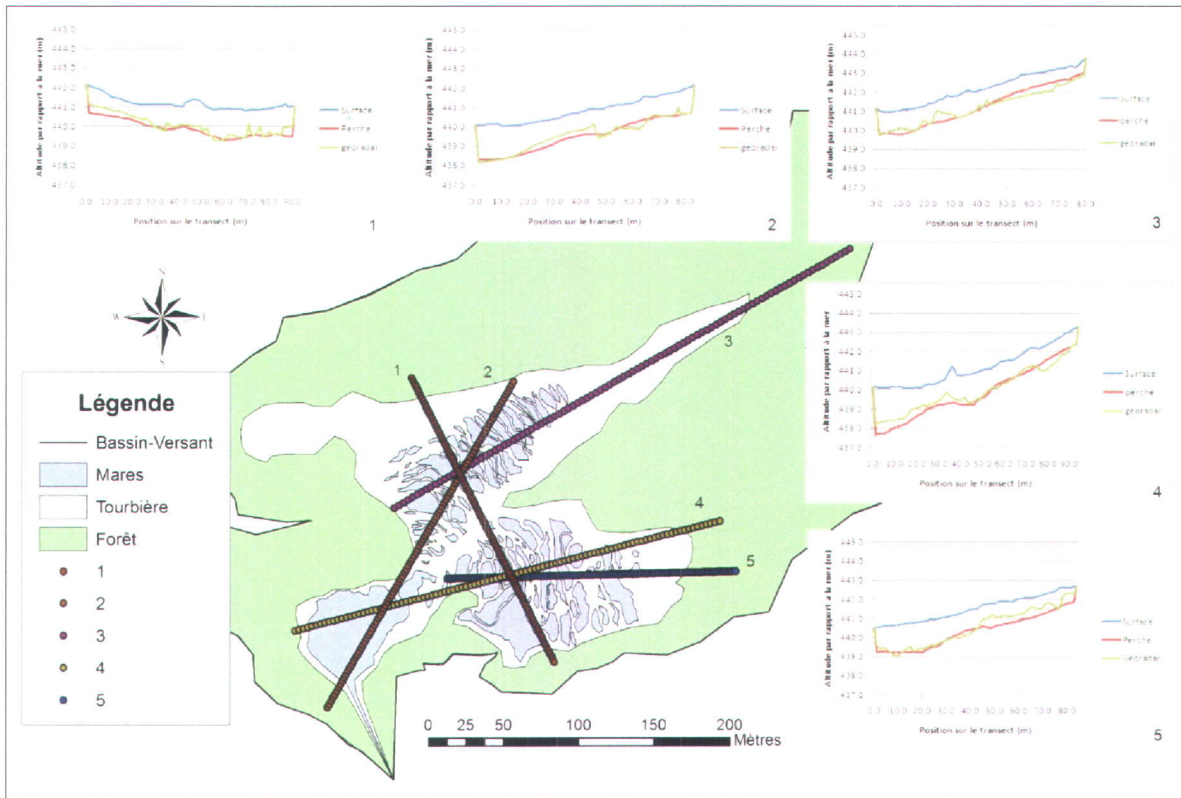
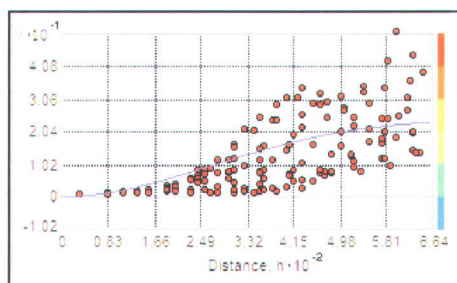


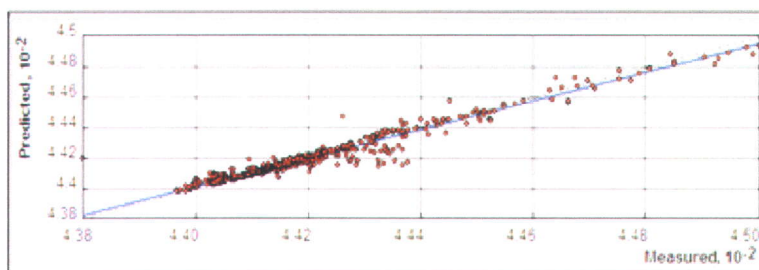
Figure 2-14. Cinq profils transversaux de la tourbière montrant la topographie de surface et la topographie de l'assise minérale déterminée par les données prises à la perche et au Géoradar, en cm. La projection est NAD 1983 Zone 18N.

Annexe 2-A : Semi-variogrammes, validations croisées et erreurs prédites des différents krigeages effectués

(1) Krigeage ordinaire de surface à partir des données dGPS (modèle gaussien sans anisotropie)



Semi-variogramme



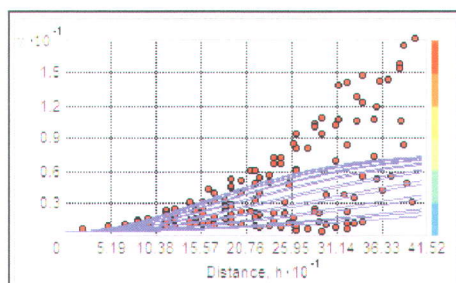
Validation croisée

Erreurs prédites (m)

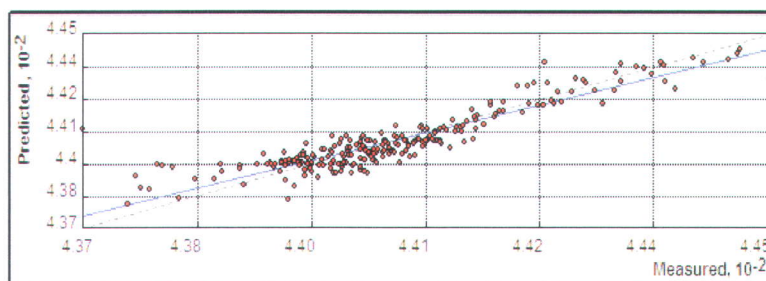
Moyenne	0.02
RMS	0.28
Erreur moyenne standardisée	0.37
Moyenne standardisée	0.06

(2) Krigeage ordinaire de profondeur à partir des données prises manuellement avec une perche (modèle gaussien avec anisotropie)

**Les lignes violettes sur le semi-variogramme indiquent les axes d'anisotropie.*



Semi-variogramme



Validation croisée

Erreurs prédites (m)

Moyenne	0.02
RMS	0.59
Erreur moyenne standardisée	0.56
Moyenne standardisée	0.04

Worsfold, R.D., Parashar, S.K. et Perrott, T., 1986. Depth profiling of peat deposits with impulse radar, *Canadian Geotechnical Journal / Revue Canadienne de Géotechnique*, 23 : 142-154.

Tableau 2-1. Superficie (m²) et pourcentage d'occupation du sol (%), de chacune des sections et des biotopes de la tourbière du bassin versant étudié

Occupation du sol	Superficie (m²)	Pourcentage du BV (%)
Bassin versant	125 490	100,0
Forêt	90 214	71,9
Tourbière complète	35 275	28,1
Divisions de la tourbière	Superficie (m²)	Pourcentage (%)
Section Nord	17 270	49,0
Section Sud	12 990	36,8
Grande mare	5 017	14,2
Biotopes	Superficie (m²)	Pourcentage (%)
Lanières	6 156	17,5
Mares	10 926	31,0
Autre	18 193	51,5

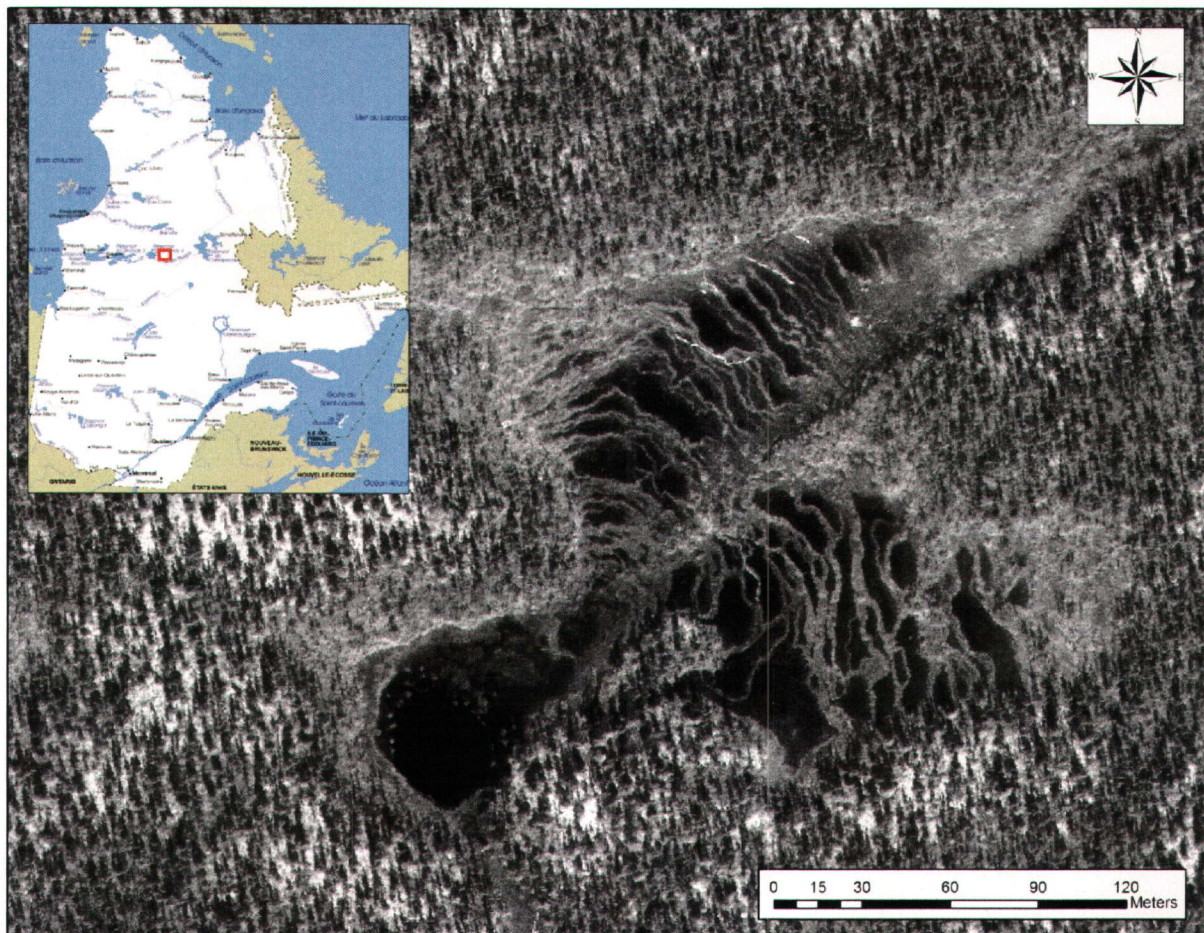


Figure 2-1. Localisation de la tourbière à l'étude au nord-est du bassin versant de la rivière La Grande dans les basses terres de la Baie-de-James (54°06'868" N; 72°30'083" W)



Figure 2-2. Patron de surface de la tourbière étudiée

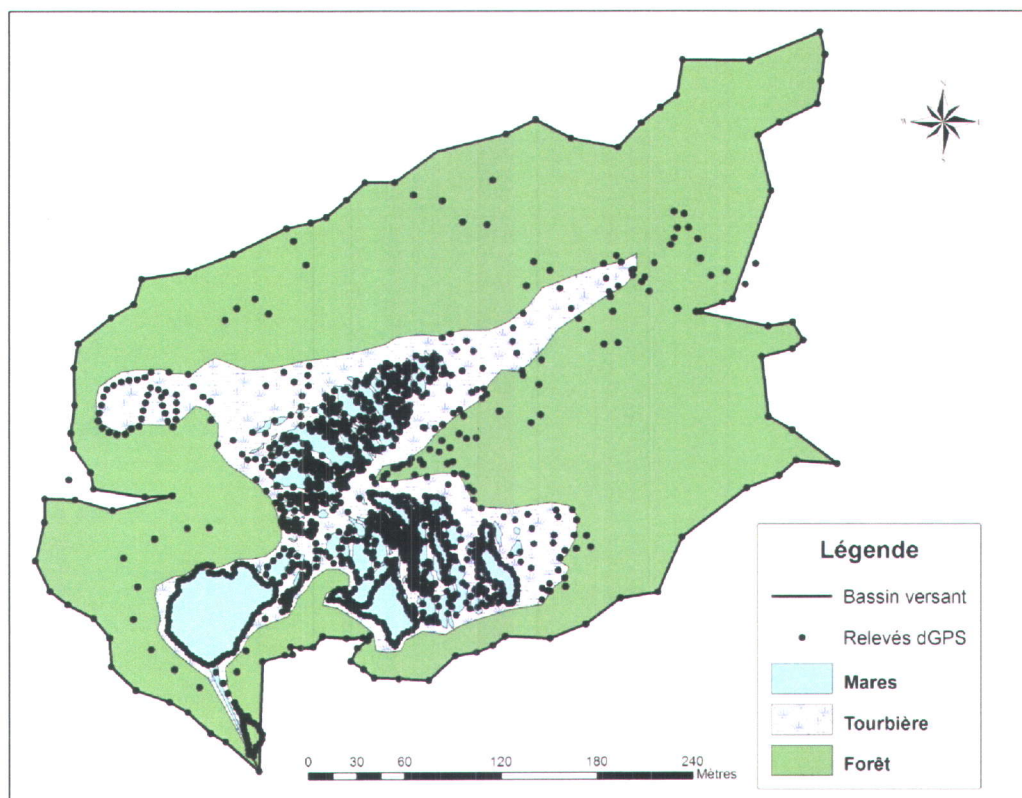


Figure 2-3. Localisation des points de relevés dGPS (n=1416) du bassin versant de la tourbière en octobre 2009. La projection est NAD 1983 Zone 18N.

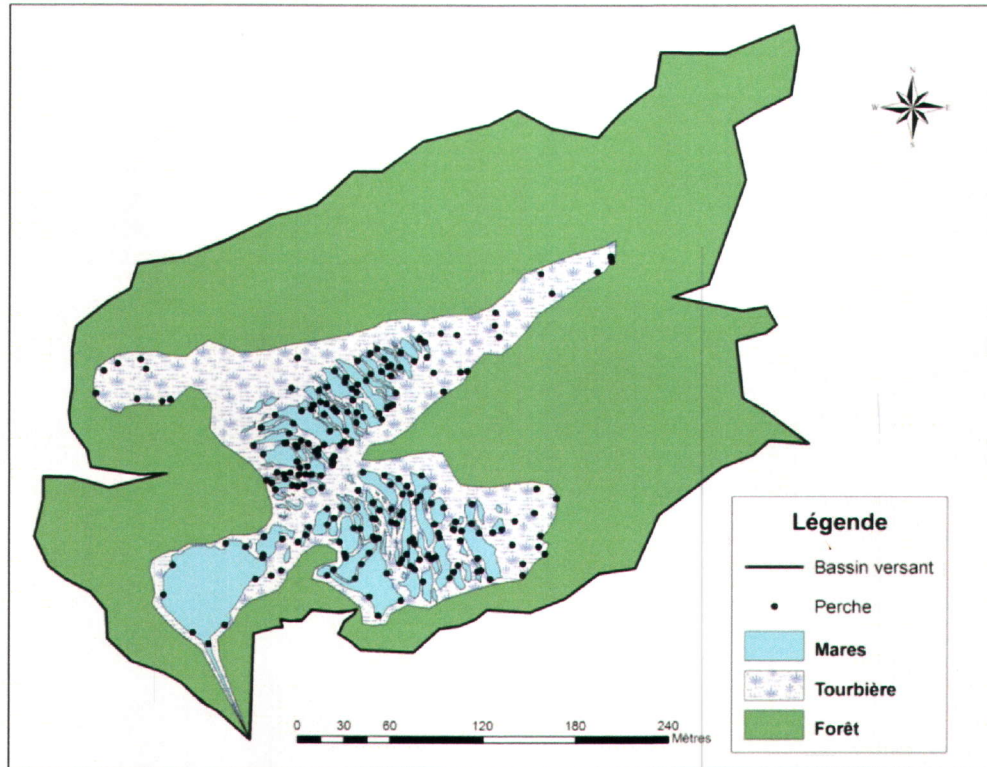


Figure 2-4. Relevés de profondeurs (n=251) du bassin versant de la tourbière en octobre 2009. La projection est NAD 1983 Zone 18N.

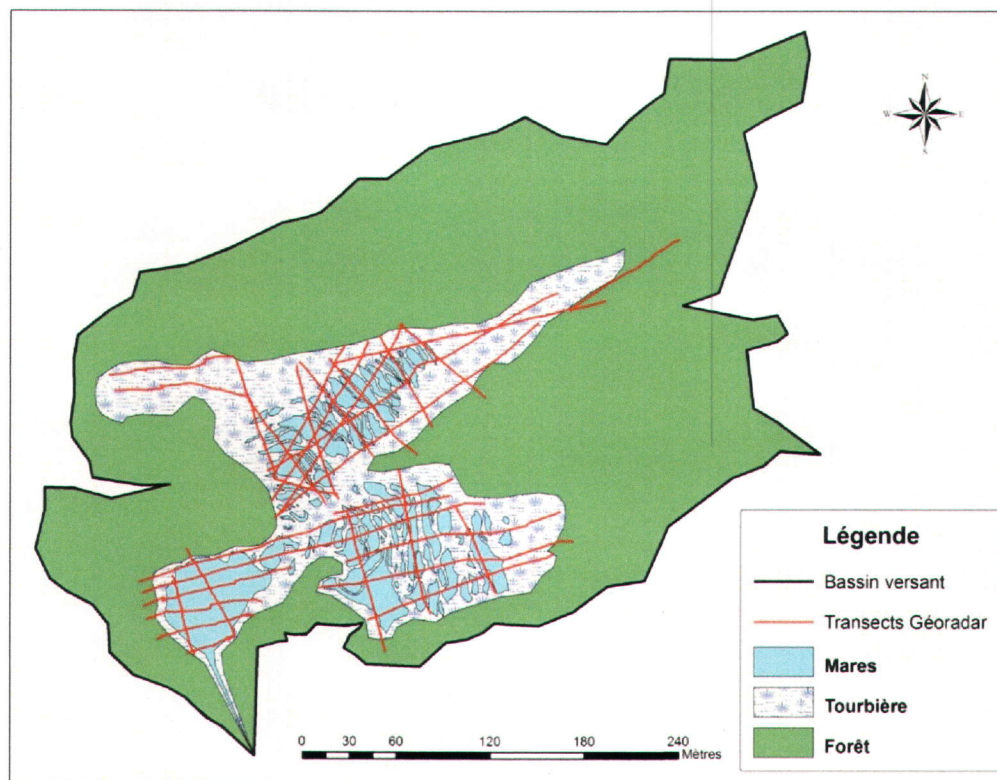


Figure 2-5. Transects au Géoradar (n=32) réalisés sur la tourbière en mars 2009. La projection est NAD 1983 Zone 18N.

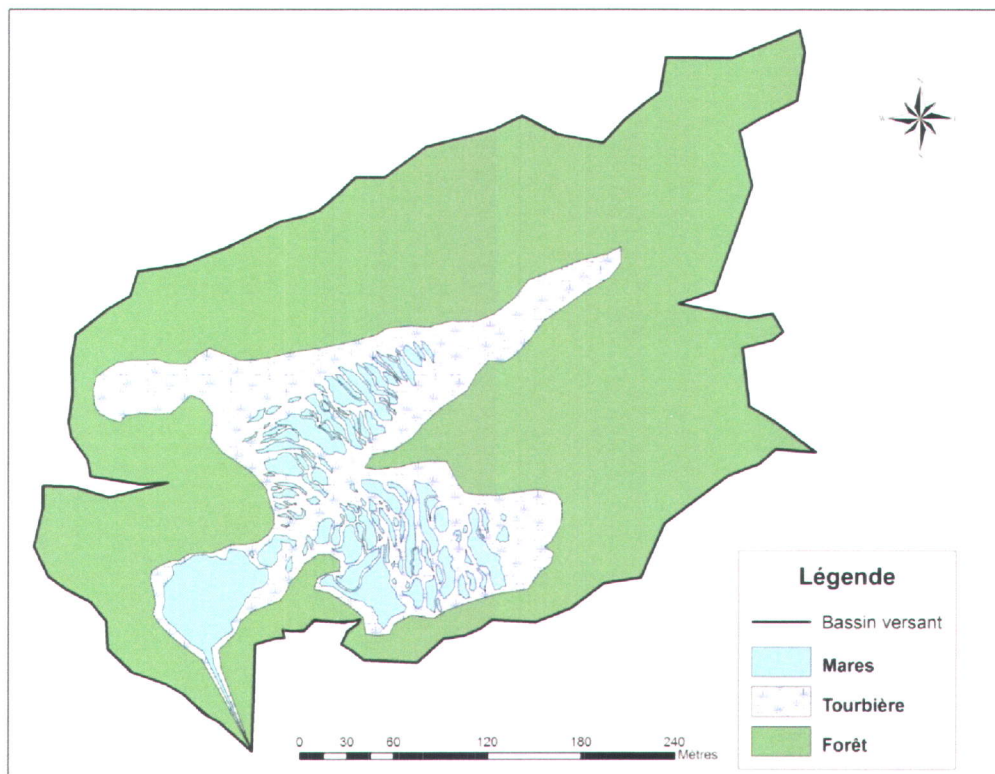


Figure 2-6. Occupation du sol du bassin versant de la tourbière. La projection est NAD 1983 Zone 18N.

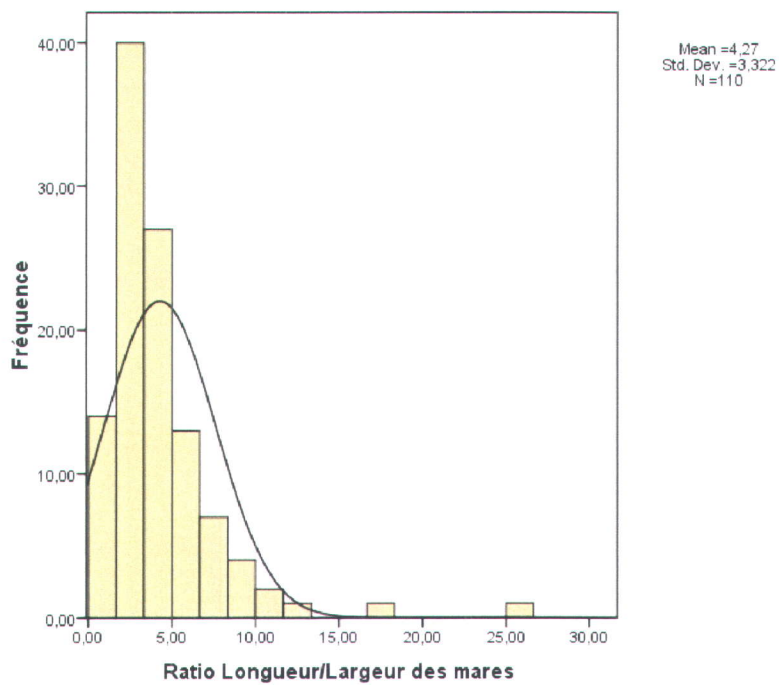


Figure 2-7. Histogramme de fréquence du ratio longueur/largeur des mares sur le bassin versant de la tourbière (n=110; $sk = 3,35$)

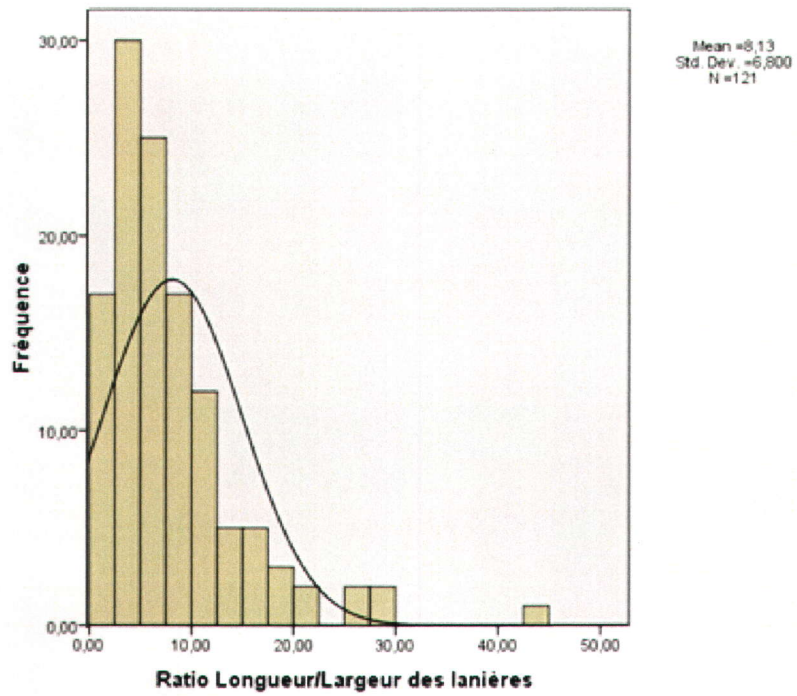


Figure 2-8. Histogramme de fréquence du ratio longueur/largeur des lanières sur le bassin versant de la tourbière (n=121; $sk = 2,19$)

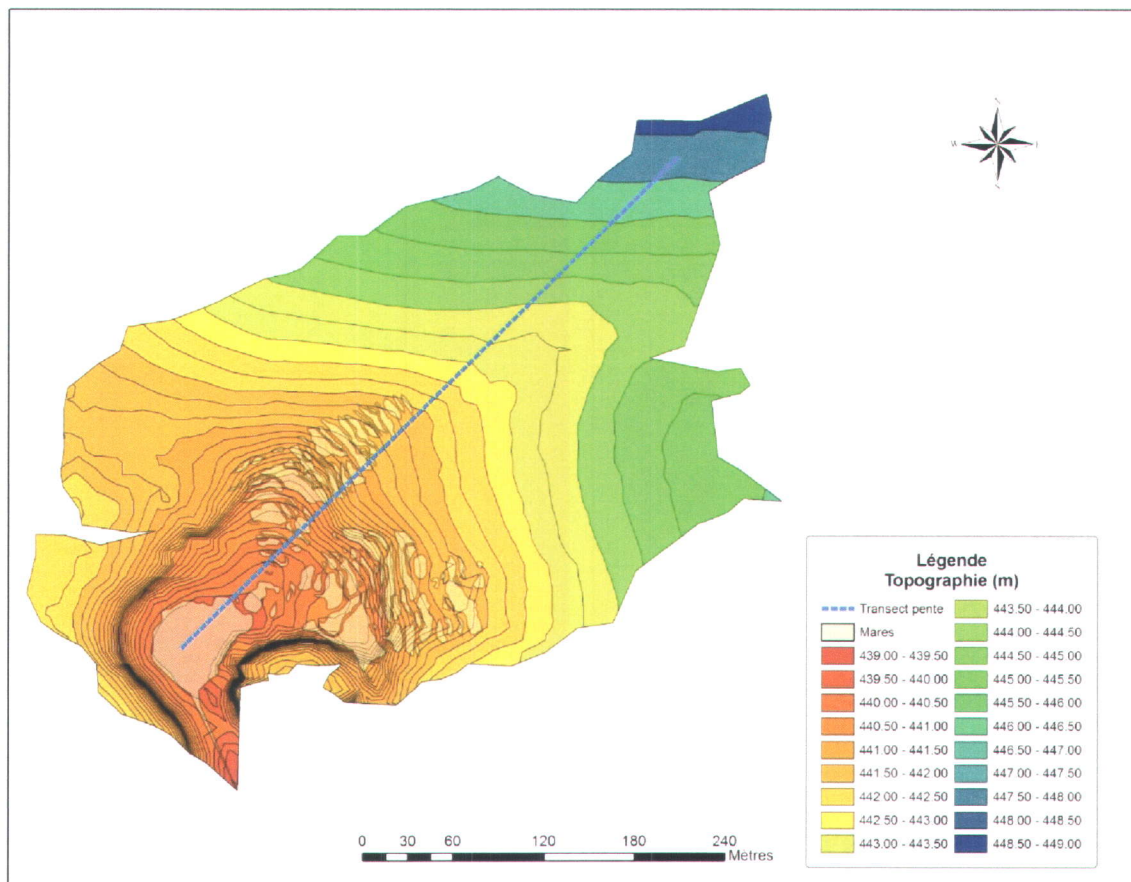


Figure 2-9. Topographie du bassin versant obtenue par krigeage ordinaire ($RMS=0,28$ m) avec courbes de niveaux à 0,50 m d'équidistance. Le pointillé correspond à l'endroit où la pente de surface a été calculée (135° par rapport au nord). La projection est NAD 1983 Zone 18N.

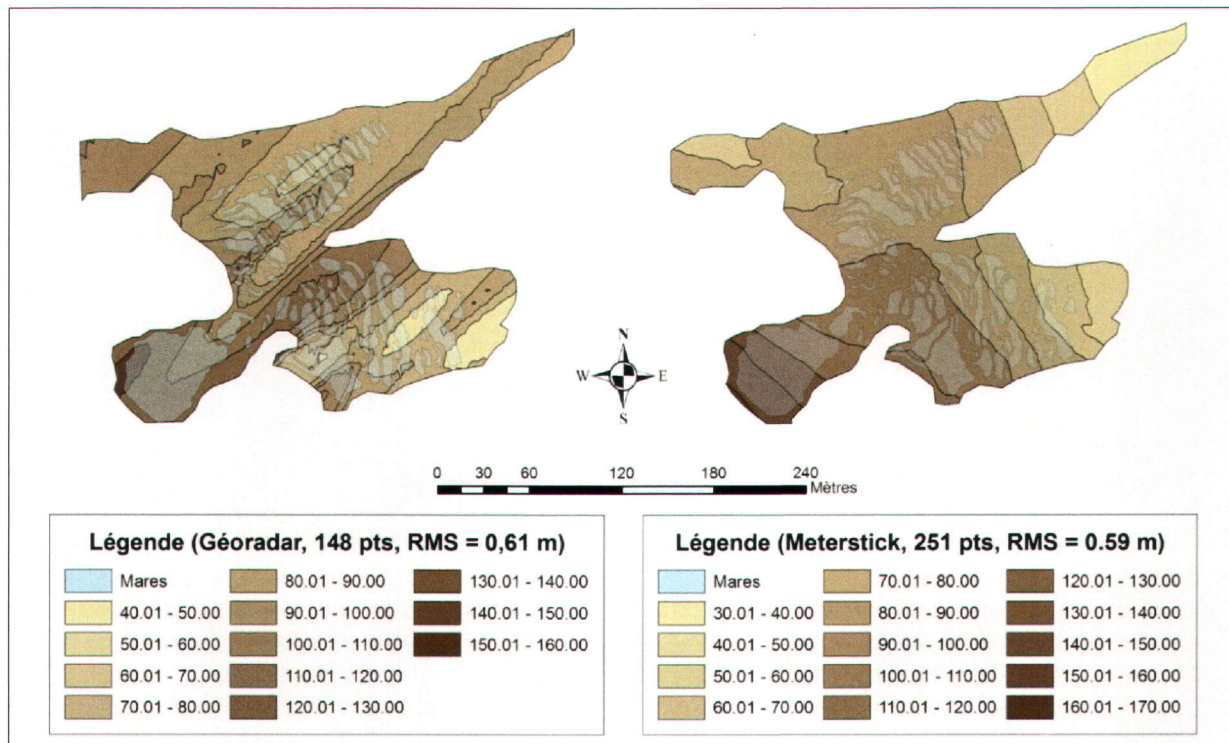


Figure 2-10. Comparaison de la topographie de l'assise minérale calculée par krigeage ordinaire à partir des données du Géoradar ($RMS=0,61$ m) et des données prises à perche ($RMS=0,59$ m). Les classes d'épaisseur de tourbe sont de 10 cm. La projection est NAD 1983 Zone 18N.

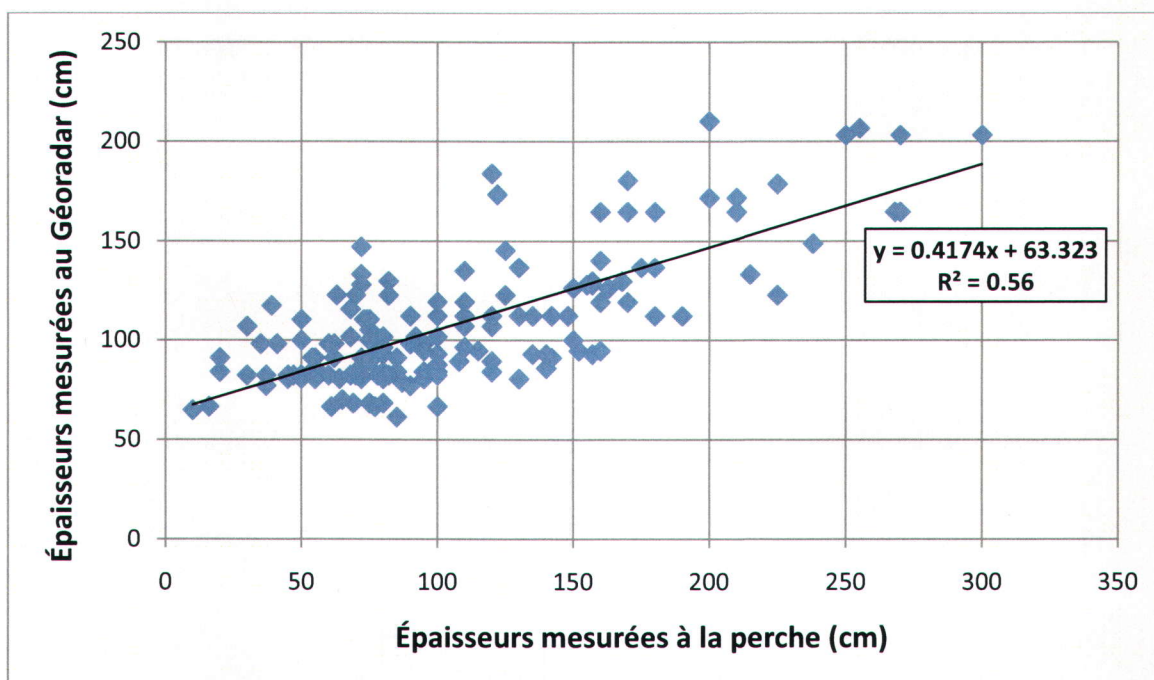


Figure 2-11. Relation entre les épaisseurs de tourbe obtenues avec le Géoradar et la perche ($r^2=0,56$)

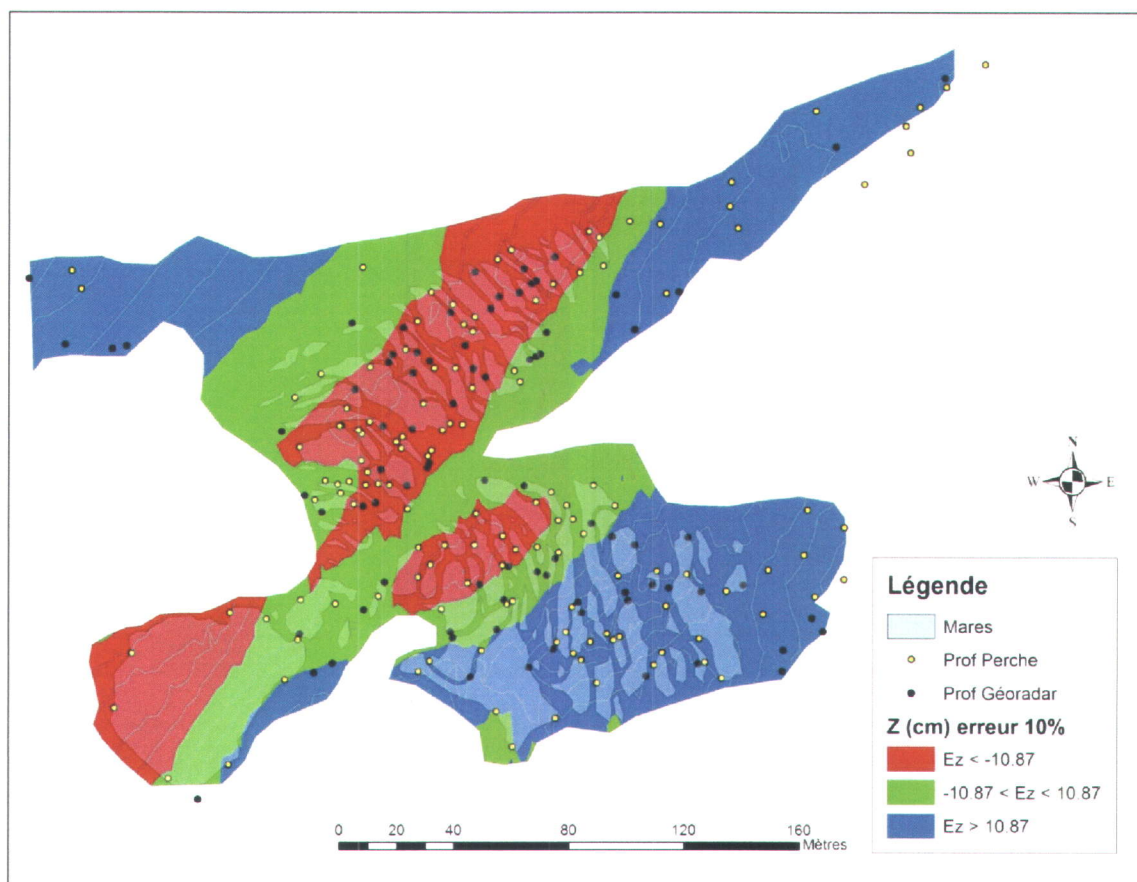


Figure 2-12. Représentation spatiale de la différence entre les profondeurs de tourbe E_z (cm) obtenues avec le Géoradar et avec la perche en trois classes : $E_z < -10,87$ cm; $-10,87$ cm $< E_z < -10,87$ cm et $E_z > 10,87$ cm (10,87 cm représente une erreur de 10%). La projection est NAD 1983 Zone 18N.

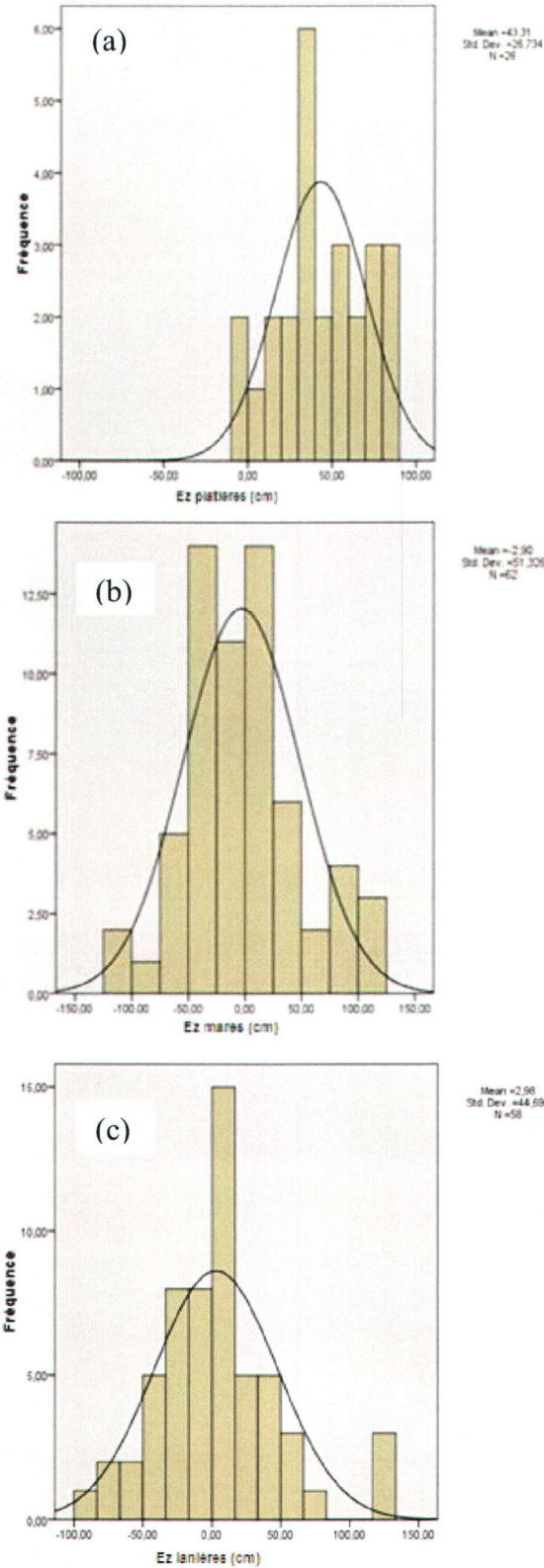


Figure 2-13. Histogrammes de fréquences des différences entre les valeurs de profondeurs obtenues au Géoradar et à la perche (Ez) au niveau des (a) platiers (n=26) (b) mares (n=62) et (c) lanières (n=58)

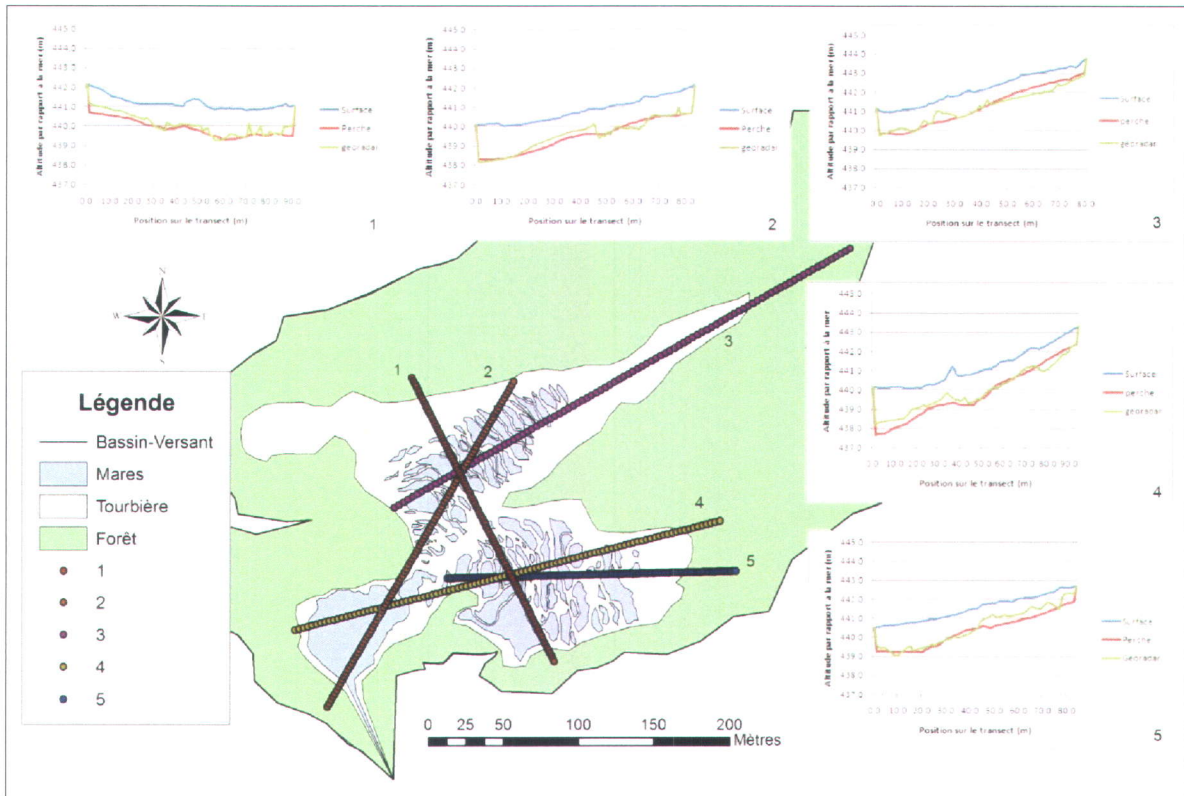


Figure 2-14. Cinq profils transversaux de la tourbière montrant la topographie de surface et la topographie de l'assise minérale déterminée par les données prises à la perche et au Géoradar, en cm. La projection est NAD 1983 Zone 18N.

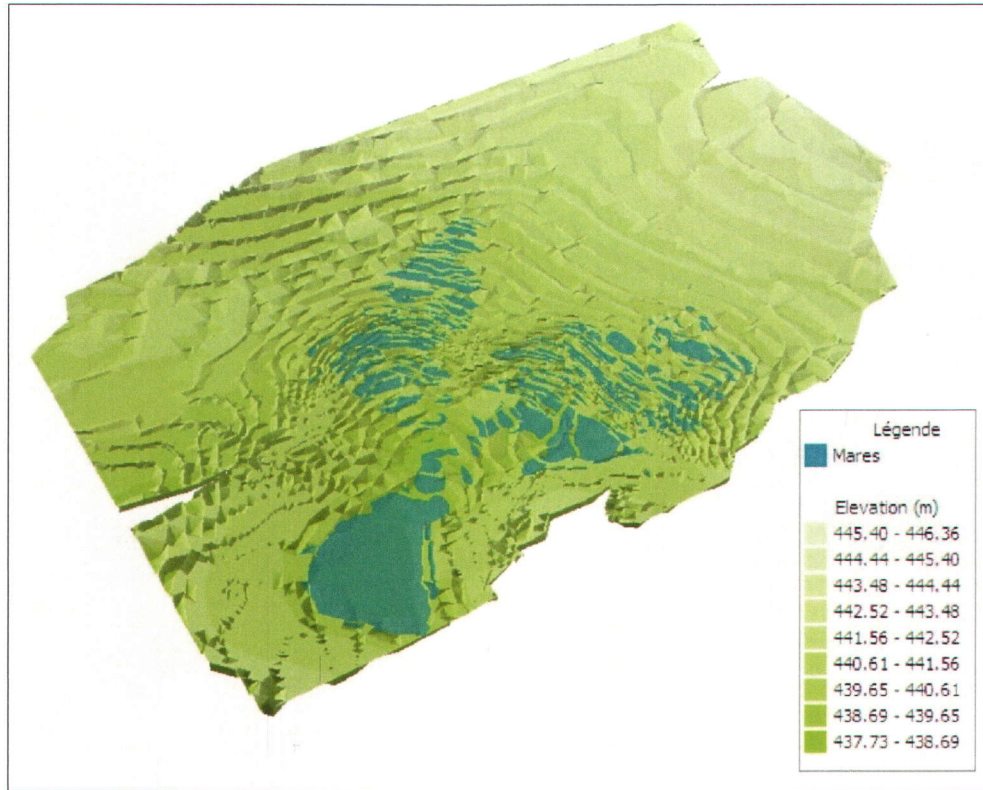
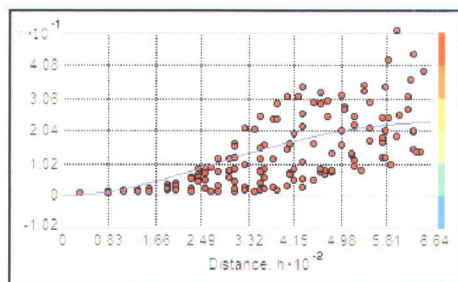


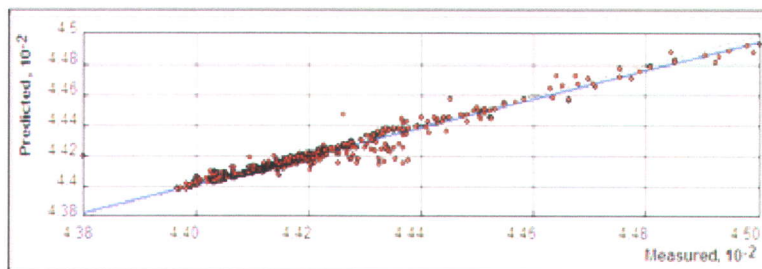
Figure 2-15. Exemple de *MNT* réalisable avec le logiciel ArcScene de la série ArcGIS à l'aide des données recueillies par les différentes méthodes d'arpentage

Annexe 2-A : Semi-variogrammes, validations croisées et erreurs prédites des différents krigeages effectués

(1) Krigeage ordinaire de surface à partir des données dGPS (modèle gaussien sans anisotropie)



Semi-variogramme



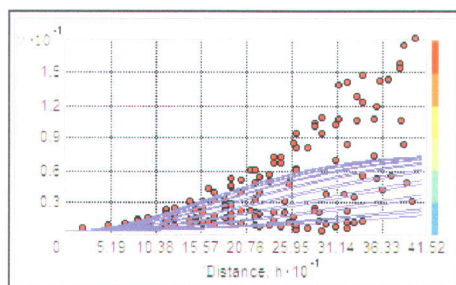
Validation croisée

Erreurs prédites (m)

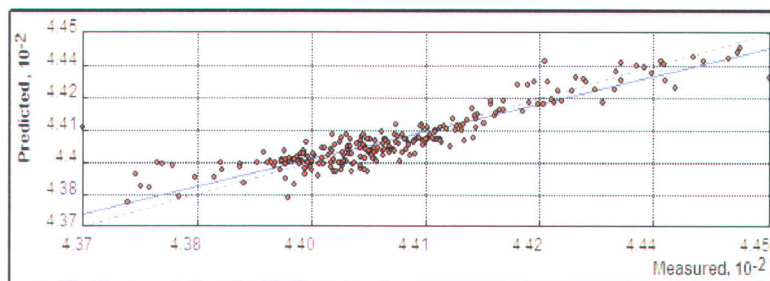
Moyenne	0.02
RMS	0.28
Erreur moyenne standardisée	0.37
Moyenne standardisée	0.06

(2) Krigeage ordinaire de profondeur à partir des données prises manuellement avec une perche (modèle gaussien avec anisotropie)

**Les lignes violettes sur le semi-variogramme indiquent les axes d'anisotropie.*



Semi-variogramme



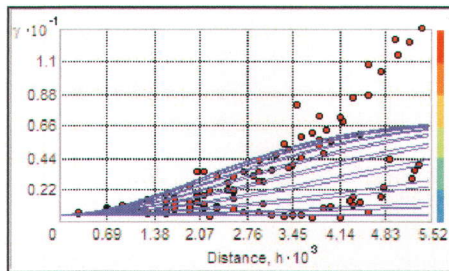
Validation croisée

Erreurs prédites (m)

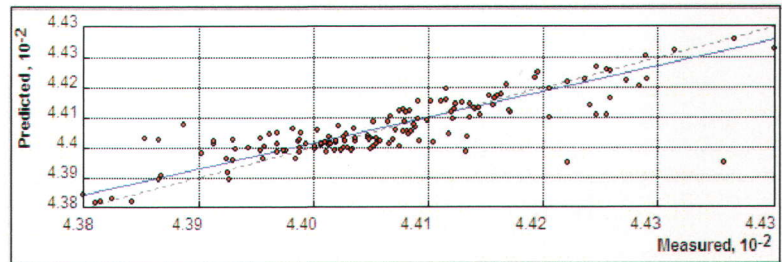
Moyenne	0.02
RMS	0.59
Erreur moyenne standardisée	0.56
Moyenne standardisée	0.04

(3) Krigeage ordinaire de profondeur à partir des données acquises par le Géoradar (modèles sphérique et exponentiel, avec anisotropie)

*Les lignes violettes sur le semi-variogramme indiquent les axes d'anisotropie.



Semi-variogramme

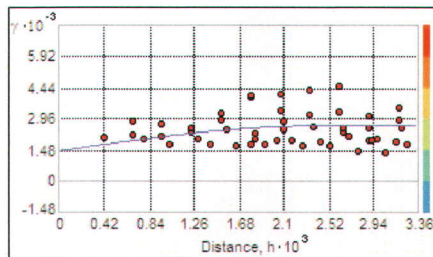


Validation croisée

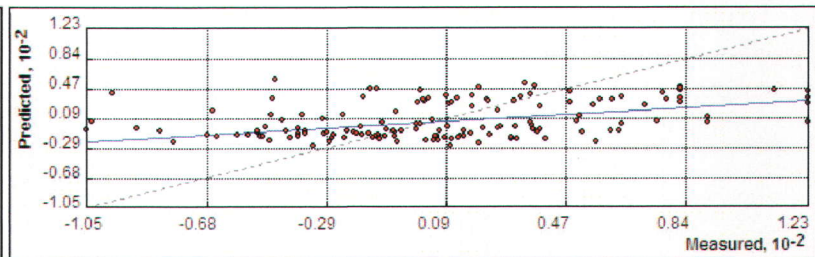
Erreurs prédites (m)

Moyenne	0.01
RMS	0.61
Erreur moyenne standardisée	0.57
Moyenne standardisée	0.01

(4) Krigeage ordinaire des E_z résultant de l'équation 2 (modèle sphérique sans anisotropie)



Semi-variogramme



Validation croisée

Erreurs prédites (cm)

Moyenne	-0.50
RMS	44.23
Erreur moyenne standardisée	41.61
Moyenne standardisée	-0.01

Chapitre 3 : Article 2

Note technique :

**Élaboration d'un lysimètre automatisé pour le calcul de
l'évapotranspiration réelle d'un sol tourbeux**

Co-auteurs :

*André St-Hilaire, Alain N. Rousseau,
Sylvain Jutras, Gwenael Carrer et Grégor Levrel*

Revue ciblée pour publication après traduction :

Hydrology and Earth System Sciences

Chapitre 3 (Article 2) : Note technique : Élaboration d'un lysimètre automatisé pour le calcul de l'évapotranspiration réelle d'un sol tourbeux

Résumé

Un nombre restreint d'études dans la littérature fait mention d'une mesure de l'évapotranspiration réelle (*ETR*) sur un sol tourbeux. Toutefois, l'*ETR* constitue un paramètre important pour décrire le cheminement de l'eau dans un écosystème, rendant ainsi sa quantification essentielle. Dans une tourbière, où la nappe phréatique est haute et la végétation est majoritairement composée de plantes non vasculaires sans résistance stomatale, cette mesure est souvent ardue (Waddington *et al.*, 2009). Cet article traite de l'élaboration d'un lysimètre automatisé, constitué d'un volume de sol tourbeux isolé dans une toile géotextile, maintenu à la même pression hydrostatique que la nappe phréatique environnante. Installé une première fois au nord boréal québécois en juillet 2009 sur un petit bassin versant incluant une tourbière minérotrophe fortement aqualisée de 12,5 ha, le lysimètre n'a pas permis le calcul de l'*ETR*. Des données erronées ont été enregistrées par les capteurs de pression hydrostatique, trop fragiles à l'humidité. Une reconfiguration simplifiée du système avec de nouvelles sondes plus robustes, a donc été priorisée. Le lysimètre fut installé une seconde fois entre les 12 et 27 juillet 2010 sur une tourbière ombrotrophe de 10,9 ha à Pont-Rouge (42 km à l'ouest de la Ville de Québec). Des taux d'*ETR* entre 0,6 et 6,9 mm/jour ont été enregistrés. Durant cette période, les températures moyennes ont oscillé entre 17,2 et 23,3°C et les précipitations totales enregistrées ont été de 43,76 mm. Le rapport $\Sigma ETR / \Sigma P$ est de 1,38. L'*ETP* a également été calculée à partir de la formule de Thornthwaite, suggérant des taux compris entre 3,74 et 5,13 mm/jour. Le rapport moyen *ETR/ETP* est de 0,85. Les résultats obtenus étant plausibles selon la littérature, ce système relativement peu coûteux et simple à installer, constitue une avancée dans le domaine. Il pourra éventuellement être réinstallé sur le site du territoire de la Baie-de-James dans les années à venir.

1. Introduction

Peu d'études se sont attardées au calcul de l'évapotranspiration réelle sur une tourbière en milieu boréal nordique (Keleman et Ingram, 1999; Petrone *et al.*, 2007; 2008; Schwaertzel et Bohl, 2003; Schwaertzel *et al.*, 2006). Pourtant, cette composante du cycle de l'eau constitue un flux d'eau majeur dans le calcul d'un bilan hydrologique, rendant ainsi sa quantification

essentielle. Cette mesure représente un défi de taille dans un milieu souvent saturé en eau et où la végétation inclut des plantes non vasculaires n'ayant pas de résistance stomatale. Les rares publications faisant part d'une telle mesure, stipulent qu'il est difficile d'obtenir des données précises pour ce paramètre (Deguchi *et al.*, 2008; Keleman et Ingram, 1999; Lafleur *et al.*, 2005; Nachabe *et al.*, 2005; Petrone *et al.*, 2006, 2007 et 2008; Schwaertzel et Bohl, 2003; Schwaertzel *et al.*, 2006). Des méthodes de calcul d'évapotranspiration potentielle, comme l'utilisation de formules semi-empiriques, sont souvent utilisées (Lafleur *et al.*, 2005; Lott et Hunt, 2001; Pereira et Pruitt, 2004; Petrone *et al.*, 2007 et 2008; Price et Maloney, 1994; Proulx-McInnis *et al.*, en préparation; Shwaertzel *et al.*, 2006; Sumner et Jacobs, 2005; Tardif, 2010). Ces formules surestiment généralement l'évapotranspiration réelle.

Les lysimètres ont été utilisés par quelques auteurs sur des sols forestiers ou agricoles (Deguchi *et al.*, 2008; Loheide II, 2008; Nachabe *et al.* 2005). Ces appareils consistent typiquement à isoler directement sur le terrain un volume de matériel tourbeux. Le monolithe, étant isolé dans une toile épaisse de géotextile ou un bac, n'est alors pas alimenté par le ruissellement. Le principe consiste à soit (1) noter la masse du bloc à intervalle régulier ou soit encore à (2) le maintenir à la pression hydrostatique de la nappe phréatique environnante ou à un niveau fixe. Les pertes d'eau peuvent être mesurées par différentiation. Dans le cas de cette étude, deux lysimètres automatisés fonctionnant de la deuxième façon, ont été installés une première fois sur un bassin versant incluant une tourbière minérotrophe fortement aqualysée du nord-boréal québécois. Plusieurs difficultés ayant été rencontrées, le système fut repensé et réinstallé une seconde fois sur une tourbière à proximité de la Ville de Québec.

Cet article comporte deux objectifs : (1) mesurer l'évapotranspiration réelle sur un sol tourbeux à partir d'un lysimètre automatisé et en vérifier sa validité; et (2) présenter les points forts et les points faibles de l'implantation de ce type de système.

2. Méthodes

2.1 Sites d'étude

Le premier site sélectionné pour l'installation d'un lysimètre est une tourbière minérotrophe fortement aqualysée située à la Baie-de-James. Elle se trouve à environ 15 km du barrage hydroélectrique Laforge-1 d'Hydro-Québec. La température et les précipitations moyennes annuelles de 2009 sur le site étaient de $-3,2^{\circ}\text{C}$ et 786,0 mm et celles des mois le plus froid et le plus chaud (janvier et juillet) étaient de respectivement de $-27,0^{\circ}\text{C}$ et 47,2 mm et de $16,2^{\circ}\text{C}$ et 45,60 mm. La superficie de cette tourbière est d'environ 35 275 m² (3,5 ha), avec un taux d'aqualyse particulièrement élevé. En effet, près de 31% de la surface du site est constitué de mares, plus grandes à l'aval du bassin versant (Proulx-McInnis *et al.*, en préparation). La végétation prédominante des tourbières de cette région est constituée de petits arbres (*Picea mariana* (Mill.) BSP et *Larix laricina* (Du Roi) K. Koch), d'éricacées (entre autre *Kalmia polifolia* Wangehn., *Andromeda glaucophylla* Link, *Vaccinium oxycoccos* L. et *Chamaedaphne calyculata* (L.) Moench) et de cypéracées (*Carex* sp. principalement) avec une dominance de mousses brunes sur les platières et une importante présence de *Sphagnum fuscum* (Schimp.) Klinggr. et de *Sphagnum rubellum* Wilson sur les lanières et les buttes (Tardif, 2010).

Le second site d'étude est une tourbière ombrotrophe située dans la ville de Pont-Rouge, aux coordonnées géographiques 46°44'20.98" Nord et 71°42'44.10" Ouest (figure 3-1). Ce site, à 42 kilomètres à l'ouest de la Ville de Québec, a été choisi pour sa facilité d'accès. Une image GeoEye (résolution 0,50 mètres) a permis de lui attribuer une superficie d'environ 109 750 m² (10,8 ha). La nappe phréatique est relativement élevée, bien qu'aucune mare n'ait été répertoriée sur le site. La végétation typique de ce milieu est constituée d'arbustes et d'arbres de petites tailles (*Nemopanthus mucronatus* (L.) Trel., *Picea mariana* et *Larix laricina*), d'éricacées (entre autre *Ledum groenlandicum* Oeder, *Kalmia polifolia*, *Kalmia angustifolia* L., *Chamaedaphne calyculata*, *Vaccinium oxycoccos* et *Vaccinium myrtilloides* Michx.) et de cypéracées (*Carex* sp. principalement) avec une importante présence de *Sphagnum fuscum* et de *Sphagnum rubellum*. Selon les normales climatiques de la station météorologique située la plus près (Deschambault, Québec), les températures et précipitations moyennes des mois le plus froid et le plus chaud de 2009 (janvier et août) ont respectivement été de -18°C et de 64,9 mm et de $19,5^{\circ}\text{C}$ et de 40,5 mm.

2.2 Fonctionnement du système

Le lysimètre automatisé conçu pour cette étude a grandement été inspiré de celui présenté par Schwaertzel et Bohl (2003). Toutefois, des modifications ont été apportées afin de le rendre fonctionnel de manière autonome.

Le principe du lysimètre consiste à isoler un volume de matériel tourbeux dans une toile géotextile et à mesurer les entrées et sorties d'eau nécessaires au maintien de la même pression hydrostatique que la nappe environnante. Ces entrées et sorties sont régies par un programme lancé à l'acquisiteur de données, envoyant un signal à des pompes, qui elles retirent ou ajoutent de l'eau. Ces quantités d'eau sont enregistrées par deux récipients contenant chacune une sonde à pression hydrostatique.

Deux lysimètres automatisés ont été installés sur le site de la Baie-de-James entre les périodes du 1 au 14 juillet 2009 et du 10 au 22 août 2009, pour être désinstallés le 11 octobre 2009. L'isolement des blocs s'est effectué de la même façon que mentionné par Schwaertzel et Bohl (2003). Étant donné la fragilité des capteurs de pression hydrostatique constituant le système, des données erronées ont été enregistrées. Un lysimètre a donc été remonté sur le second site, plus près de la Ville de Québec, avec de nouveaux capteurs.

Le système a été installé sur la tourbière de Pont-Rouge entre le 12 et le 27 juillet 2010. Un cube de tourbe de 72,0 × 58,0 × 48,0 cm a été isolé dans une toile géotextile en juin 2010 encore une fois à la manière de Schwaertzel et Bohl (2003), en tâchant de perturber le moins possible la colonne de tourbe (figure 3-2).

Le lysimètre automatisé comprend un acquisateur de données : un CR10X (Campbell Scientific, <http://www.campbellsci.ca/>) alimenté d'une batterie 12V et d'un panneau solaire 20W (figure 3-3). Ce dernier a été programmé afin d'enregistrer des données à toutes les quinze minutes. Le lysimètre compte quatre sondes à pression hydrostatique de type PS9800 avec chacune un fil de 5 mètres (Instrumentation Northwest, inc., 0-1 psig, incertitude ±0.7 mm, <http://www.inwusa.com/>). Ces sondes, robustes et entièrement étanches à l'humidité, sont branchées dans les quatre premiers ports analogiques d'une centrale d'acquisitions CR10X (Campbell Scientific, inc, <http://www.campbellsci.ca/>). La première et la deuxième sont installées dans des puits à l'intérieur et à l'extérieur du cube de tourbe isolée. Les troisième et quatrième

sont respectivement insérées dans des réservoirs d'entrée d'eau et de sortie d'eau. Ces réservoirs ont une capacité de 11 litres chacun. Deux pompes submersibles (BW40C6, 115V, 40 gal/h, <http://www.aquaplantes.qc.ca/>) sont branchées au CR10X par des onduleurs (Motomaster, 120 V à 12 V) et déposées respectivement dans un second puits interne au bloc de tourbe ainsi que dans le réservoir d'entrée d'eau. L'annexe 3-A présente les spécifications des instruments composant le lysimètre.

La nappe du bloc de tourbe est réajustée à la même hauteur que la nappe phréatique par les pompes une seule fois par jour, à minuit. La première pompe retire alors de l'eau du lysimètre ou la deuxième pompe en ajoute, selon le sens du déficit de pression hydrostatique. La hauteur d'eau ajoutée est calculée par la troisième sonde.

Un pluviomètre (CS700 Tipping bucket rain gauge, Campbell Scientific, inc., incertitude ± 1 mm, <http://www.campbellsci.ca/>) est installé à 1 mètre du lysimètre. Les données de précipitations sont par la suite retranchées à l'évapotranspiration, car les capteurs de pression hydrostatique ne peuvent pas discriminer les variations de niveaux attribuables à la pluie.

2.3 Code et procédure d'utilisation

La figure 3-4 montre l'organigramme et l'annexe 3-B présente le code régissant l'acquisiteur de données. L'ensemble des données (hauteurs d'eau et précipitations) est enregistré toutes les quinze minutes.

L'organigramme est composé de trois boucles « IF », fonctionnant de manière indépendante. Une fois par jour, à minuit, la différence de hauteur de nappe phréatique entre le lysimètre et la nappe environnante est calculée (*diff*). Une marge d'erreur de 5 mm entre les deux hauteurs de nappe est tolérée (selon des tests réalisés en laboratoire, le débit minimal des pompes est trop élevé pour tolérer une marge inférieure à 5 mm). À ce moment, si la différence est plus petite que -5 mm (*diff* < -5), un signal est envoyé (« flag » 4). De cette différence entre les mesures des deux sondes, est par la suite ajouté le 5 mm et ce, afin de connaître le nombre de millimètres de hauteur d'eau à ajouter au lysimètre ($CptTmp = abs(diff+5)$). Lorsque ce chiffre est connu, il est multiplié par 28 secondes, temps que la pompe doit fonctionner pour faire augmenter la nappe de 1 mm (calculé à partir des dimensions du bloc tourbeux) ($Cpt = CptTmp * 28$). Dans le cas échant, si la différence n'est pas inférieure à -5 mm, la différence supérieure à 5 mm est testée (*diff* > 5). Si c'est le cas, un signal est envoyé (« flag » 5). La valeur de 5 mm est

alors retranchée afin de connaître la lame d'eau à retirer du lysimètre ($CptTmp = diff - 5$). Ce chiffre est également multiplié par 28 secondes ($Cpt = CptTmp * 28$). Enfin, si les deux conditions ne sont pas rencontrées, le système est en attente durant 24 heures (soit jusqu'au jour suivant).

La boucle gérant la pompe 1 est testée toutes les secondes. Si le « flag » 4 est levé et que le compteur est plus grand que zéro ($Cpt > 0$), le port 1 s'allume et fait fonctionner la pompe 1. Le compteur est ensuite décrémenté de 1 à chaque seconde jusqu'à zéro. Si les conditions ne sont pas rencontrées, le « flag » 4 et le port 1 s'éteignent. La boucle administrant la pompe 2 fonctionne de la même façon que celle de la pompe 1, mais gère cette fois le « flag » 5 et le port 2.

Après l'exécution du code, on considère la hauteur d'eau de la nappe phréatique libre et celle du bloc tourbeux à la même hauteur, toujours avec une marge d'erreur de 5 mm.

2.4 Calcul de l'évapotranspiration réelle et potentielle

Les taux d'évapotranspiration réelle (*ETR*) ont été calculés pour chacun des jours de la période d'étude. À minuit, le niveau d'eau du réservoir d'entrée diminue lorsque la pompe 1 est enclenchée. Cette lame d'eau en millimètres enregistrée par la sonde 3, reportée sur la superficie du lysimètre, permettait de connaître l'eau perdue par évapotranspiration par le cube. De cette dernière valeur, devait être ajoutée la lame d'eau correspondant à la somme des précipitations de la journée (donnée du pluviomètre).

Pour des fins de comparaisons, des taux d'évapotranspiration potentielle (*ETP*) ont été calculés. Ayant peu de données météorologiques disponibles, les *ETP* ont été calculées à partir de la méthode de Thornthwaite. La température de l'air et les heures d'ensoleillement sont les seuls paramètres requis dans cette formule. Dans ce cas, l'adaptation quotidienne de Pereira et Pruitt (2004) a été utilisée :

$$ET_m = 16(10 \frac{T}{I})^a, \quad 0^\circ\text{C} \leq T \leq 26^\circ\text{C} \quad (1)$$

où ET_m est l'évapotranspiration mensuelle (mm), T est la température moyenne quotidienne ($^\circ\text{C}$), I est un index thermique imposé par la normale climatique de température locale (T_n , $^\circ\text{C}$) et l'exposant a est fonction de I :

$$I = \sum_{n=1}^{12} (0,2 T_n)^{1,514}, \quad T_n > 0^\circ\text{C} \quad (2)$$

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 - 1,7912 \cdot 10^{-2} I + 0,49239 \quad (3)$$

Un facteur multiplicatif de conversion est ajouté à l'équation originale afin d'obtenir une *ETP* quotidienne :

$$C = \frac{N}{360} \quad (4)$$

où *N* correspond au nombre d'heures d'ensoleillement.

3. Résultats

Le tableau 3-1 et la figure 3-5 montrent les précipitations diurnes et nocturnes (mm), les températures maximales, moyennes et minimales (°C) et enfin, les taux d'évapotranspiration réelle (*ETR*) enregistrés entre les 12 et 27 juillet 2010.

Ces dates correspondent à une période chaude à cet endroit. Les précipitations moyennes ont été de 2,74 mm/jour, avec six jours sans précipitations. Les plus fort taux ont été enregistrés les 13 et 16 juillet 2010, soit 15,5 et 8,1 mm/jour. Durant les six premiers jours, les températures minimales et maximales ont varié entre 30,6 et 17,4°C. Par la suite, les valeurs ont diminué, oscillant cette fois entre 28,4 et 9,5°C.

L'évapotranspiration réelle (*ETR*) se situe quant à elle, entre 0,6 et 6,9 mm/jour. Les taux d'*ETR* les plus hauts ont été enregistrés les 12, 14, 16, 19, 23 et 25 juillet 2010. Les résultats obtenus par l'équation semi-empirique de Thornthwaite prédisaient des taux entre 3,74 et 5,13 mm/jour. La moyenne du rapport *ETR/ETP* durant cette période est de 0,85. Le rapport $\Sigma ETR / \Sigma P$ est de 1,38.

4. Discussion

4.1 Validité du lysimètre automatisé

L'évapotranspiration réelle constitue un paramètre important dans un bilan hydrologique (Lafleur *et al.*, 2005; Tardif, 2010). Cette composante affecte le taux d'humidité, en asséchant la surface entre chacune des précipitations (Petroni *et al.*, 2006). La quantification de l'*ETR*, bien qu'essentielle, représente un défi.

Les résultats d'*ETR* obtenus par le lysimètre automatisé reconfiguré et installé à Pont-Rouge semblent tout à fait plausibles. Selon une étude réalisée par Lafleur *et al.* (2005) sur une tourbière ombrotrophe de 2 800 ha, de végétation semblable, située dans l'est de l'Ontario au Canada (Mer Bleue) à 5 km de la ville d'Ottawa (45°40' N et 75°50' O), les taux d'*ETR* se

situeraient entre 4 et 5 mm par jour, avec des valeurs extrêmes en temps chaud et sec. La température moyenne ainsi que le total de précipitations annuelles de la tourbière Mer Bleue sont respectivement de 5,8°C et de 910 mm. Les résultats obtenus sur le site d'étude de Pont-Rouge oscillaient entre 0,6 et 6,9 mm/jour, ce qui est comparable avec les résultats de Lafleur *et al.* (2005). Par contre, le rapport *ETR/ETP* obtenu par ce dernier est moindre à celui obtenu à Pont-Rouge (0,68 par rapport à 0,85).

Les taux d'*ETR* varient d'un site à l'autre. Ce paramètre résulte de la présence de plusieurs éléments : la topographie, la force du vent, le régime de précipitations, la hauteur de nappe phréatique, le déficit de saturation, le rayonnement net et surtout, la végétation du site (Lafleur *et al.*, 2005). De plus, la précision des pompes jumelée à celle des sondes (± 0.7 mm) est à prendre en considération. En effet, le débit minimal des pompes est trop élevé pour tolérer une marge de différence d'eau inférieure à 5 mm entre la nappe environnante et le bloc isolé.

Les taux d'évapotranspiration potentielle (*ETP*) calculés à partir de la formule de Thornthwaite se situent entre 3,74 et 5,13 mm/jour. En revanche, le calcul de l'*ETP* par la formule de Thornthwaite ne tient compte que de deux seuls paramètres, soit la température moyenne (°C) et le nombre d'heures d'ensoleillement. De plus, la station météorologique la plus proche est située à proximité du fleuve et à 25 km du site d'étude (Deschambault, Québec). Les conditions météorologiques ne sont donc pas tout à fait similaires à celles du site étudié.

Le calcul de l'*ETP* se base en totalité sur des données ponctuelles prises à hauteur constante, ne tenant ainsi pas compte du changement de végétation, de la composition et de la densité des espèces dans le temps et dans l'espace (Deguchi *et al.*, 2008; Lott et Hunt, 2001). Ces détails, exclus du calcul, affectent le taux de transpiration. Le calcul de l'évapotranspiration potentielle décrit la capacité de l'atmosphère à absorber un maximum de vapeur d'eau (Lott et Hunt, 2001). L'*ETP* surestime en général la réalité, démontrant ainsi une fois de plus la difficulté d'estimer l'évapotranspiration réelle (*ETR*) en se basant sur les données observées à une station localisée dans un milieu précis.

4.2 Points forts et faibles du lysimètre

L'utilisation d'un lysimètre automatisé pour le calcul de l'évapotranspiration réelle, tel que présenté dans cet article, comporte des avantages et des inconvénients.

Bien que simple, l'isolation d'un bloc de tourbe requiert de la minutie ainsi qu'une main d'œuvre importante. Cette manœuvre ne peut se faire sans perturber l'équilibre et l'uniformité de la matrice poreuse. Il faut donc assumer que le lysimètre représente au mieux les conditions environnantes, sachant que le processus d'isolation du bloc génère un biais. Il est également important de s'assurer que le support de la centrale d'acquisition de données soit surélevé, le protégeant ainsi de l'eau et des animaux sauvages, et qu'il fasse un minimum d'ombrage sur les végétaux occupant la superficie du bloc de tourbe.

Pour mesurer la variation de stockage en eau dans le bloc de tourbe, un puits formé d'un tuyau de PVC contenant une sonde hydrostatique a été utilisé. Comme discuté par Proulx-McInnis *et al.* (en préparation), la mesure de la hauteur de nappe phréatique ne représente pas bien le stockage en eau de la colonne de tourbe. En effet, une matrice poreuse constituée de plantes non vasculaires absorbe beaucoup d'eau. La sonde ne mesure donc que l'eau gravitaire, ne tenant ainsi pas compte du pourcentage d'eau important contenu dans la frange capillaire et la zone non saturée (Banton et Bangoy, 1997). Il serait alors à envisager d'étudier en profondeur et en continu la variation d'eau d'une colonne de tourbe.

Par contre, en comparant le lysimètre automatisé réalisé dans cette étude avec des méthodes utilisées par d'autres auteurs (par exemple, la méthode à covariance de flux, bien qu'elle doit composer avec des défis environnementaux majeurs, tels que la représentativité des conditions locales), le lysimètre représente une alternative relativement peu coûteuse (Balocchi *et al.*, 1998; Lafleur *et al.*, 2005; Petrone *et al.*, 2004). Les dépenses majeures sont engendrées par l'achat d'une centrale d'acquisition de données et de quatre sondes de pression hydrostatique robustes et précises. De plus, le système complet, une fois programmé et installé, peut fonctionner de manière indépendante durant une longue période, ne requérant qu'une vérification de temps à autre. Finalement, le téléchargement des données ainsi que le calcul de l'évapotranspiration réelle sont rapides et simples.

5. Conclusion

Peu d'articles dans la littérature font mention du calcul de l'évapotranspiration réelle sur un sol tourbeux (Keleman et Ingram, 1999; Petrone *et al.*, 2007; 2008; Schwaertzel et Bohl, 2003; Schwaertzel *et al.*, 2006). Bien que représentant un défi, la quantification de ce flux d'eau majeur dans le calcul d'un bilan hydrologique est essentielle.

Le lysimètre automatisé inspiré de Schwaertzel et Bohl (2003), installé une première fois sur le site à l'étude à la Baie-de-James, n'a pas permis de calculer des données d'*ETR*. Plusieurs difficultés ont résulté de la fragilité à l'humidité des capteurs de pression hydrostatique utilisés. Par contre, la reconfiguration du système à partir de nouvelles sondes plus robustes et son installation sur une tourbière ombrotrophe à Pont-Rouge, a permis la mesure de l'évapotranspiration réelle. En effet, des données d'*ETR* ont été obtenues au cours de la période du 12 au 27 juillet 2010. La simplification du lysimètre automatisé a considérablement réduit les chances de dysfonctionnement. Ce système s'avère donc une méthode simple et efficace pour obtenir des valeurs d'*ETR* dans un milieu souvent saturé d'eau et où la végétation inclut des plantes non vasculaires n'ayant pas de résistance stomatale. D'autant plus que les méthodes de calculs d'*ETP*, comme l'utilisation de formules semi-empiriques, surestiment généralement l'*ETR* (Lafleur *et al.*, 2005; Lott et Hunt, 2001; Pereira et Pruitt, 2004; Petrone *et al.*, 2007 et 2008; Price et Maloney, 1994; Proulx-McInnis *et al.*, en préparation; Shwaertzel *et al.*, 2006; Sumner et Jacobs, 2005; Tardif, 2010).

Pour un déploiement qui dépasse une période de quelques jours à une semaine, les réservoirs d'entrée et de sortie devront pouvoir contenir un plus grand volume d'eau. L'autonomie du système dépend de ce volume. De plus, pour obtenir des valeurs d'évapotranspiration réelle plus précises, une étude de la variation en eau d'une colonne de tourbe devrait être faite sur le site et ce, afin d'appliquer un coefficient à la mesure de la variation de nappe phréatique par le puits.

6. Références

- Aquaplantes – Horticulture et Environnement, page consultée le 2 août 2010, Adresse URL: <http://www.aquaplantes.qc.ca/>
- Baldocchi, D.D., Hicks, B.B., Meyers, T.P., 1988. Measuring biosphere-atmosphere exchange exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods, *Ecology*, 69(5): 1331-1340.
- Banton, O. et Bangoy M., 1997. *Hydrogéologie – multiscience environnementale des eaux souterraines*, Presses de l'Université du Québec – AUPELF, 460 p.
- Deguchi, A., Hattori, S., Daikoku, K. et 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: 3712-3723.
- Instrumentation northwest, inc.: the future of water starts here, page consultée le 2 août 2010, Adresse URL: <http://www.inwusa.com/>

- Kelemen, J.C. et Ingram, H.A.P., 1999. The use of large bottomless lysimeters in the determination of water balances for a raised mire, *Hydrological processes*, 13: 101-111.
- Lafleur, P.M., Hember, R.A., Admiral, S.W. et Roulet, N.T., 2005. Annual and seasonal variability in evapotranspiration and water table at a shrub-covered bog in southern Ontario, Canada, *Hydrological processes*, 19: 3533-3550.
- Loheide II, S.P., 2008. A method for estimating subdaily evapotranspiration of shallow groundwater using diurnal water table fluctuations, *Ecohydrology*, 1: 59-66.
- Lott, R.B. et Hunt, R.J., 2001. Estimating evapotranspiration in natural and constructed wetlands, *Wetlands*, 21(4): 614-628.
- Nachabe, M., Shah, N., Ross, M. et Vomacka, J., 2005. Evapotranspiration of two vegetation covers in a shallow water table environment, *Soil Science Society American Journal*, 69: 492-499.
- Pereira, A.R. et Pruitt, W.O., 2004. Adaptation of the Thornthwaite scheme for estimating daily reference evapotranspiration, *Agricultural Water management*, 66: 251-257.
- Petrone, R.M., Devito, K.J., Silins, U., Mendoza, C., Brown, S.C., Kaufman, S.C. et Price, J.S., 2008. Transient peat properties in two pond-peatland complexes in the sub-humid Western Boreal Plain, Canada, *Mires and peat*, 3: 1-13.
- Petrone, R.M., Price, J.S. et Waddington, J.M., 2004. Surface moisture and energy exchange from a restored peatland, *Journal of Hydrology*, 295: 198-210.
- Petrone, R.M., Silins, U. et Devito, K. J., 2007. Dynamics of evapotranspiration from a riparian pond complex in the Western Boreal Forest, Alberta, Canada, *Hydrological processes*, 21: 1391-1401.
- Petrone, R.M., Smith C., Macrae, M.L. et English, M.C., 2006. Riparian zone equilibrium and actual evapotranspiration in a first order agricultural catchment in Southern Ontario, Canada, *Agricultural water management*, 86: 240-248.
- Price, J. et Maloney, D.A. 1994. Hydrology of a patterned bog-fen complex in southeastern Labrador, Canada, *Nordic Hydrology*, 25: 313-330.
- Schwaertzel, K. et Bohl, H.P., 2003. An easily installable groundwater lysimeter to determine water balance components and hydraulic properties of peat soils, *Hydrology and earth system sciences*, 7(1): 23-32.
- Schwaertzel, K., Simunek, J., Van Genuchten, M.T. et Wessolek, G., 2006. Measurement modeling of soil-water dynamics evapotranspiration of drained peatland soils, *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 169(6): 762-774.
- Sumner, D.M. et Jacobs, J.M., 2005. Utility of Penman-Monteith, Priestley-Taylor, reference evapotranspiration, and pan evaporation methods to estimate pasture evapotranspiration, *Journal of hydrology*, 308: 81-104.
- Tardif, S., 2010. *Hydrologie comparative des tourbières et des lacs de la Baie de James dans un contexte d'aqualyse*, thèse de doctorat en sciences de l'eau, INRS-ETE, 164 p.
- Waddington, J.M., Quinton, W.L., Price, J.S., Lafleur, P.M., 2009. Advances in Canadian peatland hydrology, *Canadian Water Resources Journal*, 34(2): 139-148.

Tableau 3-1. Évapotranspiration réelle (mm), températures maximale, moyenne et minimale (°C) et précipitations (mm) entre les 12 et 27 juillet 2010

Date	ETR (mm)	Température maximale (°C)	Température moyenne (°C)	Température minimale (°C)	Précipitations (mm)
2010-07-12	6.9	30.6	23.3	16.1	0.0
2010-07-13	1.1	24.5	20.6	18.7	15.5
2010-07-14	6.9	29.1	22.5	18.8	0.0
2010-07-15	2.9	30.4	23.1	14.8	0.0
2010-07-16	6.5	26.3	22.4	17.3	8.6
2010-07-17	0.6	28.7	22.3	17.4	4.1
2010-07-18	1.3	25.6	20.6	14.2	0.0
2010-07-19	6.7	22.9	17.2	12.6	2.8
2010-07-20	1.9	26.8	19.4	11.8	0.3
2010-07-21	1.5	25.6	18.1	10.7	3.8
2010-07-22	3.4	28.4	20.5	12.9	0.3
2010-07-23	6.6	25.2	17.7	8.5	4.3
2010-07-24	4.7	23.9	20.3	16.5	0.3
2010-07-25	6.0	23.7	20.1	13.7	3.8
2010-07-26	0.9	25.8	19.0	10.9	0.0
2010-07-27	2.6	28.8	20.1	9.5	0.0

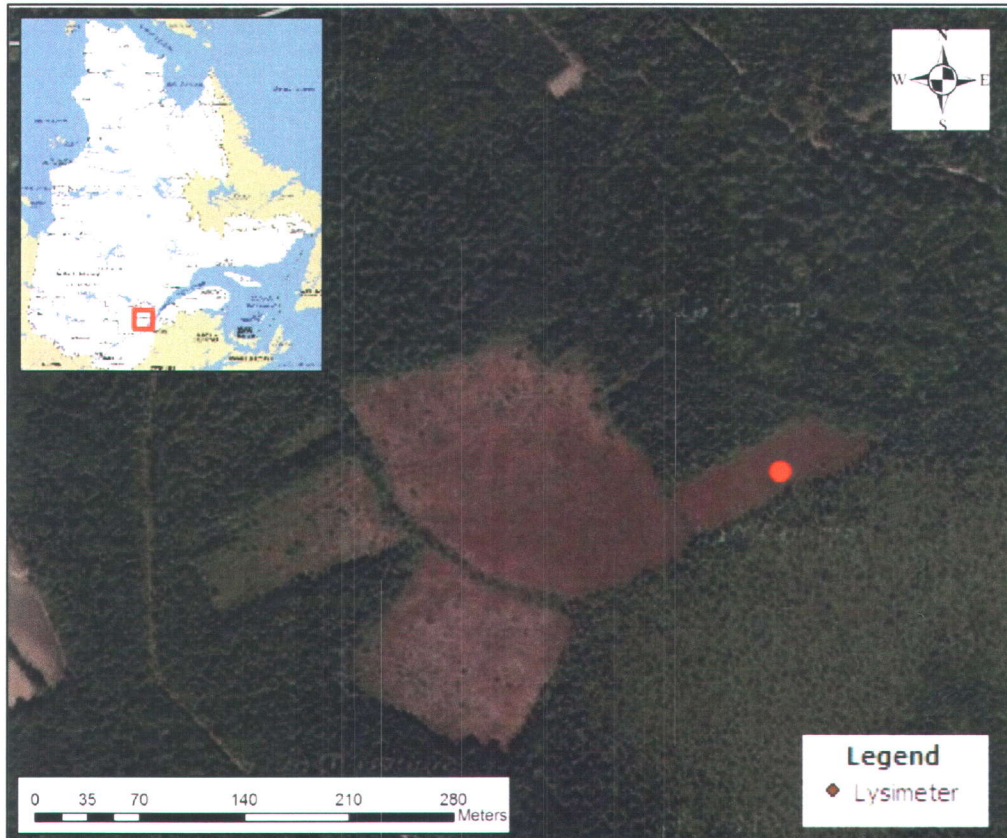


Figure 3-1. Site d'étude de Pont-Rouge ($46^{\circ}44'20.98''$ N; $71^{\circ}42'44.10''$). Le point rouge représente l'emplacement du lysimètre sur le site.



Figure 3-2. Lysimètre automatisé et pluviomètre installés sur la tourbière ombrotrophe de Pont-Rouge entre le 12 et 27 juillet 2010

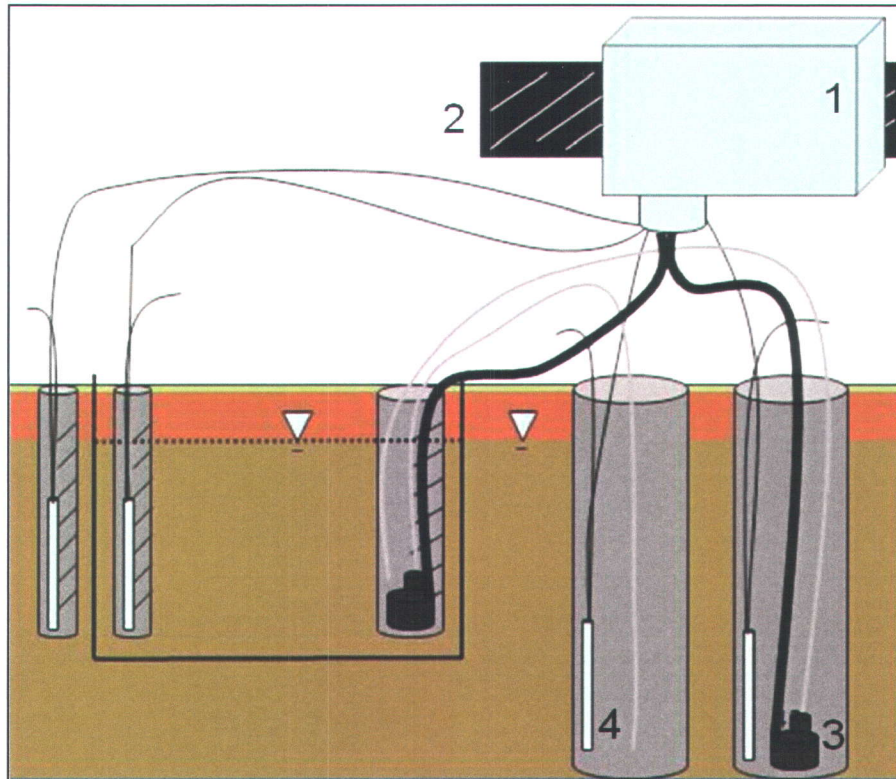


Figure 3-3. Schéma du lysimètre automatisé installé sur la tourbière de Pont-Rouge (1 : CR10X, Campbell Scientific, alimenté d'une batterie 12V; 2 : Panneau solaire 20W; 3 : Pompe submersible BW40C6, 115V, 40 gal/h et 4 : Capteur de pression submersible, modèle PS9800, Instrumentation Northwest, inc.)

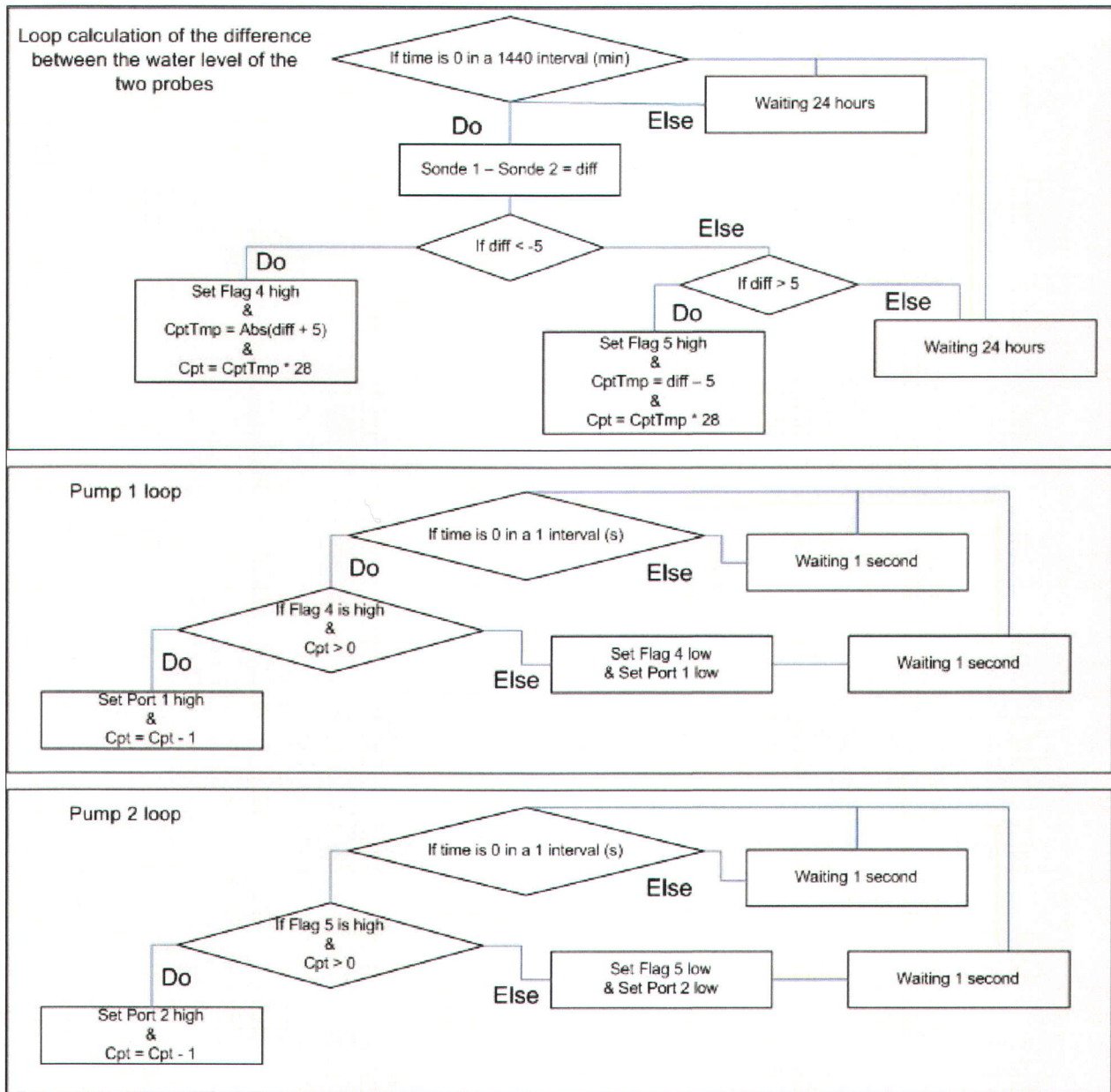


Figure 3-4. Organigramme du code régissant l’acquisiteur de données, comprenant trois boucles « if ».

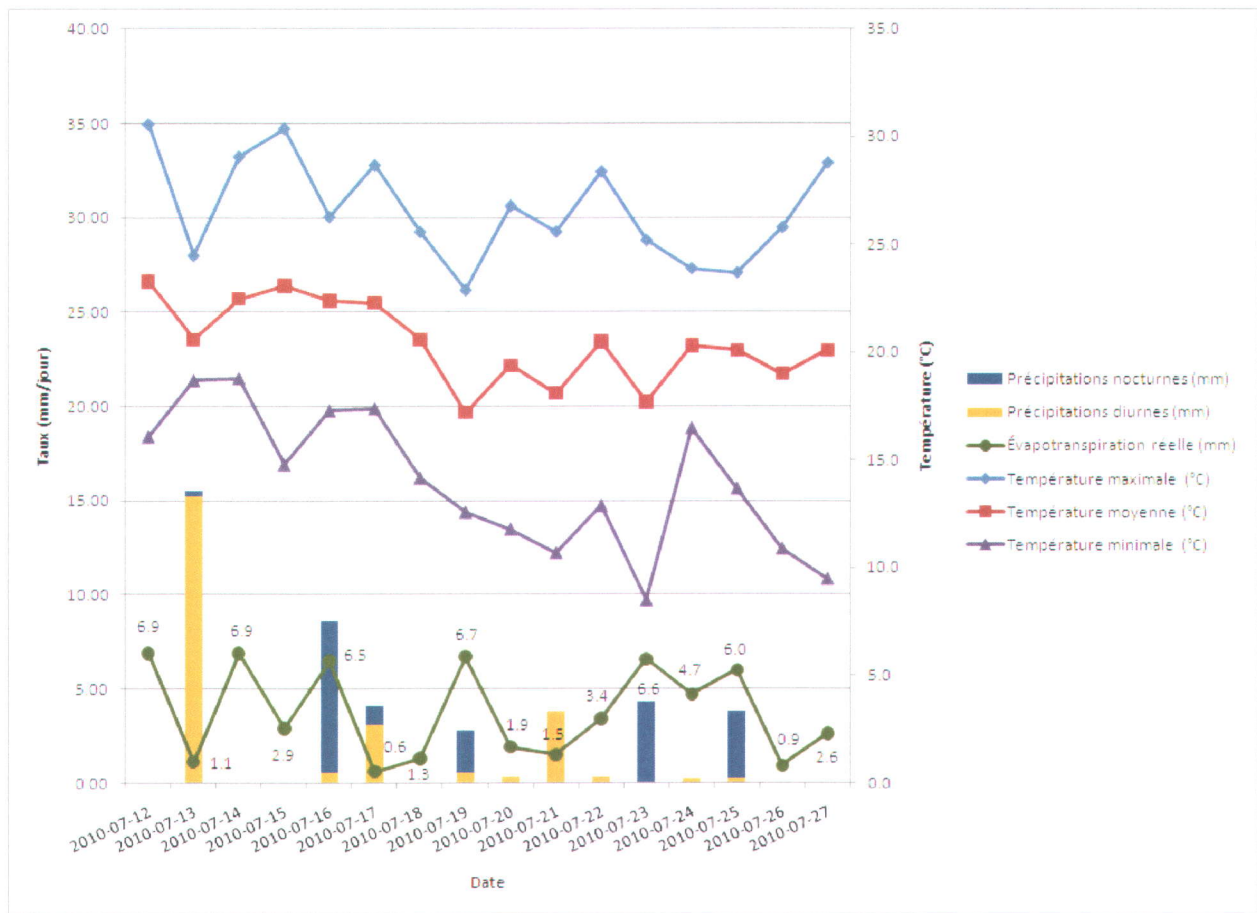


Figure 3-5. Précipitations diurnes et nocturnes (mm), évapotranspiration réelle (mm) et températures minimales, moyennes et maximales (°C) au cours de la période du 12 au 27 juillet 2010

Annexe 3-A : Spécifications techniques des composantes d'un lysimètre

Composantes du lysimètre	Quantité	Compagnie	Incertitude
Acquisiteur de données CR10X	1	Campbell Scientific	-
Acquisiteur de données CR10	1	Campbell Scientific	-
Batterie 12V	1	Enerwatt series	-
Panneau solaire	1	Enerwatt int. product	-
Pompes submersibles BW40C6, 115V, 40 gal/h	2	Aquaplantes, inc.	-
Onduleurs 75 W (12V to 120V)	2	Motomaster eliminator	-
Relay-kit	1	Crydom	-
CURS100 Terminal Input Module – Current Shunt 0.01%	4	Campbell Scientific	±4 ppm/C (0 to +60°C) ±8ppm/C (-55 to +125°C)
Capteurs de pression submersible, modèle PS9800	4	Instrumentation Northwest, inc.	0,1% FS

Annexe 3-B : Programme lancé à la centrale CR10X

*Table 1 Program

01 :1 Execution interval (seconds)

1: Batt Voltage (P10)

1: 1 Loc [batterie]

2: If time is (P92)

1: 0 Minutes (Seconds --) into a

2: 600 Interval (same units as above)

3: 30 Then Do

3: Signature (P19)

1: 2 Loc [Prog_sig]

4: End (P95)

5: Volt (Diff) (P2)

1: 1 Reps

2: 25 2500 mV 60 Hz Rejection Range

3: 1 DIFF Channel

4: 3 Loc [Sonde1]

5: 0.00062 Multiplier

6: 0.75 Offset

6: Volt (Diff) (P2)

1: 1 Reps

2: 25 2500 mV 60 Hz Rejection Range

3: 2 DIFF Channel

4: 4 Loc [Sonde2]

5: 0.00062 Multiplier

6: 0.75 Offset

7: Volt (Diff) (P2)

1: 1 Reps

2: 25 2500 mV 60 Hz Rejection Range

3: 3 DIFF Channel

4: 5 Loc [Sonde3]

5: 0.00062 Multiplier

6: 0.75 Offset

8: Volt (Diff) (P2)

1: 1 Reps

2: 25 2500 mV 60 Hz Rejection Range

3: 4 DIFF Channel

4: 6 Loc [Sonde4]
5: 0.00062 Multiplier
6: 0.75 Offset

;Sonde 1 (transformation de psi à mm)

9: $Z=F \times 10^n$ (P30)

1: 0.9986 F
2: 0 n, Exponent of 10
3: 7 Z Loc [Sonde1_Z]

10: $Z=X-Y$ (P35)

1: 3 X Loc [Sonde1]
2: 7 Y Loc [Sonde1_Z]
3: 8 Z Loc [sonde1psi]

11: $Z=X*F$ (P37)

1: 8 X Loc [sonde1psi]
2: 703.07 F
3: 9 Z Loc [sonde1_mm]

;Sonde 2 (transformation de psi à mm)

12: $Z=F \times 10^n$ (P30)

1: 0.9976 F
2: 0 n, Exponent of 10
3: 10 Z Loc [Sonde2_Z]

13: $Z=X-Y$ (P35)

1: 4 X Loc [Sonde2]
2: 10 Y Loc [Sonde2_Z]
3: 11 Z Loc [Sonde2psi]

14: $Z=X*F$ (P37)

1: 11 X Loc [Sonde2psi]
2: 703.07 F
3: 12 Z Loc [Sonde2_mm]

;Sonde 3 (transformation de psi à mm)

15: $Z=F \times 10^n$ (P30)

1: 0.9979 F
2: 0 n, Exponent of 10
3: 13 Z Loc [Sonde3_Z]

16: $Z=X-Y$ (P35)

1: 5 X Loc [Sonde3]

2: 13 Y Loc [Sonde3_Z]
3: 14 Z Loc [Sonde3psi]

17: Z=X*F (P37)

1: 14 X Loc [Sonde3psi]
2: 703.07 F
3: 15 Z Loc [Sonde3_mm]

;Sonde 4 (transformation de psi à mm)

18: Z=F x 10^n (P30)

1: 0.99645 F
2: 0 n, Exponent of 10
3: 16 Z Loc [Sonde4_Z]

19: Z=X-Y (P35)

1: 6 X Loc [Sonde4]
2: 16 Y Loc [Sonde4_Z]
3: 17 Z Loc [Sonde4psi]

20: Z=X*F (P37)

1: 17 X Loc [Sonde4psi]
2: 703.07 F
3: 18 Z Loc [Sonde4_mm]

;Stabilisation du système toutes les 24 heures

21: If time is (P92)

1: 0 Minutes (Seconds --) into a
2: 1440 Interval (same units as above)
3: 30 Then Do

;Calcul de la différence entre deux capteurs

22: Z=X-Y (P35)

1: 9 X Loc [sonde1_mm]
2: 12 Y Loc [Sonde2_mm]
3: 19 Z Loc [diff]

;Le flag 4 contrôle la pompe 1

23: If (X<=>F) (P89)

1: 19 X Loc [diff]
2: 4 <
3: -5 F
4: 30 Then Do

24: Do (P86)

1: 14 Set Flag 4 High

25: Z=X+F (P34)

1: 19 X Loc [diff]

2: 5.0 F

3: 27 Z Loc [CptTmp1]

26: Z=ABS(X) (P43)

1: 27 -- X Loc [CptTmp1]

2: 26 Z Loc [CptTmp]

27: End (P95)

;Le flag 5 contrôle la pompe 2

28: If (X<=>F) (P89)

1: 19 X Loc [diff]

2: 3 >=

3: 5 F

4: 30 Then Do

29: Do (P86)

1: 15 Set Flag 5 High

30: Z=X+F (P34)

1: 19 X Loc [diff]

2: -5.0 F

3: 26 Z Loc [CptTmp]

31: End (P95)

32: Z=X*F (P37)

1: 28 X Loc [CmpTmp]

2: 28.0 F

3: 25 Z Loc [Cpt]

33: End (P95)

;Pompe 1

;Si le flag 4 est high, le microprogramme de la pompe 1 doit être enclenché

34: If time is (P92)

1: 0 Minutes (Seconds --) into a
2: 1 -- Interval (same units as above)
3: 30 Then Do

35: If Flag/Port (P91)

1: 14 Do if Flag 4 is High
2: 30 Then Do

;Si le compteur est plus grand que zéro, cela signifie que le système peut rouler normalement.

36: If (X<=>F) (P89)

1: 25 X Loc [Cpt]
2: 3 >=
3: 0 F
4: 30 Then Do

37: Z=X+F (P34)

1: 25 X Loc [Cpt]
2: -1.0 F
3: 26 Z Loc [CptTmp]

38: Z=X (P31)

1: 26 -- X Loc [CptTmp]
2: 25 Z Loc [Cpt]

39: Do (P86)

1: 41 Set Port 1 High

;sinon le système est en arrêt jusqu'au prochain jour.

40: Else (P94)

41: Do (P86)

1: 51 Set Port 1 Low

42: Do (P86)

1: 24 Set Flag 4 Low

43: End (P95)

44: End (P95)

45: End (P95)

;Pompe 2

;Si le flag 5 est high, le microprogramme de la pompe 2 doit être enclenché

46: If time is (P92)

1: 0 Minutes (Seconds --) into a
2: 1 -- Interval (same units as above)
3: 30 Then Do

47: If Flag/Port (P91)

1: 15 Do if Flag 5 is High
2: 30 Then Do

;Si le compteur est plus grand que zéro, cela signifie que le système peut rouler normalement.

48: If (X<=>F) (P89)

1: 25 X Loc [Cpt]
2: 3 >=
3: 0 F
4: 30 Then Do

49: Z=X+F (P34)

1: 25 X Loc [Cpt]
2: -1.0 F
3: 26 Z Loc [CptTmp]

50: Z=X (P31)

1: 26 -- X Loc [CptTmp]
2: 25 Z Loc [Cpt]

51: Do (P86)

1: 42 Set Port 2 High

;sinon le système est en arrêt jusqu'au prochain jour

52: Else (P94)

53: Do (P86)

1: 52 Set Port 2 Low

54: Do (P86)

1: 25 Set Flag 5 Low

55: End (P95)

56: End (P95)

57: End (P95)

;Fin de la remise en équilibre

;Pluviomètre

58: Pulse (P3)

- 1: 1 Reps
- 2: 1 Pulse Channel 1
- 3: 2 Switch Closure, All Counts
- 4: 24 Loc [rain_mm]
- 5: 0.254 Multiplier
- 6: 0.0 Offset

59: If time is (P92)

- 1: 0 Minutes (Seconds --) into a
- 2: 15 Interval (same units as above)
- 3: 10 Set Output Flag High (Flag 0)

;Enregistrement des données aux 15 minutes

60: Set Active Storage Area (P80)

- 1: 1 Final Storage Area 1
- 2: 28 Array ID

61: Real Time (P77)

- 1: 1110 Year/Day,Hour/Minute (midnight = 0000)

62: Sample (P70)

- 1: 1 Reps
- 2: 9 Loc [sonde1_mm]

63: Sample (P70)

- 1: 1 Reps
- 2: 12 Loc [Sonde2_mm]

64: Sample (P70)

- 1: 1 Reps
- 2: 15 Loc [Sonde3_mm]

65: Sample (P70)

1: 1 Reps

2: 18 Loc [Sonde4_mm]

66: Sample (P70)

1: 1 Reps

2: 19 Loc [diff]

67: Totalize (P72)

1: 1 Reps

2: 24 Loc [rain_mm]

68: Do (P86)

1: 20 Set Output Flag Low (Flag 0)

69: Minimum (P74)

1: 1 Reps

2: 0 Value Only

3: 1 Loc [batterie]

*Table 2 Program

02 : 0.0000 Execution Interval (seconds)

*Table 3 Subroutines

End Program

;Input locations

1 [batterie]

2 [Prog_sig]

3 [Sonde1]

4 [Sonde2]

5 [Sonde3]

6 [Sonde4]

7 [Sonde1_Z]

8 [Sonde1psi]

9 [Sonde1_mm]

10 [Sonde2_Z]

11 [Sonde2psi]

12 [Sonde2_mm]

13 [Sonde3_Z]

14 [Sonde3psi]

15 [Sonde3_mm]

16 [Sonde4_Z]

17 [Sonde4psi]

18 [Sonde4_mm]

19 [diff]
20 -
21 -
22 -
23 -
24 [rain_mm]
25 [Cpt]
26 [CptTmp]
27 [CptTmp1]
28 [CmpTmp]

Chapitre 4 : Article 3

**Bilans hydrologiques calculés à des pas de temps saisonnier, mensuel et journalier,
d'un bassin versant incluant une tourbière minérotrophe fortement aqualysée,
Baie-de-James, Québec.**

Co-auteurs :

*André St-Hilaire, Alain N. Rousseau,
Sylvain Jutras, Gwenael Carrer et Grégor Levrel*

Revue ciblée pour publication après traduction :

Hydrological processes

Chapitre 4 (Article 3) : Bilans hydrologiques calculés à des pas de temps saisonnier, mensuel et journalier, d'un bassin versant incluant une tourbière minérotrophe fortement aqualysée, Baie-de-James, Québec.

Résumé

L'hydrologie des tourbières minérotrophes boréales du Québec est pauvrement documentée. Pourtant plusieurs d'entre elles, situées dans les bassins-versants sur lesquels se trouvent aussi des barrages hydroélectriques d'Hydro-Québec, subissent un accroissement de la surface de leurs mares les faisant tendre vers un écosystème aquatique. En juin 2008, un petit bassin versant incluant une tourbière minérotrophe fortement aqualysée, situé à 150 km du barrage LG-4, a été ciblé pour des études plus approfondies. Un réseau d'instruments a été déployé à cet endroit afin d'obtenir des valeurs de précipitation (P), de ruissellement (Q), d'évapotranspiration (ET) et de niveaux de nappe phréatique (WL). Cet article présente les bilans hydrologiques de la saison estivale 2009 calculés saisonnièrement, mensuellement et quotidiennement à partir de ces valeurs. Trois formules semi-empiriques (Thornthwaite, Priestley-Taylor et Penman-Monteith) ont été utilisées et comparées pour obtenir des valeurs d'évapotranspiration potentielle (ETP). Il semble que les deux premières, tenant compte de moins de paramètres, surestiment l' ETP par rapport à la troisième. De plus, l'utilisation de jauges à niveau installées dans des puits, dans le calcul du stockage en eau de la tourbière, s'avère peu concluante. En effet, la composition végétale, la décomposition et le gonflement des bryophytes seraient responsables d'une absorption d'un bon pourcentage d'eau, non-calculé par ces instruments. La capacité de stockage en eau se révèle alors comme un élément limitant au calcul de bilans hydrologiques dans ce type d'environnement. Les résultats montrent que le niveau de nappe phréatique ainsi que le stockage en eau varient en fonction de la saison et plus particulièrement suite à une forte précipitation. L'eau s'infiltre dans les pores des plantes non vasculaires et augmente ainsi petit à petit le niveau de nappe, qui influe directement, avec le rayonnement solaire, sur l'évapotranspiration. Cette dernière est élevée en début de saison végétative par rapport au ruissellement de surface et *vice-versa* vers la fin septembre. Enfin, les résultats illustrent bien la complexité de la migration de l'eau à travers le site et soulèvent ainsi plusieurs questionnements à résoudre dans l'avenir.

1. Introduction

Les tourbières occupent de 12 à 17% des terres canadiennes (Lafleur *et al.*, 2005; Letts *et al.*, 2008; Payette et Rochefort, 2001). Au Québec, la majorité de ces milieux humides se situe dans les basses terres jamésiennes, entre la limite nord de la forêt boréale et la limite sud de la toundra arctique (du 49°N au 58°N) (Payette et Rochefort, 2001). Ces milieux font l'objet d'études sur leur capacité de stockage de carbone, pouvant être estimée entre 33 et 50% du volume total de tourbe (Charman, 2002; Daniels *et al.*, 2008; Holden, 2005; Rydin et Jeglum, 2006). Leur hydrologie est liée à ce stockage ainsi qu'aux relâchements de certains gaz toxiques comme le méthane, les sulfates et le méthylmercure dans l'air (Kvaerner et Klove, 2008). De plus, les tourbières nord-américaines sont peu documentées dans la littérature et les processus hydrologiques très pauvrement compris (Lafleur *et al.*, 2005). De nombreuses tourbières semblent pourtant sujettes depuis plusieurs années à un phénomène d'aqualyse les faisant tendre vers un écosystème aquatique, par le truchement de l'agrandissement et de la coalescence de leurs mares au détriment des lanières qui s'affaissent et se dégradent (Dissanska *et al.*, 2009; Payette, 2008). Ce phénomène amène alors des interrogations sur le comportement futur des tourbières du moyen-nord québécois ainsi que sur les conséquences de leur pouvoir tampon au niveau des grands aménagements hydrologiques présents à cette latitude, infrastructures générant 50% des besoins en électricité de la province (Hydro-Québec., 2010). L'étude proposée se penche sur une tourbière minérotrophe fortement aqualisée. Ce site, situé à environ 15 km du barrage Laforge-1 d'Hydro-Québec, fait partie du bassin versant de la rivière La Grande. Des instruments ont été installés depuis juin 2008 afin de mesurer les entités physiques nécessaires au calcul d'un bilan hydrologique : les précipitations (P), le débit à l'exutoire (Q), le niveau de nappe phréatique (WL) et l'évapotranspiration (ET).

Cette étude comporte trois objectifs : (1) calculer des valeurs d'évapotranspiration potentielle à l'aide d'équations semi-empiriques telles que Thornthwaite, Penman-Monteith et Priestley-Taylor et comparer les résultats obtenus, (2) estimer les variations de stockage en eau dans la matrice tourbeuse et montrer leur relation avec les variations des niveaux de nappe phréatique et (3) présenter les bilans hydrologiques calculés sur des bases estivale, mensuelle et journalière du bassin versant de la tourbière. Ces calculs, essentiels à la compréhension de l'hydrologie de l'écosystème, apportent des précisions sur les proportions de chacune des variables, renseignent sur les méthodes à privilégier pour obtenir un bilan équilibré dans ce type

d'écosystème et par le fait même, apportent des précisions sur le stockage, la fluctuation du niveau de la nappe et le ruissellement de surface de cet environnement. Ces données sont nécessaires pour avancer la compréhension de la réponse hydrologique de petits bassins versants majoritairement constitués d'écosystèmes tourbeux minérotrophes.

2. Matériel et méthodes

2.1 Site d'étude

Le site d'étude est un bassin versant situé dans la région de la centrale Laforge-1, aux coordonnées géographiques 54°06'868" Nord et 72°30'083" Ouest et à 437 mètres au dessus du niveau de la mer. Ses principales caractéristiques sont présentées au tableau 4-1. Le bassin versant a été choisi pour la facilité d'accès à partir de la route, la petite superficie rendant possible une instrumentation adéquate et la proportion élevée de surface aquatique de la tourbière minérotrophe ciblée (estimée initialement à plus de 30%). Cette dernière est formée de deux sections, constituées d'une succession de nombreuses mares et lanières, se déversant dans une mare plus grande que les autres près de l'exutoire. Des données obtenues directement par dGPS, géoréférencées à l'aide d'une image panchromatique acquise le 08/08/2009 par le capteur GeoEye (résolution 0,50 m), lui confèrent un bassin versant d'environ 125 490 m² (12,5 ha) avec une pente de 1,77% (mesurée dans la direction -135° par rapport au nord) (Proulx-McInnis *et al.*, en préparation). La superficie de la tourbière est de 35 275 m² (3,5 ha) avec un pourcentage d'eau d'environ 31% concentré vers l'aval du bassin versant. La végétation typique de ce type de milieu, à cette latitude, est constituée de petits arbres (*Picea mariana* (Mill.) BSP et *Larix laricina* (Du Roi) K. Koch), d'éricacées (entre autre *Kalmia polifolia* Wangehn., *Andromeda glaucophylla* Link, *Vaccinium oxycoccos* L. et *Chamaedaphne calyculata* (L.) Moench), de cypéracées (*Carex* sp. principalement) et de bryophytes avec une dominance de mousses brunes sur les platières et une importante présence de *Sphagnum fuscum* (Schimp.) Klinggr. et de *Sphagnum rubellum* Wilson sur les lanières et les buttes. Selon les données enregistrées par la station météorologique à environ deux kilomètres du site (54°06'05.08 N; 72°30'44.10 O), la température moyenne annuelle est de -3,2°C et les températures moyennes de janvier et de juillet sont respectivement de -27,0°C et de 16,2°C. Le taux de précipitations annuel en 2009 a été de 786 mm, dont 32% de neige.

2.2 Instrumentation

Des instruments ont été mis en place afin d'obtenir des données de précipitations (P), de niveaux d'eau (WL), de ruissellement de surface (Q) et d'évapotranspiration (ET), permettant le calcul du bilan hydrologique de la tourbière. Les statistiques descriptives de base ont également été calculées sur les données (moyenne, écart-type, minimum et maximum).

2.2.1 Précipitations (P)

Les données de précipitations ont été récupérées d'une station météorologique mise en place à l'été 2007 à environ deux kilomètres du site. L'ensemble des composantes de la station est relié à un CR10X (Campbell Scientific, <http://www.campbellsci.ca/>) alimenté d'une batterie 12V et d'un panneau solaire 20W. Ce dernier enregistre des données à un pas de temps horaire. On y retrouve un pluviomètre à auget basculant (CS700 Campbell Scientific, incertitude $\pm 2\%$, <http://www.campbellsci.ca/>) combiné à un réservoir de glycol-éthanol (CS705 Campbell Scientific, incertitude $\pm 1\%$, <http://www.campbellsci.ca/>) permettant de fondre la neige.

Les précipitations disponibles au pas de temps horaire, ont été additionnées pour obtenir des totaux quotidiens de pluies.

2.2.2 Niveaux d'eau (WL)

Des jauges à pression hydrostatique (modèle 3001 de Solinst, incertitude $\pm 0,1\%$, <http://www.solinst.com/>) ont été insérées dans cinq puits enfoncés dans la tourbe le 6 juin 2009. Ces derniers sont constitués d'un tuyau de PVC avec des fentes sur toute la longueur (figure 4-1). Le premier puits (1), les trois suivants (2, 3 et 4) et le dernier (5) sont respectivement installés dans une platière basse à sphaignes, une lanière et une platière basse à dominance de cypéracées (figure 4-2).

Des mesures instantanées sont prises toutes les 15 minutes et sont ensuite moyennées pour obtenir des niveaux de pression à un pas horaire. Les fluctuations de pression, imputables aux variations de la pression atmosphérique, doivent être soustraites de la mesure de la jauge immergée. Pour ce faire, une jauge à pression atmosphérique de type Barologger (Solinst, incertitude $\pm 0,1\%$, <http://www.solinst.com/>) a été déployée à l'exutoire du site. Étant donné que ladite jauge avait subi un bris en juillet 2009, une régression a été établie entre les données mesurées avant le bris et le baromètre de la station météorologique (Campbell Scientific,

61205V, R.M. Young, incertitude $\pm 0,5$ hPa, <http://www.campbellsci.ca/>), jugé plus fiable ($r^2=0,7626$). Les corrections de niveaux mesurés dans les puits ont été faites à partir des valeurs d'équivalent en eau provenant de la régression. La hauteur d'eau dans le tube prise par un bulleur, a permis une seconde correction. Des graphiques des niveaux d'eau obtenus avec les différents puits ont été construits et comparés, afin de vérifier leur homogénéité.

2.2.3 Ruissellement (*Q*)

Deux canaux trapézoïdaux (TRACOM, Large 60° V et SRCRC 12" 45° V, incertitude $\pm 0,1\%$, <http://www.tracomfrp.com/flumes.htm>) ont été installés à l'exutoire de la grande mare afin de mesurer le débit sortant de la tourbière (figure 4-3). Deux puits, respectivement installés à côté de chacun des canaux, sont dotés de jauges à pression hydrostatique (Solinst, incertitude $\pm 0,1\%$, <http://www.solinst.com/>) (figure 4-3). Les mesures de ces dernières ont été corrigées pour l'influence de la pression atmosphérique tel que décrit à la section 2.2.2, afin d'obtenir le niveau d'eau dans le canal. Cette hauteur d'eau, permet ainsi le calcul d'un débit en litres par seconde avec les courbes de tarage des fournisseurs (Annexe 4-A et 4-B). Ce débit divisé par la superficie du bassin versant acquise par dGPS, donne finalement la lame d'eau de ruissellement de surface de la tourbière, en mm.

Pour le calcul du bilan hydrologique, les données du petit canal (C1) ont été utilisées pour les débits inférieurs à 7 mm/jour alors que les mesures du plus grand canal (C2) ont été utilisées pour les plus forts débits, causant un débordement à C1. Un appareil photographique relié à un panneau solaire 20W (Moultrie Feeders I60, avec carte SD 4 GO, <http://www.moultriefeeders.com/>), placé devant les canaux et acquérant des images toutes les heures, a permis de connaître les moments où l'eau a débordé de C1 (3-7 août, 17-24 août et 25-29 août).

2.2.4 Évapotranspiration (*ET*)

L'évapotranspiration réelle (*ETR*) dans un milieu souvent saturé d'eau et où la végétation inclut des plantes non vasculaires n'ayant pas de résistance stomatale, est difficile à mesurer. Plusieurs auteurs utilisent des formules semi-empiriques (Lafleur *et al.*, 2005; Lott et Hunt, 2001; Petrone *et al.*, 2007; Sumner et Jacobs, 2005, Tardif, 2010). Dans le cas de cette étude, trois équations (Thornthwaite, Penman-Monteith et Priestley-Taylor) ont été choisies et comparées

afin d'obtenir des valeurs d'évapotranspiration potentielle à des pas de temps journalier, mensuel et saisonnier et ce, entre le 1^{er} juillet et le 23 septembre 2009.

Pour effectuer les calculs, des données météorologiques sont nécessaires. Celles de la station située à deux kilomètres du site et à deux mètres du sol ont été utilisées. Cette dernière contient en plus du pluviomètre, deux thermocouples mesurant la température de l'air (Campbell Scientific, CS500, vaïsula, incertitude $\pm 0,8^{\circ}\text{C}$ si $T > -20^{\circ}\text{C}$, <http://www.campbellsci.ca/>) et la température au sol (Campbell Scientific, 107b, incertitude $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$ si $T > 0^{\circ}\text{C}$ et $\pm 0,4^{\circ}\text{C}$ si $T < 0^{\circ}\text{C}$, <http://www.campbellsci.ca/>), un hygromètre (Campbell Scientific, CS500, vaïsula, incertitude $\pm 3\%$, <http://www.campbellsci.ca/>), un pyranomètre (SP-Lite, Kipp & Zonen, incertitude $\pm 5\%$, <http://www.kippzonen.com/>), un baromètre (Campbell Scientific, 61205V, R.M. Young, incertitude $\pm 0,5$ hPa, <http://www.campbellsci.ca/>) et un anémomètre (Campbell Scientific, 05103 R.M. Young, incertitude $\pm 0,5$ m/s, <http://www.campbellsci.ca/>).

2.3 Calculs

2.3.1 Évapotranspiration potentielle

Cette section présente comment ont été calculées les données d'évapotranspiration potentielle (*ETP*) à partir des formules de Thornthwaite, de Penman-Monteith et de Priestley-Taylor. Les moyennes obtenues ont, par la suite, été soumises à une analyse de variance (ANOVA, SPSS© v.16.0, <http://www.spss.com/>) afin de vérifier l'hypothèse de moyennes d'*ETP* significativement différentes entre les trois méthodes.

2.3.1.1 Thornthwaite

La méthode de Thornthwaite (1948) est habituellement utilisée pour un calcul mensuel de l'*ETP*. La température de l'air est le seul paramètre requis. Dans ce cas, l'adaptation quotidienne de Pereira et Pruitt (2004) a été utilisée :

$$ET_m = 16\left(10\frac{T}{I}\right)^a, \quad 0^{\circ}\text{C} \leq T \leq 26^{\circ}\text{C} \quad (1)$$

où ET_m est l'évapotranspiration mensuelle (mm), T est la température moyenne quotidienne ($^{\circ}\text{C}$), I est un index thermique imposé par la normale climatique de température locale (T_n , $^{\circ}\text{C}$) et l'exposant a est fonction de I :

$$I = \sum_{n=1}^{12} (0,2 T_n)^{1.514}, \quad T_n > 0^{\circ}\text{C} \quad (2)$$

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 - 1,7912 \cdot 10^{-2} I + 0,49239 \quad (3)$$

Un facteur multiplicatif de conversion est ajouté à l'équation originale afin d'obtenir une *ETP* quotidienne (mm/jour) :

$$C = \frac{N}{360} \quad (4)$$

où N correspond à la photopériode en heures dans un jour donné.

2.3.1.2 Penman-Monteith

La méthode ainsi que la procédure utilisée pour le calcul quotidien de l'*ETP* (mm/jour) avec la formule de Penman-Monteith (1965) est décrite par Allan *et al.* (1998) :

$$ET_o = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)} \quad (5)$$

où Δ est la pente de la courbe de pression de vapeur (kPa/°C), R_n la radiation nette (MJ·m⁻²·J⁻¹), G le flux thermique à la surface du sol (MJ·m⁻²·J⁻¹), γ la constante psychrométrique (kPa/°C), T la température moyenne journalière à 2 mètres du sol (°C), u_2 la vitesse du vent à deux mètres du sol (m/s), e_s la saturation de pression de vapeur (kPa) et finalement e_a la pression de vapeur actuelle (kPa). Les paramètres utiles au calcul sont la température de l'air, la radiation solaire directe, l'albédo, la latitude, la pression barométrique, la pression de vapeur, l'humidité relative ainsi que la vitesse du vent et la hauteur de l'anémomètre. La radiation solaire nette est obtenue à partir de la radiation solaire directe, par la méthode utilisée par Tardif (2010). Cette dernière est inspirée de celle de Ward et Trimble (2004).

L'*ET_o* a ensuite été multipliée par chacune des proportions eau/tourbe/forêt du bassin versant, afin d'obtenir une valeur d'*ETP* pondérée (Annexe 4-C).

2.3.1.3 Priestley-Taylor

Le calcul de l'*ETP* quotidienne (mm/jour) par l'équation de Priestley-Taylor (1972) a été inspiré de Sumner et Jacobs (2005). Cette dernière est une version simplifiée de l'équation de Penman-Monteith, remplaçant les termes aérodynamiques par un coefficient adimensionnel empirique a :

$$ET_o = \frac{1}{\lambda} \cdot \frac{\Delta (R_n - G)}{\Delta + \gamma} \cdot a \quad (6)$$

où λ est la chaleur latente de vaporisation ($\text{MJ}\cdot\text{Kg}^{-1}$) (équation 7), R_n la radiation nette ($\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{J}^{-1}$), G le flux thermique à la surface du sol ($\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{J}^{-1}$), Δ la pente de la courbe de pression de vapeur ($\text{kPa}/^\circ\text{C}$), γ la constante psychrométrique ($\text{kPa}/^\circ\text{C}$) (équation 8) et a le coefficient de Priestley-Taylor (équation 9).

$$\lambda = 2,501 - 0,002361T \quad (7)$$

où T = température de l'air ($^\circ\text{C}$).

$$\gamma = 0,665 \times 10^{-3} \cdot Pr \quad (8)$$

où Pr = pression atmosphérique (kPa).

$$a = \frac{1 + \frac{\gamma}{s}}{1 + \beta}, \quad \text{où } \beta \approx 0,6 \quad (9)$$

Les données requises dans ce calcul sont la température de l'air, la radiation solaire directe, l'albédo, la latitude, la pression de vapeur ainsi que la pression barométrique.

2.3.2 Bilan hydrologique

L'équation 10 a permis de calculer les bilans hydrologiques, à des pas de temps estivaux, mensuels et journaliers, à partir des données obtenues de l'instrumentation.

$$P + \Delta WL - Q - ETP = \eta \quad (10)$$

où P représente les précipitations, ETP l'évapotranspiration potentielle, Q le ruissellement de surface, WL la variation de la hauteur d'eau et η le terme d'erreur, tous mesurés en mm/jour . Ce terme d'erreur peut être engendré par la prise de mesure, par la précision de la méthode ou par un manque de données (Tardif, 2010). Dans cette équation, on fait l'hypothèse que l' ETR peut être estimée par l' ETP , ce qui sous-entend que le site à l'étude est caractérisé par des conditions optimales d'approvisionnement en eau et de transfert de la vapeur d'eau (aucune résistance aérodynamique et stomatale). En général, le terme d'erreur est positif lors d'un excès d'eau dans le bilan et *vice-versa*. Les sources d'erreurs seront exposées en détails à la section 4.1.

2.3.3 Stockage en eau dans la tourbe du bassin versant

Dans une tourbière minérotrophe, la matrice retient un bon pourcentage d'eau. Il est alors primordial d'en tenir compte lors du calcul d'un bilan hydrologique. En effet, les variations de hauteur de nappe phréatique enregistrées par les jauges à pression hydrostatique des puits, ne correspondent pas exactement à la variation totale d'eau d'une colonne de tourbe.

Afin d'estimer le stockage en eau dans le dépôt tourbeux, l'hypothèse que le niveau de nappe phréatique correspond à l'eau stockée est beaucoup trop forte. On écrit alors :

$$S_{t+1} = S_t + ((P - ETP - Q) \cdot \Delta t \cdot A) \quad (11)$$

où S_t correspond au stockage en eau initial (m^3) estimé par l'équation 12, S_{t+1} au stockage au jour $t+1$ (m^3), P aux précipitations (mm/jour), ETP à l'évapotranspiration potentielle (mm/jour), Q au ruissellement de surface (mm/jour), Δt au pas de temps de 1 jour et A à l'aire du bassin versant de la tourbière en m^2 . À noter que l'on a fait ici aussi l'hypothèse que l'on pouvait estimer l' ETR par l' ETP .

Le stockage initial a été estimé à partir de données présentées au tableau 4-2. Les porosités sont tirées de Levrel et Rousseau (2010) et les épaisseurs résultent d'une moyenne de profondeurs prises aléatoirement sur le site à l'aide d'une tige graduée. Les proportions d'occupation du sol ont été numérisées et calculées avec une image satellitaire panchromatique acquise le 08/08/2009 par le capteur GeoEye (résolution 0,50 m) incorporée dans *ArcGIS 9.2* (ESRI, <http://www.esri.com/>) (Proulx-McInnis *et al.*, en préparation). Le calcul est présenté à l'équation 12 :

$$S_t = P_{eau}(n_{eau} \cdot h_{eau}) + P_{tourbe}(n_{tourbe} \cdot h_{tourbe}) + P_{forêt}(n_{forêt} \cdot h_{forêt}) \quad (12)$$

où P_{eau} , P_{tourbe} et $P_{forêt}$ correspondent respectivement aux pourcentages, n_{eau} , n_{tourbe} et $n_{forêt}$ à la porosité et h_{eau} , h_{tourbe} et $h_{forêt}$ à la hauteur d'eau, de tourbe et de sol forestier du bassin versant de la tourbière en mètres.

En approximant par les équations 11 et 12 le stockage en eau initial de la tourbière, une estimation du stockage en eau en m^3 dans le dépôt tourbeux pour chacun des jours peut être réalisée à l'aide d'un processus itératif. Par la suite, en le divisant par la superficie du bassin versant, on obtient un stockage Δs en mm.

La variable Δs a également été calculée avec l'équation 13. À la différence de l'équation 10, ce terme comprend le WL et le η . Les valeurs obtenues étant similaires, cette dernière méthode, plus simple, a été privilégiée.

$$P - Q - ETP = \Delta s = \Delta WL + \eta \quad (13)$$

où le Δs est la variation de stockage en eau dans le dépôt tourbeux estimée chaque jour.

Des graphiques ont par la suite été effectués afin de déterminer s'il existait une relation significative entre le ΔWL et le Δs .

3. Résultats

Cette section présentera les principales données obtenues de chacune des variables et leurs statistiques, l'estimation de la variation du stockage en eau ainsi que les bilans hydrologiques calculés à des pas de temps saisonnier, mensuel et journalier du bassin versant.

3.1 Séries chronologiques des variables du bilan

3.1.1 Précipitations (*P*)

Le tableau 4-3 présente les statistiques mensuelles de précipitations à la station de l'Aéroport entre le 1^{er} juillet et le 30 septembre 2009. On peut voir les précipitations en fonction de la saison aux figures 4-4 et 4-5. Le mois d'août a été le plus humide avec 61% des précipitations. La moyenne de pluie par jour ainsi que la variance y sont également beaucoup plus importantes. En observant les données, il semble qu'il y ait eu trois événements majeurs de pluie : du 2 au 5 août, du 16 au 18 août et du 25 au 27 août avec respectivement 56,9 mm, 55,8 mm et 46,7 mm. Le 17 août a été la journée la plus pluvieuse avec un total de 36,6 mm. La période ciblée pour les bilans hydrologiques, soit du 1^{er} juillet au 23 septembre 2009, a reçu un total de 263,9 mm de pluie.

3.1.2 Niveaux de nappe phréatique (*WL*)

Les statistiques descriptives des niveaux de nappe phréatique ont été calculées pour chacun des puits et présentées à l'annexe 4-D. En comparant les cinq puits (figure 4-6), on peut remarquer un certain synchronisme. Par contre, la variance diffère, surtout dans les moments de hausse. Un diagramme de hamac a alors été construit afin de comparer la distribution et les interquartiles des moyennes journalières des puits. La figure 4-7 montre que les puits ont tous une asymétrie positive et que les médianes se situent dans le même ordre de grandeur. Par contre, l'étendue du 5^e puits est plus petite que celle des autres puits. Le diagramme d'erreur-type (à intervalle de confiance 0,95) présenté à la figure 4-8 présente à peu près la même tendance. Les moyennes se situent dans le même ordre de grandeur et l'étendue est plus petite pour le 5^e puits. Les moyennes ont été soumises à une analyse de variance (ANOVA, SPSS v.16.0, <http://www.spss.com>) afin de vérifier l'hypothèse de moyennes de niveaux de nappe phréatique significativement différentes entre les cinq puits. Elles sont significativement semblables, soit un

taux de signification supérieur à 0,05 (tableau 4-4). Dans ce cas, une moyenne des cinq puits a été calculée, en assumant les valeurs extrêmes du dernier puits.

Les épisodes de forte variation du niveau de la nappe incluent le 11 juillet (+55 mm), le 2 août (+60 mm) et le 25 août (+35 mm), correspondant par le fait même aux moments de fortes pluies (figures 4-4 et 4-5). Au 23 septembre, le niveau de la nappe dans les puits a augmenté de 84,7 mm par rapport au 1^{er} juillet.

3.1.3 Ruissellement (*Q*)

Les statistiques respectives des deux canaux trapézoïdaux sont présentées à l'Annexe 4-E. Dans le calcul des bilans, les données du C1 ont été sélectionnées, sauf en cas de crue. Le tableau 4-5 montre les statistiques de ruissellement entre le 1^{er} juillet et le 23 septembre 2009. En juillet, ce dernier est à son plus bas, variant entre 0,0 et 0,7 mm/jour. Par contre, la moyenne de ruissellement en août, variant entre 0,0 et 11,5 mm/jour, est presque cinq fois et deux fois plus élevée qu'en juillet et septembre respectivement. Les moments de forts débits sont entre les 3 et 7, 17 et 24 et 25 et 29 août. Les débits d'étiage sont entre les 7 et 9 juillet, 20 et 25 juillet et 10 et 14 septembre (figures 4-4 et 4-5).

3.1.4 Évapotranspiration potentielle (*ETP*)

Le tableau 4-6 montre les statistiques de la température (°C), de l'humidité relative (%), de la vitesse du vent (m/s), de la radiation solaire ($\text{KJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{jour}^{-1}$), de la pression atmosphérique (kPa) et de la pression de vapeur (kPa), utilisées dans le calcul de l'*ETP*.

Le tableau 4-7 présente respectivement les sommes mensuelles et saisonnières d'*ETP* obtenues à partir des trois formules semi-empiriques utilisées. Les évapotranspirations potentielles totales résultant des méthodes de Thornthwaite, de Priestley-Taylor et de Penman-Monteith sont respectivement de 208,5, de 205,4 et de 162,2 mm. On peut remarquer que la somme d'*ETP* résultant de la méthode de Penman-Monteith représente environ 80% de celle des deux autres. En période de haute température, cette dernière a tendance à être inférieure à celles obtenues selon Thornthwaite et Priestley-Taylor (figure 4-7).

L'Annexe 4-F présente les statistiques mensuelles des trois formules semi-empiriques utilisées. Les résultats du test ANOVA, avec un taux de signification de $\alpha=0,05$, appliqué sur les valeurs d'*ETP* obtenues par les trois formules semi-empiriques sont présentés au tableau 4-8. Les moyennes de Penman-Monteith sont significativement différentes de celles de Thornthwaite et

Priestley-Taylor ($F=0,001$ et $F=0,004$, $\alpha=0,05$) selon le test post-hoc de Tukey. Par contre, celles résultant des formules de Thornthwaite et Priestley-Taylor ne sont pas significativement différentes ($F=0,925$, $\alpha=0,05$). Les bilans hydrologiques, à différents pas de temps, ont alors été calculés de deux façons : (1) en effectuant une moyenne des résultats d'*ETP* par les formules de Thornthwaite et Priestley-Taylor et (2) avec les résultats obtenus avec l'équation de Penman-Monteith.

3.2 Bilan hydrologique saisonnier

Le tableau 4-9 présente les bilans hydrologiques calculés à des pas de temps saisonnier et mensuel, des deux façons expliquées à la section précédente. Ce tableau comprend également les estimations de stockage en eau dans la tourbe du bassin versant. La variation de stockage sur toute la saison d'échantillonnage est moins élevée dans le cas de l'*ETP* moyennée à partir des valeurs de Thornthwaite et Priestley-Taylor, soit -39.4 mm par rapport à 5.4 mm avec Penman-Monteith. Ce point sera développé plus en détails à la section 3.4. On peut également voir dans ce tableau, au niveau saisonnier, que le terme η est deux fois plus faible dans le cas du bilan hydrologique avec une moyenne des *ETP* résultant des formules de Thornthwaite et Priestley-Taylor. L'évapotranspiration constitue la perte majeure d'eau dans le bilan, le ruissellement étant deux fois plus faible.

Les figures 4-10 et 4-11 présentent les bilans hydrologiques cumulatifs de la saison estivale 2009 calculés respectivement avec l'*ETP* comme moyenne de Thornthwaite et Priestley-Taylor et avec celle de Penman-Monteith. Dans le deuxième cas, on note un plus grand stockage en eau dans la matrice. Ce dernier prend le dessus sur le ruissellement dès le 17 août par rapport au 3 août dans le premier cas.

Pour des informations complémentaires, l'annexe 4-G présente les bilans hydrologiques saisonniers cumulatifs sous forme de graphiques et l'annexe 4-H les bilans hydrologiques mensuels sous forme de tableaux. Ces bilans résultent de différentes combinaisons de puits et de formules de calculs de l'*ETP* et renseignent sur les subtiles variabilités entre les puits et les *ETP*, qui ont été moyennés pour le calcul principal.

3.3 Bilans hydrologiques mensuels et quotidiens

En observant le tableau 4-9, on voit que les termes η sont plus faibles en juillet avec -64,6 mm et -33,9 mm, mois le plus chaud et ayant le moins de précipitations. Par contre, ces derniers sont positifs en août et en septembre, montrant ainsi un surplus d'eau dans le bilan par rapport à juillet. Les η sont également plus élevés avec le calcul d'*ETP* résultant de Penman-Monteith.

Le mois d'août est celui ayant des taux de précipitations et de ruissellement les plus forts (près de dix fois plus que juillet). Par contre, les taux d'évapotranspiration sont les plus forts en juillet, près de deux fois plus élevés qu'en septembre. Les taux de stockage en eau dans la matrice diffèrent beaucoup en fonction des mois. Il semble toujours plus élevé en calculant l'évapotranspiration par la méthode de Penman-Monteith.

L'Annexe 4-I présente les bilans hydrologiques quotidiens calculés par les deux combinaisons de formules semi-empiriques d'évapotranspiration. On remarque que les moments d'étiage (7-10 juillet; 20-25 juillet et 11-14 septembre) correspondent à des moments de faibles précipitations. À ces jours, l'évapotranspiration est particulièrement plus élevée par rapport aux jours précédents et ce, surtout dans le cas résultant de la formule de Penman-Monteith. Le η semble également plus élevé négativement en cette période (perte d'eau du système). Les moments de crue observés correspondent aux moments de fortes précipitations (2-5 août; 16-18 août; 25-27 août et 17-24 août). Pendant ces périodes, le η est plus fort positivement, représentant un surplus d'eau dans le système. Les figures 4-4 et 4-5 représentent bien la variabilité des termes en fonction de l'été.

3.4 Variation de stockage en eau de la matrice tourbeuse

Les figures 4-12 et 4-13 montrent respectivement ΔWL en fonction du $\Delta s/\Delta t$ avec l'*ETP* provenant de la formule de Penman-Monteith et celle de la moyenne de Thornthwaite et Priestley-Taylor. Ces figures ont pour but de vérifier la validité de l'hypothèse énoncée plus haut, concernant l'équivalence des termes ΔWL et $\Delta s/\Delta t$. Les coefficients de détermination r^2 ne sont pas significativement très élevés, montrant ainsi que l'erreur n'est pas seulement comprise dans le terme ΔWL . Dans le premier cas, le coefficient est de 0,36 et dans le deuxième de 0,32. Le puits explique donc seulement à 36% et 32% la valeur de stockage en eau dans la tourbe du bassin versant.

Le comportement de la variation de stockage en eau dans la matrice poreuse du bassin versant entre le 1^{er} juillet et le 23 septembre 2009 peut également être observé aux figures 4-4 et 4-5. Ces figures contiennent également la variabilité des précipitations, du ruissellement et de l'évapotranspiration potentielle. Le stockage est négatif (*i.e.* les niveaux de nappe phréatique sont en baisse) en période d'été ou de ruissellement plus faible. En juillet, le Q et les deux Δs sont respectivement de 6.5 et -33.1 et -3.8 mm. En septembre, quand le Q était de 10.8 mm, les deux Δs étaient de -12.1 et -11.2 mm. Dans ces moments, l'évapotranspiration semble élevée (par exemple en juillet, les deux ETP étaient de 102.8 et 72.1 mm). Par contre, dans les épisodes de fortes pluies, le stockage augmente beaucoup. En effet, le ratio $P/\Delta s$ varie entre 0,96 (19 août, $P=10.92$ mm) et 2,03 (26 août, $P=24,64$ mm). Finalement, le stockage est plus grand lors du calcul du bilan avec l'évapotranspiration résultant de Penman-Monteith, fait que l'on observait également en comparant les figures 4-10 et 4-11. Ainsi, en août, l' ETP résultant de Penman-Monteith et de la moyenne de Thornthwaite et Priestley-Taylor étaient respectivement de 49,7 et 36,5 mm.

4. Discussion

La réalisation de plusieurs types de bilans hydrologiques de la tourbière a permis d'observer comment ont réagi chacune des composantes du cycle hydrologique dans la saison estivale 2009.

4.1 Sources d'erreurs

Chacune des variables composant le bilan hydrologique a pu contribuer à la valeur représentée par le terme η . Tout d'abord, on a fait l'hypothèse que l' ETR pouvait être estimée par l' ETP (*i.e.* conditions optimales d'approvisionnement en eau et de transfert de la vapeur d'eau; aucune résistances aérodynamique et stomatale). Puis, le calcul de l'évapotranspiration potentielle à partir des trois formules semi-empiriques se base en totalité sur les informations fournies par la station météorologique située à deux kilomètres de la tourbière. Il s'agit de données ponctuelles recueillies à une hauteur constante. Ce calcul ne tient alors pas compte du changement de composition de végétation (pourcentage de la canopée) et de la densité de végétation dans le temps et dans l'espace (Deguchi *et al.*, 2008; Lott et Hunt, 2001). Ces détails, exclus du calcul, affectent le taux de transpiration. De plus, un certain pourcentage d'erreur est

engendré par les proportions eau/tourbe/forêt du bassin versant, estimés sur le terrain et également à l'aide d'orthophotographies rectifiées haute résolution du capteur GeoEye datant de septembre 2009 (Proulx-McInnis *et al.*, en préparation). Le calcul de l'évapotranspiration potentielle décrit la capacité de l'atmosphère à absorber un maximum de vapeur d'eau (Lott et Hunt, 2001). Il surestime donc la réalité, démontrant ainsi une fois de plus la difficulté d'estimer l'évapotranspiration réelle (*ETR*) en se basant sur les données observées à une station localisée à un endroit précis. L'adaptation de la formule de Penman-Monteith, proposée par Tardif (2010) devrait atténuer ce biais. Cependant, et bien qu'il soit impossible de valider cette hypothèse de biais important sans mesure d'*ETR*, il appert que l'estimation de la lame d'eau évaporée par la méthode de Penman-Monteith donne des taux plus élevés que ceux obtenus avec les deux autres formules.

Une autre source d'erreur potentiellement importante provient des jauges à niveau utilisées dans les puits. Elles devaient au départ être corrigées à l'aide d'une jauge de type Barologger installée à proximité. Par contre, la régression de la figure 3, qui a été appliquée pour faire la correction, est impartie d'une incertitude ($r^2=0.7626$). De plus, le gonflement des plantes non vasculaires (*mire breathing*) (Kellner et Halldin, 2002; Payette et Rochefort, 2001) a pu faire varier le calcul lors du retranchement de la hauteur du tuyau de PVC dépassant le niveau du sol. De plus, cette variable représentait une moyenne de seulement cinq puits implantés dans la partie tourbière du bassin versant, dont la variance du 5^e était plus petite que les autres.

Il ne faut pas oublier que l'écoulement diffus à l'exutoire de la tourbière a été retenu et dévié vers les canaux trapézoïdaux, omettant ainsi une petite partie de l'écoulement dans le calcul du débit. De plus, ce dernier est divisé par la superficie du bassin versant, estimée sur le terrain.

L'erreur majeure fut engendrée par le fait que les puits ne tiennent pas compte de la capacité de stockage en eau par la matrice tourbeuse de la tourbière. Par ailleurs, cette variation n'est représentative que de la portion tourbière et vraisemblablement la portion eau et non de la proportion forestière du bassin versant desservie par l'exutoire, qui sont de 71,9% de forêt, 19,1% de sol tourbeux et 9,0% d'eau. Ces points seront plus longuement discutés à la section 4.2. De plus, Tardif (2010) a soulevé que le ruissellement de surface (Q) et le niveau de nappe phréatique (ΔWL) n'agissent pas de manière tout à fait synchrones dans une tourbière minérotrophe. La quantification du terme $\Delta s/\Delta t$ par l'addition des précipitations (P), du ruissellement de surface

(Q) et de la variation du niveau de nappe phréatique (ΔWL) ne s'avère donc pas tout à fait adéquate sur une base quotidienne.

4.2 Capacité de stockage en eau de la matrice tourbeuse

Le stockage est un paramètre primordial à la compréhension de la dynamique et de la réponse hydrologique d'un écosystème (Price et Schlotzhauer, 1999). Quand le système est saturé (*i.e.* le stockage est au maximum), une simple précipitation peut engendrer du ruissellement de surface.

Dans un bilan hydrologique, les entrées et les sorties d'eau font varier le volume d'eau stockée dans le système (Price et Schlotzhauer, 1999). En plus de la mesure de l'*ETR*, le calcul de la capacité de stockage en eau d'un bassin versant, incluant une tourbière minérotrophe fortement aqualysée, s'avère être un défi. L'utilisation de puits suggère une mesure ponctuelle du niveau de nappe phréatique dans un tuyau. Selon plusieurs auteurs, le changement du volume de tourbe par compaction et expansion, la composition de la tourbe ainsi que sa décomposition influençant la conductivité hydraulique, seraient responsable de la complexité à quantifier la capacité de stockage (Fritz *et al.*, 2008; Hogan *et al.*, 2006; Petrone *et al.*, 2008; Price et Schlotzhauer, 1999; Price *et al.*, 2003; Spence *et al.*, 2010).

Le coefficient d'emmagasinement (S_y) peut se définir comme la capacité d'un milieu poreux à libérer de l'eau sous l'effet d'un abaissement de la charge hydraulique (Banton et Bangoy, 1997). Dans le cas d'une nappe libre, l'abaissement de la charge se traduit par un abaissement du niveau d'eau. Par contre, le S_y n'est pas constant sur toute la colonne de tourbe et encore moins sur toute la superficie du bassin versant (Clerc, 2009; Hogan *et al.*, 2006, Petrone *et al.*, 2008). En effet, il n'existe pas qu'une seule valeur de S_y pour les sols tourbeux (Hogan *et al.*, 2006; Price et Schlotzhauer, 1999). Une baisse du niveau d'eau ne correspond donc pas nécessairement à sa porosité efficace. De plus, la jauge hydrostatique enregistre l'eau gravitaire, ne tenant donc pas compte de la variation d'eau importante dans la frange capillaire et la zone non-saturée de la colonne de tourbe.

La conductivité hydraulique ainsi que l'habilité du sol organique à retenir l'eau sont fonction des changements dans la structure interne des pores et des plantes qui le composent (Petrone *et al.*, 2008). Cela dépend également du degré de décomposition de la tourbe. Quand ce dernier est élevé, la capacité de stockage est plus grande (Clerc, 2009; Price et Schlotzhauer,

1999). En feuilletant la littérature, on peut voir que quelques auteurs ont fait ressortir des valeurs de S_y sur des sites semblables, en considérant la compression verticale et horizontale de la tourbe. Price et Schlotzhauer (1999) ont estimé le S_y à 0,48 sur une tourbière minérotrophe au Lac-St-Jean (48°N), Hogan *et al.* (2006) à 0,26 sur une tourbière minérotrophe près de Prince Albert en Saskatchewan (53°N) et enfin Spence *et al.* (2010) à 0,19 sur une tourbière minérotrophe avec une porosité de 80% aux Territoires du Nord-Ouest. Les coefficients d'emmagasinement sont alors compris dans une large gamme de valeurs.

Les résultats présentés à la section 3.4 suggèrent que les valeurs de variation de nappe phréatique enregistrées dans un puits, par une jauge à pression hydrostatique, expliquent respectivement 36% et 32% de la variation de stockage pour le bassin versant étudié, à partir du bilan calculé avec l'*ETP* de Penman-Monteith et l'*ETP* moyennée de Priestley-Taylor et Thornthwaite. En d'autres mots, le ΔWL ne représente que 36% et 32% du $\Delta s/\Delta t$ total. Ces données résultent d'un calcul de porosité, relativement homogène sur toute la colonne selon les observations, et d'épaisseur de tourbe spécifique à la tourbière (tableau 4-2). Ceci soulève une question, est-ce que cette variation de la nappe (ΔWL) n'est pas plus représentative de la variation du stockage de la tourbière que du bassin versant? Il semble que oui selon toute vraisemblance, car les proportions tourbière et eau libre représentent près de 30% de la superficie du bassin versant. Coïncidence ou pas si l'on avait pu disposer d'autres jauges à pression dans la forêt peut-être que la variation moyenne aurait été plus représentative, sans toutefois être significativement supérieure, de la variation de stockage du bassin versant. L'installation de puits en milieu forestier sera alors à privilégier dans les futures études.

4.3 Proportion des variables du bilan hydrologique

Connaître la proportion des composantes du cycle hydrologique d'un environnement particulier en fonction du temps, apporte de précieux renseignements significatifs à sa compréhension. Cela permet d'en savoir davantage sur le comportement temporel du bassin versant, afin d'assurer une gestion des infrastructures hydroélectriques présents à cette latitude.

Saisonnièrement, les précipitations et l'évapotranspiration représentent près du tiers du bilan chacun, le ruissellement et la variation du niveau de nappe phréatique occupant l'autre tiers. Le stockage en eau sur une base estivale, en fonction de l'*ETP*, varie de 1 à 7%. Mensuellement, les précipitations semblent occuper une place plus importante en août et septembre ($P > 83\%$). Par

contre, l'évapotranspiration, représentant les deux tiers du bilan, en juillet, diminue progressivement en fonction de la saison. Le ruissellement, négligeable en juillet, est dix fois plus élevé en août, pour ensuite diminuer en septembre. Le niveau de nappe phréatique et la capacité de stockage ont beaucoup oscillé vers la fin août, pour finalement augmenter en septembre.

Plusieurs hypothèses peuvent expliquer le comportement de ces paramètres. On remarque que l'évapotranspiration et le ruissellement sont amplifiés suite à une précipitation importante. En saison estivale, la tourbe a tendance à décompresser (Fritz *et al.*, 2008). Cette précipitation vient alors remplir les pores des couches séchées de l'acrotelme, pour ensuite faire augmenter le niveau de la nappe et le stockage en eau du système (Clerc, 2009). Les événements intenses de précipitations peuvent donc aboutir à une augmentation temporaire de la surface des mares (Petrone *et al.*, 2007). La hauteur de nappe se rabat doucement suite à ces sorties d'eau, surtout au moment de forts drainages du bassin versant (Petrone *et al.*, 2007; Price *et al.*, 2003). Le potentiel de ruissellement est alors influencé par le stockage (Spence *et al.*, 2010).

En plus du niveau d'eau de la nappe phréatique disponible à l'évapotranspiration, cette dernière est directement influencée par la température et le rayonnement solaire (Petrone *et al.*, 2006). En juillet, la température moyenne sur le site est à son maximum et diminue ainsi jusqu'en octobre tout comme l'*ETP*. Ainsi en juillet, cette dernière est plus importante que le ruissellement et *vice-versa* en septembre.

5. Conclusion et avenues de recherche

Les objectifs poursuivis dans cette étude ont permis d'avoir une meilleure compréhension des processus hydrologiques régissant les petits bassins versants dominés par une tourbière minérotrophe fortement aqualisée situés dans le nord-boréal québécois.

Premièrement, différentes formules semi-empiriques ont été utilisées pour calculer des taux d'évapotranspiration potentielle. Il s'avérait, suite à une analyse de variance appliquée sur les valeurs d'*ETP* obtenues à partir des formules de Priestley-Taylor et de Thornthwaite, que ces dernières étaient statistiquement similaires, par contre celle obtenue par la formule de Penman-Monteith se situait dans une gamme de valeurs plus faible. Cette formule tenait compte de beaucoup plus de paramètres et surtout de la pondération en fonction des pourcentages des différentes unités de paysage composant le bassin versant, détail important si l'on considère que

l'évapotranspiration est directement liée au rayonnement solaire et à la composition et à la densité de végétation.

Deuxièmement, le niveau de nappe phréatique mesuré par un puits ne représente pas bien le stockage en eau dans le bassin versant à l'étude. Ce dernier, difficile à évaluer, a été estimé en regroupant le niveau de nappe phréatique avec le terme d'erreur du bilan. Il apparaît comme un paramètre oscillant tout au long de la saison et étant le plus important en juillet et à la fin septembre, moments où le ruissellement est plus faible. Un puits, jumelé à une jauge à pression hydrostatique, explique à 32% la valeur de la variation de stockage en eau dans le bassin versant à l'étude avec une *ETP* résultante de la moyenne des formules de Priestley-Taylor et Thornthwaite et de 36% avec celle calculée avec l'équation de Penman-Monteith. Il semble que cette corrélation serait, selon toute vraisemblance, plus représentative des proportions du bassin versant de la tourbière et l'eau libre (représentant près de 28% de la superficie du bassin) que de la variation du stockage du bassin ayant une proportion élevée de forêt (72 %) qui n'avait pas de mesure de la variation de la nappe. Cette coïncidence est alors à vérifier.

La littérature fait ressortir la variabilité importante de la capacité de stockage en fonction du type d'environnement, des espèces de plantes présentes et leur faculté à se compresser et décompresser et enfin, en fonction, du taux de décomposition et de la porosité de la tourbe (Fritz *et al.*, 2008; Hogan *et al.*, 2006, Petrone *et al.*, 2008;).

Troisièmement, les bilans hydrologiques calculés à des pas de temps saisonnier, mensuel et quotidien ont été présentés, mettant ainsi en évidence la proportion de chacune des variables dans le cycle de l'eau de cet environnement. Il semble que l'*ETP* soit plus importante par rapport au ruissellement en juillet et *vice-versa* tout au long de la saison. Les précipitations importantes, remplissent les pores du sol et des plantes non vasculaires pour ensuite hausser la nappe phréatique. Quand cette dernière est élevée, le ruissellement augmente. Si la température et le rayonnement solaire sont importants, le taux d'évapotranspiration l'est également. Par la suite, la nappe se rabat tranquillement jusqu'à un autre événement de fortes précipitations, plus fréquents vers la fin août et le début septembre.

Finalement, ces informations sont nécessaires pour comprendre le comportement futur de ce type de bassin versant, assurant ainsi une meilleure compréhension des apports en eau des barrages hydroélectriques à proximité et des taux de méthane relâchés dans l'atmosphère. De plus, cet exercice de calcul de bilans hydrologiques a permis de souligner des points méritant des

approfondissements. Comme la capacité de stockage en eau semble être un élément limitant dans le bilan, l'étude de la variation d'eau d'une colonne de tourbe pourrait être envisagée à l'aide de lysimètres adaptés aux différents milieux de ce type de bassin versant. Une quantification de l'ordre de grandeur du gonflement des plantes non vasculaires serait également nécessaire. De plus, est-ce que les bassins versants topographique et hydrogéologique diffèrent? Si oui, y-a-t-il des apports ou des fuites non négligeables vers des bassins limitrophes n'ayant pas été considérés?

6. Références

- Allen, R., Pereira, L.S., Raes, D. et Smith, M., 1998. *Water Resources, Development and Management Service, Drainage evapotranspiration (guidelines for computing crop water requirements)*, FAO irrigation and drainage paper, 56: 333 p.
- Banton, O. et Bangoy M., 1997. *Hydrogéologie – multiscience environnementale des eaux souterraines*, Presses de l'UQ – AUPELF, 460 p.
- Campbell Scientific Canada, page consultée le 2 août 2010, Adresse URL: <http://www.campbellsci.ca/>
- Charman, D., 2002. *Peatlands and environmental change*, John Wiley & Sons Ltd, Chicester, England, 301 p.
- 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 en sciences de l'eau, INRS-ETE, 216 p.
- Daniels, S.M., Agnew, C.T., Allott, T.E.H, Evans, M.G., 2008. Water table variability and runoff generation in an eroded peatland, South Pennines, UK, *Journal of Hydrology*, 361: 214-226.
- Deguchi, A., Hattori, S., Daikoku, K. et 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: 3712-3723.
- Dissanska, M., Bernier M. et Payette, S., 2009. Object-based classification of very high resolution panchromatic images for evaluating recent change in the structure of patterned peatland, *Canadian Journal of Remote sensing*, 35(2): 189-215.
- Fritz, C., Campbell, D.I. et Schipper L.A., 2008. Oscillating peat surface levels in a restiad peatland, New Zealand – magnitude and spatiotemporal variability, *Hydrological processes*, 22: 3264-3274.
- Hogan, J.M., Van der Kamp, G., Barbour, S.L. et Schmidt, R., 2006. Field methods for measuring hydraulic properties of peat deposits, *Hydrological processes*, 20: 3635-3649.
- Holden, J., 2005. *Peatland hydrology and carbon release: why small-scale processes matters*, *Philosophic Transactions of the Royal Society*, A(363) : 2891–2913.

- Hydro-Québec, SEBJ, page consultée le 2 août 2010, Adresse URL : <http://www.hydroquebec.com/sebj/fr/lagrande.html>
- Keep & Zonen – Solar radiation measurement, page consultée le 2 août 2010, Adresse URL : <http://www.kippzonen.com/>
- Kellner, E. et Halldin, S., 2002. Water budget and surface-layer water storage in a *Sphagnum* bog in central Sweden, *Hydrological Processes*, 16: 87-103
- Kværner J. et Kløve B., 2006. Tracing sources of summer streamflow in boreal headwaters using isotopic signatures and water geochemical components, *Journal of Hydrology*, 331: 186-204.
- Lafleur, P.M., Hember, R.A., Admiral, S.W. et Roulet, N.T., 2005. Annual and seasonal variability in evapotranspiration and water table at a shrub-covered bog in southern Ontario, Canada, *Hydrological processes*, 19: 3533-3550.
- Letts, M.G., Roulet, N.T. et Comer N.T., 2000. Parametrization of peatland hydraulic properties for the Canadian land surface scheme, *Atmosphere-Ocean*, 38(1): 141-160.
- Levrel, G. et Rousseau, A.N., 2010. Étalonnage de sondes FDR (Frequency Domain Reflectometry) sur les cinq premiers centimètres des sols et de couverts de bryophytes de deux tourbières minérotrophes du milieu boréal Québécois (Canada), *Journal Canadien de Télédétection*, article accepté le 18 juillet 2010.
- Lott, R.B. et Hunt, R.J., 2001. Estimating evapotranspiration in natural and constructed wetlands, *Wetlands*, 21(4): 614-628.
- Monteith, J.L., 1965. *Evaporation and environment.*, in: Fogg, G.E. (éd) *The State and Movement of Water in Living Organisms*, 19th Symp. Soc. Exp. Biol. Cambridge University Press, Cambridge, p. 205-234.
- Moultrie feeders, page consultée le 2 août 2010, Adresse URL: <http://www.moultriefeeders.com/>
- Payette, S., 2008. *The Aqualyse project*, P.E.R.G. 15th Workshop, Université Laval, Québec.
- Payette, S. et Rochefort L., 2001. *Écologie des tourbières boréales du Québec-Labrador*, Presses de l'Université Laval, 621 p.
- Pereira, A.R. et Pruitt, W.O., 2004. Adaptation of the Thornthwaite scheme for estimating daily reference evapotranspiration, *Agricultural Water management*, 66: 251-257.
- Petrone, R.M., Devito, K.J, Silins, U., Mendoza, C., Brown, S.C, Kaufman, S.C. et Price, J.S, 2008. Transient peat properties in two pond-peatland complexes in the sub-humid Western Boreal Plain, Canada, *Mires and peat*, 3: 1-13.
- Petrone, R. M., Silins, U. et Devito, K. J., 2007. Dynamics of evapotranspiration from a riparian pond complex in the Western Boreal Forest, Alberta, Canada, *Hydrological processes*, 21: 1391-1401.
- Price, J.S. et Schlotzhauer, S.M., 1999. Importance of shrinkage and compression in determining water storage changes in peat: the case of a mined peatland, *Hydrological processes*, 13: 2591-2601.

- Price, J.S., Heathwaite, A.L. et Baird, A.J., 2003. Hydrological processes in abandoned and restored peatlands: An overview of management approaches, *Wetlands Ecology and Management*, 11: 65-83.
- Priestley, C.H.B. et Taylor, R.J., 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters, *Monthly Weather Review*, 100: 81-82.
- Rydin, H. et Jeglum, J., 2006. *The biology of peatlands*, OUP Oxford, 160 p.
- Solinst, groundwater and surface water monitoring instrumentation, water levels meter, surface, page consultée le 2 août 2010, Adresse URL: <http://www.solinst.com/>
- Spence, C., Guan, X.J., Philips, R., Hedstrom, N., Granger, R. et Reid, B., 2010. Storage dynamics and streamflow in a catchment with a variable contributing area, *Hydrological processes*, 14(16): 2209-2221.
- SPSS©, SPSS | Data Mining, Statistical Analysis Software, Predictive analysis, page consultée le 30 juillet 2010, Adresse URL : <http://www.spss.com/>
- Sumner, D.M. et Jacobs, J.M., 2005. Utility of Penman-Monteith, Priestley-Taylor, reference evapotranspiration, and pan evaporation methods to estimate pasture evapotranspiration, *Journal of Hydrology*, 308: 81-104.
- Tardif, S., 2010. *Hydrologie comparative des tourbières et des lacs de la Baie de James dans un contexte d'aqualyse*, thèse de doctorat en sciences de l'eau, INRS-ETE, 164 pages.
- Thornthwaite, C.W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38: 55-94.
- Tracom fiberglass products-flumes, page consultée le 2 août 2010, Adresse URL: <http://www.tracomfrp.com/flumes.htm/>
- Ward, A.D. et Trimble S.W. 2004. *Environmental Hydrology – Second Edition*, CRC Press, 504 p.

Tableau 4-1. Principales caractéristiques du site d'étude

Coordonnées géographiques	54°06'868" N - 72°30'083" O
Altitude par rapport à la mer	437 m
Superficie du bassin versant	125 490 m ²
Superficie de la tourbière	35 275 m ²
Pourcentage d'eau de la tourbière	31%, fortement aqualysée en aval
Pente	1,77%
Végétation dominante	<i>Picea mariana</i> , <i>Larix laricina</i> , <i>Kalmia polifolia</i> , <i>Chamaedaphne calyculata</i> , <i>Andromeda glauca</i> , <i>Vaccinium oxycoccos</i> , <i>Carex sp.</i> , mousses brunes, <i>Sphagnum fuscum</i> et <i>Sphagnum rubellum</i>

Tableau 4-2. Proportion des différents biotopes sur le bassin versant de la tourbière ainsi que leur porosité et épaisseur

Environnement		Porosité (%)	Épaisseur de la colonne (m)	Proportion sur le bassin versant (%)
Eau		100,0	1,00	13,3
Tourbière	Platières surélevées	95,0	0,95	13,6
	Platières basses	98,0	0,95	2,9
	Buttes	98,0	0,95	2,9
Forêt		93,6	0,40	67,3

Source : informations tirées de Levrel et Rousseau (2010). L'épaisseur de tourbe sur la tourbière provient de la moyenne de profondeur de tous les points sondés avec la perche métallique (n=251, écart-type de 52,3 cm).

Tableau 4-3. Statistiques journalières des précipitations (mm) à la station météorologique de l'Aéroport entre le 1^{er} juillet et le 30 septembre 2009

	Juillet	Août	Septembre
Total	45.5	183.4	73.5
Moyenne	1.5	5.9	0.1
Écart-type	2.1	8.8	0.4
Min	0.0	0.0	0.0
Max	7.4	36.6	6.6

Tableau 4-4. Résultat de l'analyse de variance appliquée sur les moyennes journalières des puits 1 à 5

(I) Puits	(J) Puits	Sig. ¹
1	2	1,000
	3	1,000
	4	1,000
	5	1,000
2	3	0,999
	4	1,000
	5	1,000
3	4	1,000
	5	0,998
4	5	0,999

¹Les moyennes sont significativement différentes sous un taux de signification de 0,05.

Tableau 4-5. Statistiques de ruissellement, calculées à partir des données des canaux trapézoïdaux, entre le 1^{er} juillet et le 23 septembre 2009

C1 ¹	Juillet (mm/jr)	Août (mm/jr)	Septembre ² (mm/jr)
Moyenne	0.2	1.1	0.5
Écart-type	0.2	1.9	0.5
Min	0.0	0.0	0.0
Max	0.7	11.5	2.1

¹C2 en cas de débordement

²1^{er} au 23 septembre 2009

Tableau 4-6. Statistiques des paramètres de la station météorologique de l'Aéroport du 1^{er} juillet au 30 septembre 2009

Mois	Température (°C)	Humidité Relative (%)	Vitesse du vent (m/s)	Radiation solaire (KJ·m ⁻² ·jour ⁻¹)	Pression Atmosphérique (kPa)	Pression vapeur (kPa)
Juillet	14.5	74.8	1.5	760.4	96.0	1.3
Août	13.5	82.3	1.8	588.9	95.9	1.1
Septembre	10.1	81.6	1.9	433.7	81.3	0.9

Tableau 4-7. Évapotranspiration potentielle totale (mm), calculée à partir des formules de Thornthwaite, Priestley-Taylor et Penman-Monteith, du 1^{er} juillet au 23 septembre 2009

	Juillet	Août	Septembre ²	Total
Thornthwaite	110.3	67.1	31.1	208.5
Priestley-Taylor	72.1	55.6	34.5	205.4
Penman-Monteith	95.3	70.4	39.7	162.2

²1^{er} au 23 septembre 2009

Tableau 4-8. Résultat de l'analyse de variance appliquée sur les valeurs d'ETP, calculées à partir des formules de Thornthwaite (1), de Penman-Monteith (2) et de Priestley-Taylor (3)

(I) ETP	(J) ETP	Sig. ¹
1	2	0,001
	3	0,925
2	3	0,004

¹Les moyennes sont significativement différentes sous un taux de signification de 0,05

Tableau 4-9. Bilans hydrologiques calculés à des pas de temps saisonnier et mensuel et stockage en eau dans la matrice poreuse du bassin, en mm, résultant d'une moyenne des puits et deux combinaisons de formules semi-empiriques d'ETP

Saison	P	Q	ETP	Δ WL	η	Δ s
Avec ETP Thornthwaite-Priestley-Taylor	263.0	95.4	207.0	97.2	57.8	-39.4
Avec ETP Penman-Monteith	263.0	95.4	162.2	97.2	102.6	5.4
Juillet	P	Q	ETP	ΔWL	η	Δs
Avec ETP Thornthwaite-Priestley-Taylor	45.5	6.5	102.8	-0.8	-64.6	-63.8
Avec ETP Penman-Monteith	45.5	6.5	72.1	-0.8	-33.9	-33.1
Août	P	Q	ETP	ΔWL	η	Δs
Avec ETP Thornthwaite-Priestley-Taylor	183.4	78.1	68.8	29.5	66.0	36.5
Avec ETP Penman-Monteith	183.4	78.1	55.6	29.5	79.2	49.7
Septembre	P	Q	ETP	ΔWL	η	Δs
Avec ETP Thornthwaite-Priestley-Taylor	34.1	10.8	35.4	68.4	56.2	-12.1
Avec ETP Penman-Monteith	34.1	10.8	34.5	68.4	57.1	-11.2

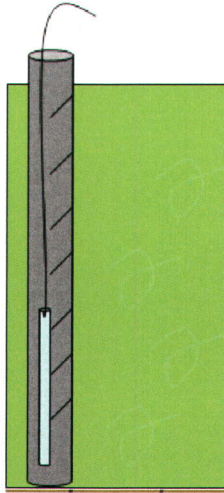


Figure 4-1. Schéma d'un puits, constitué d'une jauge à pression hydrostatique (Solinst) insérée dans un tuyau de PVC fendu sur toute sa longueur. Le puits est enfoncé dans la matrice tourbeuse.

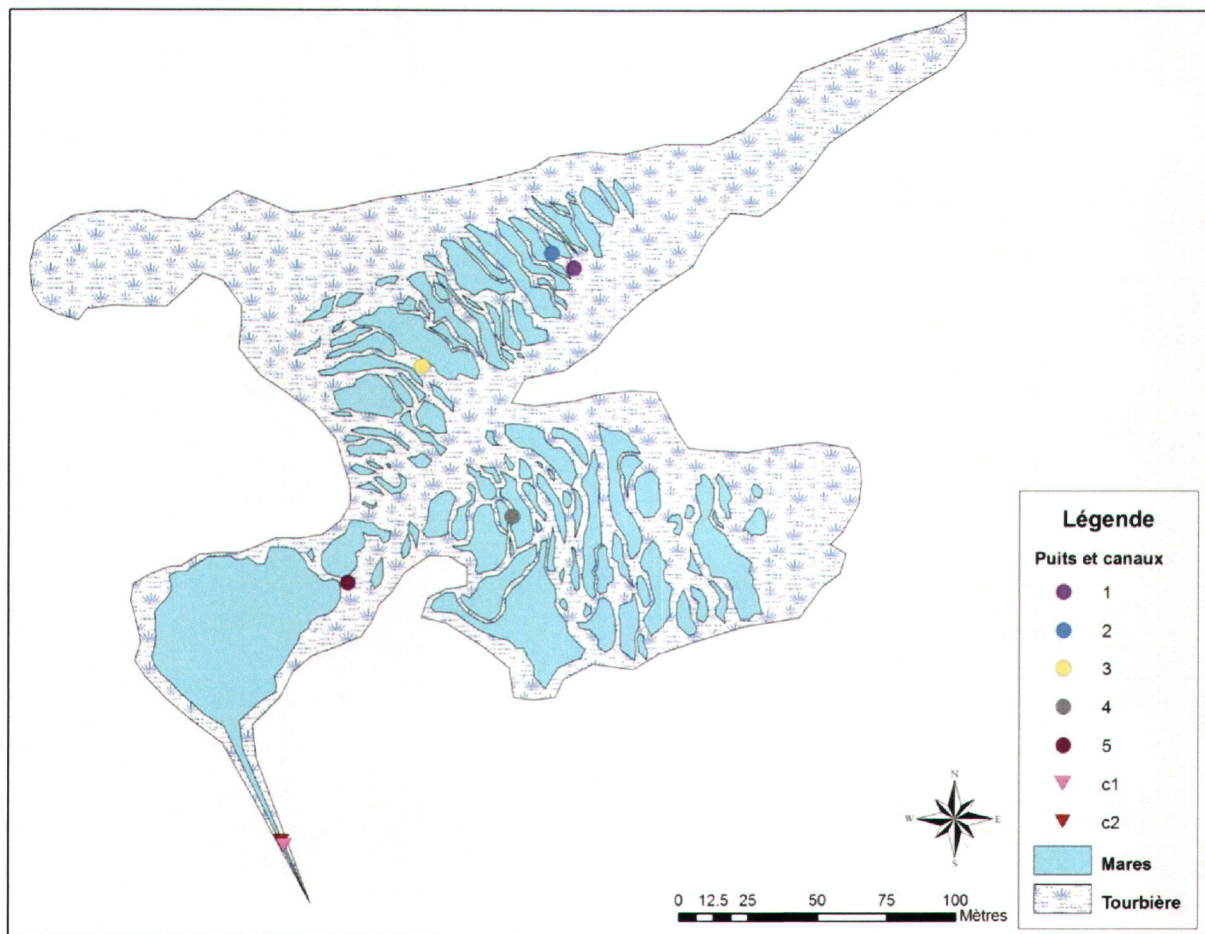


Figure 4-2. Position des puits (points 1 à 5) et des canaux trapézoïdaux (triangles C1 et C2) sur la tourbière étudiée. La projection est NAD 1983 Zone 18N.



Figure 4-3. Position des deux canaux trapézoïdaux, chacun reliés à un puits contenant une jauge à pression hydrostatique (Solinst). Cette figure présente le ruissellement de l'eau à travers les canaux en période d'été.

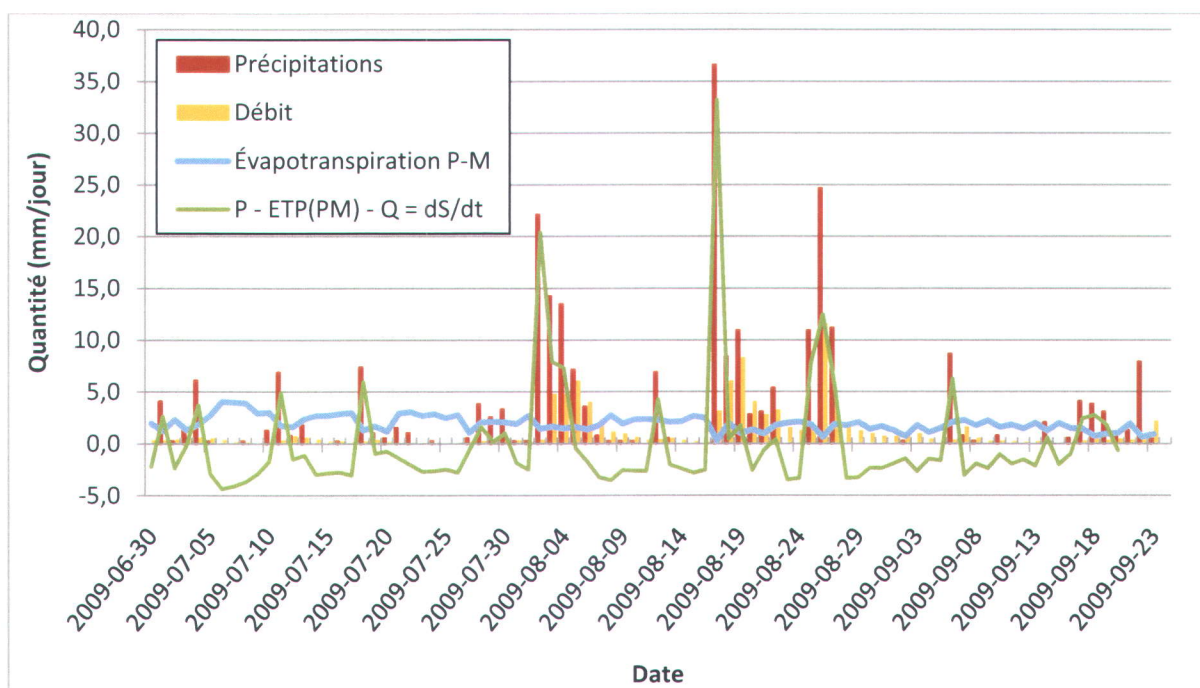


Figure 4-4. Comportement des variables du bilan hydrologique de la tourbière du 1^{er} juillet au 23 septembre 2009 (avec ETP résultant de la formule de Penman-Monteith). La courbe verte représente la variation de stockage résultant de l'équation $P - ETP_{(PM)} - Q = dS/dt$.

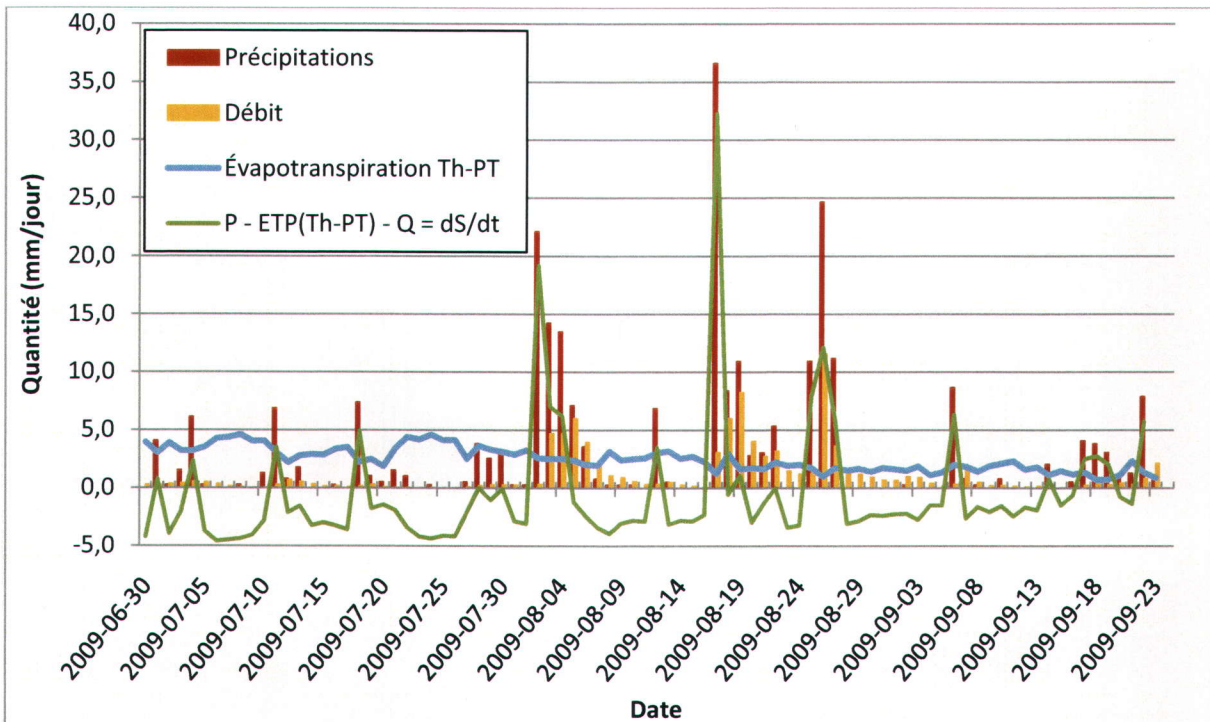


Figure 4-5. Comportement des variables du bilan hydrologique de la tourbière du 1^{er} juillet au 23 septembre 2009 (avec *ETP* résultant de la moyenne des formules de Priestley-Taylor et de Thornthwaite). La courbe verte représente la variation de stockage résultant de l'équation $P - ETP_{(Th-PT)} - Q = dS/dt$.

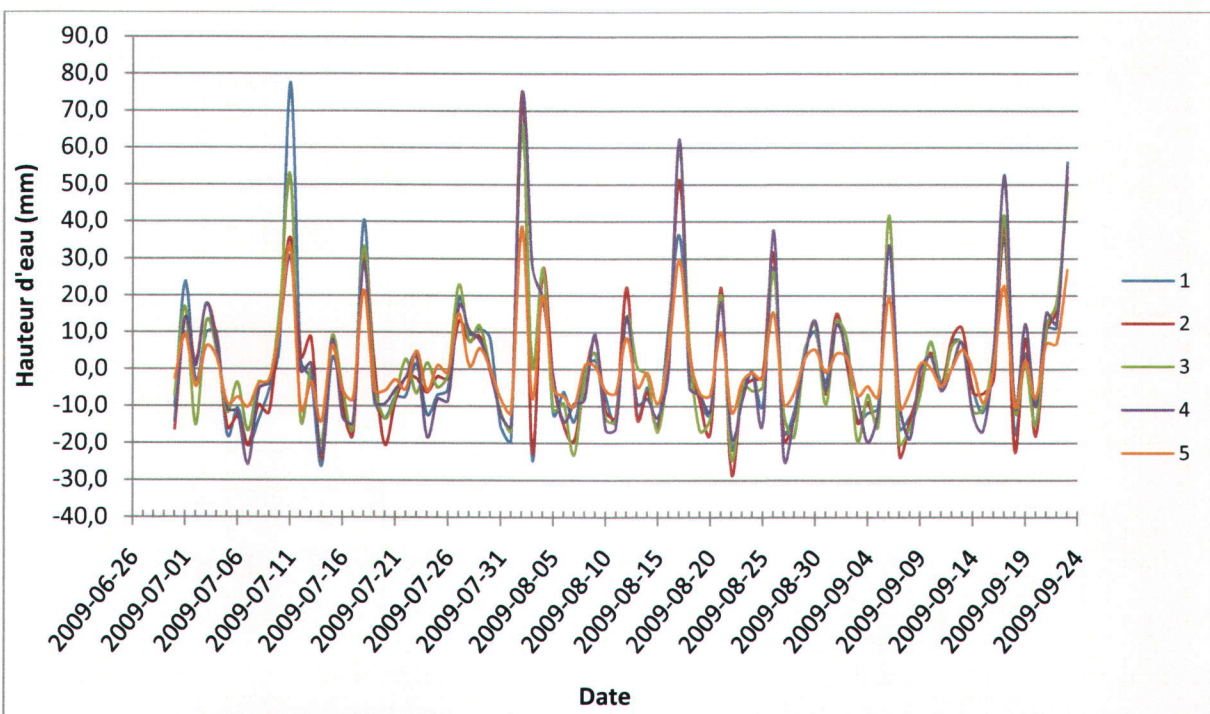


Figure 4-6. Variation de la hauteur d'eau des cinq puits de la tourbière, en mm, du 1^{er} juillet au 23 septembre 2009

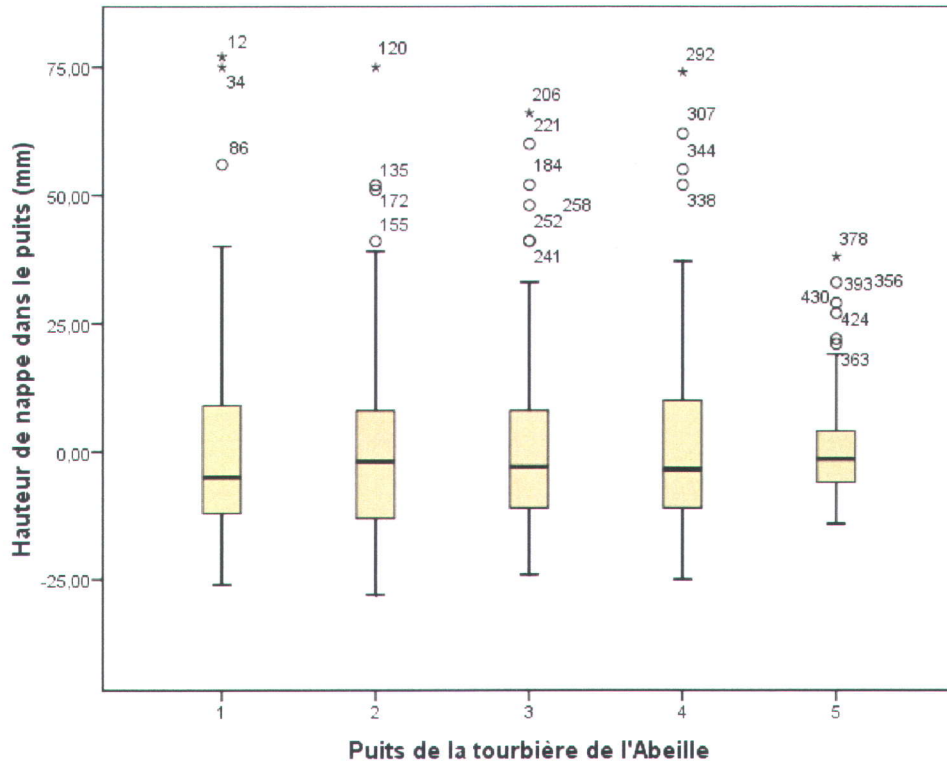


Figure 4-7. Diagramme de hamac des variations de hauteurs de nappe phréatique (*WL*), en mm, du 1^{er} juillet au 23 septembre 2009 en fonction de chacun des cinq puits de la tourbière.

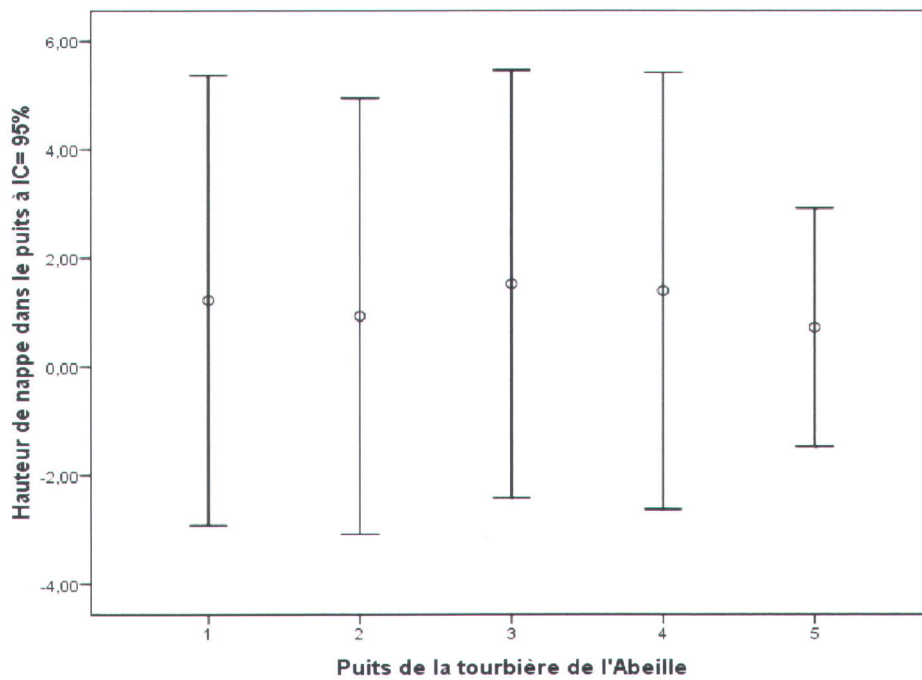


Figure 4-8. Diagramme d'erreur type des variations de hauteurs de nappe phréatique (*WL*), en mm, du 1^{er} juillet au 23 septembre 2009 en fonction de de chacun des cinq puits de la tourbière

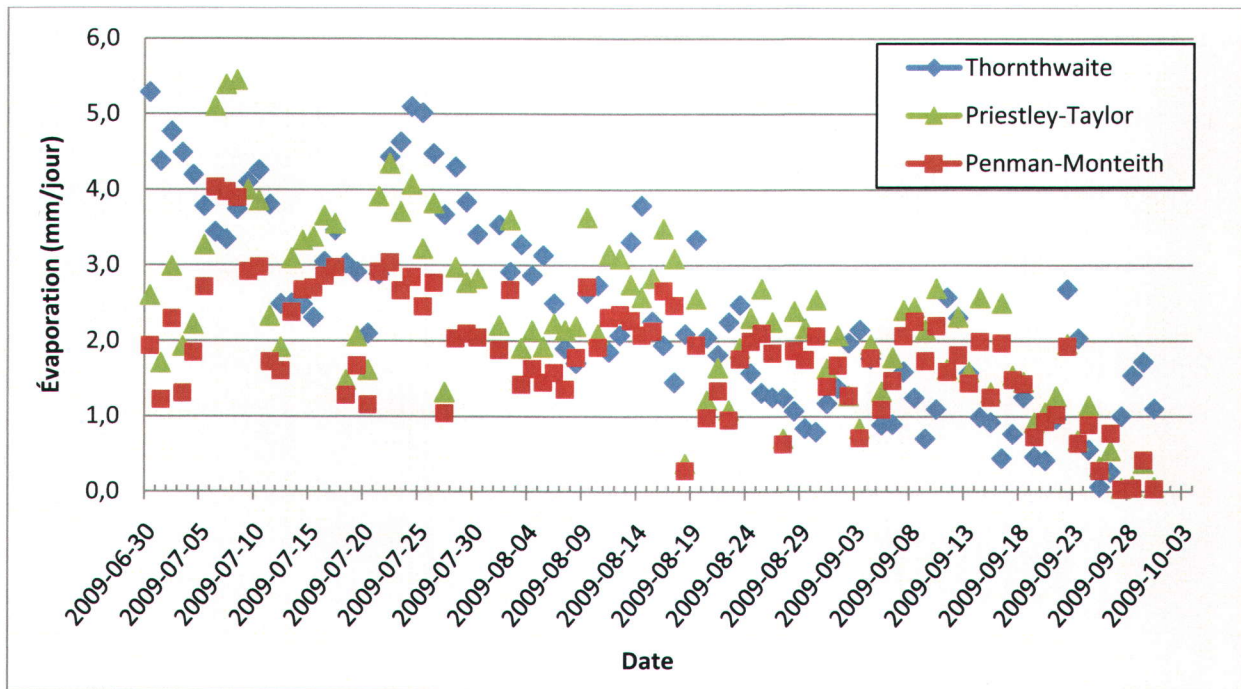


Figure 4-9. Évapotranspiration potentielle, en mm, entre le 1^{er} juillet et le 30 septembre 2009 calculée à partir des formules de Thornthwaite, Priestley-Taylor et Penman-Monteith

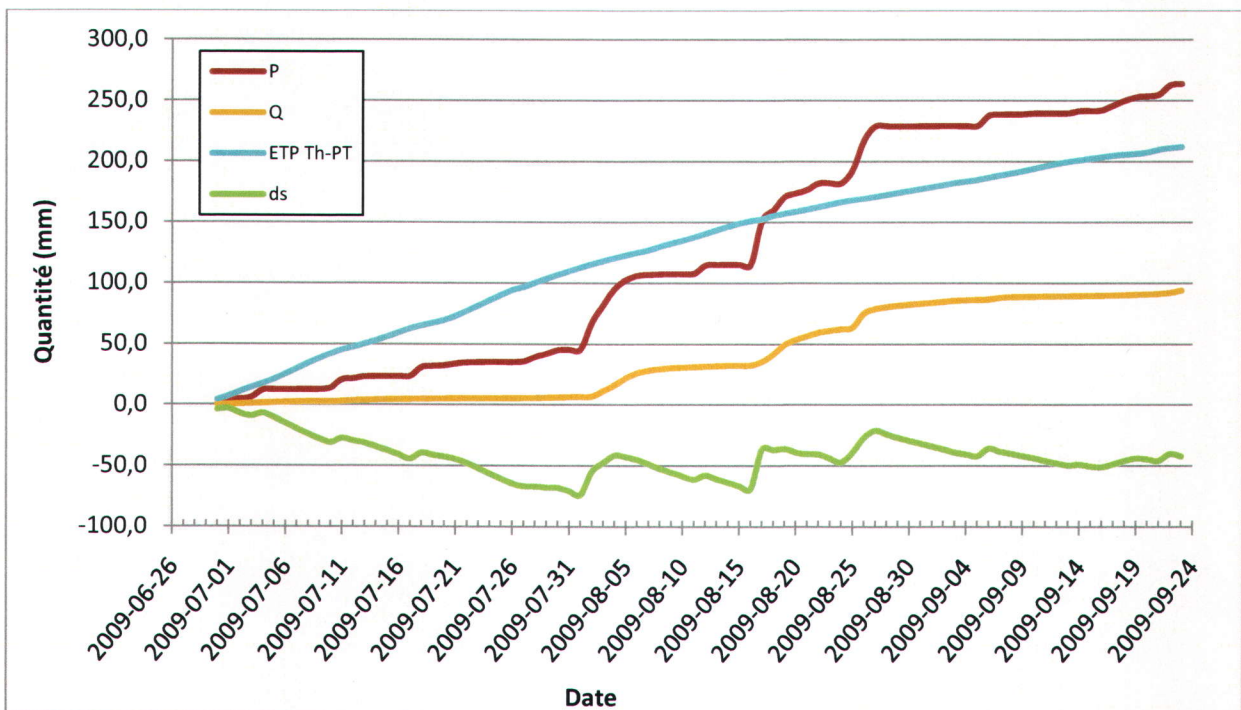


Figure 4-10. Bilan hydrologique cumulatif, en mm, du 1^{er} juillet au 23 septembre 2009, calculé avec le stockage en eau dans la matrice tourbeuse, une moyenne des puits et l'ETP résultant de la moyenne de Thornthwaite et Priestley-Taylor

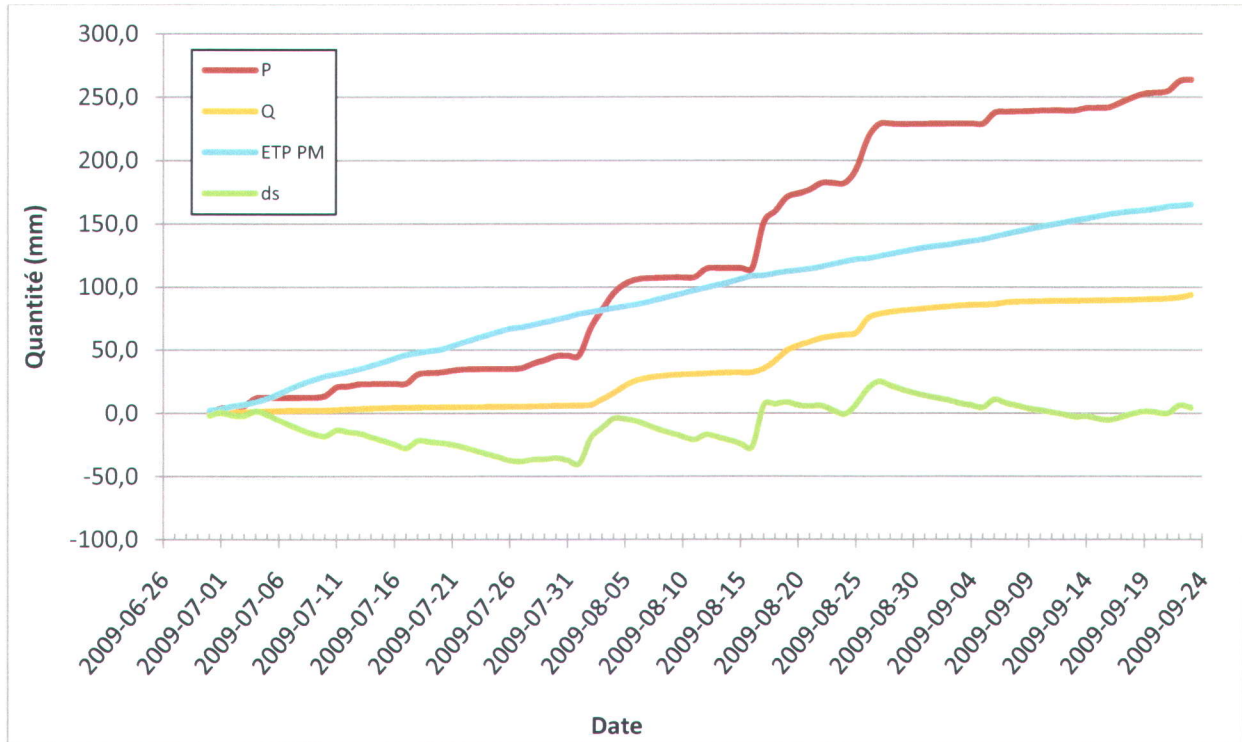


Figure 4-11. Bilan hydrologique cumulé, en mm, du 1^{er} juillet au 23 septembre 2009, calculé avec le stockage en eau dans la matrice tourbeuse, une moyenne des puits et l'ETP résultant de la formule de Penman-Monteith

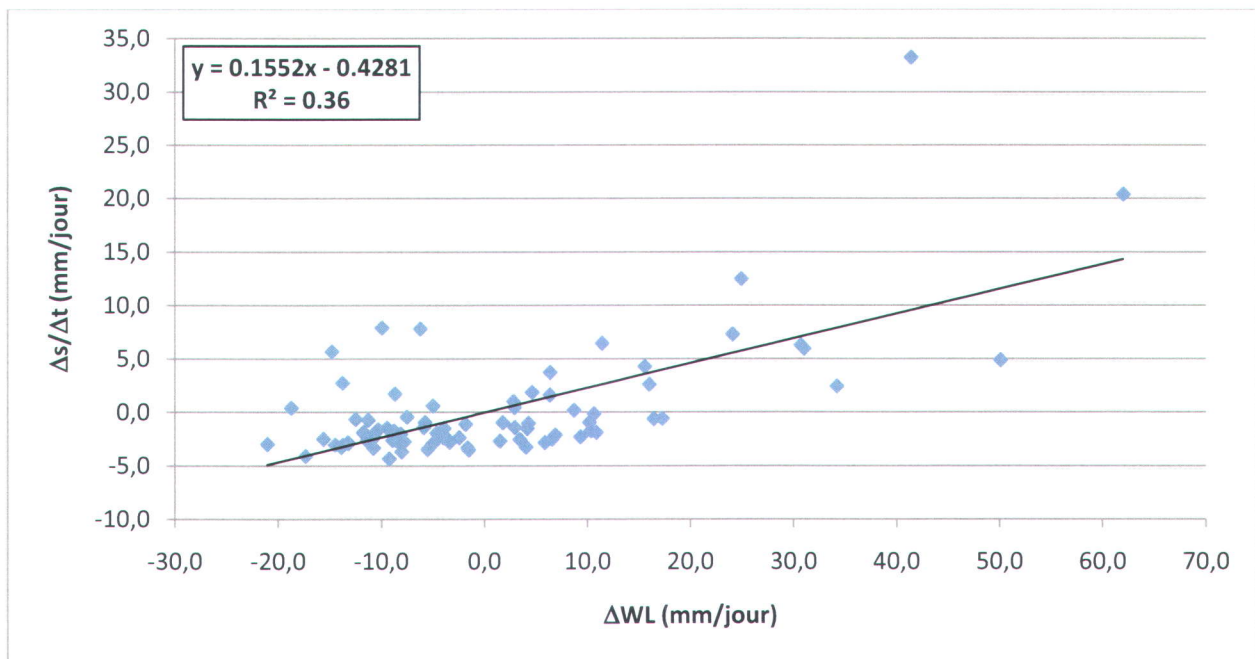


Figure 4-12. Régression entre la variation du niveau de nappe phréatique ΔWL (mm/jour) et la variation de stockage en eau $\Delta s/\Delta t$ (mm/jour) dans la matrice tourbeuse ($r^2=0.36$). Le $\Delta s/\Delta t$ résulte de la formule $P - ETP_{(PM)} - Q$, où tous les termes sont en mm/jour.

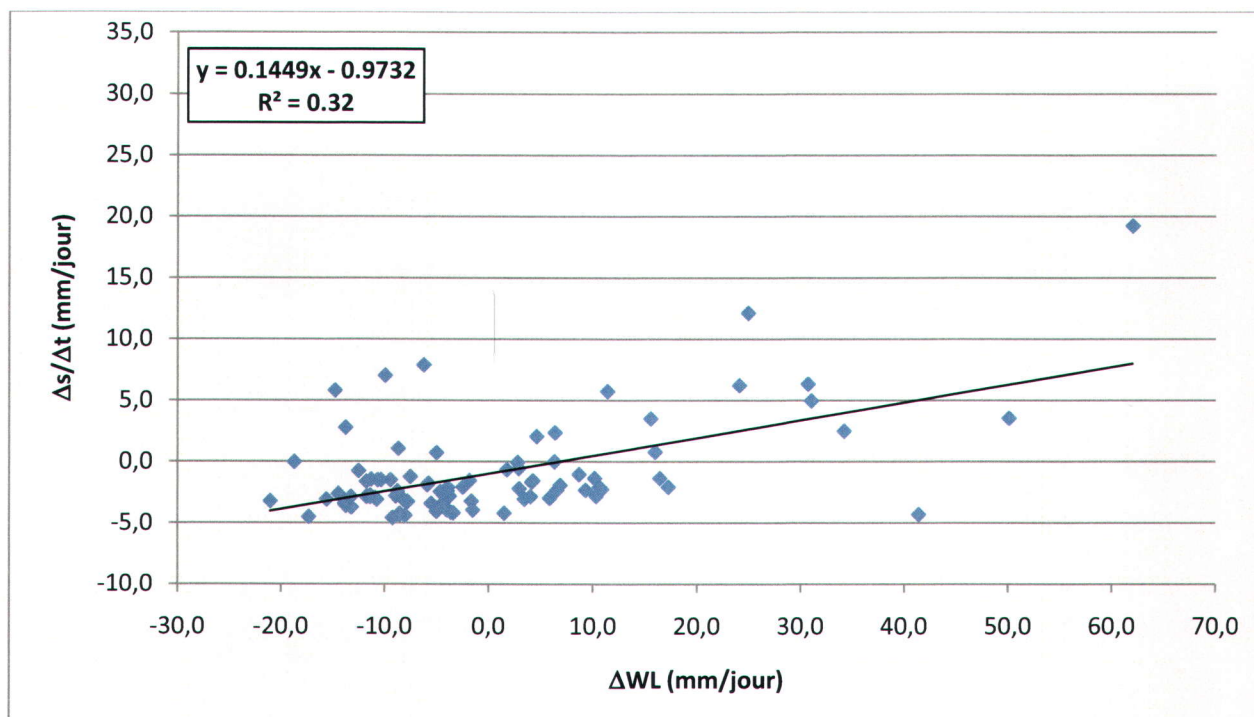
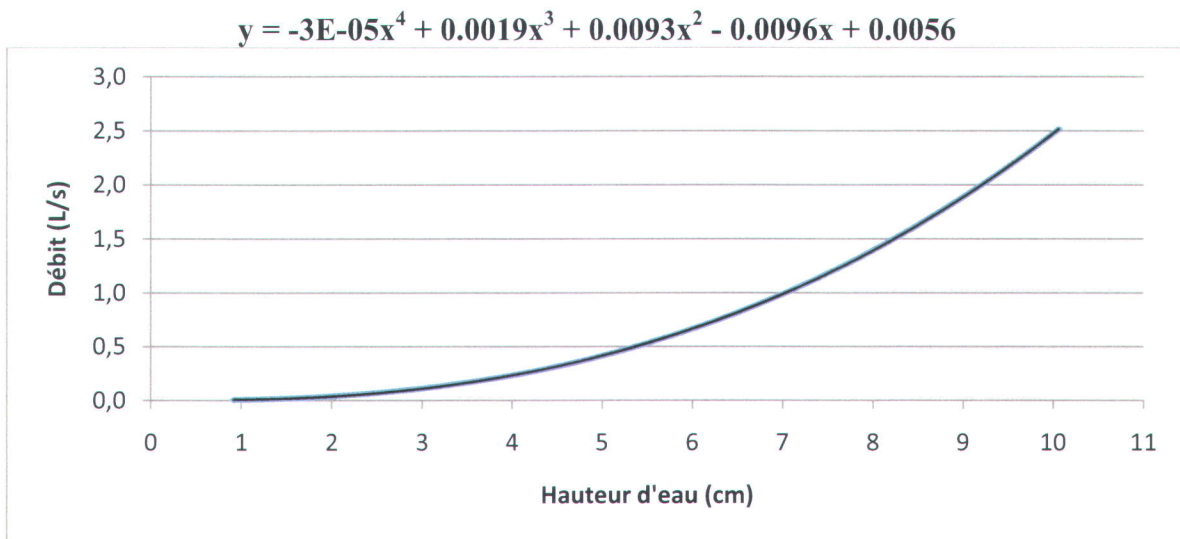


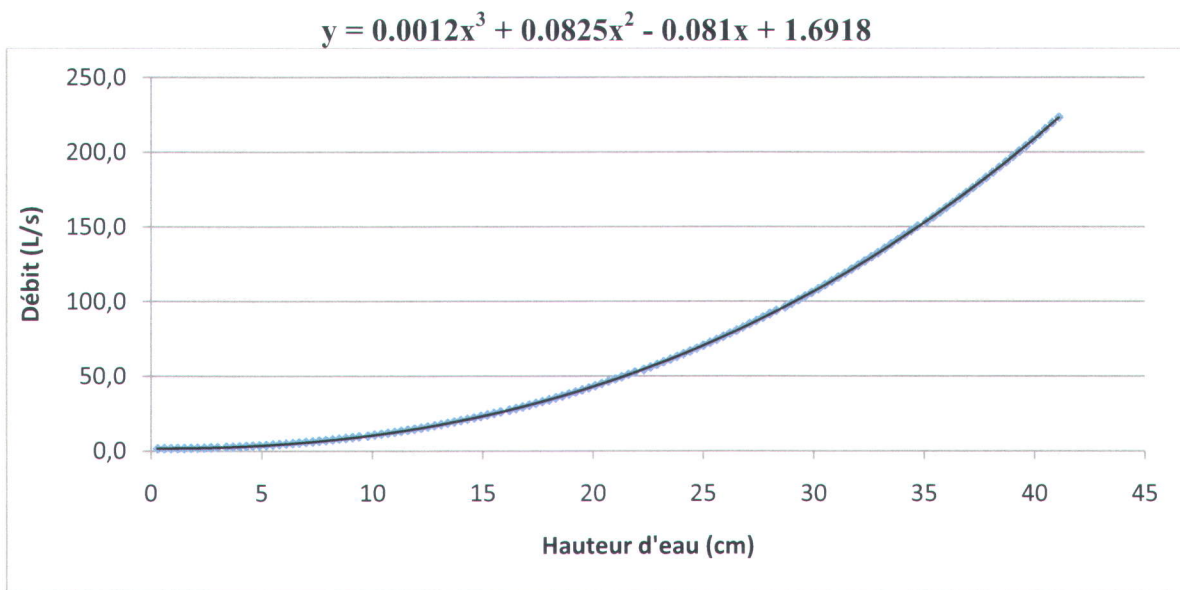
Figure 4-13. Régression entre la variation du niveau de nappe phréatique ΔWL (mm/jour) et la variation de stockage en eau $\Delta s/\Delta t$ (mm/jour) dans la matrice tourbeuse ($r^2=0.32$). Le $\Delta s/\Delta t$ résulte de la formule $P - ETP_{(Th-PT)} - Q$, où tous les termes sont en mm/jour.

Annexe

Annexe 4-A : Équation de conversion de la hauteur d'eau (cm) en débit (L/s) dans le canal C1



Annexe 4-B : Équation de conversion de la hauteur d'eau (cm) en débit (L/s) dans le canal C2



Annexe 4-C : Pondération utilisée dans le calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP) par la formule de Penman-Monteith

Le calcul de l'évapotranspiration potentielle par la formule de Penman-Monteith, utilisée dans cette étude, est décrit par Allan *et al.* (1998) :

$$ETP = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34u_2)}$$

Dans cette équation, la radiation solaire nette (R_n) est obtenue à partir de la radiation solaire directe, par la méthode utilisée par Tardif (2010) et inspirée de Ward et Trimble (2004). Toutefois, le terme R_n prend en compte l'albédo, variant spatialement en fonction du pourcentage de végétation, de la composition végétale et de l'exposition au rayonnement solaire. Le calcul de l'ETP apporte alors son lot d'incertitudes puisque l'albédo n'y est calculé qu'à un endroit particulier.

L'équation suivante montre alors la pondération utilisée dans le cas de cette étude afin de diminuer l'incertitude :

$$ETP_j = P_{eau}(ETP_{eau}) + P_{tourbe}(ETP_{tourbe}) + P_{forêt}(ETP_{forêt})$$

où ETP_j est l'évapotranspiration potentielle pondérée pour chaque jour j (mm), P_{eau} , P_{tourbe} et $P_{forêt}$ sont les pourcentages de superficie d'eau, de tourbe et de forêt sur le site et ETP_{eau} , ETP_{tourbe} et $ETP_{forêt}$ sont les évapotranspirations potentielle (mm) calculées respectivement pour chaque valeur d'albédo.

Annexe 4-D : Statistiques mensuelles de juillet, août et septembre 2009 des cinq puits installés sur la tourbière, en mm/jour

Puits 1	Juillet (mm/jr)	Août (mm/jr)	Septembre¹ (mm/jr)
Moyenne	0.3	0.6	3.0
Écart-type	19.8	20.7	18.5
Min	-26.3	-24.2	-17.0
Max	77.6	75.3	56.0

Puits 2	Juillet (mm/jr)	Août (mm/jr)	Septembre¹ (mm/jr)
Moyenne	-0.7	0.8	3.0
Écart-type	14.4	22.6	20.0
Min	-24.3	-28.2	-22.9
Max	35.6	75.3	52.0

Puits 3	Juillet (mm/jr)	Août (mm/jr)	Septembre¹ (mm/jr)
Moyenne	0.6	0.9	3.1
Écart-type	15.6	21.3	19.5
Min	-20.3	-24.2	-19.9
Max	52.6	66.3	48.0

Puits 4	Juillet (mm/jr)	Août (mm/jr)	Septembre¹ (mm/jr)
Moyenne	-1.2	2.0	4.0
Écart-type	13.8	22.8	22.0
Min	-25.7	-23.9	-19.9
Max	30.6	74.3	55.0

Puits 5	Juillet (mm/jr)	Août (mm/jr)	Septembre¹ (mm/jr)
Moyenne	-0.0	1.4	2.8
Écart-type	19.1	22.7	19.5
Min	-27.3	-22.3	-19.9
Max	63.6	74.3	52.0

¹1^{er} au 23 septembre 2009

Annexe 4-E : Statistiques mensuelles de juillet, août et septembre 2009 des deux canaux trapézoïdaux installés sur la tourbière, en mm/jour

C1	Juillet (mm/jr)	Août (mm/jr)	Septembre¹ (mm/jr)
Moyenne	0.2	2.3	0.5
Écart-type	0.2	2.4	0.5
Min	0.0	0.1	0.0
Max	0.7	9.1	2.1

C2	Juillet (mm/jr)	Août (mm/jr)	Septembre¹ (mm/jr)
Moyenne	1.3	2.8	1.3
Écart-type	0.1	2.5	0.3
Min	1.2	1.2	1.2
Max	1.8	11.6	2.4

¹er au 23 septembre 2009

Annexe 4-F : Statistiques mensuelles de juillet, août et septembre 2009 du calcul de l'évapotranspiration potentielle par les méthodes de Thornthwaite, de Priestley-Taylor et de Penman-Monteith, en mm/mois.

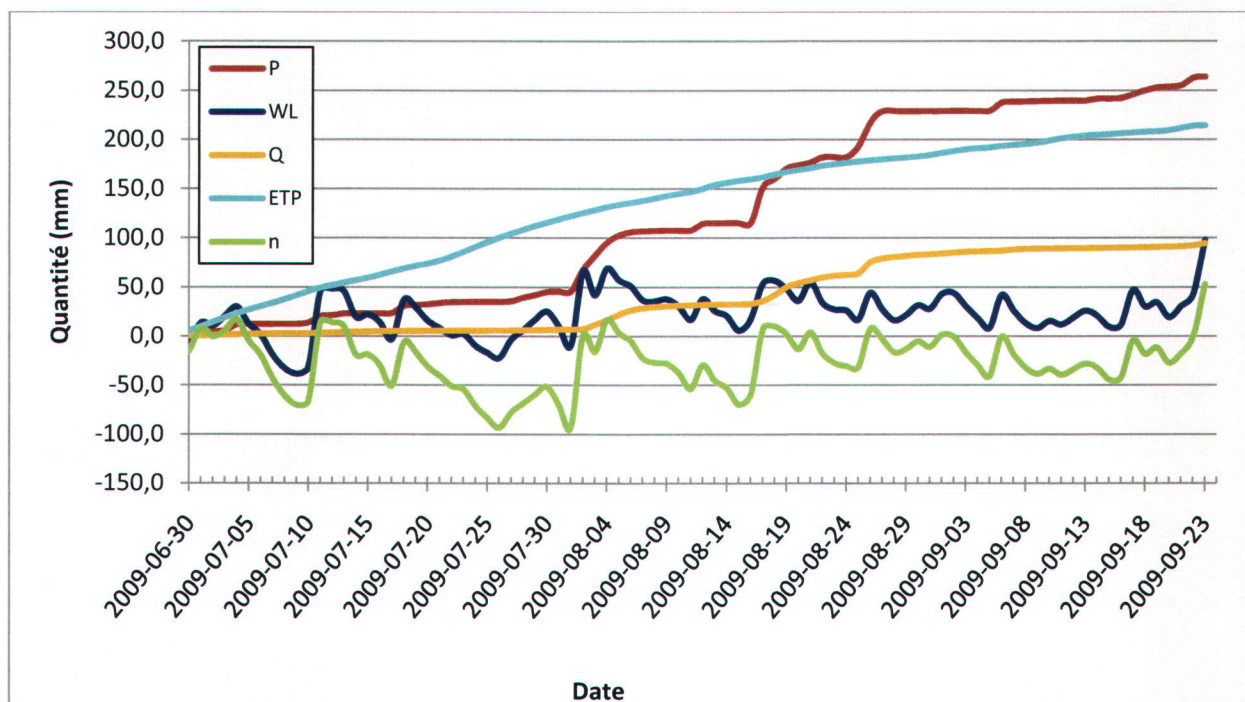
	Juillet		
	Thornthwaite (mm)	Priestley- Taylor (mm)	Penman- Monteith (mm)
Somme	110.3	95.3	72.1
Moyenne	3.7	3.2	2.4
Écart-type	0.9	1.1	0.8
Min	2.1	1.3	1.0
Max	5.1	5.5	4.0

	Août		
	Thornthwaite (mm)	Priestley- Taylor (mm)	Penman- Monteith (mm)
Somme	67.1	70.4	55.6
Moyenne	2.2	2.3	1.8
Écart-type	0.8	0.8	0.6
Min	0.8	0.4	0.3
Max	3.8	3.6	2.7

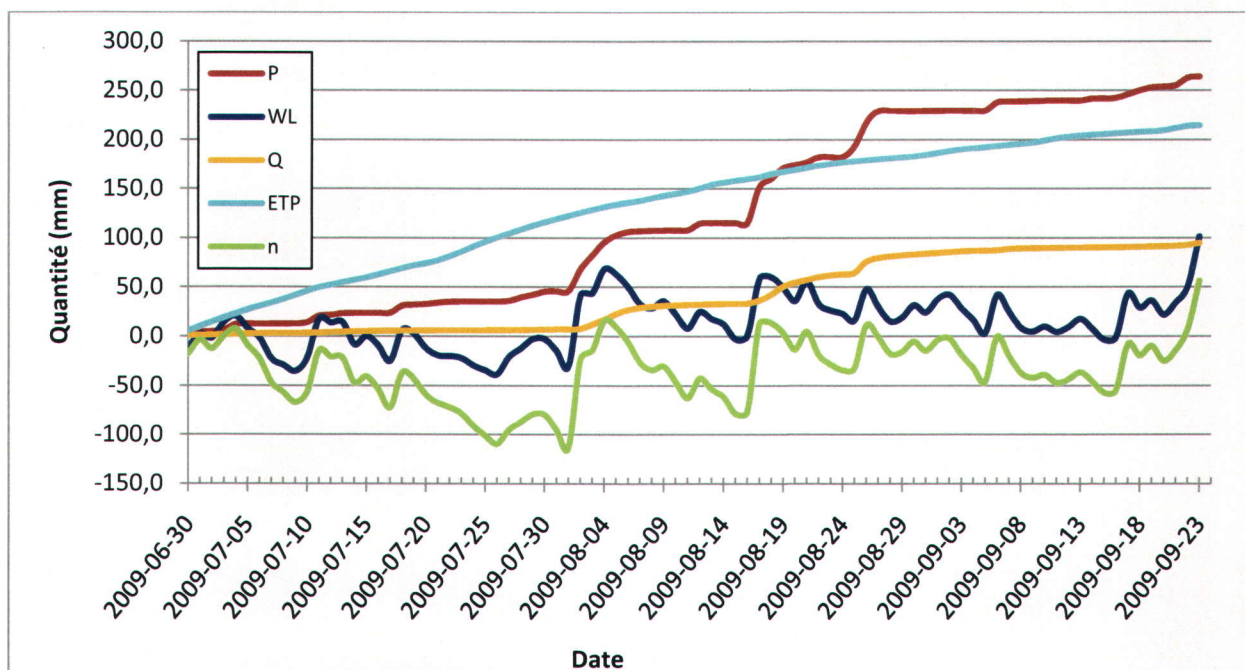
	Septembre		
	Thornthwaite (mm)	Priestley- Taylor (mm)	Penman- Monteith (mm)
Somme	37.3	42.3	37.0
Moyenne	1.2	1.4	1.2
Écart-type	0.7	0.8	0.7
Min	0.1	0.1	0.0
Max	2.7	2.7	2.3

Annexe 4-G : Bilans hydrologiques cumulatifs en mm du 1^{er} juillet au 23 septembre 2009 à l'aide de différentes combinaisons de puits (puits 1 à 5) et de formules semi-empiriques d'évapotranspiration (Penman-Monteith, Priestley-Taylor et Thornthwaite)

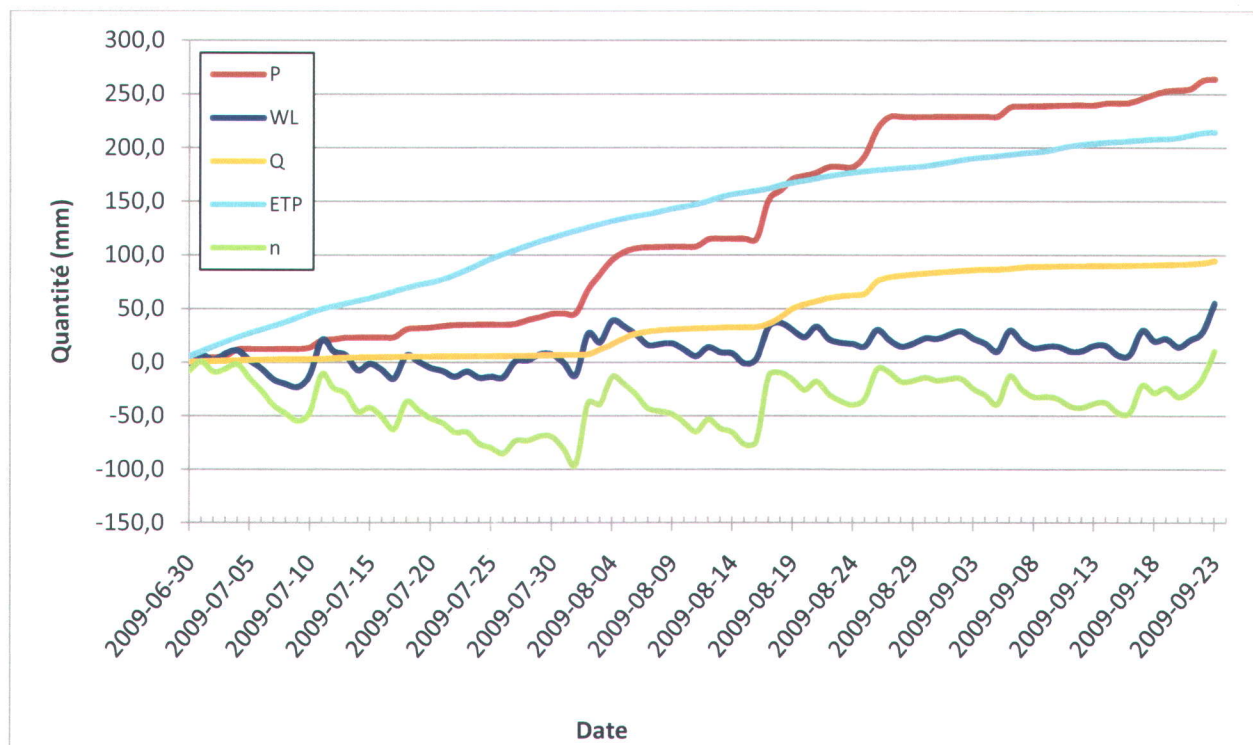
(1) Puits 1 et Thornthwaite



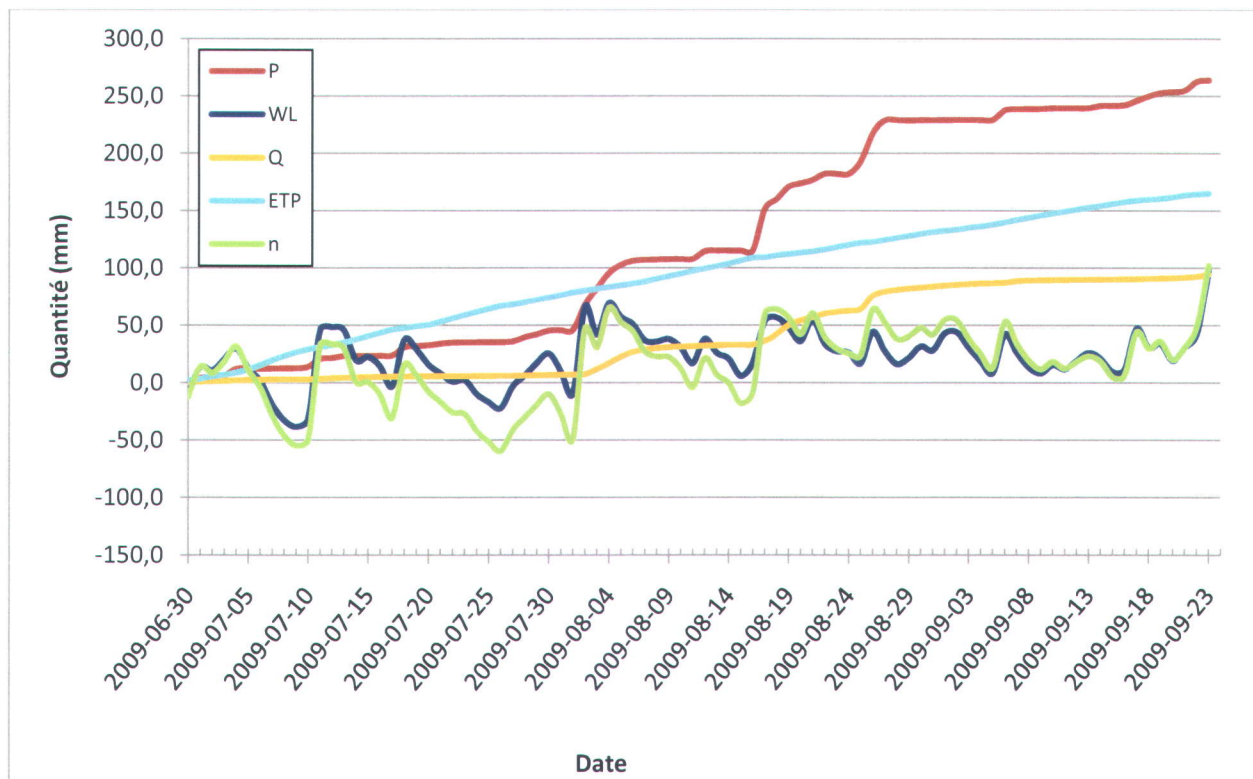
(2) Puits 2-3-4 et Thornthwaite



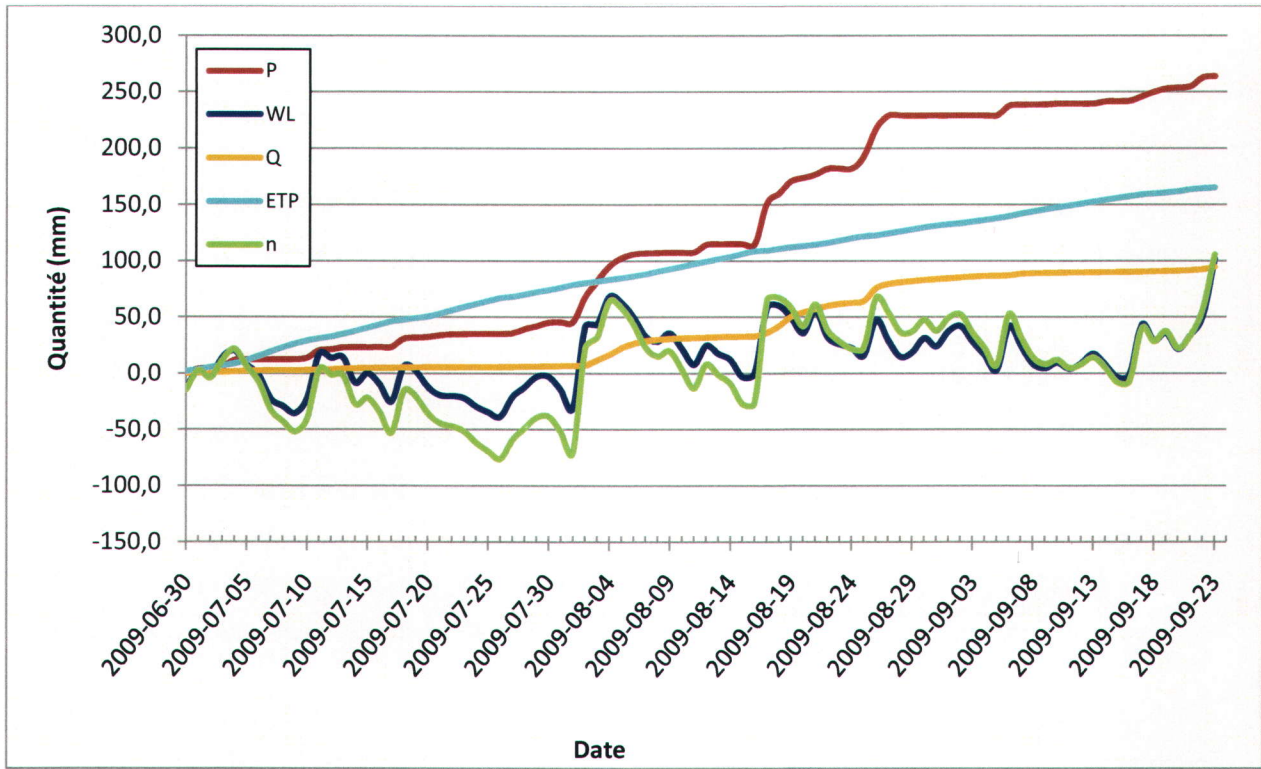
(3) Puits 5 et Thornthwaite



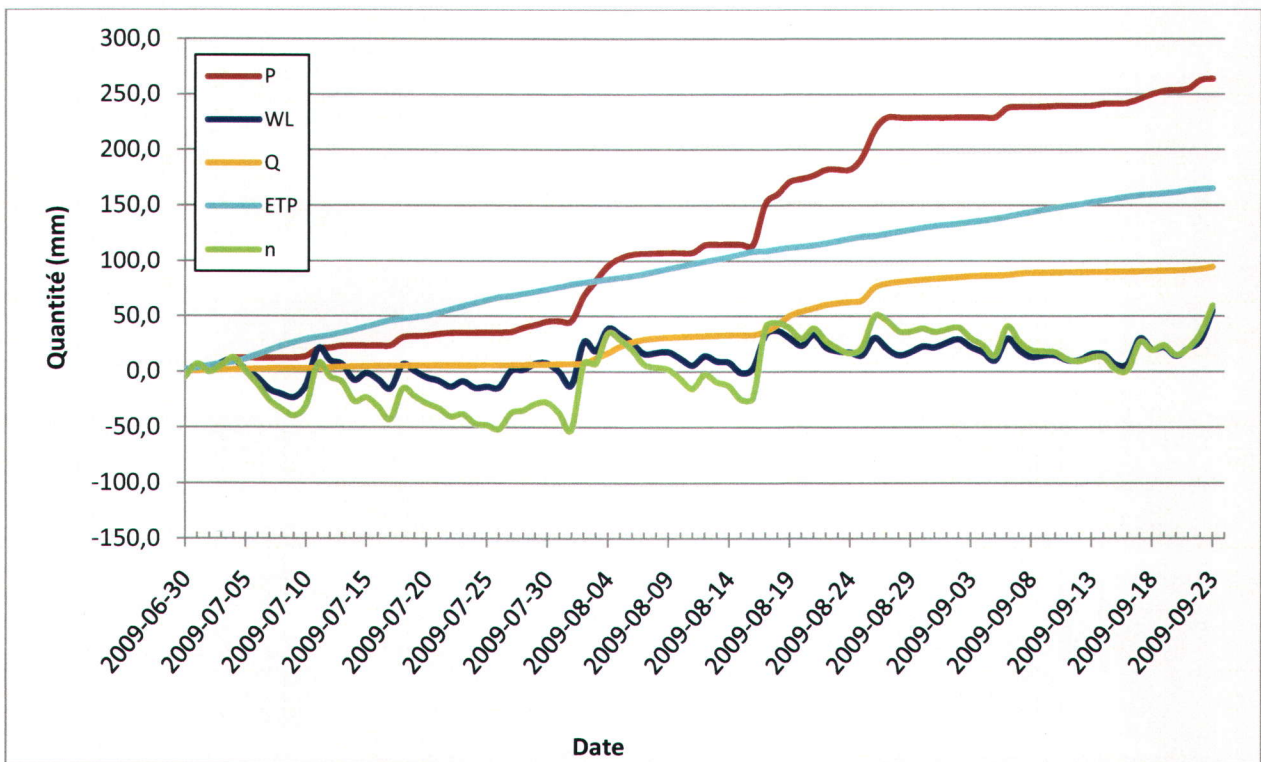
(4) Puits 1 et Penman-Monteith



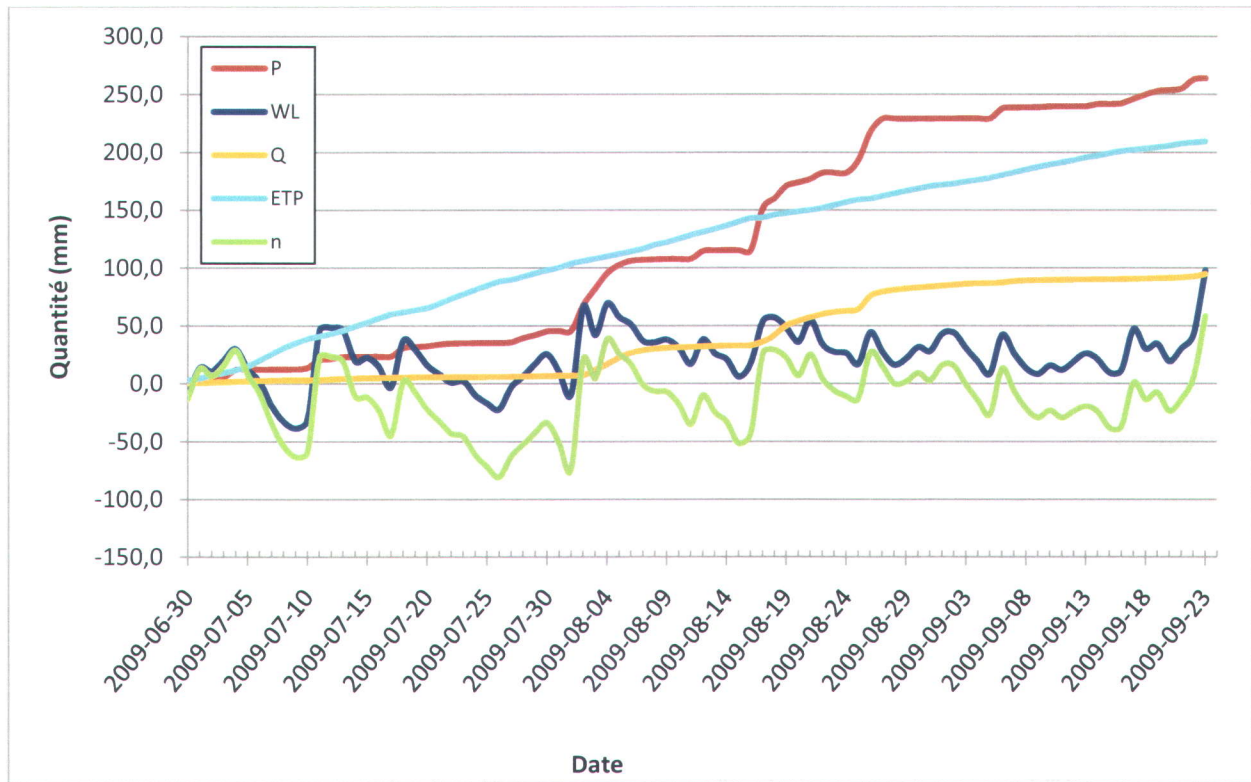
(5) Puits 2-3-4 et Penman-Monteith



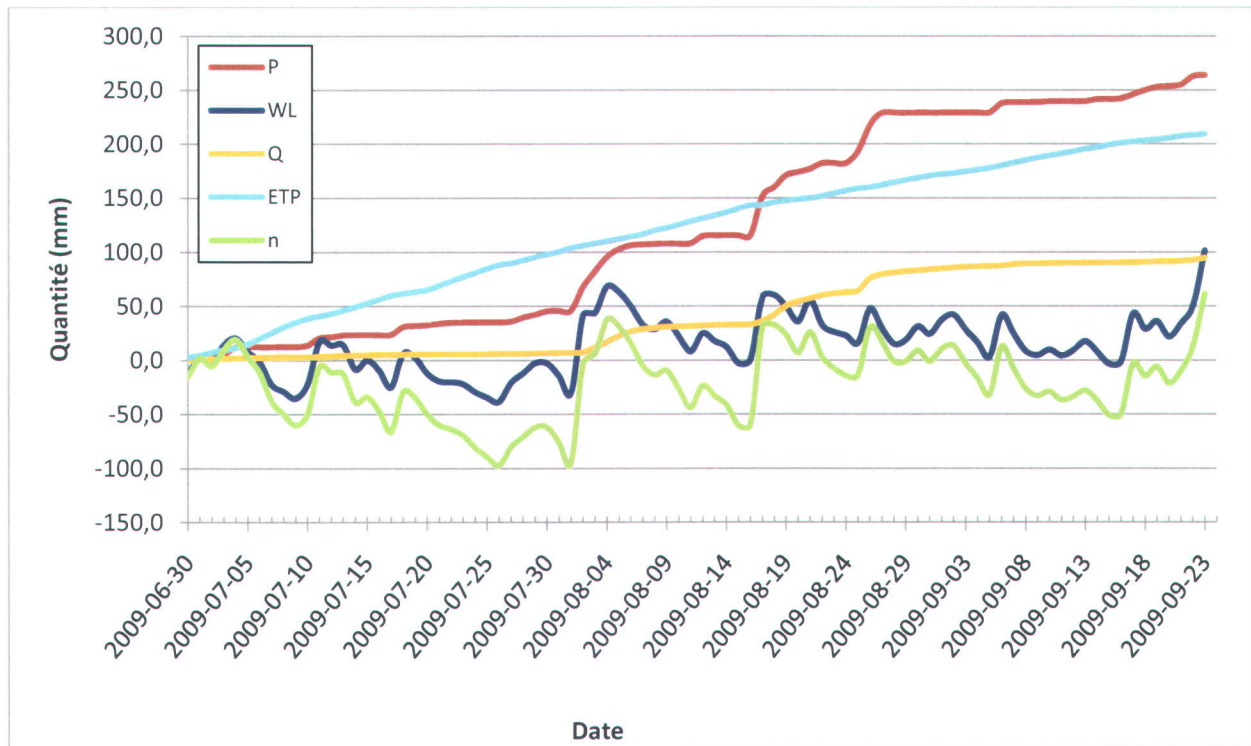
(6) Puits 5 et Penman-Monteith



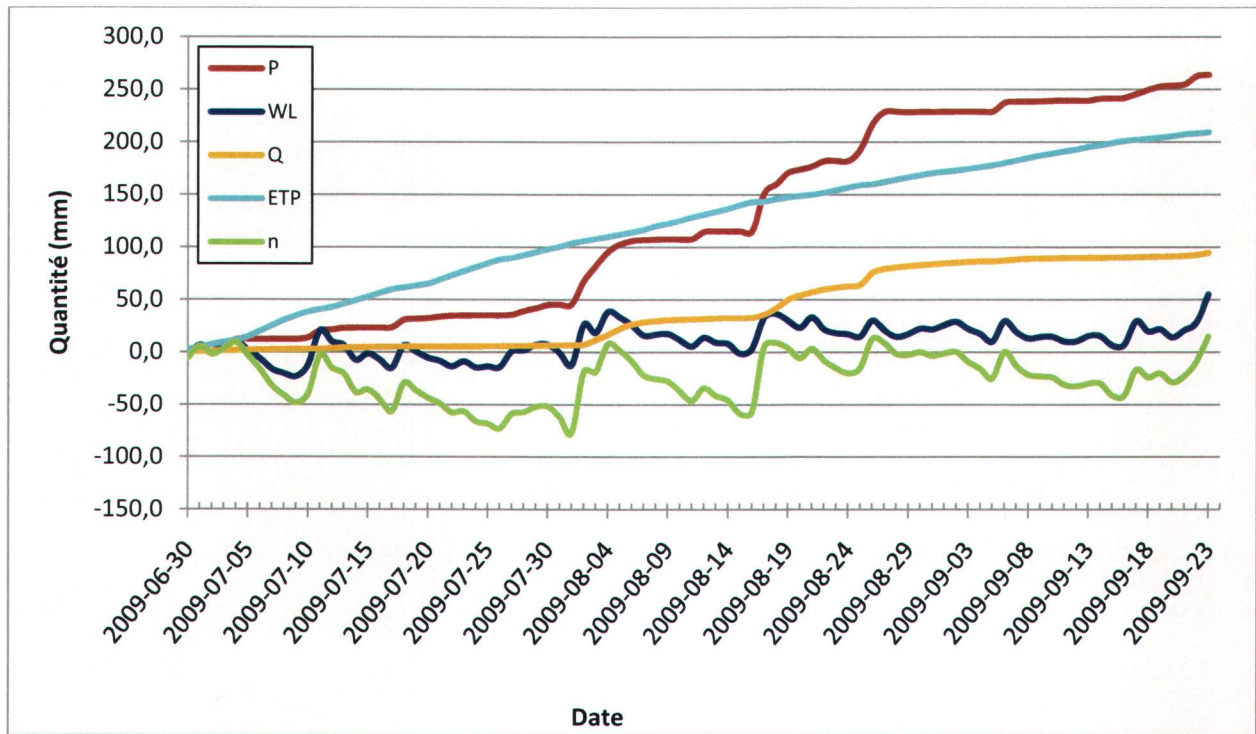
(7) Puits 1 et Priestley-Taylor



(8) Puits 2-3-4 et Priestley-Taylor



(9) Puits 5 et Priestley-Taylor



Annexe 4-H : Bilans hydrologiques mensuels de juillet, août et septembre 2009 en mm à l'aide de différentes combinaisons de puits (puits 1 à 5) et de formules semi-empiriques d'évapotranspiration

(1) Juillet 2009

Choix des paramètres	P	Q	ΔWL	ETP	η
Avec 1 et ETP Thornthwaite	45.4	6.4	9.9	110.3	-61.5
Avec 2-3-4 et ETP Thornthwaite	45.4	6.4	-11.0	110.3	-82.4
Avec 5 et ETP Thornthwaite	45.4	6.4	-1.1	110.3	-72.5
Avec 1 et ETP Penman-Monteith	45.4	6.4	9.9	72.1	-23.3
Avec 2-3-4 et ETP Penman-Monteith	45.4	6.4	-11.0	72.1	-44.1
Avec 5 et ETP Penman-Monteith	45.4	6.4	-1.1	72.1	-34.3
Avec 1 et ETP Priestley-Taylor	45.4	6.4	9.9	95.3	-46.4
Avec 2-3-4 et ETP Priestley-Taylor	45.4	6.4	-11.0	95.3	-67.3
Avec 5 et ETP Priestley-Taylor	45.4	6.4	-1.1	95.3	-57.4

(2) Août 2009

Choix des paramètres	P	Q	ΔWL	ETP	η
Avec 1 et ETP Thornthwaite	183.4	78.1	18.0	67.1	56.2
Avec 2-3-4 et ETP Thornthwaite	183.4	78.1	27.5	67.1	65.7
Avec 5 et ETP Thornthwaite	183.4	78.1	43.0	67.1	81.2
Avec 1 et ETP Penman-Monteith	183.4	78.1	18.0	55.6	67.7
Avec 2-3-4 et ETP Penman-Monteith	183.4	78.1	27.5	55.6	77.2
Avec 5 et ETP Penman-Monteith	183.4	78.1	43.0	55.6	92.7
Avec 1 et ETP Priestley-Taylor	183.4	78.1	18.0	70.4	52.9
Avec 2-3-4 et ETP Priestley-Taylor	183.4	78.1	27.5	70.4	62.4
Avec 5 et ETP Priestley-Taylor	183.4	78.1	43.0	70.4	77.9

(3) 1^{er} au 23 septembre 2009

Choix des paramètres	P	Q	ΔWL	ETP	η
Avec 1 et ETP Thornthwaite	34.0	10.8	70.0	31.1	62.2
Avec 2-3-4 et ETP Thornthwaite	34.0	10.8	71.2	31.1	63.4
Avec 5 et ETP Thornthwaite	34.0	10.8	64.0	31.1	56.2
Avec 1 et ETP Penman-Monteith	34.0	10.8	70.0	34.5	58.7
Avec 2-3-4 et ETP Penman-Monteith	34.0	10.8	71.2	34.5	59.9
Avec 5 et ETP Penman-Monteith	34.0	10.8	64.0	34.5	52.7
Avec 1 et ETP Priestley-Taylor	34.0	10.8	70.0	39.7	53.5
Avec 2-3-4 et ETP Priestley-Taylor	34.0	10.8	71.2	39.7	54.7
Avec 5 et ETP Priestley-Taylor	34.0	10.8	64.0	39.7	47.5

Annexe 4-I : Bilans hydrologiques quotidiens en mm en premier lieu l'évapotranspiration de Penman-Monteith et en deuxième lieu la combinaison de Priestley-Taylor et de Thornthwaite

-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
1 juillet 2009	4.064	3.044	0.250	-4.225	14 juillet 2009	0.000	2.905	0.320	-3.225
1 juillet 2009	4.064	1.224	0.250	-2.220	14 juillet 2009	0.000	2.674	0.320	-2.994
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
2 juillet 2009	0.254	3.876	0.338	0.771	15 juillet 2009	0.000	2.842	0.140	-2.981
2 juillet 2009	0.254	2.293	0.338	2.590	15 juillet 2009	0.000	2.702	0.140	-2.841
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
3 juillet 2009	1.524	3.209	0.392	-3.960	16 juillet 2009	0.254	3.351	0.158	-3.255
3 juillet 2009	1.524	1.308	0.392	-2.378	16 juillet 2009	0.254	2.857	0.158	-2.761
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
4 juillet 2009	6.096	3.208	0.535	-2.076	17 juillet 2009	0.000	3.507	0.082	-3.588
4 juillet 2009	6.096	1.848	0.535	-0.175	17 juillet 2009	0.000	2.972	0.082	-3.054
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
5 juillet 2009	0.254	3.525	0.459	2.354	18 juillet 2009	7.366	2.253	0.152	4.962
5 juillet 2009	0.254	2.712	0.459	3.713	18 juillet 2009	7.366	1.283	0.152	5.932
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
6 juillet 2009	0.000	4.271	0.318	-3.730	19 juillet 2009	1.016	2.485	0.302	-1.771
6 juillet 2009	0.000	4.034	0.318	-2.917	19 juillet 2009	1.016	1.674	0.302	-0.960
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
7 juillet 2009	0.000	4.364	0.133	-4.588	20 juillet 2009	0.508	1.857	0.092	-1.441
7 juillet 2009	0.000	3.975	0.133	-4.352	20 juillet 2009	0.508	1.157	0.092	-0.740
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
8 juillet 2009	0.254	4.594	0.048	-4.498	21 juillet 2009	1.524	3.397	0.032	-1.904
8 juillet 2009	0.254	3.894	0.048	-4.109	21 juillet 2009	1.524	2.913	0.032	-1.421
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
9 juillet 2009	0.000	4.049	0.011	-4.059	22 juillet 2009	1.016	4.387	0.037	-3.408
9 juillet 2009	0.000	2.917	0.011	-2.928	22 juillet 2009	1.016	3.038	0.037	-2.059
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
10 juillet 2009	1.270	4.055	0.033	-2.818	23 juillet 2009	0.000	4.168	0.036	-4.204
10 juillet 2009	1.270	2.977	0.033	-1.740	23 juillet 2009	0.000	2.667	0.036	-2.702
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
11 juillet 2009	6.858	3.066	0.262	3.530	24 juillet 2009	0.254	4.582	0.037	-4.365
11 juillet 2009	6.858	1.727	0.262	4.869	24 juillet 2009	0.254	2.846	0.037	-2.629
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
12 juillet 2009	0.762	2.202	0.677	-2.117	25 juillet 2009	0.000	4.117	0.024	-4.141
12 juillet 2009	0.762	1.606	0.677	-1.521	25 juillet 2009	0.000	2.453	0.024	-2.477
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
13 juillet 2009	1.778	2.795	0.532	-1.549	26 juillet 2009	0.000	4.149	0.031	-4.180
13 juillet 2009	1.778	2.376	0.532	-1.130	26 juillet 2009	0.000	2.767	0.031	-2.798

-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
27 juillet 2009	0.508	2.497	0.085	-2.074	10 août 2009	0.254	2.499	0.558	-2.803
27 juillet 2009	0.508	1.041	0.085	-0.617	10 août 2009	0.254	2.310	0.558	-2.614
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
28 juillet 2009	3.810	3.637	0.181	-0.008	11 août 2009	0.000	2.580	0.295	-2.875
28 juillet 2009	3.810	2.035	0.181	1.594	11 août 2009	0.000	2.347	0.295	-2.642
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
29 juillet 2009	2.540	3.303	0.271	-1.034	12 août 2009	6.858	3.025	0.338	3.495
29 juillet 2009	2.540	2.097	0.271	0.172	12 août 2009	6.858	2.269	0.338	4.251
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
30 juillet 2009	3.302	3.117	0.261	-0.076	13 août 2009	0.508	3.181	0.469	-3.142
30 juillet 2009	3.302	2.048	0.261	0.993	13 août 2009	0.508	2.076	0.469	-2.038
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
31 juillet 2009	0.254	2.869	0.248	-2.863	14 août 2009	0.000	2.541	0.271	-2.812
31 juillet 2009	0.254	1.883	0.248	-1.877	14 août 2009	0.000	2.130	0.271	-2.401
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
1 août 2009	0.254	3.255	0.085	-3.086	15 août 2009	0.000	2.712	0.160	-2.872
1 août 2009	0.254	2.675	0.085	-2.506	15 août 2009	0.000	2.663	0.160	-2.823
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
2 août 2009	22.098	2.588	0.305	19.205	16 août 2009	0.000	2.268	0.054	-2.322
2 août 2009	22.098	1.423	0.305	20.370	16 août 2009	0.000	2.467	0.054	-2.521
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
3 août 2009	14.224	2.501	4.700	7.023	17 août 2009	36.576	1.230	3.077	32.269
3 août 2009	14.224	1.632	4.700	7.892	17 août 2009	36.576	0.276	3.077	33.222
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
4 août 2009	13.462	2.526	4.727	6.209	18 août 2009	8.382	2.948	5.993	-0.559
4 août 2009	13.462	1.455	4.727	7.280	18 août 2009	8.382	1.945	5.993	0.445
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
5 août 2009	7.112	2.361	5.983	-1.232	19 août 2009	10.920	1.627	8.234	1.059
5 août 2009	7.112	1.581	5.983	-0.451	19 août 2009	10.920	0.981	8.234	1.706
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
6 août 2009	3.556	2.020	3.952	-2.416	20 août 2009	2.794	1.729	4.032	-2.968
6 août 2009	3.556	1.358	3.952	-1.754	20 août 2009	2.794	1.339	4.032	-2.577
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
7 août 2009	0.762	1.950	2.242	-3.430	21 août 2009	3.048	1.663	2.733	-1.347
7 août 2009	0.762	1.779	2.242	-3.259	21 août 2009	3.048	0.953	2.733	-0.637
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
8 août 2009	0.254	3.130	1.067	-3.943	22 août 2009	5.334	2.189	3.180	-0.035
8 août 2009	0.254	2.715	1.067	-3.528	22 août 2009	5.334	1.762	3.180	0.392
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
9 août 2009	0.254	2.409	0.901	-3.056	23 août 2009	0.000	1.938	1.477	-3.415
9 août 2009	0.254	1.914	0.901	-2.561	23 août 2009	0.000	1.996	1.477	-3.473

-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
24 août 2009	0.000	2.000	1.226	-3.226	7 sept 2009	0.762	1.844	1.546	-2.628
24 août 2009	0.000	2.103	1.226	-3.329	7 sept 2009	0.762	2.259	1.546	-3.042
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
25 août 2009	10.922	1.752	1.288	7.882	8 sept 2009	0.254	1.424	0.460	-1.631
25 août 2009	10.922	1.840	1.288	7.794	8 sept 2009	0.254	1.738	0.460	-1.945
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
26 août 2009	24.638	0.977	11.547	12.114	9 sept 2009	0.000	1.894	0.182	-2.075
26 août 2009	24.638	0.633	11.547	12.458	9 sept 2009	0.000	2.202	0.182	-2.384
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
27 août 2009	11.176	1.733	3.637	5.806	10 sept 2009	0.762	2.098	0.216	-1.552
27 août 2009	11.176	1.870	3.637	5.669	10 sept 2009	0.762	1.594	0.216	-1.048
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
28 août 2009	0.000	1.502	1.583	-3.085	11 sept 2009	0.000	2.311	0.142	-2.453
28 août 2009	0.000	1.754	1.583	-3.336	11 sept 2009	0.000	1.816	0.142	-1.958
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
29 août 2009	0.000	1.667	1.184	-2.851	12 sept 2009	0.000	1.582	0.093	-1.674
29 août 2009	0.000	2.065	1.184	-3.249	12 sept 2009	0.000	1.440	0.093	-1.533
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
30 août 2009	0.000	1.403	0.920	-2.323	13 sept 2009	0.000	1.779	0.140	-1.919
30 août 2009	0.000	1.399	0.920	-2.319	13 sept 2009	0.000	1.993	0.140	-2.133
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
31 août 2009	0.000	1.724	0.671	-2.395	14 sept 2009	2.032	1.119	0.195	0.718
31 août 2009	0.000	1.679	0.671	-2.350	14 sept 2009	2.032	1.252	0.195	0.585
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
1 sept 2009	0.000	1.625	0.632	-2.257	15 sept 2009	0.000	1.470	0.030	-1.500
1 sept 2009	0.000	1.276	0.632	-1.908	15 sept 2009	0.000	1.973	0.030	-2.003
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
2 sept 2009	0.254	1.492	0.970	-2.207	16 sept 2009	0.508	1.153	0.013	-0.657
2 sept 2009	0.254	0.713	0.970	-1.429	16 sept 2009	0.508	1.486	0.013	-0.990
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
3 sept 2009	0.000	1.859	0.895	-2.754	17 sept 2009	4.064	1.353	0.222	2.489
3 sept 2009	0.000	1.775	0.895	-2.670	17 sept 2009	4.064	1.432	0.222	2.409
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
4 sept 2009	0.000	1.107	0.388	-1.495	18 sept 2009	3.810	0.691	0.354	2.766
4 sept 2009	0.000	1.093	0.388	-1.481	18 sept 2009	3.810	0.726	0.354	2.731
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
5 sept 2009	0.000	1.338	0.162	-1.500	19 sept 2009	3.048	0.733	0.272	2.043
5 sept 2009	0.000	1.473	0.162	-1.635	19 sept 2009	3.048	0.933	0.272	1.843
-	P	ETP	Q	ds	-	P	ETP	Q	ds
6 sept 2009	8.636	1.999	0.309	6.328	20 sept 2009	0.762	1.117	0.401	-0.756
6 sept 2009	8.636	2.070	0.309	6.257	20 sept 2009	0.762	1.026	0.401	-0.665

-	P	ETP	Q	ds
21 sept 2009	1.270	2.317	0.308	-1.356
21 sept 2009	1.270	1.929	0.308	6.442
-	P	ETP	Q	ds
22 sept 2009	7.874	1.356	0.791	5.727
22 sept 2009	7.874	0.641	0.791	-1.994
-	P	ETP	Q	ds
23 sept 2009	1.016	0.849	2.120	-1.953
23 sept 2009	1.016	0.890	2.120	-1.994

