

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

VARIABILITÉ INTERANNUELLE DU BUDGET DU CARBONE DANS UNE
TOURBIÈRE AQUALYSÉE DE LA PORTION NORD EST DU BASSIN VERSANT DE
LA RIVIÈRE LA GRANDE

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR

NOÉMIE CLICHE TRUDEAU

FÉVRIER 2012

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

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

REMERCIEMENTS

Dans un premier temps, je voudrais exprimer toute ma gratitude à ma directrice Michelle Garneau. C'est elle qui a su me transmettre la passion pour la dynamique des milieux naturels. Je lui suis très reconnaissante pour son écoute lors de mes moments d'angoisse et de doute et également pour sa vision qui a su m'inspirer et m'insuffler un deuxième souffle dans mes moments de découragement. Je tiens également à remercier Luc Pelletier, mon mentor qui a été un soutien incroyable du début jusqu'à la fin de cette aventure. Je lui suis reconnaissante pour son aide à l'élaboration de ma méthodologie, pour la préparation des nombreuses campagnes de terrain et pour les conseils prodigués lors de l'analyse et de la rédaction. Il a su avec beaucoup de patience me transmettre ses connaissances et me guider à travers les différentes étapes de mon cheminement. Sans son aide, je n'aurais pas pu me rendre jusqu'ici et je lui en suis extrêmement reconnaissante.

Je remercie aussi Antoine Thibault, Yan Bilodeau et Sébastien Lacoste qui m'ont accompagnée sur le terrain. C'est grâce à leur application mais surtout à leur patience lors de la prise de mesure et lors de l'analyse en laboratoire que j'ai pu obtenir autant de données. Je les remercie également pour tout le soutien et l'aide apportés sur le terrain mais aussi pour leur agréable compagnie qui a su rendre les longues journées sur la tourbière Abeille beaucoup plus sympathiques. Pour leur soutien sur le terrain et pour le partage des données, je voudrais remercier Gwenaël Carrer, Gregor Levrel et Yan Dribault. Pour les fous rires interminables dans le camion et les conversations passionnantes durant les soirées jamésiennes, merci à Sandra Proulx-McInnis et à Marianne White. Je dois également remercier tous les collègues qui m'ont accompagnée sur le terrain pour les longues heures passées derrière le volant.

Je souhaiterais remercier Éric Rosa qui m'a aidée avec beaucoup de patience en laboratoire. Son soutien technique et scientifique a été très apprécié. Je suis également reconnaissante à Jean-François Hélie pour ses judicieux conseils. Je désire également souligner le travail de Robin Beauséjour qui a analysé avec minutie mes échantillons durant tout un été. Pour le soutien financier, je remercie le Conseil national de recherche en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG), le Fonds québécois de recherche pour la nature et les technologies (FQRNT) ainsi que le programme de formation scientifique dans le nord (PFSN) du ministère des affaires indiennes.

Enfin, pour le soutien personnel, je souhaite témoigner toute ma gratitude à ma famille et à Philippe, mon amoureux, qui a su m'écouter et m'appuyer dans mes hauts et mes bas.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	vii
LISTE DES ÉQUATIONS.....	ix
LISTES DES TABLEAUX.....	xi
LISTES DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES.....	xii
LISTE DES SYMBOLES.....	xiv
LISTE DES ESPÈCES VÉGÉTALES CITÉES.....	xvi
RÉSUMÉ.....	xviii
INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I.....	3
CONTEXTE DE LA RECHERCHE.....	3
1.1 Projet «écohydrologie des tourbières minérotrophes fortement «aqualysées» du bassin- versant de La Grande rivière».....	3
1.2 Présentation de la recherche.....	4
1.3 Région de La Forge.....	5
1.4 Site d'étude.....	6
CHAPITRE II.....	9
TRAVAUX ANTÉRIEURS.....	9
2.1 Les tourbières.....	9

2.2	Dynamique du méthane.....	11
2.3	Dynamique du dioxyde de carbone.....	21
	CHAPITRE III	28
	MÉTHODOLOGIE.....	28
3.1	Installations préalables à l'échantillonnage.....	28
3.2	Campagnes de terrain.....	32
3.3	Paramètres climatiques.....	32
3.4	Mesures et calculs des flux.....	32
3.5	Mesures de la biomasse.....	38
3.6	Analyse des données.....	38
	CHAPITRE IV	40
	Article soumis à la revue <i>Biogeochemistry</i> :	
	«Methane fluxes from a patterned fen of the northeastern part of the La Grande river watershed, James Bay, Canada».....	40
4.1	Introduction.....	40
4.2	Method.....	42
4.3	Results	47
4.4	Discussion.....	51
4.5	Conclusion.....	54
4.6	Acknowledgments.....	55
4.7	References.....	56
4.8	Tables and figures.....	61

CHAPITRE V.....	68
Article soumis à la revue <i>Global Biogeochemical Cycles</i> :	
«Interannual variability of CO ₂ balance in a boreal patterned fen, James Bay, Canada».....	68
5.1 Introduction.....	69
5.2 Material and method.....	70
5.3 Results	78
5.4 Discussion.....	83
5.5 Conclusion.....	87
5.6 Acknowledgments.....	89
5.7 References.....	90
5.8 Tables and figures.....	94
CONCLUSION GÉNÉRALE.....	104
RÉFÉRENCES.....	108

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1	Carte de localisation des la tourbière Abeille selon Payette et Rochefort 2001.....	5
Figure 3.1	Localisation des sites d'échantillonnage sur la tourbière à l'étude.....	31
Figure 3.2	Températures et précipitations au site d'étude durant les saisons de croissance de 2009 et 2010.....	32
Figure 4.1	Study area and localisation of the peatland.....	63
Figure 4.2	Monthly average temperature and precipitation during 2009, 2010, and 1971-2003 growing seasons.....	64
Figure 4.3	2009 and 2010 seasonal pattern of mean water table position (A) and peat temperature at 20cm (B) from vegetated surface.....	65
Figure 4.4	Mean monthly CH ₄ fluxes from vegetated surface in 2009 and 2010.....	66
Figure 4.5	Mean monthly CH ₄ fluxes in pools, 2009 and 2010.....	67
Figure 5.1	Study area and localisation of the peatland.....	97
Figure 5.2	Monthly average temperature and precipitation during 2009, 2010, and 1971-2003 growing seasons.....	98
Figure 5.3	Seasonal pattern of mean water table position and peat mean temperature at 20cm from vegetated surface at Abeille peatland.....	99
Figure 5.4	Relationships between NEE and PAR for hollows (A), lawns (B) and hummocks (C) in 2009 and 2010.....	100
Figure 5.5	Mean Respiration, PSN _{max} and NEE _{max} for June and July 2009 and 2010.	101

Figure 5.6	Relationship between peat temperature at 5cm and respiration for 2009 (A) and 2010 (B).....	102
Figure 5.7	CO ₂ , CH ₄ , DOC and integrated C balance in Abeille peatland in 2009 And 2010.....	103

LISTE DES ÉQUATIONS

Equation 1	Calcul de la diffusion du méthane (loi de la diffusion de Ficks).....	17
Equation 2	Calcul de l'Échange Écosystémique Net (ÉÉN).....	23
Equation 3	Calcul de l'hyperbole rectangulaire représentant la relation entre l'échange écosystémique net et la radiation photosynthétiquement active...34	
Equation 4	Calcul de la concentration de CO ₂ dans l'eau à partir du la pression partielle (loi de Henry).....	35
Equation 5	Calcul de la solubilité du CO ₂ dans l'eau.....	36
Equation 6	Calcul de la concentration de CH ₄ dans l'eau à partir du la pression partielle (loi de Henry).....	36
Equation 7	Calcul de la solubilité du CH ₄ dans l'eau.....	36
Equation 8	Calcul du flux de gaz à l'interface eau/air.....	36
Equation 9	CH ₄ concentration in water from CH ₄ partial pressure (Henry's law).....	44
Equation 10	CH ₄ solubility in water.....	44
Equation 11	Calculation of the gas flux at water/air boundary.....	45
Equation 12	CO ₂ concentration in water from CO ₂ partial pressure (Henry's law).....	73
Equation 13	CO ₂ solubility in water.....	73
Equation 14	Calculation of the gas flux at water/air boundary.....	73
Equation 15	CH ₄ solubility in water.....	74

Equation 15	Rectangular hyperbola between net ecosystem exchange and photosynthetically active radiation.....	74
-------------	--	----

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1	Composition végétale des biotopes de la tourbière Abeille.....	8
Tableau 4.1	Vegetation composition of the terrestrial microforms.....	61
Tableau 4.2	Depth, dimension and vegetation composition of the pools.....	61
Tableau 4.3	Mean seasonal CH ₄ fluxes for 2009 and 2010, mean water table, temperature coefficient and area covered by each microform.....	62
Tableau 4.4	Regression equation, coefficient of determination and probability value for the relationship between CH ₄ fluxes and temperature at 20cm and 40cm for each microsites, 2009 and 2010.....	62
Tableau 4.5	Spatially weighted average daily fluxes for 2009 and 2010 in Abeille peatland.....	62
Tableau 5.1	Vegetation composition of the terrestrial microforms.....	94
Tableau 5.2	Depth, dimension and vegetation composition of the pools.....	95
Tableau 5.3	Rectangular hyperbola curve parameters for NEE-PAR curves in the different microforms, 2009 and 2010.....	95
Tableau 5.4	Exponential regression equation, coefficient of determination and probability value for relationships between R and peat temperature for each microsite, 2009 and 2010...../.....	95
Tableau 5.5	Seasonal and annual NEE for microforms and total ecosystem in 2009 (A) and 2010 (B).....	96

LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

AIC	<i>Aikaike information criterion</i>
ANOVA	Analyse de variance
C	Carbone
CO ₂	Dioxyde de carbone
CH ₄	Méthane
COD	Carbone organique dissout
CO ₃ OH	Méthanol
CuSO ₄	Sulphate de cuivre
DÉCLIQUE	Chaire de recherche en dynamique des écosystème tourbeux et changements climatiques
DOC	<i>Dissolved organic carbon</i>
EC	<i>Eddy covariance</i>
EEN	Échange écosystémique net
INRS-ETE	Institut National de Recherche Scientifique – Eau, Terre, Environnement
GEOTOP	Centre de recherche en géochimie isotopique
GES	Gaz à effet de serre
GP _{max}	<i>Maximum gross photosynthesis</i>
GPP	<i>Gross primary productivity</i>
H ₂	Dihydrogène

HCHO	Formaldéhyde
HCOOC	Formate
KCL	Chlorure de potassium
NEE	<i>Net ecosystem exchange</i>
NEE _{max}	<i>Net ecosystem exchange at PAR > 1000 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$</i>
PAR	<i>Photosynthetically active radiation</i>
pH	Potentiel hydrogène
PSN	<i>Plant photosynthesis</i>
PSN _{max}	<i>Plant photosynthesis at PAR > 1000 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$</i>
PVC	Polychlorure de vinyle
RPA	Radiation photosynthétiquement active
Q ₁₀	Coefficient de température
R	Respiration
TOC	<i>Total organic carbon</i>
UPH N ₂	Azote de haute pureté
UQAM	Université du Québec à Montréal
WTD	<i>Water table depth</i>

LISTE DES SYMBOLES

a	Année
atm	Atmosphère
cm	Centimètre
°C	Degré celsius
cm	Centimètre
cm ³	Centimètre cube
d	<i>Day</i>
g	Gramme
ha	Hectare
j	Jour
km	Kilomètre
km ²	Kilomètre carré
L	Litre
m ²	Mètre carré
mm	Millimètre
ml	Millilitre
mg	Milligramme
N	Nord
O	Ouest

p	p value	
Pg	Pétagramme	1 Pg = 1 X 10 ¹⁵ g
ppb	partie par billion	
ppm	parties par million	
ppmv	parties par million par volume	
r ²	Coefficient de détermination	
Tg	Téragramme	1 Tg = 1 X 10 ¹² g
W	<i>West</i>	
s	Seconde	
y	<i>Year</i>	
%	Pourcent	
±	Plus ou moins	
μmol	Micromole	
α	Alpha	
Δ	Delta	
3D	Trois dimensions	

LISTE DES ESPÈCES VÉGÉTALES CITÉES

Andromeda glaucophylla Link

Aster nemoralis L.

Betula glandulosa Michx

Carex exilis Dewey

Carex limosa L.

Carex oligosperma Michx

Coptis groenlandica (Oeder) Fernald

Cassandra calyculata (L.) D. Don

Drosera rotundifolia L.

Empetrum nigrum L.

Gymnocolea inflata (Huds.) Dumort.

Kalmia polifolia Wang

Larix laricina (Du Roi) K. Koch

Ledum groenlandicum (Oeder) Kron & Judd

Menyanthes trifoliata L.

Picea mariana (Mill.)

Pinus banksiana Lamb.

Rhynchospora alba (L.) Vahl.

Rubus chamaemorus L.

Sphagnum cuspidatum Ehrh. ex Hoffm.

Sphagnum fuscum (Schimper) H. Klinggraff

Smilacina trifolia L.

Trichophorum cespitosum (L.) Hartman

Vaccinium oxycoccos L.

RÉSUMÉ

À la limite écotonale de la toundra forestière et de la pessière à lichen, une hausse des conditions d'humidité enregistrée depuis le Petit Âge Glaciaire a causé un rehaussement de la nappe phréatique régionale. Dans les fens structurés de la région, cette hausse de la nappe phréatique a entraîné une dégradation progressive des buttes et des lanières qui séparent les mares permettant alors la fusion de ces dernières par coalescence. Il résulte de ce phénomène une augmentation de la superficie couverte par les mares au détriment des portions terrestres des tourbières favorisant le maintien de biotopes caractérisés par une nappe phréatique affleurante. Dans une tourbière de la région de Laforge (Abeille), nous avons mesuré les flux de méthane (CH_4), dioxyde de carbone (CO_2) et carbone organique dissout (DOC) afin de déterminer l'influence d'une nappe phréatique affleurante et d'une importante proportion de mare sur le bilan annuel du carbone. 83% de la tourbière à l'étude est soit couverte par les mares (42%), les dépressions (28%) et lanières (13%) et présente une nappe phréatique en moyenne supérieure à 7cm sous la surface. Les flux de CO_2 et de CH_4 ont été mesurés le long d'un gradient microtopographique durant les saisons de croissance de 2009 et 2010 et les flux de DOC ont été mesurés à l'exutoire de la tourbière en 2010. L'identification des contrôles environnementaux a permis la modélisation du budget annuel de carbone de la tourbière Abeille.

La tourbière à l'étude a été une source de carbone durant les deux années échantillonnées. Trois variables permettent d'expliquer ce phénomène : la durée de la saison froide, les conditions météorologiques durant la saison de croissance et le ratio mare/portion terrestre. Les flux hivernaux sont de faible envergure et la photosynthèse est inhibée en sol gelé. Ainsi, la saison froide représente 210-214 jours d'émissions nettes de CO_2 et de CH_4 vers l'atmosphère et joue un rôle important dans le budget annuel. Durant la saison de croissance, nous avons observé que des conditions chaudes et sèches diminuent la capacité de la végétation à effectuer la photosynthèse tout en augmentant le taux de respiration qui contrebalance alors l'absorption de CO_2 . La tourbière peut toutefois représenter un puits de carbone en conditions humides et chaudes puisque la photosynthèse est plus importante que la respiration. Les portions aquatiques sont également une importante source de carbone. Elles émettent en moyenne 5 fois plus de méthane que les compartiments terrestres et représentent 80% du budget annuel de méthane extrapolé spatialement. La respiration mesurée dans les mares est similaire à celle mesurée en milieu terrestre mais les flux sont unidirectionnels. Ainsi, les flux en provenance des mares représentent 57-60% du budget annuel de CO_2 extrapolé spatialement. Enfin, les tourbières aquatiques représentent une source de carbone dont la magnitude est déterminée par les conditions météorologiques durant la saison de croissance. Une projection du bilan futur de carbone pourra être effectuée à partir de scénarios climatiques issus du Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC).

INTRODUCTION

Dû entre autre à l'utilisation accrue des combustibles fossiles, le dernier siècle a été marqué par une augmentation notable des gaz à effet de serre dans l'atmosphère. En effet, depuis l'ère industrielle, le taux de CO₂ dans l'atmosphère est passé de 275-285 ppm à 379 ppm en 2005, puis à 391.8 ppm en 2011 (NOAA/ESRL, 2011). Malgré une baisse notable du taux d'accroissement du méthane dans l'atmosphère depuis les trois dernières décennies (Heimann, 2011), plusieurs études ont mesuré une hausse du méthane atmosphérique de l'ordre de 13% entre 1978 et 1999 (Cunnold *et al.*, 2002; Dlugokencky *et al.*, 2009). Par leur capacité à absorber les radiations infrarouges, l'augmentation de la concentration atmosphérique de ces deux gaz influence le climat. Ainsi, un réchauffement du climat est observable partout sur la planète, surtout aux hautes latitudes ; 1995-2006 a été la décennie la plus chaude enregistrée depuis 1850 (IPCC, 2007a). De plus, une forte augmentation des précipitation a été observée dans l'est de l'Amérique du Nord et en Europe du Nord entre 1900 et 2005 (IPCC, 2007a).

La zone circumboréale englobe 80% des tourbières mondiales (Wieder *et al.*, 2006). Les conditions qui prévalent dans ces écosystèmes, soient une nappe phréatique haute, de faibles températures moyennes annuelles et une forte acidité du milieu réduisent les taux de décomposition et en font des milieux accumulateurs de carbone. Néanmoins, la prédominance de la matière organique et la nappe phréatique près de la surface en font également des milieux émetteurs de méthane. Le cycle biogéochimique des tourbières est sensible aux changements des conditions hydro-climatiques (Bubier *et al.*, 2003b; Strack *et al.*, 2006a; Pelletier *et al.*, 2011) D'une part, une augmentation de la température peut entraîner un abaissement de la nappe phréatique et faire passer une tourbière de puits de carbone à source en terme de CO₂ (Joiner *et al.*, 1999; Griffis *et al.*, 2000). D'autre part un

accroissement des précipitation peut engendrer une hausse des nappes phréatiques et ainsi augmenter les émissions de méthane (Pelletier *et al.*, 2007; Turetsky *et al.*, 2008).

Sachant que les modèles climatiques prévoient des augmentations de températures et de précipitations dans les milieux boréaux (Plummer *et al.*, 2006; IPCC, 2007a), il est d'autant plus pertinent de s'intéresser au bilan de carbone des tourbières boréales. Ainsi, le présent projet s'intéresse aux tourbières situées à la limite écotonale de la toundra forestière et de la pessière à lichens au Québec nordique. L'augmentation des conditions d'humidité enregistrées depuis le Petit Âge Glaciaire a entraîné une hausse de la nappe phréatique des tourbières oligotrophiques structurées de cette région (Arlen-Pouliot, 2009). Ce déséquilibre hydrologique a pour conséquence la dégradation des lanières qui séparent les mares et entraîne la fusion par coalescence de ces dernières. Ainsi, dans les tourbières, la superficie couvertes par les mares augmente au détriment de celle couverte par les compartiments terrestres. On réfère à ce processus à l'aide du néologisme «aqualyse», proposé par le professeur Serge Payette (Université Laval)

Le présent mémoire se structure en 5 chapitres. Le premier chapitre présente le projet de recherche et ses objectifs ainsi que le projet multidisciplinaire dans lequel il s'inscrit. S'y ajoute également une description détaillée du site d'étude. Le second chapitre fait état de la littérature. La méthodologie employée pour réaliser la recherche et le matériel utilisé sont abordés dans le troisième chapitre. Enfin, les chapitres 4 et 5 présentent deux articles scientifiques dans lesquels sont exposés les résultats obtenus et leur interprétation. L'article *Methane fluxes from a patterned fen of the northeastern part of the La Grande river watershed, James Bay, Canada* a été soumis et accepté à la revue *Biogeochemistry* et l'article *Interannual variability in the CO₂ balance of a boreal patterned fen, James Bay, Canada* a été soumis à la revue *Global Biogeochemical Cycles* puis soumis de nouveau à la revue *Biogeochemistry*. Enfin, ce mémoire est complété par une synthèse.

CHAPITRE I

CONTEXTE DE LA RECHERCHE

1.1 Projet «écohydrologie des tourbières minérotrophes fortement « aqualysées » du bassin- versant de La Grande rivière»

Le projet de recherche «écohydrologie des tourbières minérotrophes fortement « aqualysées » du bassin- versant de La Grande rivière» constitue la deuxième phase du projet «Aqualyse des tourbière du complexe La Grande» qui portait sur l'analyse de la dynamique des tourbières minérotrophes structurées et de leur contribution au bilan hydrologique du bassin versant de La Grande Rivière en fonction des changements climatiques récents (Payette, 2008). Le deuxième projet, réalisé en partenariat entre le Centre d'études nordiques de l'université Laval, l'INRS-ETE et l'UQAM, s'intéresse à l'écohydrologie des tourbières minérotrophes fortement «aqualysées» du bassin versant de La Grande rivière. Il vise donc la caractérisation du régime hydrologique des tourbières minérotrophes fortement aqualysées dans le but de produire un bilan de l'hydrologie ainsi que du cycle du carbone.

Le terme aqualyse est un néologisme référant à un déséquilibre des conditions hydrologiques de certaines tourbières minérotrophes structurées. L'augmentation de l'humidité atmosphérique enregistrée au cours des derniers siècles aurait entraîné une hausse la nappe phréatique de ces tourbières provoquant ainsi une détérioration de la surface de la tourbe (Arlen-Pouliot, 2009). Par conséquent, on y observe un accroissement de la superficie occupée par les mares au détriment des compartiments terrestres. En effet, les limites de ces dernières s'érodent avec la hausse du niveau de la nappe phréatique, ce qui permet

éventuellement une fusion des mares par coalescence. Ce bouleversement hydrologique des tourbières de la région s'observe également à travers la diminution du couvert arborescent, la dégradation des lanières et l'érosion des buttes et des bordures forestières.

Le projet «écohydrologie des tourbières minérotrophes fortement « aqualysées » du bassin- versant de La Grande rivière» est composé de cinq objectifs. (1) Analyser les processus hydrologiques ayant cours dans les tourbières minérotrophes fortement aqualysées du Moyen-Nord québécois. (2) Élaborer un modèle conceptuel des fens à incorporer dans un modèle de prévision écologique. (3) Mettre au point des indicateurs écologiques servant à l'évaluation quantitative du degré d'évolution spatiale des processus hydrologiques. (4) Développer des procédures de suivi par télédétection de certains éléments du bilan hydrologique. (5) Effectuer un bilan des gaz à effet de serre des tourbières minérotrophes qui sera mis en relation avec les paramètres hydrologiques de ces écosystèmes.

1.2 Présentation de la recherche

Le présent projet de recherche s'inscrit dans le volet biogéochimique du projet «écohydrologie des tourbières minérotrophes fortement « aqualysées » du bassin- versant de La Grande rivière». Il consiste à évaluer l'influence de l'aqualyse sur le bilan de carbone d'une tourbière fortement aqualysée de la portion nord-est du bassin versant de la rivière La Grande. Afin d'y parvenir, les flux de méthane (CH_4) et de dioxyde de carbone (CO_2) ont été mesurés pendant deux saisons de croissance (2009 et 2010) dans la tourbière Abeille dans la région de Laforge dans le but d'établir des liens entre les flux mesurés et les fluctuations des variables environnementales telles que la nappe phréatique, la température de la tourbe, la composition végétale et la biomasse. À la lumière de ces résultats, l'objectif final consiste à établir un budget global du carbone pour la tourbière Abeille en collaboration avec les volets de télédétection et d'hydrologie du projet.

1.3 Région de Laforge

La région de Laforge se situe à l'est de la Baie James, dans la portion nord-est du bassin versant de la rivière La Grande, à la limite écotonale entre la forêt boréale ouverte et la toundra forestière (figure 1). En plein cœur du Bouclier canadien, la région à l'étude trouve son assise sur des roches précambriennes, notamment des granites et des gneiss. Le paysage de la région a été façonné par la dernière glaciation et les dépôts post-glaciaires sont majoritairement composés de till façonné en de nombreux eskers, drumlins et moraines (Dyke and Prest, 1987).

La région de Laforge se trouve dans le domaine bioclimatique de la pessière à lichens, sous-zone de la taïga ou forêt boréale ouverte, du biome de la forêt boréale (MNR, 2011) (figure 1.1). Cette zone caractérisée par ses sols acides et pauvres est notamment dominée par l'épinette noire (*Picea mariana* (Mill) BSP) qui représente 10-40% du couvert végétal et par des lichens du genre *Cladonia* spp. et *Cladonia* spp., le tout entrecoupé par des éricacées (*Ledum* sp., *Kalmia* sp., *Vaccinium* sp.), du bouleau nain (*Betula glandulosa*, (Michx)) et du mélèze laricin (*Larix laricina* (Du Roi)



Figure 1.1 Carte de localisation de la tourbière Abeille selon Payette et Rochefort, 2001

Koch)) dans les sites xériques (Payette *et al.*, 2000). Par ailleurs, le cycle rapproché de perturbation par le feu favorise l'implantation du pin gris (*Pinus banksiana*) (Payette *et al.*, 2000). Selon Tarnocai *et al.* (2002) 15% de la surface de cette région est couverte par les

tourbières. Ces dernières sont majoritairement représentées par des fens structurés caractérisés par une alternance de lanières et de mares allongées suivant l'axe de la pente.

Pour les années 1971-2004, la moyenne de températures annuelles de la région de Laforge est $-4,28$ °C. Janvier est le mois le plus froid avec une moyenne de $-24,05$ °C et juillet est le mois le plus chaud avec une moyenne de $12,76$ °C. Les précipitations moyennes annuelles sont de 738 mm (Hutchinson *et al.*, 2009). Le climat de la région est considéré comme subarctique humide où les basses températures et les fortes précipitations entraînent une faible évapotranspiration qui favorise le maintien d'une nappe phréatique élevée dans les milieux tourbeux de la région. Ce débalancement hydrique régional se traduit par l'accroissement de la superficie occupée par les compartiments aquatique au détriment des compartiments terrestres. Les tourbières aqualysées se situent dans la catégorie des tourbières les plus humides et elles sont sensibles à une modification du bilan hydrologique.

1.4 Site d'étude

La tourbière Abeille est caractérisée par des conditions minérotrophes pauvres. Elle se situe à 15 kilomètres des installations hydroélectriques du site Laforge-1 d'Hydro-Québec ($54,06.9^{\circ}\text{N}$, $72,30.1^{\circ}\text{W}$). Cette tourbière est composée deux sections distinctes (ailes nord et sud) et d'une mare de grande superficie à l'aval, près de l'exutoire. La tourbière a été sélectionnée comme site d'étude puisqu'elle est représentative des fens structurés de la région qui ont été caractérisés au préalable lors d'une mission de terrain au printemps 2008.

Sandra Proulx Mc Innis (2010) a déterminé que la tourbière à l'étude s'insère dans un bassin versant dont 28% de la superficie est couverte par des tourbières caractérisées par un plus ou moins fort degré d'aqualyse. La tourbière Abeille comporte de nombreuses (110) mares parallèles et allongées perpendiculairement au sens général de la pente. Leur superficie varie entre 4m^2 et 99m^2 . Elles sont entrecoupées par des lanières de 2m de largeur et 13m de

longueur en moyenne. Enfin, des relevés à l'aide d'un géoradar ont permis de déterminer l'épaisseur de la tourbe qui varie entre 10 et 300cm avec une moyenne de 108cm au-dessus de l'assise rocheuse (Proulx-Mc Innis, 2010). Enfin, si cette tourbière minérotrophe est de façon générale dominée les cypéracées, sa caractérisation a permis d'identifier au total sept biotopes à la surface (tableau 1).

Tableau 1.1 Composition végétale des biotopes de la tourbière Abeille

Microsite	Végétation
Dépression humide	<i>Sphagnum cuspidatum</i> , <i>Gymnocolea inflata</i> , <i>Vaccinium oxycoccos</i> , <i>Menyanthes trifoliata</i> , <i>Carex limosa</i> , <i>Carex oligosperma</i>
Bord de mare	<i>Sphagnum cuspidatum</i> , <i>Gymnocolea inflata</i> , <i>Vaccinium oxycoccos</i> , <i>Menyanthes trifoliata</i> , <i>Carex limosa</i> , <i>Carex oligosperma</i>
Platière à cypéracée	<i>Gymnocolea inflata</i> , <i>Vaccinium oxycoccos</i> , <i>Aster nemoralis</i> , <i>Kalmia polifolia</i> , <i>Andromeda glauca</i> , <i>Cassandra calyculata</i>
Platière à sphaigne	<i>Sphagnum cuspidatum</i> , <i>Vaccinium oxycoccos</i> , <i>Drosera rotundifolia</i> , <i>Menyanthes trifoliata</i> , <i>Smilacina trifolia</i> , <i>Aster nemoralis</i> , <i>Carex limosa</i> , <i>Carex oligosperma</i> , <i>Kalmia polifolia</i> , <i>Andromeda glauca</i> , <i>Cassandra calyculata</i>
Lanière à cypéracée	<i>Gymnocolea inflata</i> , <i>Drosera rotundifolia</i> , <i>Vaccinium oxycoccos</i> , <i>Coptis groenlandica</i> , <i>Rynchospora alba</i> , <i>Menyanthes trifoliata</i> , <i>Aster nemoralis</i> , <i>Carex exilis</i> , <i>Trichophorum cespitosum</i> , <i>Kalmia polifolia</i> , <i>Andromeda glauca</i> , <i>Cassandra calyculata</i>
Butte	<i>Sphagnum fuscum</i> , <i>Vaccinium oxycoccos</i> , <i>Menyanthes trifoliata</i> , <i>Smilacina trifolia</i> , <i>Carex oligosperma</i> , <i>Kalmia polifolia</i> , <i>Cassandra calyculata</i>
Bordure forestière	<i>Sphagnum fuscum</i> , <i>Vaccinium oxycoccos</i> , <i>Empetrum nigrum</i> , <i>Rubus chamaemorus</i> , <i>Smilacina trifolia</i> , <i>Carex limosa</i> , <i>Carex oligosperma</i> , <i>Kalmia polifolia</i> , <i>Ledum groenlandicum</i> , <i>Cassandra calyculata</i> , <i>Picea mariana</i>

CHAPITRE II

TRAVAUX ANTÉRIEURS

2.1 Les tourbières

Couvrant 3 % de la surface mondiale des terres émergées (Rydin and Jeglum, 2006; Vitt, 2006), les tourbières ont été décrites comme des écosystèmes formant une zone de transition entre les milieux franchement aquatiques et les milieux purement terrestres (Buteau *et al.*, 1994). Caractérisés par une nappe phréatique affleurante ou sub-affleurante, ces écosystèmes sont aptes à accumuler de la tourbe sur plusieurs mètres d'épaisseur étant donné que le taux de production de la matière organique excède le taux de décomposition (Daulat and Clymo, 1998; Wieder *et al.*, 2006).

De nombreux facteurs contribuent à diminuer le taux de décomposition de la tourbe. Les conditions d'anoxie dues à une nappe phréatique près de la surface se combinent à une importante acidité causée, entre autre, par les sphaignes qui libèrent des ions d'hydrogène H⁺. De plus, les faibles températures moyennes annuelles se conjuguent à une faible biomasse de décomposeurs et à une grande quantité de matière organique réfractaire à la décomposition (Moore and Basiliko, 2006).

On distingue deux principaux types de tourbières à partir de leurs caractéristiques morphologiques, hydrologiques, chimiques et végétales. D'une part, les tourbières

minérotrophes (fen) sont influencées par la topographie du bassin versant et sont alimentées en eau à la fois par les précipitations et les eaux souterraines ce que favorise une nappe phréatique élevée et généralement affleurante (Payette, 2001). Les fens sont caractérisés par un cortège végétal diversifié dû à la plus grande disponibilité des éléments nutritifs (particulièrement du calcium) et l'acidité modérée des eaux (Zoltai and Vitt, 1995). En effet, l'alimentation par les eaux souterraines entraîne un apport accru d'éléments nutritifs ainsi qu'une meilleure oxygénation de la tourbe qui accélère sa décomposition favorisant la présence d'un couvert végétal diversifié (Gore, 1983; Gorham and Janssens, 1992; Payette, 2001). Parmi les tourbières minérotrophes on distingue les fens riches des fens pauvres, ces derniers étant dominés par les sphaignes. En absorbant plusieurs fois leur poids en eau, les sphaignes régulent l'écoulement de l'eau des tourbières (Clymo, 1973). Le pH des fens pauvres est alors plus bas (acide) et le flux d'eau est diminué, ce qui a pour effet de réduire la disponibilité des nutriments et, par le fait même, la diversité végétale (Zoltai and Vitt, 1995).

Les tourbières ombrotrophes (bog) ne sont pas influencées par la topographie du bassin dans lequel elles se sont développées et ne sont alimentées en eau que par les précipitations. L'accumulation de la tourbe soustrait éventuellement les racines des plantes à l'apport minéral et génère une nappe phréatique perchée (Payette, 2001). Puisqu'ils bénéficient d'un apport minéral réduit (particulièrement en calcium), les bogs sont plus acides que les fens. Dominée par les sphaignes et comportant un flux d'eau restreint, la végétation associée à ce type de tourbière est moins diversifiée que celle des fens (Gorham and Janssens, 1992; Zoltai and Vitt, 1995).

Si les tourbières se structurent verticalement révélant à travers leur stratigraphie une succession d'environnements passés, elles démontrent également une organisation en surface. Malgré qu'il n'y ait pas unanimité quant à l'origine de cette structuration (facteurs internes à la tourbière, soient autogènes ou facteurs externes à la tourbière, soient allogènes), ces écosystèmes présentent un patron de surface de microformes appelés biotopes. Cette

microtopographie prend la forme d'une succession de microenvironnements présentant des caractéristiques floristiques et hydrologiques qui leur sont propres. Les cinq principaux biotopes qui caractérisent les tourbières sont les buttes, les platières, les dépressions, les lanières et les mares (Charman, 2002). Enfin, de par leur capacité à accumuler la matière organique, les tourbières jouent un rôle important dans le cycle du carbone. Or, si elles représentent un puits de carbone par la matière organique accumulée, les tourbières sont également une source de méthane par la matière organique décomposée (Crill *et al.*, 1988). De plus, les tourbières sont des écosystèmes sensibles aux changements environnementaux. Des modifications des conditions hydro-climatiques influencent fortement la direction et la force des flux, pouvant faire passer une tourbière de puits à source de dioxyde de carbone (CO₂) et augmenter la magnitude de la source de méthane. Le cycle du carbone des tourbières a été reconnu comme vulnérable face au changement climatique (IPCC, 2007a)

2.2 Dynamique du méthane

La concentration du méthane dans l'atmosphère est estimée à 4 850 Tg ($\pm 5\%$). Il y représente ainsi le deuxième gaz à effet de serre modifié par l'homme en importance après le CO₂ (IPCC, 2001, 2007b). La durée de vie du méthane dans l'atmosphère a été estimée à 8,4 ans (IPCC, 2001) alors que celle du CO₂ est hautement variable mais peut être approximée à 300 ans (Archer, 2005). Malgré une baisse notable du taux d'accroissement du méthane dans l'atmosphère au cours des trois dernières décennies (Heimann, 2011), les mesures atmosphériques effectuées ont tout de même démontré une augmentation des concentrations de méthane de l'ordre de 13% entre 1978 et 1999 (Cunnold *et al.*, 2002; Dlugokencky *et al.*, 2009). Les concentrations de méthane atmosphériques se sont ensuite stabilisées entre 1999 et 2006 mais ont ensuite connu une augmentation de 8.3 ± 0.6 ppb en 2007, puis de 4.4 ± 0.6 ppb en 2008 (Dlugokencky *et al.*, 2009).

La présence du méthane dans l'atmosphère génère d'importantes implications au niveau climatique. En effet, étant donné sa capacité élevée à absorber les radiations

infrarouges (Lashof and DiIip, 1990; Lelieveld *et al.*, 1998), le méthane présente un potentiel de réchauffement global (PRG) 25 fois plus élevé que le CO₂ sur une échelle de 100 ans (Lelieveld *et al.*, 1998; Wuebbles and Hayhoe, 2002; IPCC, 2007b). De plus, l'oxydation du méthane en CO₂ constitue un ajout important à la concentration en carbone dans l'atmosphère (Wuebbles and Tamareisis, 1993). Le méthane agit également au niveau de la chimie atmosphérique. En réagissant avec les radicaux d'hydroxyle dans la troposphère, celui-ci a pour effet de réduire leur propriété oxydante et inhibe leur capacité à éliminer les polluants tels que les chloro-fluoro carbonés (CFC) (Le Mer and Roger, 2001). Le méthane contrôle également la quantité de chlore, de vapeur d'eau et d'ozone dans l'atmosphère (Khalil, 1993; Wuebbles and Tamareisis, 1993; Le Mer and Roger, 2001).

Si l'estimation de la source globale de méthane présente peu d'incertitude, la quantification de l'apport des différentes sources de méthane est plus ardue. D'une part, l'importante variabilité spatiotemporelle des sources de méthane contribue à augmenter l'incertitude des mesures et d'autre part, la variabilité des méthodes d'estimation utilisées entraîne un large éventail de résultats. Mikaloff-Fletcher (2004) a estimé l'apport des milieux humides à l'atmosphère à 260 Tg CH₄ a⁻¹. Wuebbles et Hayhoe (2002) ont estimé quant à eux l'apport des milieux humides à 100 Tg CH₄ a⁻¹ en déterminant un taux d'émission de méthane moyen à partir de plusieurs taux d'émission mesurés à travers le Globe. Enfin, Lelieveld *et al.* (1998) ont estimé les émissions de méthane vers l'atmosphère à 145 ±30 Tg CH₄ a⁻¹ à l'aide d'un modèle 3D de transport chimique dans la troposphère.

Malgré la variabilité des estimés, les milieux humides sont reconnus comme étant la plus importante source individuelle de méthane (IPCC, 2007b). En effet, les caractéristiques intrinsèques des tourbières, soient une nappe phréatique près de la surface de la tourbe et un substrat composé de matière organique favorisent la production et le transport du méthane vers l'atmosphère et limitent son oxydation. Ainsi, depuis 20 ans, de nombreuses études se sont penchées sur le cycle biogéochimique du CH₄ des tourbières (Moore and Knowles,

1989; Roulet *et al.*, 1992; Kettunen *et al.*, 1996; Waddington *et al.*, 1996; Nilsson *et al.*, 2001; Bubier *et al.*, 2005; Strack and Waddington, 2007).

Le méthane émis à la surface des tourbières résulte de la combinaison de trois processus : la production, l'oxydation et le transport du méthane (Segers, 1998). D'une part la production du méthane prend place dans le catotelme, soit la couche inférieure de la tourbe qui se trouve en permanence sous la nappe phréatique. D'autre part, l'oxydation du méthane se produit dans l'acrotelme, couche de surface qui se trouve au-dessus du catotelme et où se produisent les fluctuations de la nappe phréatique et la décomposition. Enfin, son transport vers l'atmosphère s'exécute par diffusion et ébullition à travers la tourbe et les structures végétales (Segers, 1998)

2.2.1 Production du méthane

La production de méthane des tourbières résulte de la décomposition de la matière organique en conditions anaérobies par plusieurs types de bactéries, notamment les bactéries méthanogènes du domaine des archéens (Boone, 1993). En effet, la production de méthane est le résultat de l'action successive de quatre types de bactéries formant une chaîne alimentaire permettant de transformer des molécules complexes en composantes simples réutilisables par les bactéries méthanotrophes situées à la fin de cette chaîne (Boone, 1993; Segers, 1998; Whalen, 2005).

Une série de réactions sont nécessaires afin de dégrader totalement la matière organique et produire du CH_4 , soit la forme de carbone la plus réduite (Garcia *et al.*, 2000). Dans un premier temps, une microflore hydrolytique effectue l'hydrolyse des polymères biologiques (polysaccharides) en monomères (Garcia *et al.*, 2000; Le Mer and Roger, 2001). Les monomères sont ensuite convertis en acides gras volatiles par des bactéries fermentatives

pendant le processus d'acidogénèse et des microorganismes syntrophiques ou homoacétogéniques procèdent à la production d'acétate via le processus d'acetogénèse (Garcia *et al.*, 2000; Le Mer and Roger, 2001). Enfin, la méthanogénèse est opérée par les bactéries méthanogènes. Ces dernières sont particulièrement actives dans les substrats d'acétate et d'hydrogène puisque leur composé simple stimule leur croissance (Boone, 1993; Segers, 1998; Garcia *et al.*, 2000). Ainsi, dans les milieux d'eau douce, le méthane est formé soit à partir de la dissimilation de l'acétate (voie de l'acétate) ou par la réduction du bicarbonate (voie de l'hydrogène) selon la température et la disponibilité de certains éléments dans le substrat (Vasander and Kettunen, 2006). À l'aide d'isotopes de C, des études ont pu démontrer que la voie de l'acétate est dominante dans les milieux tourbeux (Chanton *et al.*, 1995; Ström *et al.*, 2003).

Les bactéries méthanogènes étant strictement anaérobiques, l'anaérobie est le premier facteur qui limite la production de méthane (Boone, 1993; Segers, 1998; Garcia *et al.*, 2000; Coles and Yavitt, 2002). La disponibilité de certains éléments dans le substrat joue également un rôle limitant pour la production de méthane étant donné que seuls les substrats d'acétate et d'hydrogène peuvent être utilisés par les bactéries méthanogènes. Plusieurs études ont également démontré que la qualité du substrat limite la méthanogénèse. Une augmentation de la production de méthane a été mesurée avec l'ajout d'acétate, de H₂, d'éthanol, de glucose ou d'acide tannique à des échantillons de tourbe (Williams and Crawford, 1984; Amaral and Knowles, 1994; Valentine *et al.*, 1994; Yavitt *et al.*, 1997; Bergman *et al.*, 1998; Coles and Yavitt, 2002; Yavitt and Seidman-Zager, 2006). Ainsi, la production de méthane augmente avec la disponibilité de matière organique labile. Basiliko et Yavitt (2001) ont montré que l'ajout de cations et de métaux traces augmente également l'activité des bactéries méthanogènes. Enfin, la présence d'autres accepteurs d'électrons a pour effet de réduire la méthanogénèse, les bactéries méthanogènes étant de faibles compétiteurs (Achnich *et al.*, 1995).

Nombres d'études ont présenté une augmentation de l'activité des bactéries avec la température de la tourbe (Dunfield *et al.*, 1993; Valentine *et al.*, 1994; Boon and Mitchell, 1995; Yavitt *et al.*, 1997; Bergman *et al.*, 1998). Toutefois, les données associées à cette relation montrent une importante variabilité. Avec des échantillons de 12 tourbières d'Amérique du nord, Yavitt *et al.* (1997) ont enregistré des valeurs de coefficient de température (Q_{10}) variant de 1.1 à 4.5. Dunfield *et al.* (1993) ont mesuré des valeurs de Q_{10} de 5,3 à 16 pour des échantillons de sols tourbeux tempérés et subarctiques et Valentine *et al.* (1994) ont rapporté des valeurs de Q_{10} entre 1,7 et 4,7 avec des échantillons en provenance des basses-terres de la baie d'Hudson. Boone (1993) a estimé que la température optimale pour la croissance des bactéries méthanogènes variait entre 20°C et 65°C selon les espèces alors que Garcia *et al.* (2000) fait mention de températures entre 4 et 100°C. En milieu tourbeux subarctique, Dunfield *et al.* (1993) ont mesuré une température de 25°C pour une production optimale.

2.2.2 Oxydation du méthane

L'oxydation du méthane résulte de l'action d'un seul type de bactérie, soit les méthanotrophes (ou méthylotrophes), du sous-groupe des eubactéries (Hanson and Hanson, 1996). Contrairement aux bactéries méthanogènes, les bactéries méthanotrophes sont généralement aérobies (certains cas d'oxydation anaérobique ont été observés en environnement marin mais leur occurrence dans les tourbières est incertaine) (Whalen, 2005). Ces dernières utilisent des composés simples du carbone comme source d'énergie et de croissance (Hanson and Hanson, 1996). Ainsi, les bactéries méthanotrophes oxydent séquentiellement le CH_4 en méthanol (CH_3OH), formaldéhyde (HCHO), formate (HCOOC) et enfin en CO_2 (Whalen, 2005).

L'oxydation du méthane joue un rôle prédominant en contrôlant la quantité de méthane émis vers l'atmosphère. Cependant, les méthodes pour déterminer la quantité de méthane oxydé *in situ* sont toujours en cours de développement (Segers, 1998). À partir de la

compilation de données de multiples études, Segers (1998) a estimé qu'entre 1 et 90% du méthane produit pourrait être consommé par les bactéries méthanotrophes dans l'acrotelme ou dans la partie oxygène qui entoure la rhizosphère. Whalen (2005) a évalué que 20 à 40 % du méthane produit est ultérieurement oxydé dans la rhizosphère alors que King *et al.* (1990) ont estimé à 91% la part de méthane oxydée dans l'acrotelme.

L'action des bactéries méthanotrophes est influencée dans un premier temps par la disponibilité du CH₄ et de l'oxygène (Bender and Conrad, 1995; Duc *et al.*, 2010). Par ailleurs, les bactéries méthanotrophes répondent également aux changements de température, la température optimale se situant à 25°C malgré que le processus peut également être actif sous de basse (0-10°C) et hautes températures (35°C) (Bender and Conrad, 1995). Selon Hanson et Hanson (1996), la réponse des bactéries méthanotrophes à la température dépend du type de substrats, démontrant ainsi que ces dernières s'adaptent à différentes gammes de température. Les coefficients de température compilés par Whalen (2005) à partir de quatre études présentent une gamme de Q₁₀ se situant entre 1,8 et 2,9 et confirment que le contrôle de la température sur les bactéries méthanotrophes est moins important que pour les bactéries méthanogènes (Dunfield *et al.*, 1993).

2.2.3 Transport du méthane

Trois mécanismes sont à l'origine du transport du méthane vers l'atmosphère, soit l'ébullition, la diffusion à travers la tourbe ou la diffusion à travers les structures végétales. Lorsque la nappe phréatique se trouve sous la surface de la tourbe, la diffusion représente le mécanisme de transport dominant alors que lorsque la nappe phréatique se trouve au-dessus ou au même niveau que la surface, les mécanismes d'ébullition et de transport par les plantes sont plus importants (Bubier and Moore, 1994).

Lorsque le méthane est produit dans le catotélme, il est ensuite dirigé par diffusion moléculaire vers l'acrotélme avant d'être libéré vers l'atmosphère. La diffusion est plus lente dans le catotélme et devient plus rapide dans l'acrotélme, au-dessus de la nappe phréatique (Walter and Heimann, 2000). La diffusion du méthane s'effectue selon l'équation suivante, basée sur la loi de la diffusion de Ficks (Équation 1) (Lai, 2009) :

$$J(C, z) = -D \frac{dC}{dz}$$

Où : $J(C, z)$ est le flux diffusif de CH_4 en $\text{mol cm}^2\text{s}^{-1}$

D est le coefficient de diffusion (cm^2s^{-1})

C est la concentration de CH_4 (mol cm^3)

z est la profondeur de la tourbe (cm)

Équation 1 Diffusion du méthane à travers la tourbe (Loi de Ficks)

La diffusion à travers les structures des plantes est un processus par lequel le transport du CH_4 est favorisé grâce au tissu aérénchyme de certains végétaux. On nomme aérénchyme l'espace interne de ventilation des gaz que développent certains végétaux pour l'aération de leurs organes submergés (Brix *et al.*, 1992; Joabsson *et al.*, 1999). La plante agit donc tel un conduit permettant au CH_4 de passer de la rhizosphère vers l'atmosphère (Whiting and Chanton, 1992; Waddington *et al.*, 1996; Joabsson *et al.*, 1999). De plus, certaines espèces émettent à travers un mécanisme de flux convectif. La différence de température et de pression de la vapeur d'eau entre les structures internes de la plante et son environnement extérieur génère une pression qui entraîne un flux convectif des gaz entre les feuilles et les rhizomes. Ce flux est éventuellement évacué vers l'atmosphère à travers les rhizomes et les feuilles plus vieilles (Brix *et al.*, 1992). Pendant cette convection, le CH_4 produit dans la rhizosphère peut être rapidement évacué vers l'atmosphère (Joabsson *et al.*, 1999).

L'ébullition est le processus selon lequel des gaz contenus dans la tourbe sont relâchés vers l'atmosphère sous forme de bulles. Étant donnée les fortes concentrations des bulles en méthane, ce mécanisme joue un rôle déterminant dans la dynamique biogéochimique des tourbières (Strack *et al.*, 2005; Tokida *et al.*, 2007). Malgré qu'elles traversent l'acrotelme, les bulles atteignent directement l'atmosphère sans être oxydées par les méthanotrophes étant donnée la vitesse de leur mouvement et leur faible solubilité (Boone, 1993; Glaser and Chanton, 2009). Lorsque la pression partielle de tous les gaz dissous est supérieure à la pression hydrostatique de la tourbe, les gaz dissous forment des bulles (Kellner *et al.*, 2005; Strack *et al.*, 2005). Ces bulles s'attachent aux pores de la tourbe jusqu'à ce qu'elles grandissent et soient trappées (Kellner *et al.*, 2005). L'ébullition peut alors être déclenchée par une hausse de la température (Fechner-Levy and Hemond, 1996; Kellner *et al.*, 2006; Waddington *et al.*, 2009), une baisse de la pression hydrostatique causée par un abaissement de la nappe phréatique (Bellisario, 1999; Strack *et al.*, 2005; Treat *et al.*, 2007) ou une baisse de la pression atmosphérique (Strack *et al.*, 2005; Kellner *et al.*, 2006; Tokida *et al.*, 2007; Waddington *et al.*, 2009).

2.2.4 Relations entre les facteurs environnementaux et les émissions de méthane

La balance entre la production et l'oxydation du méthane lorsque conjuguée au transport de ce dernier permet d'expliquer les flux de CH₄ émis vers l'atmosphère. Parmi les facteurs principaux influençant l'équilibre de ces trois processus, sont fréquemment cités la profondeur de la nappe phréatique, la température de la tourbe, la disponibilité et la qualité du substrat, le type de végétation et la biomasse. Plusieurs études ont travaillé à déterminer les variables contrôlant les émissions de méthane des tourbières (Dise *et al.*, 1993; Valentine *et al.*, 1994; Moosavi and Crill, 1997; Bellisario *et al.*, 1999; Joabsson *et al.*, 1999; Frenzel and Karofeld, 2000; Updegraff *et al.*, 2001; Christensen *et al.*, 2003a; Treat *et al.*, 2007; Strack and Waddington, 2008; White *et al.*, 2008). Or, l'importante variabilité spatiotemporelle des flux de CH₄ entre les sites et à l'intérieur de ceux-ci ainsi que les interrelations entre les variables environnementales entraînent de larges incertitudes.

La microtopographie des tourbières joue un rôle déterminant dans la variabilité des flux. Plusieurs auteurs ont en effet mesuré les flux de méthane par biotope afin de documenter cette variabilité (Moore and Knowles, 1990; Bubier *et al.*, 1993a; Bubier *et al.*, 1993b; Christensen, 1993; Moore *et al.*, 1994; Shannon and White, 1994; Bubier, 1995; Waddington and Roulet, 1996; Alm *et al.*, 1997; Daulat and Clymo, 1998; MacDonald *et al.*, 1998; Bellisario, 1999; Frenzel and Karofeld, 2000; Kettunen, 2003; Strack *et al.*, 2004; Pelletier *et al.*, 2007; Treat *et al.*, 2007). Dans le but d'évaluer la variabilité interannuelle, certaines études se sont étalées sur plusieurs années. Les variabilités intra-annuelle et interannuelle sont généralement attribuées à des changements dans les paramètres hydro-climatiques (Christensen, 1993; Moore *et al.*, 1994; Shannon and White, 1994; Waddington and Roulet, 1996; Strack *et al.*, 2004; Pelletier *et al.*, 2007; Turetsky *et al.*, 2008).

Les bactéries méthanogènes étant de strictes anaérobies, le méthane doit être produit en condition anoxique, soit dans le catotélme. Une fois produit, le méthane est diffusé vers l'atmosphère et traverse la zone oxic (acrotélme) où une partie sera oxydée en CO₂ par les bactéries méthanotrophes. L'épaisseur de l'acrotélme et donc, la profondeur de la nappe phréatique, influencent la part de méthane oxydé. La production maximale du méthane se situe à 12 cm sous la nappe phréatique alors que l'oxydation maximale est dépendante de la profondeur de la nappe phréatique (Sundh *et al.*, 1994). Plusieurs études en laboratoire et sur le terrain ont observé une hausse des flux de méthane liée à une nappe phréatique qui se rapproche de la surface de la tourbe (Moore and Knowles, 1989; Roulet *et al.*, 1992; Moore and Roulet, 1993; Moore *et al.*, 1994; Aerts and Ludwig, 1997; Moosavi and Crill, 1997; Daulat and Clymo, 1998; MacDonald *et al.*, 1998; Strack *et al.*, 2006b; Pelletier *et al.*, 2007; Turetsky *et al.*, 2008). Cependant, d'autres travaux ont montré une inversion ou une absence de relation dans les tourbières plus humides ou encore lorsque la nappe phréatique présentait peu de variations (Moore *et al.*, 1994; Shannon and White, 1994; Kettunen *et al.*, 1996; Moosavi and Crill, 1997; Bellisario *et al.*, 1999).

La température de la tourbe influence également la production et l'oxydation du méthane. Toutefois, les valeurs Q_{10} associées à la production de méthane sont plus élevées que celles associées à l'oxydation. Une augmentation de la température entraîne une augmentation plus prononcée de la production de méthane et génère un accroissement des émissions vers l'atmosphère (Shannon and White, 1994; Kettunen *et al.*, 1996; Daulat and Clymo, 1998; Treat *et al.*, 2007; Turetsky *et al.*, 2008). De plus, une augmentation de la température favorise le transport du CH_4 par flux convectif à travers les structures végétales en augmentant la différence de température entre les structures internes des plantes et l'atmosphère (Joabsson *et al.*, 1999). Fechner-Levy et Hemond ont également observé un accroissement des flux par ébullition lié à une température de la tourbe plus élevée. Néanmoins, Macdonald *et al.* (1998) ont observé une inversion de ce phénomène dans des buttes d'une tourbière en Écosse qu'ils ont associé à une activité recrudescence des communautés méthanotrophes qui oxydent le méthane produit.

La composition de la végétation a aussi été identifiée comme étant un facteur d'influence pour les flux de méthane autant au niveau de la production que du transport de celui-ci. D'une part, la végétation alimente la méthanogénèse en fournissant un substrat de matière organique fraîche et labile par la litière déposée et les exsudats racinaires et plusieurs études ont observé une corrélation positive entre production primaire des plantes vasculaires et les émissions de méthane (Whiting *et al.*, 1991; Whiting and Chanton, 1992; Whiting and Chanton, 1993). D'autre part, d'autres études ont reconnu un lien entre la biomasse des cypéracées et les émissions de méthane (Whiting and Chanton, 1992; Bubier, 1995; Waddington and Roulet, 1996; Bellisario, 1999; Van den Pol-van Dasselaar *et al.*, 1999; Christensen *et al.*, 2003b; Strack *et al.*, 2006b; Pelletier *et al.*, 2007). Le tissu aérénchyme des cypéracées est reconnu pour agir comme un conduit favorisant le transport du méthane de la couche anoxique de la tourbe vers l'atmosphère. En réduisant le temps de résidence dans la zone oxygène de la tourbe, une quantité moindre de CH_4 est oxydée avant d'atteindre l'atmosphère. La biomasse des cypéracées est donc positivement corrélée aux flux de méthane. Waddington *et al.* (1996) et Joabsson *et al.* (1999) ont nuancé la contribution des végétaux aux flux de méthane puisque le transport de l'oxygène de l'atmosphère vers la

rhizosphère peut aussi avoir pour conséquence de diminuer la production du méthane par les bactéries méthanogènes qui sont strictement anaérobiques. Les bactéries méthanotrophes se trouvent alors stimulées par la présence d'oxygène favorisant par le fait même l'oxydation du méthane (Waddington *et al.*, 1996).

Certains travaux se sont également penchés sur les émissions de méthane en provenance des mares (Bartlett *et al.*, 1992; Hamilton *et al.*, 1994; Pelletier *et al.*, 2007; McEnroe *et al.*, 2009) alors que ces dernières sont plus élevées que celles en provenance des milieux terrestres. Hamilton *et al.* (1994) ont mesuré des flux moyens 3 fois plus élevés dans les mares que dans les milieux terrestres d'un bog des basses-terres de la baie d'Hudson et des flux 20 fois plus élevés dans des fens de la même région. Il attribue ce phénomène à différents taux de production/oxydation étant donné l'absence de zone oxic dans les mares permettant ainsi une émission directe du méthane produit. En observant une baisse des flux de méthane avec une radiation photosynthétiquement active croissante, ces auteurs ont aussi suggéré que l'activité méthanotrophe pourrait être stimulée par l'oxygène produit photosynthétiquement. D'autres études ont établi une corrélation négative entre la taille et la profondeur des mares et les flux de méthane (Bartlett *et al.*, 1992; Pelletier *et al.*, 2007; McEnroe *et al.*, 2009). Cette relation est attribuée au taux de décomposition qui est moins important dans les mares profondes (plus vieilles) que dans les mares peu profondes. Bartlett *et al.* (1992) ont aussi trouvé une corrélation positive entre la présence de végétation dans les mares et les flux de CH₄, suggérant que ces dernières permettent un transport plus efficace entre la zone de production et l'atmosphère.

2.3 Dynamique du dioxyde de carbone

Tout comme le taux de méthane, le taux de dioxyde de carbone (CO₂) est en constant accroissement dans l'atmosphère. En effet, la concentration de CO₂ dans l'atmosphère a connu une augmentation de 36% depuis les 250 dernières années passant de 275-285ppm à l'ère préindustrielle à 379ppm en 2005 (IPCC, 2007b) puis à 391,8 ppm en 2011

(NOAA/ESRL, 2011). Malgré que son potentiel de réchauffement global soit moins important que celui du méthane, le dioxyde de carbone possède une capacité de forçage radiatif (soit une capacité d'absorber de l'énergie par unité de temps et d'espace donné) de 1,66 par rapport à 0,48 pour le méthane (IPCC, 2007b). Le CO₂ contribue également à l'effet de serre par son augmentation dans l'atmosphère qui est 200 fois plus importante que le méthane (IPCC, 2007b).

Gorham (1991) a estimé que les tourbières boréales stockent le tiers du carbone globalement contenu dans les sols, soit 455Pg. Plus récemment, Turunen *et al.* (2002) ont évalué ce stock à 270-370Pg. Les travaux récents de Yu *et al.* (2010) ont réévalué le stock de carbone à 473-621Gt. MacDonald *et al.* (2006) a démontré que le développement de la tourbe a contribué à une réduction du CO₂ atmosphérique de l'ordre de 7ppmv entre 11-8 ka, correspondant à un refroidissement net de -0.2 à -0.5W m⁻² (Frolking and Roulet, 2007).

Toutefois, les tourbières émettent également du CO₂ via les mécanismes de respiration et de minéralisation. Or, la balance entre l'absorption et l'émission du CO₂ des tourbières est particulièrement instable car ces dernières sont sensibles aux changements des conditions hydro-climatiques influençant une conversion de puits à source par l'augmentation de la respiration ou par la diminution de la productivité (Joiner *et al.*, 1999; Cox *et al.*, 2000; Griffis *et al.*, 2000). La différence entre la quantité de CO₂ absorbée et émise est mince puisqu'environ 90% du carbone absorbé par les tourbières est ensuite relâché vers l'atmosphère (Silvola *et al.*, 1996). Enfin, la diversité des réponses possibles rend les prédictions pour le moins incertaines en ce qui concerne l'avenir des tourbières dans un contexte de changement climatiques (Gorham, 1991; Moore *et al.*, 1998).

2.3.1 Échange écosystémique net

Le dioxyde de carbone est absorbé via le processus de photosynthèse de la végétation alors qu'il est relâché vers l'atmosphère à travers la respiration autotrophe et hétérotrophe. L'échange écosystémique net (ÉÉN) qui permet de caractériser un écosystème comme un puits ou une source correspond à la différence entre ces deux processus (Moore, 2001). L'échange écosystémique net est décrit de la façon suivante (Équation 2) :

$\text{ÉÉN} = \text{PSN} - \text{R}$ <p>Où: PSN représente la photosynthèse par les plantes</p> <p>R représente la respiration autotrophe et hétérotrophe de l'écosystème.</p>
--

Équation 2 Calcul de l'échange écosystémique net

L'ÉÉN peut être mesuré sur le terrain par deux méthodes soit celle des chambres statiques (Crill, 1991; Moore and Dalva, 1993; Bubier *et al.*, 1998; Froking *et al.*, 2002; Moore *et al.*, 2002; Bubier *et al.*, 2003a) ou celle des tours automatisées mesurant la covariance des turbulences (Eddy Covariance ou EC) (Fan *et al.*, 1992; Aurela *et al.*, 1998; Froking *et al.*, 1998; Joiner *et al.*, 1999; Aurela *et al.*, 2001, 2002; Froking *et al.*, 2002; Aurela *et al.*, 2004; Aurela *et al.*, 2007; Pelletier *et al.*, 2011). La première méthode permet d'obtenir des mesures d'ÉÉN à l'échelle du biotope et durant des périodes déterminées alors que la deuxième permet de mesurer l'ÉÉN en continu et à l'échelle de l'écosystème. Ces deux méthodes obtiennent des résultats semblables mais peuvent être utilisées de façon complémentaires afin de raffiner l'interprétation (Bellisario, 1998; Froking *et al.*, 1998).

2.3.2 Absorption du CO₂

L'absorption du dioxyde de carbone par la végétation est directement liée à la photosynthèse, processus par lequel l'énergie solaire est convertie en énergie chimique et permettant l'élaboration de composantes organiques à partir de composantes inorganiques. À

l'aide de l'énergie tirée de la fixation de la lumière, le CO₂ est fixé pour être transformé en composés organiques complexes (Barbault, 2000). La photosynthèse est donc directement influencée par la quantité de lumière reçue, soit la radiation photosynthétiquement active (RPA) ou flux photonique photosynthétique. Afin de documenter cette relation, plusieurs études ont créé des courbes ÉÉN/RPA qui permettent d'évaluer la variation de l'échange écosystémique net dans différentes conditions de luminosité. L'élaboration de ces courbes a permis de déterminer que les tourbières se transforment en puits de CO₂ à partir de 200 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$, seuil que l'on nomme point de compensation (Moore, 2001; Vasander and Kettunen, 2006). Par ailleurs, l'absorption photosynthétique atteint des valeurs maximales lorsque la radiation photosynthétiquement active est supérieure à 1000-1500 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ (Bubier *et al.*, 1998; Moore, 2001).

La courbe ÉÉN/RPA varie selon le type de tourbières, les bogs obtenant des valeurs d'absorption et de respiration beaucoup plus faibles que les fens riches alors que les fens pauvres occupent une position intermédiaire (Bubier *et al.*, 1998; Frohling *et al.*, 1998; Moore, 2001). Cette différence a été attribuée à la production primaire nette plus importante dans les fens que dans les bogs qui s'explique par la plus grande disponibilité des nutriments dans les fens (Frohling *et al.*, 1998; Gerdol *et al.*, 2010). La variété des réponses selon le type de plantes s'applique également à la relation avec le pH, la profondeur de la nappe phréatique ainsi qu'à la température. Par exemple, la productivité des sphaignes est plus élevée en environnement humide et frais (Wieder, 2006) alors que les espèces arborescentes connaissent une meilleure croissance en milieu sec (Szumigłaski and Bayley, 1997) et que la production des espèces herbacées présente une corrélation avec la nappe phréatique et le pH (Szumigłaski and Bayley, 1997; Bubier *et al.*, 2003a).

2.3.3 Respiration

Les émissions de CO₂ vers l'atmosphère sont le résultat de la respiration autotrophe, et de la décomposition aérobie et anaérobie de la matière organique. Toutefois, les méthodes

d'échantillonnage ne permettent pas de distinguer la contribution de chacun de ces processus *in situ*. Le taux de décomposition de la matière organique dans les tourbières est faible lorsque comparé à celui d'autres écosystèmes terrestres. Les conditions d'anaérobie créées par la nappe phréatique élevée, l'acidité générée par les sphaignes et les faibles températures annuelles contribuent au faible taux de décomposition dans les tourbières. Toutefois, un changement dans la dynamique hydro-climatique peut aisément modifier ce taux.

Plusieurs auteurs ont mesuré une augmentation du CO₂ émis par les tourbières avec une augmentation de la température de l'air et de la tourbe (Moore and Dalva, 1993; Yavitt *et al.*, 1993; Bubier *et al.*, 1998; Christensen *et al.*, 1998; Waddington *et al.*, 1998; Updegraff *et al.*, 2001; Bubier *et al.*, 2003a). Nombre d'études mentionnent une hausse de la respiration liée à une nappe phréatique plus profonde. Ce phénomène est associé à une hausse de la décomposition aérobie (Moore and Knowles, 1989; Moore and Dalva, 1993; Aerts and Ludwig, 1997; Bubier *et al.*, 1998; Christensen *et al.*, 1998; Waddington *et al.*, 1998).

2.3.4 Variabilité spatio-temporelle des flux de CO₂

L'échange écosystémique net représente la balance entre le CO₂ absorbé par la photosynthèse et le CO₂ émis par la respiration et la décomposition. Il est principalement influencé par la température de l'air et de la tourbe, la profondeur de la nappe phréatique et la composition de la végétation. Toutefois, il est ardu de déterminer l'effet direct des variables environnementales sur l'ÉÉN étant donné qu'il résulte de la balance entre deux processus. Ainsi, une baisse de la nappe phréatique peut avoir pour effet une hausse de la respiration mais aussi une hausse de la photosynthèse en annulant alors les effets (Limpens *et al.*, 2008). Griffis *et al.* (2000) et Pelletier *et al.* (2011) ont mentionné que le processus d'absorption du CO₂ dans les tourbières est plus variable que celui de la respiration.

L'échange écosystémique net présente une importante variabilité spatio-temporelle. La variabilité temporelle peut s'exprimer (1) quotidiennement selon le cycle diurne de la radiation photosynthétiquement active, (2) saisonnièrement selon les conditions météorologiques et le stade de développement des végétaux et (3) de façon interannuelle selon les conditions climatiques (Alm *et al.*, 1997; Joiner *et al.*, 1999; Griffis *et al.*, 2000; Bubier *et al.*, 2003a; Bubier *et al.*, 2003b). La variabilité intrannuelle et interannuelle a été attribuée notamment aux changements des conditions hydroclimatiques. En effet, l'étude d'un fen boréal a montré que sous des conditions fraîches et humides, la tourbe pourrait agir comme un puits de CO₂ comme une source pendant une année chaude et sèche (Shurpali *et al.*, (1995). D'autres études ont montré que le moment et la rapidité du dégel et de la sénescence des végétaux jouaient également un rôle important dans le budget annuel de CO₂ d'une tourbière (Lafleur *et al.*, 1997; Bubier *et al.*, 1998; Joiner *et al.*, 1999; Griffis *et al.*, 2000; Aurela *et al.*, 2004). Ainsi, dans un complexe tourbeux du Manitoba boréal, le printemps hâtif et chaud (1996) a influencé le processus de respiration du sol qui a repris avant que l'activité photosynthétique ne soit réactivée, entraînant des émissions nettes de CO₂ vers l'atmosphère (Bubier *et al.*, 1998). De plus, une sénescence hâtive associée aux conditions plus sèches a aussi diminué la durée de la saison de croissance et ainsi joué un rôle important dans le budget annuel du complexe tourbeux (Bubier *et al.*, 1998).

Si la majeure partie des échanges de dioxyde de carbone ont lieu durant la saison de croissance de la végétation, du CO₂ est émis par les tourbières en période hivernale (Dise, 1993; Brooks *et al.*, 1997; Alm *et al.*, 1999a; Fahnestock *et al.*, 1999; Aurela *et al.*, 2002; Heikkinen *et al.*, 2002a; Lafleur *et al.*, 2003). Des émissions de dioxyde de carbone sont possibles à travers le couvert de neige et le sol gelé puisque les propriétés isolantes de la tourbe et du couvert de neige permettent de conserver une température favorisant l'activité microbienne anaérobie sous la couche gelée (Brooks *et al.*, 1997; Alm *et al.*, 1999a; Fahnestock *et al.*, 1999). Fahnestock *et al.* (1999) ont calculé des émissions moyennes de 233

mg CO₂ m⁻²j⁻¹ en Alaska alors que Aurela *et al.* (2002) ont obtenu un flux moyen de 570 mg CO₂ m⁻²j⁻¹ dans un fen du nord de la Finlande pour un budget hivernal total de 105g CO₂ m⁻². Aurela *et al.* (2002) ont aussi observé un lien entre la température de la tourbe et le flux de respiration hivernale alors que Brooks *et al.* (1997) ont obtenu une corrélation positive entre la respiration et l'épaisseur et la durée du couvert de neige, un couvert neigeux épais et durable protégeant le sol des températures extrêmes et favorisant une certaine activité microbienne. Alm *et al.* (1999a) ont calculé que les émissions hivernales contribuent jusqu'à 25% des émissions annuelles dans le cas des bog et 14% dans le cas des fens alors qu'Aurela *et al.* (2002) ont évalué que l'omission des flux hivernaux à un budget annuel de dioxyde de carbone mène à surestimer la balance de 150%.

Enfin, comme pour le méthane, la variabilité spatiale de l'échange écosystémique net s'exprime aussi à travers la microtopographie. De plus, plusieurs auteurs ont également étudié la dynamique des flux de dioxyde de carbone dans les mares (Hamilton *et al.*, 1994; Waddington and Roulet, 1996; Macrae *et al.*, 2004). Les émissions de CO₂ sont le fruit de la décomposition aérobie et anaérobie des sédiments tourbeux au fond de la mare ainsi que de la respiration d'organismes autotrophes (Kling *et al.*, 1991). Nombre d'études ont mesuré des flux de CO₂ vers l'atmosphère plus élevés dans les mares que dans les milieux terrestres étant donné leur faible capacité d'absorption (Hamilton *et al.*, 1994; Waddington and Roulet, 1996; Macrae *et al.*, 2004; McEnroe *et al.*, 2009). Hamilton *et al.* (1994) ont ainsi mesuré une perte moyenne nette vers l'atmosphère de 3600 mg m⁻²j⁻¹ dans une tourbière ombrotrophe des basses-terres de la baie d'Hudson contrastant avec les flux mesurés sur les portions terrestres dont la moyenne était une absorption par la tourbière de 3000 mg m⁻²j⁻¹. Une importante variabilité spatiotemporelle des flux de dioxyde de carbone en provenance des mares a également été observée par Macrae *et al.* (2004) et par McEnroe *et al.* (2009). Macrae *et al.* (2004) ont obtenu une corrélation entre la connectivité hydrologique des mares et les flux de CO₂ puisque les événements de tempête ont favorisé une reconnexion entre les compartiments aquatiques et entraîne une hausse de la concentration de CO₂ dans l'eau. McEnroe *et al.* (2009) ont observé une corrélation entre la profondeur des mares, les flux des mares peu profondes (0,3-0,45m) étant 1 à 4 fois plus élevés que les flux des mares profondes

(0,75m). Waddington et Roulet (1996) ont observé une baisse des flux vers l'atmosphère dans les mare peu profondes lors de périodes plus sèches puisque l'abaissement de la nappe favorise la colonisation de la végétation

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE

3.1 Installations préalables à l'échantillonnage

Afin de minimiser le temps de déplacement entre les sites, les biotopes choisis ont été concentrés dans l'aile nord de la tourbière Abeille (figure 3.1). Sept biotopes terrestres et deux mares furent sélectionnés pour l'échantillonnage (tableau 1.1). Les biotopes terrestres sont caractérisés par une nappe phréatique et des assemblages de végétation distincts alors que les mares se distinguent par leurs profondeurs respectives de 36-43cm et 75-95cm. Pour chacun des biotopes terrestres, deux collets furent installés dans la tourbe. Le nombre de collets pouvant être échantillonnés chaque jour présentant une contrainte de temps, la mesure de la variabilité des flux à l'intérieur de la tourbière fut privilégiée par rapport à la mesure de la variabilité à l'intérieur des micro-environnements. Enfin, des trottoirs de bois furent installées entre les biotopes afin de limiter l'impact des déplacements fréquents entre les ces derniers lors de l'échantillonnage.

Pour chaque biotope, la nappe phréatique et la température de la tourbe ont été mesurées en continu entre le 13 juin 2009 et le 1^{er} septembre 2010. Les fluctuations de la nappe phréatique ont été mesurées à l'aide de «level loggers» (*Odyssey Capacitance Water Level Logger*) disposés dans des tuyaux de PVC insérés dans la tourbe et dans les sédiments du fond des mares. La température de la tourbe a été mesurée à l'aide de senseurs HOBO (*TMC6-HD Air/Water/Soil Temp Sensor*) insérés dans la tourbe à différentes profondeurs, soit à 5, 10, 20 et 40 cm pour les biotopes terrestres. Dans les mares, les senseurs ont été

installés au centre et en bordure afin d'enregistrer la température en surface et à la base de celles-ci.



Figure 3.1 Localisation des sites d'échantillonnage sur la tourbière Abeille

3.2 Campagnes de terrain

Afin de documenter la variabilité temporelle des flux de méthane et de dioxyde de carbone, ceux-ci ont été mesurés pendant deux saisons de croissance, soient 2009 et 2010. Durant l'année 2009, quatre campagnes de terrain ont été réalisées respectivement aux mois de juin, juillet, août et octobre alors qu'en 2010, trois campagnes de terrain ont été tenues aux mois de juin, juillet et août. Chacune des campagnes de terrain a duré 10 jours en moyenne.

3.3 Paramètres climatiques

La saison de croissance de l'année 2009 a été plus chaude et sèche que celle l'année 2010 qui a été plus fraîche et plus humide (figure 3.2). En effet, les précipitations ont été plus importantes au cours de l'année 2010 avec un total de 477 mm entre le 1^{er} juin et le 1^{er} septembre comparativement à 279 mm pour la même période en 2009. La température moyenne quotidienne a enregistré de plus grandes variations en 2010 qui se sont traduites par une moyenne saisonnière légèrement plus fraîche (12,97°C en 2010 contre 13,21°C en 2009) pour la même période.

3.4 Mesures et calculs des flux

3.4.1 Flux des biotopes terrestres

Durant chacune des sept campagnes de terrain (2009 et 2010), des mesures de flux de CH₄ de méthane ont été effectuées à tous les deux jours. Les mesures sur les biotopes terrestres ont été réalisées à l'aide d'une chambre statique de polycarbonate de 18L recouverte de papier d'aluminium afin d'éviter la surchauffe de l'intérieur de celle-ci (Crill *et al.*, 1988). Quatre échantillons de CH₄ ont été récoltés à intervalle de six minutes sur une période totale de 24 minutes. L'air à l'intérieur la chambre était d'abord mélangé à l'aide d'une seringue de 60ml. Un échantillon était ensuite prélevé et injecté dans une bouteille de verre de 10ml (vial) préalablement évacuée et fermée hermétiquement par un septum (butyl

20mm, Sepelco cie.) et un scellant de métal. Les échantillons récoltés ont été conservés à basse température (4°C) jusqu'à leur analyse en laboratoire à l'aide du chromatographe en phase gazeuse (*Shimadzu GC-14B*) de la Chaire DÉCLIQUE au GEOTOP.

Une régression linéaire entre chacune des quatre mesures obtenues a permis de calculer la pente du flux. Les flux présentant un coefficient de détermination (r^2) inférieur à 0,8 furent écartés si l'élimination d'une donnée ne permettait pas d'atteindre un r^2 de 1.

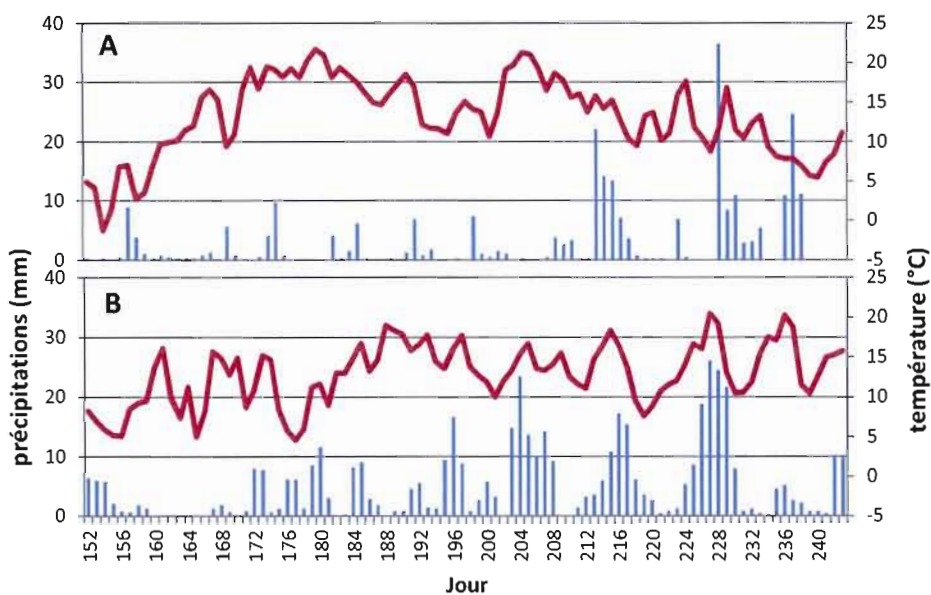


Figure 3.2 Températures et précipitations au site d'étude durant les saisons de croissance de 2009 (A) et 2010 (B)

Les flux de dioxyde de carbone ont été mesurés à tous les jours sur quatre à sept biotopes selon la température et ce, pour six campagnes de terrain. Pour des raisons techniques, il n'a pas été possible de mesurer les flux de CO₂ en juin 2009. Les échanges de CO₂ ont été mesurés à l'aide d'une chambre statique fermée comportant un système de refroidissement, le tout relié à un appareil de mesure des concentrations de CO₂ (*PPsystems EGM-4*, Massachusetts, USA). La chambre composée de plexiglas transparent comportait une partie supérieure amovible afin de permettre de rééquilibrer les conditions ambiantes entre les mesures. Le système de refroidissement était composé d'une pompe submergée dans l'eau froide ayant pour rôle de faire circuler l'eau dans un radiateur dans la chambre ainsi que d'un ventilateur.

Pendant les mesures de flux, la chambre était scellée hermétiquement sur le collet. Pendant la période d'échantillonnage d'une durée de 2.5 minutes, une donnée était enregistrée à chaque 10 secondes pendant la première minute et à chaque 30 secondes pour la dernière minute et demie. Une régression linéaire établie à l'aide de ces mesures a permis de déterminer un flux représentatif de l'évolution de la concentration de CO₂ dans la chambre statique pendant l'intervalle de 2.5 minutes.

Sachant que les flux de CO₂ sont influencés directement par la quantité de lumière reçue, la radiation photosynthétiquement active (RPA) a également été mesurée en même temps que les flux (*PAR-1 sensor, PP Systems*). Pour créer plusieurs conditions lumineuses, des ombrières dont le rôle est d'obstruer en partie ou totalement la RPA ont été utilisées. Ainsi, pour chaque collet, la mesure de flux de CO₂ était effectuée à quatre reprises ; en condition claire, puis en bloquant 25%, 50% de la RPA, puis en utilisant une ombrière opaque afin de mesurer la respiration.

La relation entre l'échange écosystémique net et la radiation photosynthétiquement active a été décrite à l'aide d'une hyperbole (Équation 3) :

$$\text{ÉÉN} = (\text{GP}_{\text{max}} * \text{PAR} * \alpha / (\text{PAR} * \alpha) + \text{GP}_{\text{max}}) - \text{R}$$

Où : α est la pente initiale de la courbe

GP_{max} est photosynthèse maximale brute en condition de saturation de lumière

R est l'ordonnée à l'origine ou la valeur de la respiration en condition de noirceur

Équation 3 Calcul de l'hyperbole rectangulaire représentant la relation entre l'échange écosystémique net et la radiation photosynthétiquement active

La courbe a été calculée et à l'aide du logiciel statistique JMP-IN (*SAS institute*, 2007). Étant donné que GP_{max} suggère une limite infinie de RPA, la valeur moyenne de la photosynthèse en condition réelle de saturation de lumière ($\text{RPA} > 1000 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) a également été mesurée (PSN_{max}) (Bubier *et al.*, 2003a). Enfin, l'absorption de CO_2 de l'écosystème est représentée par un signe positif alors que les émissions de CO_2 par la respiration sont représentées par des valeurs négatives.

3.4.2 Flux des mares

Des échantillons d'eau de deux mares ont été prélevés à tous les deux jours durant les campagnes de terrains et suivant la méthode de Hamilton *et al.* (1994). Ces échantillons ont été récoltés dans des bouteilles de verre (Wheaton 125ml) fermées hermétiquement à l'aide d'un septum. Ces bouteilles étaient préalablement préparées en laboratoire : dans un premier temps, était ajouté 8,9g de KCl afin d'inhiber l'activité biologique dans l'eau, puis les bouteilles étaient vidées de leur air à l'aide d'une pompe électrique. Enfin, 10ml d'azote de haute pureté (UHP N_2) était ajouté afin de libérer un espace pour l'échantillonnage

(headspace). Ainsi, il était possible de récolter l'échantillon en submergeant la bouteille sous l'eau puis en perçant le septum à l'aide d'une aiguille de calibre 18. Au moment de l'échantillonnage, la température de l'air et de l'eau étaient mesurées de même que la vitesse du vent à un mètre au-dessus de la surface de l'eau.

Une fois en laboratoire, les échantillons ont été brassés pendant 3 minutes afin de permettre d'équilibrer l'eau et le N₂. L'air de la partie supérieure de la bouteille (headspace) a ensuite été prélevé et analysé à l'aide du chromatographe en phase gazeuse (*Shimadzu GC-14B*) afin de déterminer la pression partielle du CH₄ et du CO₂ de l'air contenu dans la bouteille (Hamilton *et al.*, 1994; Demarty *et al.*, 2009). La loi de Henry a ensuite été utilisée afin de connaître la concentration du CO₂ et du CH₄ dans la solution (Hamilton *et al.*, 1994). Cette loi stipule que la concentration d'un gaz dissous dans une solution est directement proportionnelle à la pression partielle de ce gaz sur la solution. Ainsi, deux équations (Équations 4 et 5) ont été utilisées afin de transformer la pression partielle du CO₂ en concentration de CO₂ dans l'eau alors que les équations 6 et 7 ont permis de mesurer la concentration de CH₄ dans les échantillons d'eau. Enfin, les flux de CO₂ et de CH₄ associés aux concentrations calculées ont été obtenus à l'aide du «Stagnant Film Model» décrit par Hamilton *et al.* (1994) (équation 8).

$$CO_{2wc} = K_H * CO_{2wp}$$

Où: CO_{2wp} est la pression partielle du CO₂

CO_{2wc} est la concentration de CO₂ dans l'eau

Équation 4 Calcul de la concentration de CO₂ dans l'eau à partir de la pression partielle (loi de Henry)

$$K_H (\text{CO}_2) = -58,0931 + 90,5069 (100/T_K) + 22,294 * \ln (T_K/100)$$

Où : $K_H (\text{CO}_2)$ est la solubilité du CO_2 dans l'eau exprimée en mole $\text{L}^{-1} \text{atm}^{-1}$

T_K est la température de l'eau en Kelvin

Équation 5 Calcul de la solubilité du CO_2 dans l'eau

$$\text{CH}_4\text{wc} = K_H * \text{CH}_4\text{wp}$$

Où: CH_4wp est la pression partielle du CH_4

CH_4wc est la concentration de CH_4 dans l'eau

Équation 6 Calcul de la concentration de CH_4 dans l'eau à partir de la pression partielle (loi de Henry)

$$K_H (\text{CH}_4) = -58,0931 + 90,5069 (100/T_K) + 22,294 * \ln (T_K/100)$$

Où : $K_H (\text{CH}_4)$ est la solubilité du CH_4 dans l'eau exprimée en mole $\text{L}^{-1} \text{atm}^{-1}$

T_K est la température de l'eau en Kelvin

Équation 7 Calcul de la solubilité du CH_4 dans l'eau

$$F = k(\Delta C)$$

Où : F est le flux de gaz à l'interface eau/air

ΔC est le gradient de concentration de gaz à l'interface eau/air

k est le coefficient d'échange de gaz

Équation 8 Calcul du flux de gaz à l'interface eau/air

3.5 Mesures de la biomasse

À la fin de l'année 2010, la végétation à l'intérieur des collets a été récoltée et conservée dans des sacs de plastique. Afin de connaître la biomasse de la partie photosynthétique des végétaux, les feuilles et les tiges des vasculaires furent séparées et seul le *capitulum* des sphaignes fut conservé. Le tout a ensuite été séché au four à 80°C, puis pesé afin de déterminer la biomasse (Moore *et al.*, 2002).

3.6 Analyse des données

Afin d'isoler les relations entre les flux de méthane et de dioxyde de carbone et les différentes variables environnementales (nappe phréatique, température de l'eau, température de la tourbe, assemblage de végétation, biomasse) l'analyse des données a été effectuée à différentes échelles temporelles utilisant d'une part les valeurs de flux journaliers (soit les valeurs individuelles de flux) et d'autre part les moyennes mensuelles et saisonnières. L'analyse a également intégré deux types d'échelles spatiales soit l'échelle du biotope et celle de l'ensemble de la tourbière afin d'obtenir le bilan global de la tourbière.

Les analyses statistiques ont été effectuées à l'aide du logiciel JMP7 (SAS institute inc). Afin de s'approcher de la distribution normale, certaines données ont été transformées en log et l'indice de Shapiro-Wilk ($\alpha = 0,05$) a été utilisé pour déterminer la normalité de la distribution. La distance de Cook a permis de détecter les valeurs aberrantes. Pour le méthane, 291 flux en milieu terrestre ont été conservés sur un total de 304 récoltés, soit 172 en 2009 et 119 en 2010. Des 98 flux de CH₄ récoltés dans les mares, 92 ont été conservés, répartis entre 47 en 2009 et 45 en 2010. Pour le CO₂, 3011 flux en milieu terrestre ont été mesurés et 2994 de ceux-ci ont été conservés, soit 1587 en 2009 et 1407 en 2010. Pour les mares, 95 flux de CO₂ ont été conservés sur 98 récoltés dont 54 en 2009 et 41 en 2010.

Dans le but de comparer les moyennes obtenues, des tests ANOVA à sens unique ont été réalisés ($\alpha = 0.05$). Pour déterminer les relations entre les variables, des régressions simples ont été effectuées ($\alpha = 0.05$) et la régression pas-à-pas (stepwise) a permis le choix des variables pour le modèle final des flux de méthane (régression multiple) à l'aide du critère AIC.

CHAPITRE IV

Methane fluxes from a patterned fen of the northeastern part of the La Grande river watershed, James Bay, Canada

Noémie Cliche Trudeau¹, Michelle Garneau¹ and Luc Pelletier²

¹ GEOTOP-Geochemistry and Geodynamics Research Center and Department of Geography, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada

² Department of Natural Resource Sciences, McGill University, Sainte-Anne-de-Bellevue, Québec, Canada

Revue: Biogeochemistry

Abstract

In northeastern Canada, at the ecotonal limit of the forest tundra and lichen woodland, a rise of the regional water table in the peatland systems was registered since Little Ice Age resulting in increasing pool compartment at the expense of terrestrial surfaces. We hypothesized that, with a mean water table closer to peat surface and higher pool density, these ecosystems would be great CH₄ emitters. In summers 2009 and 2010, methane fluxes were measured in a patterned fen located in the northeastern portion of the La Grande river watershed to determine the contribution of the different microforms (lawns, hollows, hummocks, string, pools) to the annual CH₄ budget. Mean seasonal CH₄ fluxes from terrestrial microforms ranged between 12.9 and 49.4 mg m⁻² d⁻¹ in 2009 and 15.4 and 47.3 mg m⁻² d⁻¹ in 2010. Pool fluxes ranged between 102.6 and 197.6 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ in 2009 and 76.5 and 188.1 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ in 2010. Highest fluxes were measured in microforms with water table closer to peat surface but no significant relationship was observed between water table depth and CH₄ fluxes. Spatially weighted CH₄ budget demonstrates that, during the growing season, the studied peatland emitted 66 ± 31 in 2009 and 55 ± 26 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ in 2010, 79% of which is accounted by pool fluxes. In a context where climate projections predict greater precipitations in northeastern Canada, these results indicate that this type of peatlands could contribute to modify the methane balance in the atmosphere.

4.1 Introduction

Between 1978 and 1999, methane (CH₄) atmospheric concentration has risen globally by 13% (Dlugokencky *et al.*, 2009). CH₄ atmospheric burden has then stabilized between 1999 and 2006 but has shown a global increase of 8.3 ± 0.6 ppb in 2007 and of 4.4 ± 0.6 ppb in 2008 (Dlugokencky *et al.*, 2009). This increase has serious implication for climate as CH₄ global warming potential is 25 times higher than carbon dioxide (CO₂) on a 100-years timescale (Wuebbles and Hayhoe, 2002; IPCC, 2007b). Moreover, methane oxidation to CO₂ represent an important addition to the atmospheric carbon concentration (Wuebbles and Tamareisis, 1993).

With emissions ranging between 100-260 Tg CH₄ y⁻¹ (Lelieveld *et al.*, 1998; Wuebbles and Hayhoe, 2002; Mikaloff Fletcher *et al.*, 2004), wetlands comprise the largest single source of methane (IPCC, 2007b). Methane emissions to the atmosphere are the result of the balance between CH₄ production, oxidation and transport. Methane is produced by methanogenic bacteria under anoxic conditions while it is oxidized by methanotrophic bacteria under oxic conditions during its diffusive transport towards peat surface. Several studies have reported a link between peat temperature and CH₄ production and oxidation. Q₁₀ values associated with these two mechanisms (ranging from 0.6 to 35 for methane production and between 1.5 and 2.9 for methane oxidation) show that methane production is more responsive to temperature than methane oxidation (Segers, 1998; Whalen, 2005) which leads to higher fluxes under warmer conditions (Moore and Dalva, 1993; Bubier *et al.*, 1995; Treat *et al.*, 2007). However, Duc *et al.* (2010) have shown that methane oxidation can adapt to methane formation with increasing methane oxidation in ecosystems with higher methane formation induced by warmer temperature.

Vegetation also controls CH₄ emissions. Vascular plants act as a substrate for methanogenesis by providing fresh and labile organic matter from root exudates and litter deposition (Whiting and Chanton, 1992). Some studies have also shown that the

aerenchymous tissue of some plant species such as *Carex* may act as a gas conduit. Hence, CH₄ produced in the rhizosphere can bypass the oxidation zone and directly be released to the atmosphere (Whiting and Chanton, 1992; 1993; Van den Pol-van Dasselaar *et al.*, 1999; Christensen *et al.*, 2003a). In contrast, oxygen can also be transported from the atmosphere to the rhizosphere and decrease methanogenic activity while stimulating methanotrophic bacteria (Waddington *et al.*, 1996; Joabsson *et al.*, 1999). Several studies have reported that water table depth, by controlling the thickness of the acrotelm, may influence CH₄ fluxes (Moore and Knowles, 1989; Daulat and Clymo, 1998; Strack *et al.*, 2006b; Pelletier *et al.*, 2007; Turetsky *et al.*, 2008) and that pools are stronger emitters than vegetated surfaces (Bartlett *et al.*, 1992; Hamilton *et al.*, 1994; McEnroe *et al.*, 2009). However, some studies found opposite results or no significant trends between water table depth and CH₄ fluxes, mainly in the saturated sites (Shannon and White, 1994; Kettunen *et al.*, 1996; Moosavi and Crill, 1997; Bellisario, 1999; Treat *et al.*, 2007).

Methane emissions from wetlands respond to changes in hydro-climatic conditions and vegetation composition. However, due to diversity in peatland types and microtopography, there is a high uncertainty in predicting methane fluxes in changing climate (Gorham, 1991; Moore *et al.*, 1998). In the northeastern portion of the La Grande river watershed, a regional hydrological disequilibrium registered since the Little Ice Age lead to a rise of the water tables in the overall peatlands. This rise has caused tree mortality, string decomposition and influences pool dynamics, development and expansion in these ecosystems. Consequently, the pool surfaces have increased and became more important over the vegetated surface. This disequilibrium of the peatlands' hydrologic conditions has been characterized with the neologism 'aqualysis' (Arlen-Pouliot, 2009; Dissanska *et al.*, 2009; Tardif *et al.*, 2009) . This phenomenon has been observed in the peatlands of northeastern Canada at the ecotonal boundary of the forest tundra and lichen woodland where abundant annual precipitation, low mean temperatures and short growing season result in low evapotranspiration. Knowing that Canadian Regional Climate Model (CRCM) (Plummer *et al.*, 2006) predicts an increase of winter (20% ±5) and summer precipitation (10% ±2.5) for northern Quebec in 2041-2070, this phenomenon will likely continue to evolve.

Under these climatic conditions, we hypothesized that the intrinsic characteristics of these aqualysed peatlands might enhance methane production and transport and hence lead to higher CH₄ emissions. The main purpose of this study is to evaluate the influence of a high mean water table and pool density on the CH₄ budget of a peatland of the southern limit of subarctic Quebec in order to produce annual methane budgets for 2009 and 2010. Methane fluxes were measured during two growing seasons in vegetated and aquatic surfaces with environmental variables monitored. We identified the main controls on the methane fluxes in order to produce a CH₄ model at the microform scale that will be extrapolated at the ecosystem level using GeoEye satellite imaging (Dribault *et al.*, 2011)

4.2 Methods

4.2.1 Study Area and Sites

The Laforge region is located in the eastern part of the James Bay territory, in the northeastern section of the La Grande river watershed, at the ecotonal limit of the forest tundra and lichen woodland (Figure 4.1). The landscape has been shaped by last glaciation leaving superficial post-glacial deposits as eskers, drumlins and moraines (Dyke and Prest, 1987). Biogeographically, the region belongs to the lichen woodland, characterized by acidic soils and dominated by black spruce (*Picea mariana* (Mill) BSP) and lichens mainly *Cladina* spp. and *Cladonia* spp. (Payette *et al.*, 2000). In this region, peatland cover reaches approximately 15% of the land surface and is characterised by oligotrophic patterned fens (Tarnocai *et al.*, 2002). The 1971-2003 climate serie show that the region is influenced by humid subarctic conditions. Mean annual precipitation average is 738mm and mean annual temperature is -4.28°C, January being the coldest month with a mean temperature of -24.05°C and July the warmest with an average temperature of 12.76°C (Hutchinson *et al.*, 2009) (Figure 4.2).

The studied peatland, named 'Abeille' is an aqualysed (42%) patterned oligotrophic fen located 15 km from the Hydro-Quebec Laforge hydroelectric infrastructures (LA-1) (54° 06.9' N, 72° 30.1'W). The peatland is characterised by parallel and elongated pools and strings perpendicular to the general slope. This peatland was chosen after its regional representativeness determined following an aerial and ground regional survey in 2008. The Abeille peatland covers 3,5 ha and has an average peat depth of 108 cm (Proulx-Mc Innis, 2010). The fen vegetation is dominated by sedges (*Carex exilis*, *C. oligosperma*, *C. limosa*). Seven sub-environments (microforms) and two pools representative of the microtopography of the peatland were identified and characterized (Tables 4.1 and 4.2). These microforms present distinct vegetation assemblages and mean water table depth. In the field, evidences of rising water table were observed. Several *Sphagnum fuscum* hummocks showed eroded margins and collapsing tops on which dead trees such as *Picea mariana* and *Larix laricina* were identified. Decomposed strings were also observed allowing pool coalescence and traces of former strings in some pool centers.

4.2.2 CH₄ Terrestrial Fluxes Measurements

In June 2009, seven terrestrial microforms and two pools were selected for flux measurements in the Abeille peatland and two collars (25cm diameter) were installed in each microform. Boardwalks were placed between the sites to minimize the impacts of sampling. In order to integrate spatiotemporal variability, methane fluxes were measured during two growing seasons (2009 and 2010). In 2009, 4 field campaigns were carried out respectively in June, July, August and October while 3 field campaigns were held in June, July and August in 2010. Each of these field campaigns included 10 days of daily measurements. Methane fluxes were measured every 2 days during each of the field campaign. For terrestrial microforms, CH₄ fluxes were measured using a 18L plastic static chamber placed on collars (Crill *et al.*, 1988). Chambers were covered with foil to prevent heating the air inside and water was poured between the collar and the chamber in order to seal it. CH₄ samples (4) were taken every 6 minutes for a 24-minutes period. Air inside the chamber was mixed using a 60mL syringe and a sample was taken and injected in a 10mL pre-evacuated glass vial

sealed with a rubber septum (butyl 20mm septa, Supelco cie.) and a metal crimp (Ullah *et al.*, 2009). Samples were kept at 4°C until analysis with a gas chromatograph (*Shimadzu GC-14B*) equipped with a flame ionization detector for CH₄. Fluxes were determined from a linear regression between the 4 measured CH₄ concentrations during the 24-minutes sampling. Fluxes with coefficients of determination (r^2) lower than 0.8 were rejected.

4.2.3 Pool Fluxes Measurements

Water samples were collected every 2 days during field campaigns following Hamilton *et al.* (1994) methodology. Samples were taken in glass bottles (Wheaton 125mL) sealed with a rubber septum. These bottles were prepared in laboratory prior to sample: (1) 8,9g of KCl was added in order to inhibit biological activity, (2) air contained in the bottle was removed with an electric pump and (3) 10ml of UHP N₂ was added to the bottle to liberate a headspace. In the field, samples were taken by submerging the bottle in water and by piercing the septum with a 18 gauge needle. At sampling time, air and water temperature and wind speed were measured. In laboratory, samples were shaken for 3minutes in order to equilibrate water and N₂. Air from headspace was then sampled and analysed with a gas chromatograph (*Shimadzu GC-14B*) to determine CH₄ partial pressure (Hamilton *et al.*, 1994; Demarty *et al.*, 2009). As a dissolved gas concentration in a solution is directly proportional to this gas partial pressure in the solution, Henry's law was used to calculate CH₄ concentration in the solution (Hamilton *et al.*, 1994) using 2 equations (Equations 9 and 10):

$$CH_{4wc} = K_H(CH_4) * CH_{4wp}$$

$$K_H(CH_4) = -115,6477 + (155.5756/(T_K/100)) + 65.2553 * \ln(T_K/100) - 6,1698 * (T_K/100)$$

Where ;

CH_{4wc} is CH₄ concentration in the water

CH_{4wp} is CH₄ partial pressure

K_H(CH₄) is CH₄ solubility in water in mole L⁻¹ atm⁻¹

T_K is water temperature in Kelvin

CH_4 fluxes were calculated using the «Stagnant Film Model» as described by Hamilton *et al.* (1994) (Equation 11).

$$F = k(\Delta C)$$

Where :

F is the gas flux at water/air interface

ΔC is the gas concentration gradient at water/air interface

k is gas exchange coefficient

K values are determined using wind speed and are adjusted with the Schmidt number (Sc). Schmidt number is obtained by dividing water kinematic viscosity at temperature 'a' by gas diffusion coefficient at temperature 'a'.

4.2.4 Environmental Variables

Meteorological data were collected continuously using an automated station located in a nearby peatland (<1km) for 2009 and in Abeille peatland for 2010. For every terrestrial microform and pool, water table depth and peat temperature were measured continuously between June 13th 2009 and September 1st 2010. Water table depth was measured using level loggers (*Odyssey Capacitance Water Level Logger*) placed in PVC tubes inserted in peat and pool bottoms. Peat temperature was measured using HOBO probes (*TMC6-HD Air/Water/Soil Temp Sensor*) inserted at different depths (5-10-20-40cm). In the pools, temperature was measured at the center and on the border both at the surface and bottom. At the end of 2010, aboveground vegetation inside collars was clipped and kept in plastic bags.

Vascular plants stems and leaves were separated and only the capitula were kept for *Sphagnum* species. Vegetation was then dried in the oven at 80°C and weighted to calculate biomass (Moore *et al.*, 2002).

4.2.5 Data analysis

To determine the relationship between the environmental variables (water table depth, peat temperature, biomass) and CH₄ fluxes, data were analysed along different timescales: mean daily, monthly and seasonal fluxes for 2009 and 2010 respectively and then for the two years combined. Statistical software JMP7 (*SAS institute inc.*) was used for statistical analysis. CH₄ fluxes data were log-transformed in order to reduce skewness and approximate normal distribution. The Shapiro-Wilk test was used to determine normality of the distribution and Cook's distance was used to detect outliers. A total of 12 data were rejected for terrestrial microforms and 6 for pools during the 2 years. For the vegetated surfaces, 291 methane fluxes were kept for analysis (172 in 2009 and 119 in 2010) while 92 fluxes were conserved for pools (47 in 2009 and 45 in 2010). In order to compare means, one-way ANOVA tests were conducted at $\alpha = 0.05$ (two-tailed). To determine relationships between independent variables and CH₄ fluxes, linear regression were realized ($\alpha = 0.05$). For the final model, stepwise regression was used and the AIC criterion lead to choose the independent variables for the model. For the pools, we analysed relationship between environmental variables and CH₄ concentrations in water.

4.3 Results

4.3.1 Environmental conditions

Between June 1st and September 1st 2009, total precipitation was 269 mm and average temperature was 13.21°C. During the same period in 2010, precipitation was 477 mm and average temperature 12.97°C (Figure 4.2). Mean peatland water table depth varied between -6.9 and -13 cm under the peat surface in 2009 and between -5.4 and -16.3 cm in 2010. In 2009, mean water table decreased slightly in June and July and increased in August whereas in 2010 it fell significantly in June and increased throughout summer (Figure 4.3a). Mean peat temperature at 20cm ranged between 7.5 and 17.35°C in 2009 and between 9 and 15.5°C in 2010. Mean peat temperature at 20cm increased from June to July and lowered in August in 2009 while it increased from June to August in 2010 (Figure 4.3b).

4.3.2 CH₄ flux measurements and variability

During the growing season, average daily methane fluxes in terrestrial microforms ranged between 1.6 and 106.9 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ in 2009 and between 3.4 and 127.3 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ in 2010. One-way ANOVA test revealed that mean seasonal fluxes of 31 and 28.8 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ for 2009 and 2010 respectively are not significantly different (0.436).

Fluxes showed a large variability during the growing season (Figure 4.4). For both years, the highest mean monthly fluxes were measured in July and August while the lowest mean monthly fluxes were measured at the beginning and the end of the growing season (Figure 4.3). Fluxes also varied between microforms. Lowest mean seasonal CH₄ emissions were measured in the Cyperaceae string, forest border and hummock while highest fluxes were measured in the *Sphagnum* lawn, pool border and hollow (Table 4.3).

During the growing season, CH₄ concentrations measured in pools waters varied between 855ppm and 38 388ppm with a mean concentration of 10 023ppm in 2009. In 2010, CH₄ concentrations varied between 324ppm and 28 059ppm with a mean of 7658ppm. Individual pool fluxes derived from those concentrations (see method section) ranged between 11.4 and 545.9 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ in 2009 and 4.2 and 578.4 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ in 2010. ANOVA test revealed that seasonal mean of 151.9 and 132.3 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ for 2009 and 2010 respectively are significantly similar ($p = 4701$). Pool fluxes varied in space and time. Mean monthly fluxes were higher in July and August and lower in June and October (Figure 4.5) and mean seasonal fluxes were higher in the shallow pool than in the deep pool (Table 4.3).

4.3.3 Environmental correlates

Water table depth

For the whole peatland and when compared to single microform, relationship between water table depth (WTD) and terrestrial CH₄ fluxes was weak or insignificant at all timescales. The only significant relationship that linked individual fluxes and WTD revealed decreasing CH₄ fluxes with a lower water table ($r^2 = 0.05$; $p = 0.03$). In pools, CH₄ concentration decreased with pool depth ($r^2 = 0.63$; $p = 0.02$). Significant relationship between mean seasonal fluxes and WTD was obtained when using combined data from aquatic and terrestrial microsites ($r^2 = 0.53$; $p < 0.001$).

Peat temperature

Peat temperature at 20cm showed a positive correlation with CH₄ fluxes in terrestrial microforms (daily $r^2 = 0.22$; $p < 0.001$, monthly $r^2 = 0.32$; $p < 0.001$). The strength of the relationship varied according to microforms with coefficients of correlation ranging between 0.22 for the hummock and 0.94 for the *Sphagnum* lawn (monthly scale). Microforms with deeper water table such as the hummock and forest border showed better correlation with

peat temperature at 40cm. Temperature was not correlated to pool CH₄ concentration, explaining less than 10% of the variation.

Vegetation

Vegetation composition and biomass differed between microforms. Based on the dominant vegetation, 3 subgroups were defined: (1) hummocks dominated by shrubs (2) lawns dominated by sedges and (3) hollows dominated by *Sphagnum cuspidatum*. Fluxes from the 3 subgroups were significantly different ($p < 0,001$). Highest mean seasonal fluxes were measured in the hollows while lowest mean seasonal fluxes were measured in the lawns.

No correlation was found between sedges biomass and CH₄ fluxes. A negative correlation between end-of-season biomass and mean seasonal fluxes was observed: microforms with high biomass such as hummock and forest border showed lower emission than those with low biomass such as pool border and hollow which were the strongest emitters. In contrast, in aquatic compartments, pool with higher biomass (shallow pool) emitted more methane than deep pool with low biomass.

4.3.4 CH₄ budget

The scaling up of the methane budget was carried out based on the spatial mapping of GeoEye satellite image (Dribault *et al.*, 2011). Mean spatially weighted fluxes were extrapolated for the growing season and annually. For each microform, standard error was derived from CH₄ model equation (Table 4.4) and did not take into account the error derived from the spatial classification. Length of the growing season was determined using peat temperature at 5 cm to determine date of spring thaw and autumn freeze. 2009 growing

season lasted from May 12th to October 9th (151 days) and 2010 growing season lasted from April 28th to September 30th (155 days).

A stepwise regression was used to identify independent variables for the model equations using AIC criterion to evaluate the strength of each variable. To represent the spatial variability and obtain stronger models, one model per terrestrial microform was used to project monthly fluxes using peat temperature at 20 and 40cm as independent variables (Table 4.4). Peat temperature between January 1st 2009 and June 11th 2009 and between September 1st 2010 and December 31st 2010 was modeled using the relationship with air temperature. As pool fluxes did not vary significantly with temperature, it was not possible to model their yearly emissions. Thus, only growing season budget includes pool emissions for which we used pool seasonal average fluxes (shallow and deep). We assumed that pools did not emit CH₄ during winter because of their thick ice cover. However, annual budget missed pool emissions during spring thaw and autumn freeze (Gažovič *et al.*, 2010).

Results showed that Abeille peatland (vegetated and pool surfaces) emitted an average of 7.9 ± 3.8 g CH₄ m⁻² for the 2009 growing season and 6.6 ± 4.3 g CH₄ m⁻² for 2010. Annually, the projected emissions are 8.9 ± 2.2 g CH₄ m⁻² y⁻¹ in 2009 for which 12% is accounted for the winter fluxes. In 2010, the annual projected flux of methane is 7.8 ± 2.3 g CH₄ m⁻² y⁻¹ for which 11% accounted for winter fluxes.

Spatially weighted budget of CH₄ showed that the patterned fen emitted 66 ± 31 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ during the 2009 growing season for which 79% can be accounted for pool fluxes. In 2010, mean daily spatially weighted flux was 55 ± 26 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ from which 79% was emitted from the pools. For the yearly model, 2009 spatially weighted average daily flux reached 29.4 ± 13.3 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ with winter fluxes accounting for 3.02 ± 1.9 mg CH₄ m⁻²

d⁻¹ while in 2010 the projected emission reached $24.8 \pm 16.8 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ on average with winter fluxes of $2.4 \pm 1.2 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Table 4.5).

4.4 Discussion

4.4.1 CH₄ fluxes

As hypothesized, microforms with water table closer to surface such as hollows and pool borders and aquatic sites were large CH₄ emitters. When combined, their surface represented 55% of the peatland area but contributed to 85% of the CH₄ fluxes, the other 15% is accounted by lawns and hummocks. The individual range of terrestrial CH₄ fluxes ($2.2\text{-}127.3 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) and mean seasonal fluxes for vegetated surfaces ($28.8\text{-}31 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) measured are consistent with other studies. In poor and moderately rich fens of northeastern Ontario, Bubier *et al.* (1993b) measured mean seasonal fluxes of 32.6 and 44.1 $\text{mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ while Moore et Knowles (1990) measured daily fluxes ranging between $<10\text{-}100 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in a subarctic patterned fen. Mean seasonal pool fluxes ranging between 89.9 (deep pool) and 192.9 $\text{mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (shallow pool) are similar of those of 160 $\text{mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ and 185 $\text{mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ measured by Hamilton *et al.* (1994) in Hudson Bay Lowland fens and to those of 34.6 to 156.2 $\text{mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ measured by Bubier (1995) in pools from peatlands located in mid-boreal Ontario.

4.4.2 CH₄ controls

Water table depth

Several studies have observed large spatial variability of CH₄ fluxes related to microtopography (Bubier *et al.*, 1993a; Moore *et al.*, 1994; Kettunen, 2003; Pelletier *et al.*, 2007). As methane is produced in anaerobic peat and is oxidised in aerobic peat, most studies found that microforms with water table close to surface tend to be stronger emitters because production dominates over oxidation (Moore and Knowles, 1989; Daulat and Clymo, 1998;

Strack *et al.*, 2006b; Pelletier *et al.*, 2007; Turetsky *et al.*, 2008). Hence, fluxes generally follow the sequence hummock < lawn < hollow. However, if combined in 3 subgroups, fluxes measured in the Laforge area followed this sequence: lawn \leq hummock < hollow which partly explains the non-significance of the relationship between CH₄ fluxes and WTD. In this aquated peatland, water table encompassed a small range of values. If wetter sites tended to be stronger emitters, variability of the water table did not explain the large variability of the fluxes between and inside the microforms. These results are similar to those of Bellisario *et al.*(1999), Moosavi and Crill (1997), Shannon and White (1994) and Heikkinen *et al.* (2002b) who found weak or non-significant trends between WTD and CH₄ fluxes in peatlands with water table close to the surface. When terrestrial data were combined with those of pools, encompassing a larger range of water table variability, the relationship was significant ($p < 0,001$) and explained 53% of the mean seasonal fluxes variation. In pools, mean monthly CH₄ concentration was negatively correlated to pool depth, shallow pools being stronger emitters than deep pools. This is consistent with results of Pelletier *et al.*(2007) and McEnroe *et al.*(2009) who showed that deeper (and older) pools present lower decomposition rates due to colder water and low availability of labile organic matter.

Peat temperature

A strong correlation was observed between peat temperature at 20cm and 40cm and both daily and monthly CH₄ fluxes, warmer temperatures leading to higher fluxes and explaining a large part of the seasonal variations. This is in agreement with other northern peatlands studies where higher methane fluxes are associated with warmer peat temperatures (Moore *et al.*, 1994; Bubier, 1995; Turetsky *et al.*, 2008). Higher temperature coefficient (Q_{10}) implied that methane production is more sensitive to temperature than methane oxidation (Segers, 1998; Whalen, 2005). Thus, higher temperatures lead to a greater increase in methane production than methane oxidation, resulting in higher CH₄ fluxes under warmer peat temperature. This association varied with microforms: dryer sites such as hummock and forest border showed stronger relationships with peat temperature at 40cm while wetter sites were more related to peat temperature at 20cm. Thus, better correlation is obtained when

fluxes were related with temperature close to the water table depth. The relationship between peat temperature and seasonal CH₄ fluxes was not significant ($r^2 = 0$) suggesting that peat temperature is a good indicator of CH₄ fluxes only on short-term scale. Hence, peat temperature explained temporal variation of the fluxes but did not explain their spatial variation. In pools, air, water and sediment temperature did not explain variation of CH₄ concentration ($r^2 < 0,1$) which corroborates results of McEnroe et al. (2009) in the southwestern part of the La Grande river watershed.

Vegetation

Sedge-dominated lawns presented an original fluxes behaviour. Several studies have identified lawns and strings as strong CH₄ emitters because of a water table close to the peat surface and of sedges acting as gas conduits (Bubier *et al.*, 1993a; 1993b; Kettunen, 2003). In the Abeille peatland, lawns were the lowest emitters. When excluded from the linear regression between WTD and mean seasonal fluxes, the relationship becomes significant ($p = 0.04$) and explains 40% of the variability of the fluxes. These results suggest that controls other than water table depth and *Carex* biomass can explain the CH₄ fluxes in strings and lawns. In specific case, peat substrate was covered with a dense carpet of *Gymnocolea inflata* that may have inhibited CH₄ diffusion. It is also possible that oxygen produced by the liverworts increased CH₄ oxidation in this substrate but we have no data to confirm this assumption. In aquatic compartments, shallow pools with higher biomass were stronger CH₄ emitters which is consistent with Bartlett *et al.* (1992) who suggest that, as in vegetated surfaces, vascular plants act as a conduit between the methane production zone and the atmosphere and hence increase CH₄ emissions.

4.4.3 CH₄ budget

Estimated growing season CH₄ budgets for 2009 and 2010 are in agreement with fluxes measured in similar environments in Europe, as no budget was published for such

region in Canada. Nilsson *et al.* (2001) measured an annual average of $8.2 \pm 0.8 \text{ g m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ in a low sedge fen of northern Sweden which is similar to our annual average of 9.1 ± 2.2 and $7.8 \pm 2.3 \text{ g m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ measured in 2009 and 2010 respectively. In a subarctic aapa mire in Finland, Heikinen *et al.* (2002b) measured mean spatially-weighted flux of $55.3 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ for the growing season which concords with our mean spatially-weighted growing season fluxes of $66.1 \text{ CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ for 2009 and $55.3 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in 2010.

Although wintertime fluxes were modelled with peat temperature and not measured (Table 4.4), the average spatially weighted winter emission of $3.02 \pm 1.9 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in 2009 and of $2.4 \pm 1.2 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in 2010 are similar to those of $2.3 \pm 1.1 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ measured by Pelletier *et al.* (2007) in Radisson, at the southwestern limit of the watershed. The winter fluxes represented 11-12% of the annual fluxes which agrees with the 8-17% obtained by Alm *et al.* (1999a) and 13% by Pelletier *et al.* (2007)

4.5 Conclusions

The objective of this study was to assess seasonal and annual methane budgets for 2 years in an oligotrophic fen at the ecotonal limit of the forest tundra and lichen woodland in northeastern Canada. The aqualys process represents a long term rise of the regional water tables, which leads to an increase of pool density at the expense of the terrestrial surface. By influencing water table depth, this phenomenon modifies peatland surface dynamics and related ratio of aquatic/terrestrial microforms. A water table close to peat surface favours pool, hollow, lawn and string development at the expense of hummocks. In the studied peatland, eroded hummock margins, dying mature trees and drowned strings confirm the strength of the phenomenon. It would be important to define if hydroclimatic changes that influence CH_4 emissions to the atmosphere are also reported in other regions of the northern hemisphere such as in aapa mire.

The aqualysis phenomenon is increasing the proportion of pools and high water table microforms and has an indirect effect on the methane fluxes: higher fluxes were measured in high water table microforms and pools fluxes were 5 times higher than those of the vegetated surface. Contribution of pools to the methane budget is non-negligible in the studied peatland. Pools covered 42% of the surface and represented 79% of the growing season area-extrapolated methane budget. By its influence in microforms dynamics, the aqualysis process will play a role in long term methane balance of the boreal patterned fens, while peat temperature will control variation of the fluxes at the growing season scale. The climate scenarios provided from the CRCM for the 2041-2070 (Plummer *et al.*, 2006) predict an increase of temperature and precipitation in the boreal and subarctic region of northeastern Canada, which suggests a potential rise in methane emissions from these systems under predicted wetter and warmer conditions.

4.6 Acknowledgments

The authors would like to thank NSERC, FQRNT, Hydro-Québec and Consortium Ouranos for financial support. We gratefully thank Hans Asnong, Éric Rosa and Jean-François Hélie for judicious advices and laboratory assistance. We also thank Yan Bilodeau, Antoine Thibault, Robin Beauséjour, Sébastien Lacoste and Sylvain Jutras for field and laboratory assistance. Special thanks to Gwenael Carrer, Yann Dribault and Sandra Proulx McInnis for sharing data and results.

4.7 References

- Alm, J., Saarnio, S., Nykänen, H., Silvola, J., Martikainen, P., 1999. Winter CO₂, CH₄ and N₂O fluxes on some natural and drained boreal peatlands. *Biogeochemistry* 44, 163-186.
- Arlen-Pouliot, Y., 2009. Développement holocène et dynamique récente des tourbières minérotrophes structurées du Haut-Boréal québécois. Thèse de doctorat, département de biologie. Université Laval, Québec.
- Bartlett, K.B., Crill, P.M., Sass, R.L., Harriss, R.C., Dise, N.B., 1992. Methane emissions from tundra environments in the Yukon-Kuskokwim delta, Alaska. *Journal of Geophysical Research* 97, 16645-16660.
- Bellisario, L.M., Bubier, J.L., Moore, T.R., 1999. Controls on CH₄ emissions from a northern peatland. *Global Biogeochem. Cycles* 13, 81-91.
- Bubier, J.L., Costello, A., Moore, T.R., Roulet, N.T., Savage, K., 1993a. Microtopography and methane flux in boreal peatlands, northern Ontario, Canada. *Canadian journal of botany* 71, 1056-1063.
- Bubier, J.L., Moore, T.R., Roulet, N.T., 1993b. Methane emissions from wetlands in the midboreal region of northern Ontario, Canada. *Ecology* 74, 2240-2254.
- Bubier, J.L., 1995. The relationship of vegetation to methane emission and hydrochemical gradients in northern peatlands. *Journal of Ecology* 83, 403-420.
- Bubier, J.L., Moore, T.R., Bellisario, L., Comer, N.T., Crill, P.M., 1995. Ecological controls on methane emissions from a Northern Peatland Complex in the zone of discontinuous permafrost, Manitoba, Canada. *Global Biogeochem. Cycles* 9, 455-470.
- Christensen, T.R., Ekberg, A., Ström, L., Mastepanov, M., Panikov, N., Öquist, M., Svensson, B.H., Nykänen, H., Martikainen, P.J., Oskarsson, H., 2003. Factors controlling large scale variations in methane emissions from wetlands. *Geophysical Research Letters* 30, 1414-1418.
- Crill, P.M., Bartlett, K.B., Harriss, R.C., Gorham, E., Verry, E.S., Sebacher, D.I., Madzar, L., Sanner, W., 1988. Methane flux from Minnesota peatlands. *Global Biogeochemical Cycles* 2, 371-384.
- Daulat, W.E., Clymo, R.S., 1998. Effects of temperature and watertable on the efflux of methane from peatland surface cores. *Atmospheric Environment* 32, 3207-3218.
- Demarty, M., Bastien, J., Tremblay, A., 2009. Carbon dioxide and methane annual emissions from two boreal reservoirs and nearby lakes in Quebec, Canada. *Biogeosciences Discussion* 6, 2939-2963.

- Dissanska, M., Bernier, M., 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* 25, 189-215.
- Dlugokencky, E.J., Bruhwiler, L., White, J.W.C., Emmons, L.K., Novelli, P.C., Montzka, S.A., Masarie, K.A., Lang, P.M., Crotwell, A.M., Miller, J.B., Gatti, L.V., 2009. Observational constraints on recent increases in the atmospheric CH₄ burden. *Geophysical Research Letters* 36, L18803.
- Dribault, Y., Chokmani, K., Bernier, M., 2011. Monitoring seasonal dynamic of surface hydrology in minerotrophic peatlands using high resolution satellite imagery. EGU, Vienne.
- Duc, N., Crill, P., Bastviken, D., 2010. Implications of temperature and sediment characteristics on methane formation and oxidation in lake sediments. *Biogeochemistry* 100, 185-196.
- Dyke, A.S., Prest, V.K., 1987. Late Wisconsinan and Holocene History of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie Physique et Quaternaire* 41, 237-263.
- Gažovič, M., Kutzbach, L., Schreiber, P., Wille, C., Wilmking, M., 2010. Diurnal dynamics of CH₄ from a boreal peatland during snowmelt. *Tellus B* 62, 133-139.
- Gorham, E., 1991. Northern Peatlands: Role in the Carbon Cycle and Probable Responses to Climatic Warming. *Ecological Applications* 1, 182-195.
- Hamilton, J.D., Kelly, C.A., Rudd, J.W.M., Hesslein, R.H., Roulet, N.T., 1994. Flux to the atmosphere of CH₄ and CO₂ from wetland ponds on the Hudson Bay lowlands (HBLs). *Journal of Geophysical Research* 99, 1495-1510.
- Heikkinen, J.E.P., Maljanen, M., Aurela, M., Hargreaves, K.J., Martikainen, P.J., 2002. Carbon dioxide and methane dynamics in a sub-Arctic peatland in northern Finland. *Polar Research* 21, 49-62.
- Hutchinson, M.F., McKenney, D.W., Lawrence, K., Pedlar, J.H., Hopkinson, R.F., Milewska, E., Papadopol, P., 2009. Development and testing of Canada-wide interpolated spatial models of daily minimum–maximum temperature and precipitation for 1961–2003. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 48, 725-741.
- IPCC, 2007. *Climate change : The Physical Basis*. In: Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (Ed.). Cambridge University, Cambridge, United Kingdom and New York, USA.
- Joabsson, A., Christensen, T.R., Wallén, B., 1999. Vascular plant controls on methane emissions from northern peatforming wetlands. *Trends in Ecology and Evolution* 14, 385-388.

- Kettunen, A., 2003. Connecting methane fluxes to vegetation cover and water table fluctuations at microsite level: A modeling study. *Global Biogeochemical Cycles* 17, 1051.
- Kettunen, A., Kaitala, V., Alm, J., Silvola, J., Nykänen, H., Martikainen, P.J., 1996. Cross-correlation analysis of the dynamics of methane emissions from a boreal peatland. *Global Biogeochemical Cycles* 10, 457-471.
- Lelieveld, J.O.S., Crutzen, P.J., Dentener, F.J., 1998. Changing concentration, lifetime and climate forcing of atmospheric methane. *Tellus B* 50, 128-150.
- McEnroe, N.A., Roulet, N.T., Moore, T.R., Garneau, M., 2009. Do pool surface area and depth control CO₂ and CH₄ fluxes from an ombrotrophic raised bog, James Bay, Canada? *Journal of Geophysical Research* 114, G01001.
- Mikaloff Fletcher, S.E., Tans, P.P., Bruhwiler, L.M., Miller, J.B., Heimann, M., 2004. CH₄ sources estimated from atmospheric observations of CH₄ and its ¹³C/¹²C isotopic ratios: 1. Inverse modeling of source processes. *Global Biogeochemical Cycles* 18, GB4004.
- Moore, T.R., Bubier, J.L., Frohking, S.E., Lafleur, P.M., Roulet, N.T., 2002. Plant biomass and production and CO₂ exchange in an ombrotrophic bog. *Journal of Ecology* 90, 25-36.
- Moore, T.R., Dalva, M., 1993. The influence of temperature and water table position on carbon dioxide and methane emissions from laboratory columns of peatland soils. *European Journal of Soil Science* 44, 651-664.
- Moore, T.R., Knowles, R., 1989. The influence of water table levels on methane and carbon dioxide emissions from peatland soils. *Canadian Journal of Soil Science* 69, 33-38.
- Moore, T.R., Knowles, R., 1990. Methane emissions from fen, bog and swamp peatlands in Quebec. *Biogeochemistry* 11, 45-61.
- Moore, T.R., Heyes, A., Roulet, N.T., 1994. Methane emissions from wetlands, southern Hudson Bay lowland. *Journal of Geophysical Research* 99, 1455-1467.
- Moore, T.R., Roulet, N.T., Waddington, J.M., 1998. Uncertainty in Predicting the Effect of Climatic Change on the Carbon Cycling of Canadian Peatlands. *Climatic Change* 40, 229-245.
- Moosavi, S.C., Crill, P.M., 1997. Controls on CH₄ and CO₂ emissions along two moisture gradients in the Canadian boreal zone. *Journal of Geophysical Research* 102, 29261-29277.
- Nilsson, M., Mikkilä, C., Sundh, I., Granberg, G., Svensson, B.H., Ranneby, B., 2001. Methane emission from Swedish mires: National and regional budgets and dependence on mire vegetation. *Journal of Geophysical Research* 106, 20847-20860.

- Payette, S., Bhiry, N., Delwaide, A., Simard, M., 2000. Origin of the lichen woodland at its southern range limit in eastern Canada : the catastrophic impact of insect defoliators and fire on the spruce-moss forest. *Canadian Journal of Forest Research* 30, 288-305.
- Payette, S., Rochefort, L., 2001. *Écologie des tourbières du Québec et du Labrador*. Les Presses de l'Université Laval, Ste-Foy.
- Pelletier, L., Moore, T.R., Roulet, N.T., Garneau, M., Beaulieu-Audy, V., 2007. Methane fluxes from three peatlands in the La Grande Rivière watershed, James Bay lowland, Canada. *Journal of Geophysical Research* 112, G01018.
- Plummer, D.A., Caya, D., Frigon, A., Côté, H., Giguère, M., Paquin, D., Biner, S., Harvey, R., de Elia, R., 2006. Climate and climate change over North America as simulated by the Canadian Regional Climate Model. *Journal of Climate* 19, 3112-3132.
- Proulx-Mc Innis, S., 2010. Caractérisation hydrologique, topographique et géomorphologique d'un bassin versant incluant une tourbière minérotrophe fortement aqualysée, Baie-de-James, Québec. Mémoire de maîtrise, Science de l'eau. INRS, Québec, p. 147.
- Segers, R., 1998. Methane production and methane consumption: a review of processes underlying wetland methane fluxes. *Biogeochemistry* 41, 23-51.
- Shannon, R.D., White, J.R., 1994. A three-year study of controls on methane emissions from two Michigan peatlands. *Biogeochemistry* 27, 35-60.
- Strack, M., Waller, M., Waddington, J., 2006. Sedge Succession and Peatland Methane Dynamics: A Potential Feedback to Climate Change. *Ecosystems* 9, 278-287.
- Tardif, S., St-Hilaire, A., Roy, R., Bernier, M., Payette, S., 2009. Statistical properties of hydrographs in minerotrophic fens and small lakes in mid-latitude Québec, Canada. *Canadian Water Resources Journal* 34, 365-380.
- Tarnocai, C., Kettles, I.M., Lacelle, B., 2002. Peatlands of Canada database. Natural Resources Canada, Ottawa.
- Treat, C.C., Bubier, J.L., Varner, R.K., Crill, P.M., 2007. Timescale dependence of environmental and plant-mediated controls on CH₄ flux in a temperate fen. *Journal of Geophysical Research* 112, G01014.
- Turetsky, M.R., Treat, C.C., Waldrop, M.P., Waddington, J.M., Harden, J.W., McGuire, A.D., 2008. Short-term response of methane fluxes and methanogen activity to water table and soil warming manipulations in an Alaskan peatland. *Journal of Geophysical Research* 113, G00A10.
- Ullah, S., Frasier, R., Pelletier, L., Moore, T.R., 2009. Greenhouse gas fluxes from boreal forest soils during the snow-free period in Quebec, Canada. *Can. J. For. Res* 3, 666-680.

- Van den Pol-van Dasselaar, A., van Beusichem, M.L., Oenema, O., 1999. Determinants of spatial variability of methane emissions from wet grasslands on peat soil. *Biogeochemistry* 44, 221-237.
- Waddington, J.M., Roulet, N.T., Swanson, R.V., 1996. Water table control of CH₄ emission enhancement by vascular plants in boreal peatlands. *Journal of Geophysical Research* 101, 22775-22785.
- Whalen, S.C., 2005. Biogeochemistry of methane exchange between natural wetlands and the atmosphere. *Environmental engineering science* 22, 73-94.
- Whiting, G.J., Chanton, J.P., 1992. Plant-dependent CH₄ emission in a subarctic Canadian fen. *Global Biogeochemical Cycles* 6, 225-231.
- Wuebbles, D.J., Tamareis, J.S., 1993. The Role of methane in the global environment. In: Khalil, M.A.K. (Ed.), *Atmospheric Methane : Sources, Sinks, and Role in Global Change* Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Wuebbles, D.J., Hayhoe, K., 2002. Atmospheric methane and global change. *Earth-Science Reviews* 57, 177-210.

4.8 Tables and figures

Table 4.1: Vegetation composition of the terrestrial microforms

Microforms	Vegetation
Cyperaceae lawn	<i>Gymnocolea inflata, Vaccinium oxycoccus, Aster nemoralis, Kalmia polifolia, Andromeda glauca, Cassandra calyculata</i>
Cyperaceae string	<i>Gymnocolea inflata, Drosera rotundifolia, Vaccinium oxycoccus, Menyanthes trifoliata, Coptis groenlandica, Rynchospora alba, Aster nemoralis, Carex exilis, Trichophorum cespitosum, Kalmia polifolia, Andromeda glauca, Cassandra calyculata</i>
Sphagnum lawn	<i>Sphagnum cuspidatum, Vaccinium oxycoccus, Drosera rotundifolia, Menyanthes trifoliata, Smilacina trifolia, Aster nemoralis, Carex limosa, Carex oligosperma, Kalmia polifolia, Andromeda glauca, Cassandra calyculata</i>
Pool border	<i>Sphagnum cuspidatum, Gymnocolea inflata, Vaccinium oxycoccus, Menyanthes trifoliata, Carex limosa, Carex oligosperma</i>
Hollow	<i>Sphagnum cuspidatum, Gymnocolea inflata, Vaccinium oxycoccus, Menyanthes trifoliata, Carex limosa, Carex oligosperma</i>
Forest border	<i>Sphagnum fuscum, Vaccinium oxycoccus, Empetrum nigrum, Rubus chamaemorus, Smilacina trifolia, Carex limosa, Carex oligosperma, Kalmia polifolia, Ledum groenlandicum, Cassandra calyculata, Picea mariana</i>
Hummock	<i>Sphagnum fuscum, Vaccinium oxycoccus, Menyanthes trifoliata, Smilacina trifolia, Carex oligosperma, Kalmia polifolia, Cassandra calyculata</i>

Table 4.2: Depth, dimension and vegetation composition of the pools

Pools	Depth	Dimensions (center)	vegetation composition
Shallow pool	36-43cm	5x13m	<i>Sphagnum cuspidatum, Menyanthes trifoliata, Andromeda glauca, Kalmia polifolia</i>
Deep pool	75-95cm	10x20m	<i>Menyanthes trifoliata, Nuphar lutea, Andromeda glauca</i>

Table 4.3: Mean seasonal CH₄ fluxes (mg m⁻² d⁻¹ ±standard error) for 2009 and 2010, mean water table depth, temperature coefficient and area covered by each microform

Microsites	Area (%)	CH ₄ flux		WTD	Q ₁₀
		2009	2010		
Pool border	6,3	41,3 ± 4,9	23,1 ± 4,3	-1,2	14,2
Hollow	6,3	36,1 ± 4	41,8 ± 6	-4,5	4,5
Sphagnum lawn	9,1	49,4 ± 5,2	47,3 ± 6,9	-5,8	3
Cyperaceae lawn	9,1	25,46 ± 3,4	15,7 ± 1,9	-6,7	7,3
Cyperaceae string	9,1	12,9 ± 1,2	15,4 ± 3	-8,1	1,9
Forest border	12,9	16,8 ± 3,7	21,3 ± 3,7	-19,5	8,5
Hummock	4,3	23,3 ± 3,7	28,4 ± 5,8	-24,6	4,8
Shallow pool	9,9	197,6±27,6	188,1 ±35,4	-39,9	2,4
Deep pool	32	102,6 ± 18	76,5 ± 10,9	-82,7	3,2

Table 4.4: Regressions equations, coefficient of determination (r²), probability (p) value for the relationship between CH₄ fluxes (mg m⁻²d⁻¹) and peat temperature at 20cm (T20) and 40cm (T40) for each microform, 2009 and 2010

Microsites	Regression equations	R ²	P
Pool border	Log ₁₀ CH ₄ = 0,4 + 0,09T20 - 0,004T40	0,85	0.02
Hollow	Log ₁₀ CH ₄ = 0,9 + 0,06T40	0,81	0.005
Sphagnum lawn	Log ₁₀ CH ₄ = 0,7 + 0,08T20	0,91	< 0.001
Cyperaceae lawn	Log ₁₀ CH ₄ = -0,01 + 0,09T20	0,94	< 0.001
Cyperaceae string	Log ₁₀ CH ₄ = 0,30 + 0,06T40	0,81	0.006
Forest border	Log ₁₀ CH ₄ = -0,17 + 0,16T40	0,82	0.03
Hummock	Log ₁₀ CH ₄ = 0,8 -0,1T20 + 0,16 T40	0,5	0.3

Table 4.5: Spatially weighted average daily fluxes ± standard error (mg CH₄ m⁻² d⁻¹) for 2009 and 2010 in Abeille peatland.

Year	Growing season	Cold season	Annual
2009	66,1 ± 31,4	3 ± 1,9	29,4 ± 13,3
2010	55,3 ± 25,9	2,4 ± 1,2	24,8 ± 16,8



Figure 4.1 : Study area and localisation of the peatland following Payette and Rochefort (2001) classification. The studied region (black dot) is located at the ecotonal limit between FO open boreal forest and TF forest tundra.

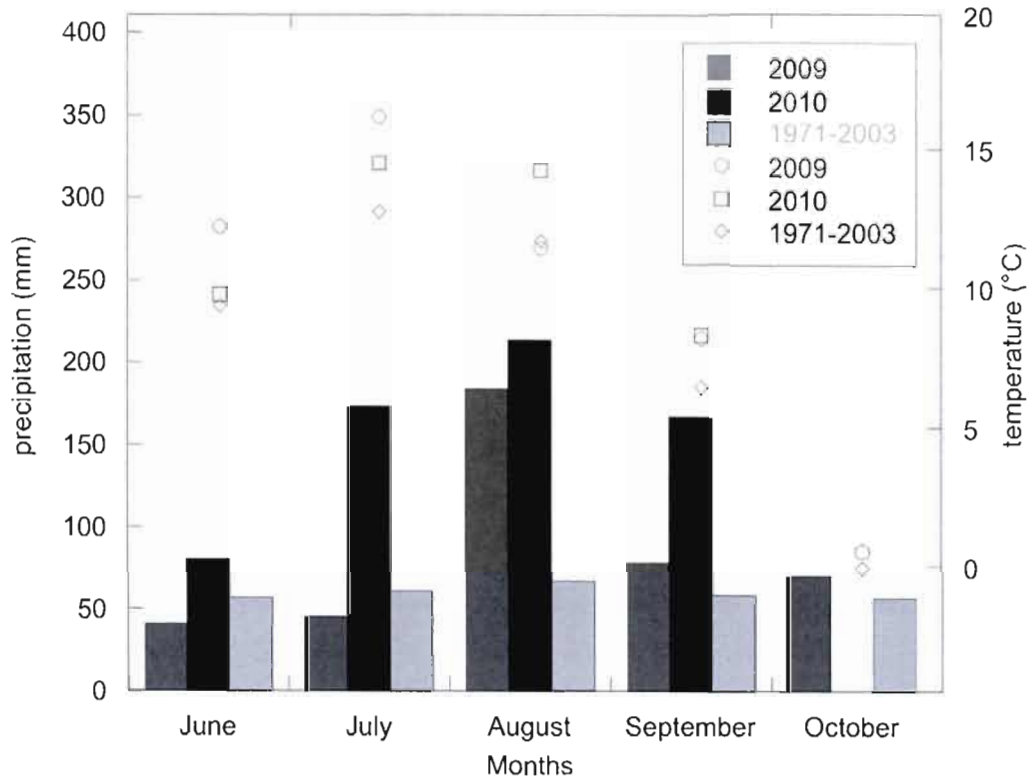


Figure 4.2 : Monthly average temperature (dots, °C) and precipitation (bars, mm) in 2009, 2010 and 1971-2003 (Hutchinson *et al.*, 2009)

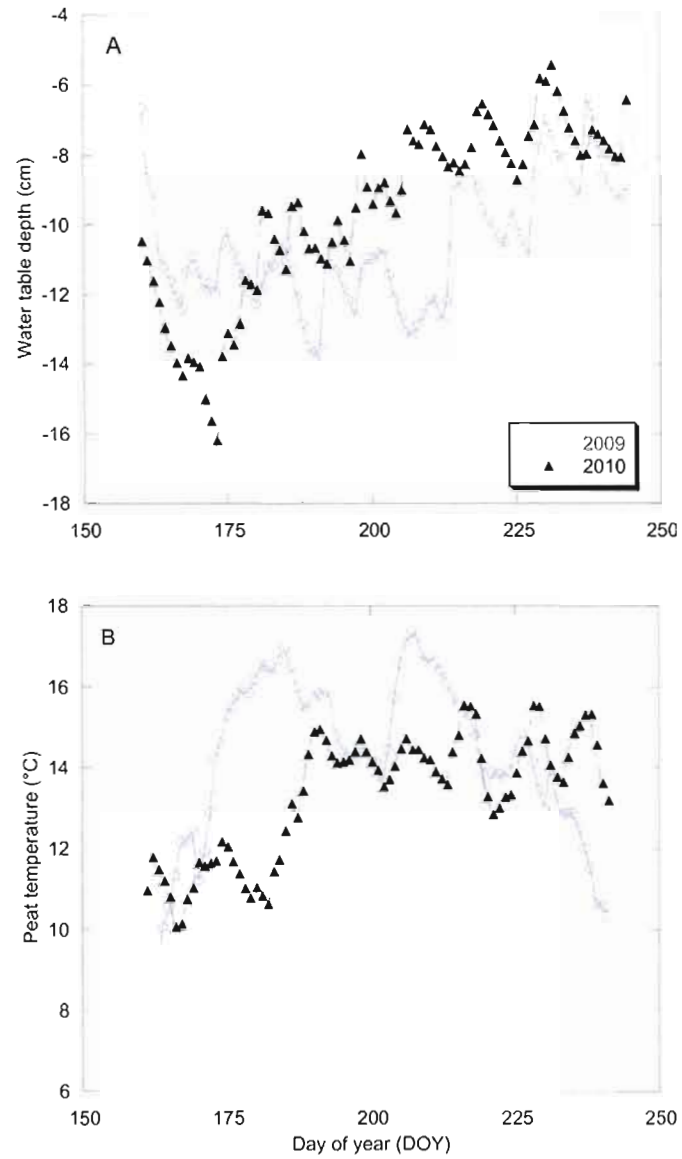


Figure 4.3: 2009 and 2010 seasonal pattern of mean water table position (A) (0 = peat surface) and peat temperature at 20cm (B) from vegetated surface

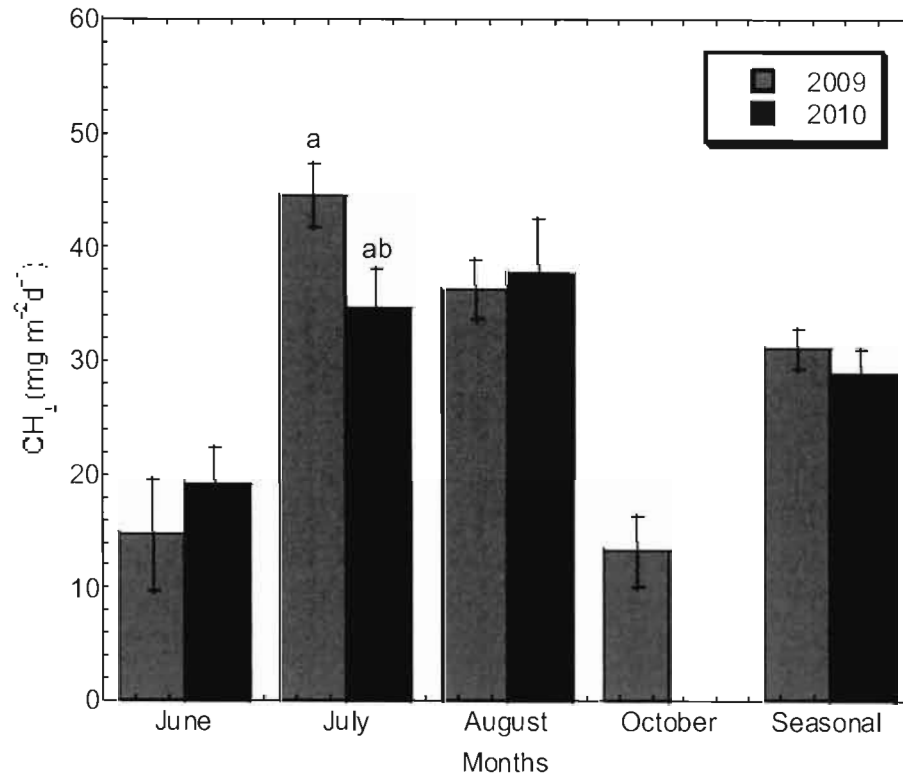


Figure 4.4: Mean monthly CH₄ fluxes (\pm standard error) from vegetated surface in 2009 and 2010. Different letters indicate significant differences ($\alpha=0.05$) between years.

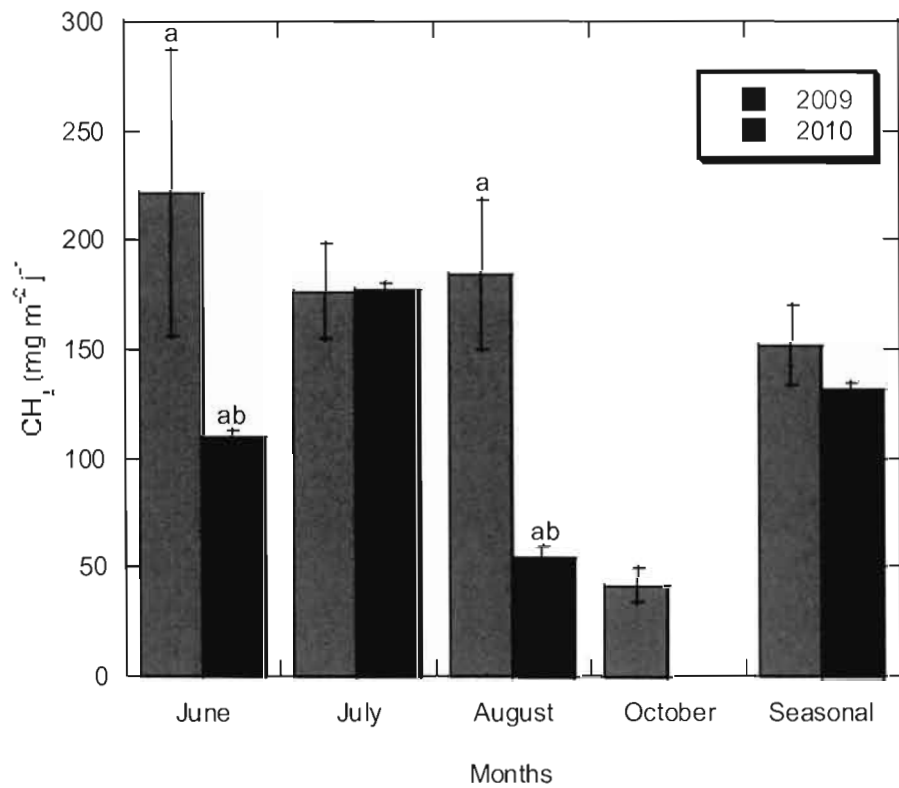


Figure 4.5: Mean monthly CH₄ fluxes (\pm standard error) in pools, 2009 and 2010. Different letters indicated significant differences ($\alpha = 0.05$) between years

CHAPITRE V

Interannual variability in the CO₂ balance of a boreal patterned fen, James Bay, Canada

Noémie Cliche Trudeau¹, Michelle Garneau¹ and Luc Pelletier²

¹ GEOTOP-Geochemistry and Geodynamics Research Center and Department of Geography, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada

² Department of Natural Resource Sciences, McGill University, Sainte-Anne-de-Bellevue, Québec, Canada

Revue: Biogeochemistry

Abstract

During two years (2009 and 2010), CO₂ fluxes were measured in an oligotrophic fen located at the ecotonal limit of forest tundra and lichen woodland, in northeastern Canada. In this region, overall water tables have been rising since Little Ice Age, allowing an increase in pool density in the peatlands. In the studied peatland, 83% of the surface is covered either with pools (42%), hollows (28%) and lawns (13%) all of which present a mean water table higher than 7cm. We evaluated how these conditions might influence the CO₂ balance in the oligotrophic fens of the northeastern section of the La Grande river watershed. During the two years, results indicate a net CO₂ source with -301 (±22) and -181 (±12) g CO₂ m⁻² y⁻¹ emitted to the atmosphere. Modeled wintertime net ecosystem exchange (NEE) resulted in a net loss of -84 (±1) and -84 (±1) g CO₂ m⁻² y⁻¹ in 2009 and 2010 respectively. During the growing season, a net loss was also measured with -218 (±22) in 2009 and -97 (±16) g CO₂ m⁻² in 2010. This high CO₂ source can be attributed to three factors: (1) the length of the cold season which represented 210 to 214 days of net CO₂ loss (2) a high pool/vegetated surface ratio since pools are net source of CO₂ and presented 60-68% of the annual CO₂ budget and (3) hydroclimatic conditions during the growing season as dryer and warmer conditions in 2009 reduced photosynthesis and increased respiration rates.

5.1 Introduction

In peatlands, carbon dioxide (CO₂) is absorbed by vegetation via photosynthesis and released through both autotrophic and heterotrophic respiration. Net ecosystem exchange (NEE) represents the difference between gross primary productivity (GPP) and ecosystem respiration (R). As net primary production generally exceeds decomposition in peatlands, these ecosystems are considered as a carbon sink. In a recent paper, Yu *et al.* (2010) estimated that northern peatlands stock represents 473-621 Gt C while MacDonald *et al.* (2006) showed that peat initiation and development contributed to reduce atmospheric CO₂ by 7ppmv between 11-8 ka which correspond to a net cooling of -0.2 to 0.5W m⁻² (Frolking and Roulet, 2007)

However, it has been shown that peatlands can become a source of carbon. Silvola *et al.* (1996) have assessed that 90% of the absorbed carbon in peatlands is released to the atmosphere over a year period. The small difference between absorbed and released CO₂ combined with peatlands sensitivity to hydro-climatic changes can lead to switch the peatlands' CO₂ budget from sink to source (Joiner *et al.*, 1999; Cox *et al.*, 2000; Griffis *et al.*, 2000; Roulet *et al.*, 2007). Moreover, the surface microtopography (hollows, hummocks, lawns, pools) can influence the CO₂ balance of a peatland. Pelletier *et al.* (2011) showed NEE response to water table fluctuation where higher water table leads to increased NEE in hummocks but reduced NEE in hollows. Open water bodies also contribute to the CO₂ budget (Waddington and Roulet, 1996). In the pools, CO₂ fluxes to the atmosphere are the result of organic matter decomposition (Kling *et al.*, 1991; Hamilton *et al.*, 1994; McEnroe *et al.*, 2009) and generally offset CO₂ uptake by photosynthesis (Hamilton *et al.*, 1994; Waddington and Roulet, 1996; Macrae *et al.*, 2004)

While several studies have demonstrated the response of peatlands to warmer and dryer conditions (Bubier *et al.*, 2003a; Strack *et al.*, 2006a), the present research focuses in a peatland of northeastern Canada, where an overall rise of the regional water tables has been

registered since the past 700 years (Arlen-Pouliot, 2009). This disequilibrium of the hydrologic conditions generated gradual decomposition of strings and pool coalescence in peatlands and we refer to this phenomenon by the neologism 'aqualysis'. The main objective of this study was to document the influence of high water table and pool coverage on the carbon budget of a peatland located at the ecotonal limit of the forest tundra and lichen woodland and to evaluate its contribution to the global carbon balance. To understand the role of the hydroclimatic disequilibrium over carbon balance and as recent CRCM (Plummer *et al.*, 2006) outputs suggest future temperature and precipitation increase in this region of Canada, we analysed the influence of environmental variables such as water table on maximum rate of photosynthesis (PSN_{max}) and respiration (R) at microform scale and generated a two-year overall carbon budget using measured and modelled data of CO_2 , CH_4 and DOC.

5.2 Materials and Methods

5.2.1 Study Area and Site

The study area was chosen in 2008 on the basis of a week of air and ground regional survey and landscape characterisation. Located at the ecotonal limit of forest tundra and lichen woodland, on the northeastern region of the La Grande river watershed, James Bay, Québec (Figure 5.1), Abeille peatland ($54^{\circ} 06.9' N$, $72^{\circ} 30.1' W$) is an oligotrophic fen characterised by elongated pools interspersed by strings perpendicular the general direction of the slope. Peat depth ranges between 10-300cm with an average of 108cm (Proulx-McInnis, 2010).

Dominant vegetation of the region is represented by black spruce (*Picea mariana* (Mill) BSP) and lichens of the genus *Cladina* and *Cladonia* typical of the lichen woodland. Between 1971 and 2003, mean annual temperature was $-4.28^{\circ} C$ with lowest mean temperature in January ($-24.05^{\circ} C$) and highest mean temperature in July ($12.76^{\circ} C$). Mean

annual precipitation is 738 mm (Hutchinson *et al.*, 2009). These characteristics lead to low evapotranspiration which favours high water table in the region.

5.2.2 CO₂ flux measurements

CO₂ Terrestrial fluxes Measurements

In June 2009, seven representative microforms were identified in the peatland (Table 5.1) and 2 collars (25cm diameter) were installed in each one of them. As some of them showed similar characteristics (water table depth, peat temperature, vegetation assemblage), we combined microforms into 3 subgroups at time of analysis; lawns (6 collars grouping Cyperaceae strings, Cyperaceae lawns and *Sphagnum* lawns), hummocks (4 collars grouping hummocks and the forest borders) and hollows (4 collars grouping pool borders and hollows). Two pools (respectively shallow and deep) were also chosen for sampling (Table 5.2). Spatial microform coverage obtained with Geo Eye imagery classification (Dribault *et al.*, 2011) show that the peatland is mainly represented by pools (42%) and terrestrial microforms with water table close to peat surface such as hollows and lawns (40%) while hummocks represent only a minor proportion of the peatland (17%). To reduce the impacts of the sampling, boardwalks were installed between the sites. NEE was measured during 6 field campaigns spread over two growing seasons. In 2009, three field campaigns were carried out in July, August and October while in 2010 the three field campaigns were carried out in June, July and August respectively. Each campaign included 10 days of daily measurements.

During each campaigns, CO₂ fluxes were measured every day using a closed system composed of a climate-controlled static chamber connected to an infrared gas analyser (*PPsystems EGM-4*, Massachusetts, USA) placed on plastic collars. The Plexiglas chamber transmitted about 92% of the photosynthetically active radiation (PAR) and had a removable top in order to re-establish the ambient conditions between the measurements. It also had a climate-control system consisting in a fan and a pump immersed in cold water allowing water

circulation in a radiator inside the chamber to maintain temperature inside the chamber close to ambient.

At the time of measurement, the chamber was placed on the collar with a water seal. We monitored the change in CO₂ concentration in the chamber over a 2.5-minute period, recording one data every 10 seconds for the first minute and one data every 30 seconds for the last 1.5 minute. The CO₂ flux was calculated from linear regression using the CO₂ concentration change during the 2.5-minute period. We also measured photosynthetically active radiation (*PAR-1 sensor, PP Systems*) during the fluxes sampling. Shrouds with different mesh size, partly blocking the incoming PAR, were used to create different intensities. In each collar, 4 measurements were conducted, the first one at full light, then blocking 25% and 50% of the light and using an opaque shroud to measure respiration.

CO₂ pool fluxes measurements

Open water pools were sampled every two days during the field campaigns following Hamilton *et al.* (1994). Water samples were taken in glass bottles (Wheaton 125mL) sealed with a rubber septum. The bottles were previously prepared in laboratory by (1) adding 8.9 g of KCl in order to inhibit water biological activity, (2) removing the air contained in the bottle with a vacuum pump and (3) adding 10mL of UHP N₂ to the bottle to create a headspace. In the field, sample was taken by submerging the bottle in water and by perforating the septum with a 18 gauge needle. At sampling time, air and water temperature and wind speed were measured.

Bottles were shaken for 3 minutes to equilibrate water and N₂. Using a 12 gauge needle, the headspace was sampled and analysed with a gas chromatograph (*Shimadzu GC-14B*) to determine CO₂ partial pressure (Hamilton *et al.*, 1994; Demarty *et al.*, 2009). As a

dissolved gas concentration in a solution is directly proportional to this gas partial pressure in the solution, Henry's law was used to calculate CO₂ concentration in the solution (Hamilton *et al.*, 1994) using 2 equations (Equation 12 and 13):

$$CO_{2wc} = K_H(CO_2) * CO_{2wp}$$

$$K_H(CO_2) = -58,0931 + 90,5069 (100/T_K) + 22,294 * \ln (T_K/100)$$

Where ;

CO_{2wc} is CO₂ concentration in the water

CO_{2wp} is CO₂ partial pressure

K_H(CO₂) is CH₄ solubility in water in mole L⁻¹ atm⁻¹

T_K is water temperature in Kelvin

CO₂ fluxes were calculated using the «Stagnant Film Model» as described by Hamilton *et al.* (1994) (Equation 14).

$$F = k(\Delta C)$$

Where :

F is the gas flux at water/air interface

ΔC is the gas concentration gradient at water/air interface

k is gas exchange coefficient

K values are determined using wind speed and are adjusted with the Schmidt number (Sc). Schmidt number is obtained by dividing water kinematic viscosity at temperature 'a' by gas diffusion coefficient at temperature 'a'.

This method allowed us to measure CO₂ fluxes from the pools to the atmosphere. Considering that there is low photosynthetic activity in the pools (Hamilton *et al.*, 1994; Macrae *et al.*, 2004), we did not measure CO₂ invasion so the CO₂ contribution may be overestimated.

5.2.3 CH₄ measurements and DOC concentrations

CH₄ fluxes were measured every two days over the same range of microforms than for CO₂ sampling during 2009 and 2010 growing season (Cliche Trudeau *et al.*, Submitted). A 18L foil covered static chambers placed over collars sealed with water was used (Crill *et al.*, 1988). CH₄ samples (4) were taken every 6 minutes for a 24-minutes period. Air inside the chamber was mixed using a 60mL syringe and a sample was taken and injected in a 10mL pre-evacuated glass vial sealed with a rubber septum (butyl 20mm septa, Supelco cie.) and a metal crimp (Ullah *et al.*, 2009). Samples were kept at 4°C until analysis with a gas chromatograph (*Shimadzu GC-14B*) equipped with a flame ionization detector for CH₄. Fluxes were determined from a linear regression between the 4 measured CH₄ concentrations during the 24-minutes sampling. CH₄ fluxes from the pools were measured using the method described in the previous section, K_H(CH₄) being determined using the following equation (Equation 15) :

$$K_H(\text{CH}_4) = -115,6477 + (155.5756/(T_K/100)) + 65.2553 * \ln (T_K/100) - 6,1698 * (T_K/100)$$

Where ;

CH₄wc is CH₄ concentration in the water

CH₄wp is CH₄ partial pressure

K_H(CH₄) is CH₄ solubility in water in mole L⁻¹ atm⁻¹

T_K is water temperature in Kelvin

DOC concentration in water was also measured at the outlet of the peatland to determine carbon loss to adjacent ecosystems. Samples were collected at the beginning and the end of the field campaigns of July 2010 and August 2010. Water was filtered using 45 μ m filters and CuSO₄ was added to the sample to inhibit biological activity prior to analysis. Samples were kept at 4°C in amber glass bottle until analysed for DOC concentration with a *TOC Shimadzu 5050 Analyser*.

5.2.4 Environmental variables

In each microforms, water table depth and peat temperature were monitored continuously between June 13th 2009 and September 1st 2010. Water table depth was measured using a level logger (*Odyssey Capacitance Water Level Logger*) placed in PVC tube and inserted into peat or pool bottom. Peat and water temperature was measured using HOBO probes (*TMC6-HD Air/Water/Soil Temp Sensor*) inserted at different depths (5-10-20-40 cm) on the terrestrial microforms. In the pools, water temperature was measured at the center and along the border both in surface and at the bottom. Aboveground biomass was measured by clipping vegetation inside collars at the end of 2010 growing season. Vascular plants stems and leaves were sorted and only capitula were kept for *Sphagnum* species. Vegetation was then dried in the oven at 80°C and weighted to calculate biomass (Moore *et al.*, 2002). Meteorological data were monitored from meteorological station located in a nearby peatland (<1km) for 2009 and in Abeille peatland for 2010.

5.2.5 Data analysis

The relationship between NEE and PAR was described by a rectangular hyperbola using a curve-fitting technique (Equation 16) that was computed with JMP-IN statistical software (*SAS institute, 2007*).

$$NEE = (\alpha * PAR * GP_{max} / (\alpha * PAR) + GP_{max}) + R$$

Where : α is the initial slope of the rectangular hyperbola (apparent quantum yield)

PAR is photosynthetically active radiation

GP_{max} is the maximum gross photosynthesis in light saturation condition

R is the intercept of the curve or dark respiration value

CO₂ uptake by the ecosystem is represented by positive signs and CO₂ release to the atmosphere by negative values.

The length of the growing season was defined using peat temperature at 5 cm to determine date of spring thaw and autumn freeze. We assumed that there was no photosynthetic activity when peat was frozen. The 2009 growing season lasted from May 12th to October 9th (151 days) and April 28th to September 30th (155 days) in 2010. NEE was modeled hourly using the rectangular hyperbola and R equations (Table 5.3 and Table 5.4). Rectangular hyperbola curve (Equation 15) was fitted in the data of each sampling site for every field campaigns (July, August and October 2009; June, July and August 2010). Gaps were filled between field campaigns using a mobile mean to estimate the rectangular hyperbola parameter.

As the rectangular hyperbola tend to underestimate respiration values, R was modeled separately using an exponential regression derived from the relationship between dark respiration measurements and peat temperature at 5cm (Table 5.4). Peat temperature was

modeled between January 1st 2009 and June 11th 2009 and between September 1st 2010 and December 31st 2010 using an exponential regression with air temperature. We did not model pool fluxes as no strong relationship between water temperature and CO₂ emissions was detected. Thus, only the growing season budget includes pool emissions for which pool seasonal average fluxes (shallow and deep) were used. For the yearly model we assumed that the pools stopped emitting CO₂ when an ice cover formed on the surface. However, no data are associated with the release following the ice melt in spring and therefore the annual pool contribution may be underestimated.

In order to identify the controlling factors of NEE, simple regressions ($\alpha = 0.05$) were used. As NEE represents the difference between gross primary productivity (GPP) and respiration (R), we analysed the relationship between GPP and R and the environmental variables (water table depth, peat and water temperature and biomass) separately. As GP_{max} suggest an infinite limit of PAR, we used photosynthesis values under real light saturation condition ($\text{PAR} > 1000 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) (PSN_{max}) (Bubier *et al.*, 2003a) for a more realistic analysis of photosynthesis. NEE_{max}, which represents the difference between gross primary productivity and respiration under light saturation condition ($\text{PAR} > 1000 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) was also used for analysis. One way ANOVA test (two-tailed, $\alpha = 0.05$) were conducted to compare means between 2009 and 2010. Shapiro-Wilk test was used to determine normality of the distributions ($\alpha = 0.05$) and Cook's distance was used to identify outliers. A total of 3011 terrestrial fluxes were measured from which 2994 were kept with 1587 in 2009 and 1407 in 2010. In the aquatic sites, 89 fluxes were kept out of 98 measured with 42 in 2009 and 47 in 2010.

The uncertainties associated with the data presented in this manuscript take into account the error associated with the derived relationships between fluxes and environmental variables (PAR, water table depth, temperature, biomass). However, numbers of errors that are hardly quantifiable are associated with the methods. The largest sources of probable error

would derive from the measurement techniques and materials, from the assessment of an annual budget using non-continuous measurements (gap-filling) and from the scaling up of chamber measurements to the landscape level.

5.3 Results

5.3.1 Environmental conditions

Mean daily temperature between June 1st and September 1st was warmer than the 30 years average with 13.2 and 13.0 °C for 2009 and 2010 respectively (Figure 5.2). For the same period, total precipitation was inferior to the 30 year mean (299mm) with in 2009 (269mm) and exceeded the 30 years mean in 2010 (477mm). In the hummocks, water table depth varied between -16.5 and -25.6 cm in the 2009 growing season and between -22.1 and -30.6 cm in 2010. In the lawns, water table depth ranged from -3.7 to -10.9 cm in 2009 and between -3.1 and -13.3 cm in 2010. In the hollows, water table depth varied between 0.2 and -6.2 cm in 2009 and between 0.9 and -9 cm in 2010. Drier conditions in 2009 did not largely influence the water table (Figure 5.3) although their duration influenced *Sphagnum* surface desiccation on microforms with deeper water tables such as lawns and hummocks. This is consistent with Strack and Price (2009) who did not observe a constant direct correlation between water table depth and *Sphagnum* moisture content.

5.3.2 Spatial variability

CO₂ fluxes were measured in terrestrial microforms during the 2009 and 2010 growing seasons. Relationship between NEE and PAR for each microform was derived by

fitting a rectangular hyperbola equation in the fluxes measured (eq.5) (Table 5.3) (Figure 5.4). One-way ANOVA test ($\alpha = 0.05$) performed on individual CO₂ fluxes measurements revealed that photosynthesis at PAR > 1000 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (PSN_{max}), net ecosystem exchange at PAR > 1000 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (NEE_{max}) and dark respiration (R) were significantly different between the microforms and during both years ($p > 0.001$).

The rectangular hyperbola curve parameters varied according to the microtopography sequence: hollow < lawn < hummock (Table 5.3). GP_{max} varied between 4.5 and 9.01 $\text{g CO}_2 \text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$ in the hollows, between 15.75 and 18.75 $\text{g CO}_2 \text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$ in the lawns and ranged from 31.98 to 32.2 $\text{g CO}_2 \text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$ in the hummocks. Dark respiration varied from -1.29 to -1.6 $\text{g CO}_2 \text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$ in the hollows, -4.33 and -4.89 $\text{g CO}_2 \text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$ in the lawns and -11.22 and -11.76 in the hummocks (Table 5.3). In the pool, CO₂ emissions ranged from -0.01 to -10 $\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$ with a mean of -2.3. Shallow pool was a stronger emitter than deep pool with respective mean seasonal flux of -5.38 and -1.18 $\text{g CO}_2 \text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$ in 2009 and -3.28 and 0.78 $\text{g CO}_2 \text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$ in 2010.

5.3.3 Interannual variability

One-way ANOVA tests were performed to determine the variability of NEE_{max} , PSN_{max} and R in the terrestrial microforms between 2009 and 2010 growing seasons (Figure 5.5). For these tests, we used individual CO₂ measurements collected during July and August. In the hollows, NEE_{max} , PSN_{max} and R were significantly higher in 2009 than in 2010 ($p < 0.001$). In the lawns, NEE_{max} was statistically similar during 2009 and 2010 ($p < 0.101$) while PSN_{max} and R were significantly higher in 2009 ($p < 0.001$). In the hummock, NEE_{max} and PSN_{max} were significantly higher in 2010 ($p < 0.001$) but R was higher in 2009 ($p = 0.054$). Pool fluxes were significantly greater in 2009 in shallow pool ($p < 0.023$) but were similar in deep pool ($p < 0.089$) of both years.

5.3.4 Environmental controls

Correlation between CO₂ fluxes (PSN_{max} and R) and environmental variables (air temperature, peat temperature, water table depth, biomass) were measured at seasonal and daily scale in order to identify the controls on NEE. Relationships were also determined at both ecosystem and microform scale.

R measurements were strongly correlated with water table depth, fluxes increasing with deeper water table. At the seasonal scale, water table depth explained 88% ($p < 0.001$) of the respiration fluxes, a 25cm decrease of the water table yielding fluxes about one order of magnitude higher. Fluctuations of the water table also showed a statistically significant relationship with respiration fluxes at the daily scale ($p < 0.001$; $r^2 = 0.55$). However, the strength of the relationship varied among microforms. Water table depth explained 30% of R variation in hollows ($p < 0.001$), 52% in lawns ($p < 0.001$) and 0.06% in hummocks ($p < 0.001$). Similar results for this relationship were obtained when 2009 and 2010 growing seasons were analysed separately. In pools, CO₂ fluxes were also correlated with water levels ($r^2 = 0.39$; $p < 0.001$) with higher fluxes measured at lower water levels.

The relationship between PSN_{max} and water table depth was also analysed. At the ecosystem level, PSN_{max} was strongly correlated with water table depth at seasonal ($r^2 = 0.83$; $p < 0.001$) and at daily scale in 2009 ($r^2 = 0.55$; $p < 0.001$) and in 2010 ($r^2 = 0.61$; $p < 0.001$) with more CO₂ uptake with deeper water table. Similarly to respiration, a 25cm decrease in the water table lead to fluxes about one order of magnitude higher. Daily measurements of CO₂ at the microform scale showed that water table explained 34% of PSN_{max} variation in the hollows ($p < 0.001$), 18% in lawns ($p < 0.001$) and 2% in hummocks ($p = 0.4$)

A correlation between R fluxes and air temperature was measured at the daily scale for both years ($r^2 = 0.37$; $p < 0.001$ in 2009 and $r^2 = 0.19$; $p < 0.001$ in 2010), warmer temperature leading to higher fluxes. Within the microforms, the strongest relationship between individual R fluxes and air temperature was measured in lawns ($r^2 = 0.65$; $p < 0.001$), followed by hummocks ($r^2 = 0.54$; $p < 0.001$) and hollows ($r^2 = 0.38$; $p < 0.001$). A weak but significant relationship was also measured in pools ($r^2 = 0.10$; $p = 0.002$). R fluxes varied also according to peat temperature at 5cm (closely correlated to air temperature) (Figure 5.6). An exponential curve was fitted between R fluxes at the daily scale and peat temperature and explained 10% of R variation within the ecosystem ($p < 0.001$). When considered at the microform scale, peat temperature explains 42% of the variation of R fluxes in the hollow ($p < 0.001$), 52% in the lawns ($p < 0.001$) and 60% in the hummocks ($p < 0.001$) (Table 5.3). In pools (shallow and deep), water temperature at the border bottom explained 11% of the variations ($p = 0.004$). The relationship was stronger in deep pool ($r^2 = 0.35$; $p = 0.004$) than in the shallow pool ($r^2 = 0.13$; $p = 0.014$). For each microform, the relationship between R fluxes and temperature (air and peat) was stronger during the dryer and warmer 2009 growing season.

PSN_{max} was also correlated to air temperature at the daily scale, warmer temperature leading to increasing uptake. However, the relationship is weaker than the one for R. Within the microforms, air temperature explained 24% of PSN_{max} variation in the hollows ($p < 0.001$), 15% in the lawns ($p < 0.001$) but the relationship was not significant in the hummocks ($p = 0.06$). Peat temperature also correlated with PSN_{max} . However, the relationship was variable between the two growing seasons. In 2009, PSN_{max} decreased with warmer temperature while it increased with rising temperature in 2010. At the microform scale, hollows peat temperature explained 30% and 42% of PSN_{max} variation during 2009 and 2010 respectively ($p < 0.001$). In the lawns and hummocks, the relationship was non-significant in 2009 ($p = 0.286$ and $p = 0.68$ respectively) but in 2010 explained 30% of variation in the lawns ($p < 0.001$) and 32% in the hummocks ($p < 0.001$). Q_{10} values associated with PSN_{max} were higher in 2010 in lawns and hummocks and were similar during

both years in hollows which suggests that microforms with water table >7cm had a photosynthesis process more responsive to temperature during the 2010 season.

The relationship between mean CO₂ fluxes and living biomass at the end of the growing season was also analysed. Both mean seasonal respiration and PSNmax strongly correlated with green biomass (respectively $r^2 = 0.89$; $p = 0.001$ and $r^2 = 0.87$; $p = 0.002$).

5.3.5 Annual CO₂ budget

Yearly budgets represented a net loss of CO₂ to the atmosphere with a greater values in 2009 (-301 (±21) g CO₂ m⁻² y⁻¹) than in 2010 (-181 (±14) g CO₂ m⁻² y⁻¹) (Table 5.5). During 2009 growing season, the peatland has lost -218 (±22) g CO₂ m⁻² (151 days) to the atmosphere while -97 (±16) g CO₂ m⁻² were lost in 2010 (155 days). Mean modeled NEE in winter was similar during both years with a net loss of -84 (±1) g m⁻² y⁻¹ in 2009 (214 days) and -84 (±3) g m⁻² y⁻¹ in 2010 (210 day) representing 28% and 46% of the respective annual CO₂ budget suggesting that the interannual variation of the CO₂ balance is caused by variation of photosynthesis or respiration during the growing season.

The CO₂ balance also varied according to microforms (Table 5.5). Hollows remained CO₂ sinks both in 2009 and 2010 although they absorbed less in 2010 with an average NEE of 60 (±2) g m⁻² y⁻¹ compared to 112 (±3) g m⁻² y⁻¹ in 2009. In this microform, GPP and R decreased in 2010. Lawns represented a CO₂ source during both years with a NEE of -84 (±4) g CO₂ m⁻² y⁻¹ in 2009 and -53 (±3) in 2010. Both GPP and R decreased in 2010. Hummocks were also a source of CO₂ with NEE of -543 (6) and -281 (24) g m⁻² y⁻¹ in 2009 and 2010 respectively. However, during the 2010 growing season, hummocks were a CO₂ sink with 65 (7) g CO₂ m⁻² absorbed between May and October. In contrast with other microforms, GPP in

hummocks increased in 2010 while R decreased. Pool fluxes were larger in 2009 and contributed to 57% of the annual spatially weighted CO₂ budget compared to 62% in 2010.

5.3.6 Annual carbon balance

In order to obtain an average annual carbon balance, we modelled the Abeille peatland C balance by combining spatially weighted annual daily CO₂ fluxes measured and modelled with spatially weighted annual daily CH₄ fluxes measured and during the same period (Cliche Trudeau *et al.*, Submitted). For 2010, we also added the annual mean DOC flux at the outlet of the peatland (Figure 5.7). In order to calculate the export of DOC to the adjacent ecosystems, hourly flow rate at the outlet was coupled with mean seasonal DOC concentration at the outlet of the peatland (0,016 g/l).

In 2009, the average spatially weighted carbon flux was $-73,7 \text{ g C m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ for which 89% is accounted for CO₂-C ($65,8 \text{ g m}^{-2} \text{ y}^{-1}$) and 11% for CH₄-C ($7,94 \text{ g m}^{-2} \text{ y}^{-1}$). In 2010, mean spatially weighted C flux was $-58,4 \text{ g m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ for which 68% is accounted for CO₂-C ($39,8 \text{ g m}^{-2} \text{ y}^{-1}$), 12% for CH₄-C ($6,76 \text{ g m}^{-2} \text{ y}^{-1}$) and 20% corresponded to DOC-C ($11,94 \text{ g m}^{-2} \text{ y}^{-1}$). As DOC fluxes represent 1/5 of the total annual C budget in 2010, 2009 C budget was hence underestimated as it did not take its export into account.

5.4 Discussion

We measured CO₂ fluxes along a microtopographical gradient in a peatland influenced by rising water table since the Little Ice Age, slowly allowing an increased pool cover and development of wet microforms (Dissanska *et al.*, 2009; Tardif *et al.*, 2009). 83% of the aqualysed Abeille peatland is covered either with pools (42%), hollows (28%) or lawns (13%) all of which present a mean water table higher than 7cm. We evaluated with 2 years of

data how these hydrologic conditions influenced the CO₂ balance at the microtopographic and ecosystem scale on a two years basis.

We observed important variability in the fluxes at spatial and temporal scales. Annual and seasonal CO₂ budgets differed between the 2 years, 2009 represented a large net loss to the atmosphere while 2010 was a smaller source. In the terrestrial microforms, the 2009 growing season represented a net loss to the atmosphere while 2010 was a small sink. Several studies have mentioned a switch from sink to source in the annual CO₂ budget (Shurpali *et al.*, 1995; Joiner *et al.*, 1999; Griffis *et al.*, 2000; Roulet *et al.*, 2007) and attributed the change to the hydroclimatic variability during the growing season. In the Laforge region, the 2009 growing season was dry and warm when compared to the 30 years serie (1971-2003) while 2010 was also warmer but much wetter. We also observed that fluxes responded to variations in the water table and temperatures as stated by Moore and Dalva (1993) Bubier *et al.* (1998), Waddington *et al.* (1998), Updegraff *et al.* (2001) et Strack *et al.* (2009). The correlation between environmental variables and fluxes varied annually and according to microtopography.

An important portion of the spatial variability of the fluxes has been linked to microtopography. GPP and R varied along the humidity gradient hollow<lawn<hummock and is consistent with the observed correlations between living biomass, water table and CO₂ fluxes. However, interannual and intra-annual variability of NEE among the microforms indicates that they are controlled by different variables. During the 2009 and 2010 growing seasons, hollows were a CO₂ sink. Lawns were a small source in 2009 and a sink in 2010 while hummocks were a large source in 2009 and a small sink in 2010. These results confirm that seasonal hydro-climatic variations do influence GPP and R and vary according to microtopography. Intrinsic characteristic of the microforms such as dominant vegetation, biomass, water table depth, peat temperature play an important role in determining the fluxes.

For all the microforms of the remote peatland, a strong correlation was observed between R fluxes and peat and air temperature with warmer temperature leading to higher R fluxes. Similar results were reported by Bubier *et al.* (2003a; 2003b) and attributed to increased decomposition. Relationship between GPP and temperature is more complex. In lawns and hummocks, warmer peat temperature did not lead to increasing rates of photosynthesis during dry periods. In June and July 2009, warmer temperature increased R rate but did not affect photosynthesis which lead to a negative NEE. Under wetter conditions, photosynthesis was more responsive to peat temperature than R, which lead to positive NEE in August 2009 and during the 2010 growing season. In the hollows, photosynthesis was not reduced by dry conditions. In this microform, water table was close to peat surface during both 2009 and 2010 (3.6cm in 2009 and 2.4cm in 2010) and did not represent a constraint for the vegetation. Respiration and photosynthesis in the hollows showed greater response to peat and air temperature than to variation of the water table. This explains why hollows were a smaller sink during the slightly colder 2010 while CO₂ uptake was increased in the other microforms. It is also possible that wetter conditions of 2010 limited the capacity of vegetation to photosynthesise as it was flooded during a part of the growing season. As for pools, fluxes were reduced in 2010 in response to colder temperature and higher water table.

Several studies have previously concluded that the CO₂ balance of peatlands is determined by temperature and moisture conditions (Shurpali *et al.*, 1995; Alm *et al.*, 1999b; Joiner *et al.*, 1999; Griffis *et al.*, 2000; Lafleur *et al.*, 2001; Frohking *et al.*, 2002; Bubier *et al.*, 2003a; Aurela *et al.*, 2009). In subarctic fen near Churchill (Manitoba) Griffis *et al.* (2000) measured a net source of CO₂ during a hot and dry growing season and sink during warm and wet growing season. According to that study, photosynthetic activity and fitness of the vegetation is influenced by the moisture conditions during early growing season and determine the magnitude of the source/sink. Lafleur *et al.* (2001) also measured smaller sinks during dry growing seasons in a subarctic fen and concluded that NEE is highly sensitive to dry conditions. In a northern Finland fen, Aurela *et al.* (2009) measured lower CO₂ uptake during a dry and warm year which was attributed to reduced photosynthetic capacity of the vegetation.

Other authors have reported that the carbon balance response to changing climatic conditions also vary with microtopography (Alm *et al.*, 1999b; Heikkinen *et al.*, 2002a; Bubier *et al.*, 2003a; Strack *et al.*, 2006a; Pelletier *et al.*, 2011). Bubier *et al.* (2003a) suggested that the influence of the changing hydrologic conditions will vary with vegetation composition. In hummocks mainly dominated by ericaceous shrubs, Strack *et al.* (2006a), Bubier *et al.* (2003a) and Alm *et al.* (1999b) reported lower rates of gross photosynthesis and greater respiration under dry conditions. Heikkinen *et al.* (2002a) measured greater NEE in microsites with water table closer to peat surface while Alm *et al.* (1999b) found that during a dry year, hollows dominated by *Sphagnum balticum* had better water retention and increased its photosynthetic capacity. In the Eastmain region (mid-boreal Québec), Pelletier *et al.* (2011) observed that rising water table in hummocks lead to greater NEE in response to increased productivity which is consistent with our results. In their study, they measured lower photosynthesis in hollows, attributed to the vegetation flooding during the 2008 wet boreal summer.

Pools also played an important role in the carbon dioxide budget. Although pool fluxes were similar to respiration in the hollows, flux direction was uniquely towards the atmosphere which generated high emission rates, similar to Hamilton *et al.* (1994) in a peatland complex of the Hudson Bay Lowlands. During the 2009 growing season, pools emitted $-990 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2}$ to the atmosphere while the vegetated surface emitted $-99 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2}$. In 2010, the vegetated surface represented a net sink of $145 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2}$ which was offset by pool emissions of $-627 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2}$. Hence, pool emissions can switch the CO_2 balance from sink to source and influence the overall carbon budget when representing the dominant microform of a system.

Modeled winter fluxes for Abeille peatland suggest their important contribution in the annual CO₂ balance. Mean modeled fluxes for wintertime (-0.39 and -0.40 g m⁻²d⁻¹ in 2009 and 2010 respectively) were consistent with those of -0.47 g m⁻²d⁻¹ measured by Aurela *et al.* (2002) in a subarctic flark fen. Mean daily winter fluxes were quite small but as the study region is characterised by long winter period (210-214 days), they represent an important part of the annual CO₂ balance particularly in hummocks, where growing season fluxes could not offset winter fluxes.

Tarnocai (2002) estimated that 15% of northeastern Canada is covered by peatlands which are mostly represented by oligotrophic patterned fen. Pools are a predominant component of this type of peatland. Patterned fen are also observed in northern Europe (e.g. aapa mires) (Charman, 2002) and peatlands of the Hudson Bay Lowland also have large pools (Hamilton *et al.*, 1994) and. Our study showed that pools contribution is non-negligible in the C balance of the peatlands. In the context where CRCM climate projections predict increased precipitations for the next decade in northeastern Canada (Plummer *et al.*, 2006), one can assume that these oligotrophic the peatlands might generate important impacts in the C budget as they represent a net C source to the atmosphere.

5.5 Conclusion

Northeastern Canadian peatlands concentrated at the ecotonal limit of the forest tundra and lichen woodland, showed a net carbon loss towards the atmosphere during 2 years of measurements. This carbon source can be explained by three main variables: length of the winter season, meteorological conditions during the growing season and pool/vegetated surface ratio.

Results show that hydro-climatic conditions during the growing season controlled C fluxes. During a dry year (2009), decreased photosynthetic activity was accompanied by increased respiration and peatland represented a net source of CO₂ both during the growing season and annually. However, this phenomenon varied according to microtopography. Microforms with water table close to surface such as hollows were less strongly influenced by drought and showed increased photosynthetic activity in 2010 in response to warmer temperature. In 2010, the wet conditions increased photosynthesis in the hummocks and the vegetated surface represented a net CO₂ sink during the growing season although this sink was offset by pool fluxes.

The regional hydrologic disequilibrium in the northeastern Canadian peatlands leads to a rise of the water table and to greater pool coverage at the expense of the vegetated surface. This phenomenon enhances peat decomposition on strings and degraded hummocks due to flooding and a change in the ratio pools/terrestrial surfaces affects the C budget. In our study, high pool coverage (42%) suggests high C fluxes towards the atmosphere. CO₂ fluxes measured in the pools were similar to respiration in the hollows but were unidirectional. Hence, pool fluxes represent 57-60% of the annual spatially extrapolated CO₂ fluxes of the peatland.

The cold season represents a long period of net C loss to the atmosphere in the region. During the short growing season, dry conditions can inhibit photosynthesis and warm temperature generates increased respiration rates. Moreover, the high pool cover also represent a net source of C with high fluxes to the atmosphere. Hence, we conclude that northeastern Canadian peatlands influenced by a hydrologic disequilibrium are and will continue to be a source of carbon, the magnitude of which will mostly be controlled by hydroclimatic conditions during the growing season.

5.6 Acknowledgments

The authors would like to thank NSERC, FQRNT, Hydro-Québec and Consortium Ouranos for financial support. We gratefully thank Hans Asnong, Éric Rosa and Jean-François Hélie for judicious advices and laboratory assistance. We also thank Yan Bilodeau, Antoine Thibault, Robin Beauséjour, Sébastien Lacoste and Sylvain Jutras for field and laboratory assistance. Special thanks to Gwenael Carrer, Yann Dribault and Sandra Proulx McInnis for sharing data and results.

5.7 References

- Alm, J., Schulman, L., Walden, J., Nykänen, H., Martikainen, P.J., Silvola, J., 1999. Carbon balance of a boreal bog during a year with an exceptionally dry summer. *Ecology* 80, 161-174.
- Arlen-Pouliot, Y., 2009. Développement holocène et dynamique récente des tourbières minérotrophes structurées du Haut-Boréal québécois. Thèse de doctorat, département de biology. Université Laval, Québec.
- Aurela, M., Laurila, T., Tuovinen, J.-P., 2002. Annual CO₂ balance of a subarctic fen in northern Europe: Importance of the wintertime efflux. *Journal of Geophysical Research* 107, 4607.
- Aurela, M., Lohila, A., Tuovinen, J.-P., Hatakka, J., Riutta, T., Laurila, T., 2009. Carbon dioxide exchange on a northern boreal fen. *Boreal environment research* 14, 699-710.
- Bubier, J.L., Crill, P.M., Moore, T.R., Savage, K., Varner, R.K., 1998. Seasonal patterns and controls on net ecosystem CO₂ exchange in a boreal peatland complex. *Global Biogeochemical Cycles* 12, 703-714.
- Bubier, J.L., Bhatia, G., Moore, T.R., Roulet, N.T., Lafleur, P.M., 2003a. Spatial and temporal variability in growing-season net ecosystem carbon dioxide exchange at a large peatland in Ontario, Canada. *Ecosystems* 6, 353-367.
- Bubier, J.L., Crill, P., Mosedale, A., Frohking, S., Linder, E., 2003b. Peatland responses to varying interannual moisture conditions as measured by automatic CO₂ chambers. *Global Biogeochemical Cycles* 17, 1066.
- Charman, D., 2002. *Peatlands and environmental change*. Wiley, England.
- Cliche Trudeau, N., Garneau, M., Pelletier, L., Submitted. Methane fluxes from a patterned fen of the northeastern part of the La Grande riverwatershed, James Bay, Canada. *Biogeochemistry*.
- Cox, P.M., Betts, R.A., Jones, C.D., Spall, S.A., Totterdell, I.J., 2000. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature* 408, 184-187.
- Crill, P.M., Bartlett, K.B., Harriss, R.C., Gorham, E., Verry, E.S., Sebacher, D.I., Madzar, L., Sanner, W., 1988. Methane flux from Minnesota peatlands. *Global Biogeochemical Cycles* 2, 371-384.
- Demarty, M., Bastien, J., Tremblay, A., 2009. Carbon dioxide and methane annual emissions from two boreal reservoirs and nearby lakes in Quebec, Canada. *Biogeosciences Discussion* 6, 2939-2963.

- Dissanska, M., Bernier, M., 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* 25, 189-215.
- Dribault, Y., Chokmani, K., Bernier, M., 2011. Monitoring seasonal dynamic of surface hydrology in minerotrophic peatlands using high resolution satellite imagery. EGU, Vienne.
- Frolking, S., Roulet, N.T., Moore, T.R., Lafleur, P.M., Bubier, J.L., Crill, P.M., 2002. Modeling seasonal to annual carbon balance of Mer Bleue Bog, Ontario, Canada. *Global Biogeochemical Cycles* 16, 1030.
- Frolking, S., Roulet, N., 2007. Holocene radiative forcing impact of northern peatland carbon accumulation and methane emission. *Global Change Biology* 13, 1079-1088.
- Griffis, T.J., Rouse, W.R., Waddington, J.M., 2000. Interannual variability of net ecosystem CO₂ exchange at a subarctic fen. *Global Biogeochemical Cycles* 14.
- Hamilton, J.D., Kelly, C.A., Rudd, J.W.M., Hesslein, R.H., Roulet, N.T., 1994. Flux to the atmosphere of CH₄ and CO₂ from wetland ponds on the Hudson Bay lowlands (HBLs). *Journal of Geophysical Research* 99, 1495-1510.
- Heikkinen, J.E.P., Elsakov, V., Martikainen, P.J., 2002. Carbon dioxide and methane dynamics and annual carbon balance in tundra wetland in NE Europe, Russia. *Global Biogeochemical Cycles* 16, 1115.
- Hutchinson, M.F., McKenney, D.W., Lawrence, K., Pedlar, J.H., Hopkinson, R.F., Milewska, E., Papadopol, P., 2009. Development and testing of Canada-wide interpolated spatial models of daily minimum–maximum temperature and precipitation for 1961–2003. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 48, 725-741.
- Joiner, D.W., Lafleur, P.M., McCaughey, J.H., Bartlett, P.A., 1999. Interannual variability in carbon dioxide exchanges at a boreal wetland in the BOREAS northern study area. *Journal of Geophysical Research* 104, 27663-27672.
- Kling, G.W., Kipphut, G.W., Millet, M.C., 1991. Arctic lakes and streams as gas conduits to the atmosphere: implications for tundra carbon budgets. *Science* 251, 298-301.
- Lafleur, P.M., Griffis, T.J., Rouse, W.R., 2001. Interannual variability in net ecosystem CO₂ exchange at the arctic treeline. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 33, 149-157.
- MacDonald, G.M., Beilman, D.W., Kremenetski, K.V., Sheng, Y., Smith, L.C., Velichko, A.A., 2006. Rapid early development of circumarctic peatlands and atmospheric CH₄ and CO₂ variations. *Science* 314, 285-288.
- Macrae, M.L., Bello, R.L., Molot, L.A., 2004. Long-term carbon storage and hydrological control of CO₂ exchange in tundra ponds in the Hudson Bay Lowland. *Hydrological Processes* 18, 2051-2069.

- McEnroe, N.A., Roulet, N.T., Moore, T.R., Garneau, M., 2009. Do pool surface area and depth control CO₂ and CH₄ fluxes from an ombrotrophic raised bog, James Bay, Canada? *Journal of Geophysical Research* 114, G01001.
- Moore, T.R., Dalva, M., 1993. The influence of temperature and water table position on carbon dioxide and methane emissions from laboratory columns of peatland soils. *European Journal of Soil Science* 44, 651-664.
- Moore, T.R., Bubier, J.L., Froking, S.E., Lafleur, P.M., Roulet, N.T., 2002. Plant biomass and production and CO₂ exchange in an ombrotrophic bog. *Journal of Ecology* 90, 25-36.
- Payette, S., Rochefort, L., 2001. *Écologie des tourbières du Québec et du Labrador*. Les Presses de l'Université Laval, Ste-Foy.
- Pelletier, L., Garneau, M., Moore, T.R., 2011. Variation in CO₂ exchange over three summers at microform scale in a boreal bog, Eastmain region, Québec, Canada. *J. Geophys. Res.* 116, G03019.
- Plummer, D.A., Caya, D., Frigon, A., Côté, H., Giguère, M., Paquin, D., Biner, S., Harvey, R., de Elia, R., 2006. Climate and climate change over North America as simulated by the Canadian Regional Climate Model. *Journal of Climate* 19, 3112-3132.
- Proulx-Mc Innis, S., 2010. Caractérisation hydrologique, topographique et géomorphologique d'un bassin versant incluant une tourbière minérotrophe fortement aqualysée, Baie-de-James, Québec. Mémoire de maîtrise, Science de l'eau. INRS, Québec, p. 147.
- Roulet, N.T., Lafleur, P.M., Richard, P.J.H., Moore, T.R., Humphreys, E.R., Bubier, J., 2007. Contemporary carbon balance and late Holocene carbon accumulation in a northern peatland. *Global Change Biology* 13, 397-411.
- Shurpali, N.J., Verma, S.B., Kim, J., Arkebauer, T.J., 1995. Carbon dioxide exchange in a peatland ecosystem. *Journal of Geophysical Research* 100, 14319-14326.
- Silvola, J., Alm, J., Ahlholm, U., Nykanen, H., Martikainen, P.J., 1996. CO₂ fluxes from peat in boreal mires under varying temperature and moisture conditions. *Journal of Ecology* 84, 219-228.
- Strack, M., Waddington, J.M., Rochefort, L., Tuittila, E.S., 2006. Response of vegetation and net ecosystem carbon dioxide exchange at different peatland microforms following water table drawdown. *Journal of Geophysical Research* 111, G02006.
- Strack, M., Price, J.S., 2009. Moisture controls on carbon dioxide dynamics of peat-*Sphagnum* monolith. *Ecohydrology* 2, 34-41.

- Strack, M., Waddington, J.M., Lucchese, M.C., Cagampan, J.P., 2009. Moisture controls on CO₂ exchange in a *Sphagnum*-dominated peatland: results from an extreme drought field experiment. *Ecohydrology* 2, 454-461.
- Tardif, S., St-Hilaire, A., Roy, R., Bernier, M., Payette, S., 2009. Statistical properties of hydrographs in minerotrophic fens and small lakes in mid-latitude Québec, Canada. *Canadien Water Resources Journal* 34, 365-380.
- Tarnocai, C., Kettles, I.M., Lacelle, B., 2002. Peatlands of Canada database. Natural Resources Canada, Ottawa.
- Ullah, S., Frasier, R., Pelletier, L., Moore, T.R., 2009. Greenhouse gas fluxes from boreal forest soils during the snow-free period in Quebec, Canada. *Can. J. For. Res* 3, 666-680.
- Updegraff, K., Bridgham, S.D., Pastor, J., Weishampel, P., Harth, C., 2001. Response of CO₂ and CH₄ emissions from peatlands to warming and water table manipulation. *Ecological Applications* 11, 311-326.
- Waddington, J.M., Roulet, N.T., 1996. Atmosphere-wetland carbon exchanges: scale dependency of CO₂ and CH₄ exchange on the developmental topography of a peatland. *Global Biogeochemical Cycles* 10, 233-245.
- Waddington, J.M., Griffis, T.J., Rouse, W.R., 1998. Northern canadian wetlands: net ecosystem CO₂ exchange and climatic change. *Climatic Change* 40, 267-275.
- Yu, Z., Loisel, J., Brosseau, D.P., Beilman, D.W., Hunt, S.J., 2010. Global peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophysical Research Letters* 37, L13402.

5.8 Tables and figures

Table 5.1: Vegetation composition of the terrestrial microforms

Microforms	Vegetation
Hollows	
1	<i>Sphagnum cuspidatum</i> , <i>Gymnocolea inflata</i> , <i>Vaccinium oxycoccos</i> , <i>Menyanthes trifoliata</i> , <i>Carex limosa</i> , <i>Carex oligosperma</i>
2	<i>Sphagnum cuspidatum</i> , <i>Gymnocolea inflata</i> , <i>Vaccinium oxycoccos</i> , <i>Menyanthes trifoliata</i> , <i>Carex limosa</i> , <i>Carex oligosperma</i> , <i>Cassandra calyculata</i>
Lawns	
3	<i>Gymnocolea inflata</i> , <i>Vaccinium oxycoccos</i> , <i>Aster nemoralis</i> , <i>Kalmia polifolia</i> , <i>Andromeda glauca</i> , <i>Cassandra calyculata</i>
4	<i>Gymnocolea inflata</i> , <i>Drosera rotundifolia</i> , <i>Vaccinium oxycoccos</i> , <i>Coptis groenlandica</i> , <i>Rynchospora alba</i> , <i>Menyanthes trifoliata</i> , <i>Aster nemoralis</i> , <i>Carex exilis</i> , <i>Kalmia polifolia</i> , <i>Trichophorum cespitosum</i> , <i>Andromeda glauca</i> , <i>Cassandra calyculata</i>
5	<i>Sphagnum cuspidatum</i> , <i>Vaccinium oxycoccos</i> , <i>Drosera rotundifolia</i> , <i>Menyanthes trifoliata</i> , <i>Smilacina trifolia</i> , <i>Aster nemoralis</i> , <i>Carex limosa</i> , <i>Carex oligosperma</i> , <i>Kalmia polifolia</i> , <i>Andromeda glauca</i> , <i>Cassandra calyculata</i> .
Hummocks	
6	<i>Sphagnum fuscum</i> , <i>Vaccinium oxycoccos</i> , <i>Menyanthes trifoliata</i> , <i>Smilacina trifolia</i> , <i>Carex oligosperma</i> , <i>Kalmia polifolia</i> , <i>Cassandra calyculata</i>
7	<i>Sphagnum fuscum</i> , <i>Vaccinium oxycoccos</i> , <i>Empetrum nigrum</i> , <i>Rubus chamaemorus</i> , <i>Smilacina trifolia</i> , <i>Carex limosa</i> , <i>Carex oligosperma</i> , <i>Kalmia polifolia</i> , <i>Ledum groenlandicum</i> , <i>Cassandra calyculata</i> , <i>Picea mariana</i>

Table 5.2: Depth, dimension and vegetation composition of the pools

Pools	Depth	Dimensions (center)	vegetation composition
Shallow pool	36-43cm	5x13m	<i>Shagnum cuspidatum</i> , <i>Menyanthes trifoliata</i> , <i>Andromeda glauca</i> , <i>Kalmia polifolia</i>
Deep pool	75-95cm	10x20m	<i>Menyanthes trifoliata</i> , <i>Nuphar lutea</i> , <i>Andromeda glauca</i>

Table 5.3: Rectangular hyperbola parameters for NEE-PAR curves (in $\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$) in the different microforms, 2009 and 2010.

Microforms	$G_{p_{\max}}$	PSN_{\max}	A	R	N	r^2
2009						
hollows	9,01 (0,5)	8,35 (0,38)	0,022 (0,002)	-1,6 (0,17)	299	0,63
lawns	19,4 (0,8)	18,75 (0,41)	0,04 (0,004)	-4,89 (0,28)	643	0,68
Hummocks	32,2 (1,31)	29,38 (0,81)	0,08 (0,008)	-11,76 (0,55)	526	0,69
2010						
hollows	4,5 (0,26)	4,37 (0,31)	0,028 (0,005)	-1,29 (0,13)	455	0,55
lawns	15,75 (0,63)	12,70 (0,44)	0,038 (0,003)	-4,33 (0,22)	595	0,71
Hummocks	31,98 (1,33)	25,49 (1,47)	0,122 (0,015)	-11,22 (0,61)	418	0,72

Table 5.4: Exponential regression equation, coefficient of determination (r^2) and probability (p) values for relationship between R ($\text{gm}^{-2}\text{d}^{-1}$) and peat temperature at 5cm (T_5 , °C) for each microforms, 2009 and 2010

Microforms	Equation	p	r^2
Hollows	$y = 0,0939e^{0,1743T_5}$	$p < 0,001$	0,42
Lawns	$y = 0,1521e^{0,2238T_5}$	$p < 0,001$	0,52
Hummocks	$y = 1,7181e^{0,1364T_5}$	$p < 0,001$	0,6

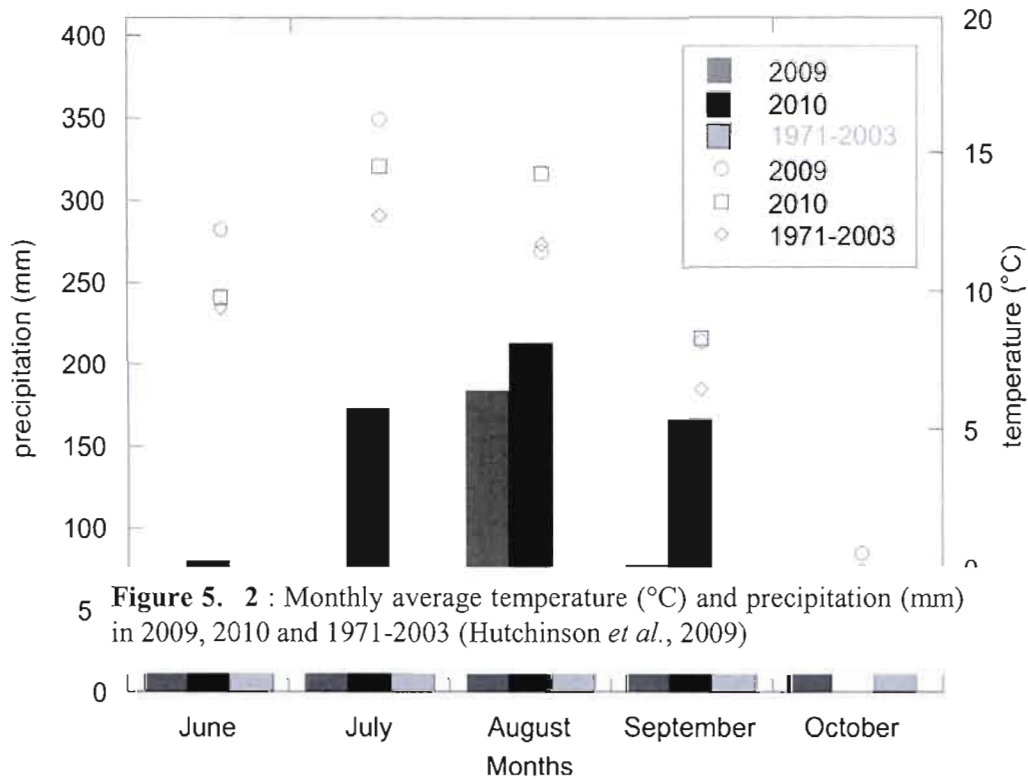
Table 5.5: Seasonal and annual NEE (in g CO₂ m⁻²d⁻¹) for microforms and total ecosystem in 2009 (A) and 2010 (B). The peatland and microforms values represent a mean daily flux while the total values represent the total flux for the season/year.

Microforms	Winter (214)			Growing season (151)			Annual		
	GPP	R	NEE	GPP	R	NEE	GPP	R	NEE
Shallow pool	0	0	0	0	5.4	-5.4	0	2.2	-2.2
Deep pool	0	0	0	0	1.2	-1.2	0	0.5	-0.5
Hollows	0	0.1	-0.1	2.1	1.3	0.9	0.9	0.6	0.3
Lawns	0	0.2	-0.2	4.7	4.9	-0.2	1.9	2.2	-0.2
Hummocks	0	1.6	-1.6	8.3	9.7	-1.3	3.5	5.0	-1.5
Peatland	0	0.4	-0.4	3.0	4.5	-1.4	1.3	2.1	-0.8
Total	0	83.5	-83.5	457.2	675.0	-217.7	460.2	761.4	-301.2

	Winter (210)			Growing season (155)			Annual		
	GPP	R	NEE	GPP	R	NEE	GPP	R	NEE
Shallow pool	0	0	0	0	3.3	-3.3	0	1.4	-1.4
Deep pool	0	0	0	0	0.8	-0.8	0	0.3	-0.3
Hollows	0	0.1	0	1.6	1.0	0.5	0.7	0.5	0.2
Lawns	0	0.3	0	3.8	3.8	0.0	1.6	1.8	-0.2
Hummocks	0	1.7	-2	9.5	9.1	0.4	4.1	4.9	-0.8
Peatland	0	0.4	-0.4	3.0	3.6	-0.6	1.3	1.8	-0.5
Total	0	84.4	-84.4	461.3	557.8	-96.5	464.3	645.2	-180.9



Figure 5.1 : Study area and localisation of the peatland following Payette and Rochefort (2001) classification. The studied region (black dot) is located at the ecotonal limit between FO open boreal forest and TF forest tundra



5 **Figure 5. 2** : Monthly average temperature (°C) and precipitation (mm) in 2009, 2010 and 1971-2003 (Hutchinson *et al.*, 2009)

Figure 5.2 : Monthly average temperature (dots, °C) and precipitation (bars, mm) in 2009, 2010 and 1971-2003 (Hutchinson *et al.*, 2009)

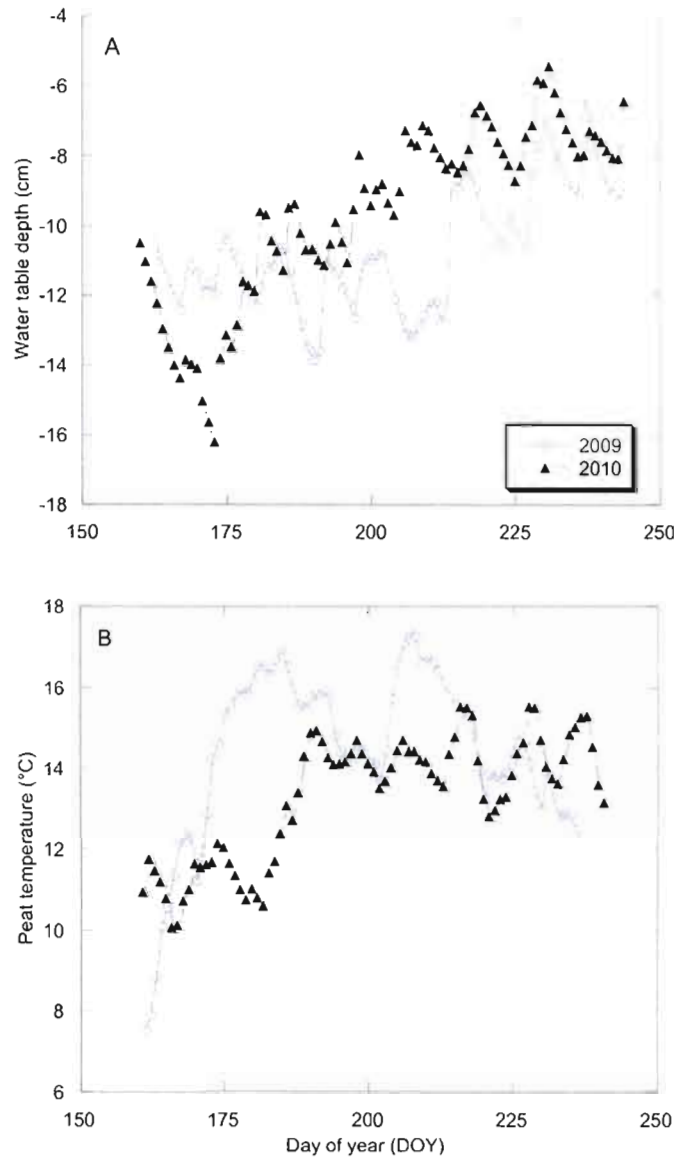


Figure 5.3: 2009 and 2010 seasonal pattern of mean water table position (A) (0 = peat surface) and peat temperature at 20cm (B) from vegetated surface

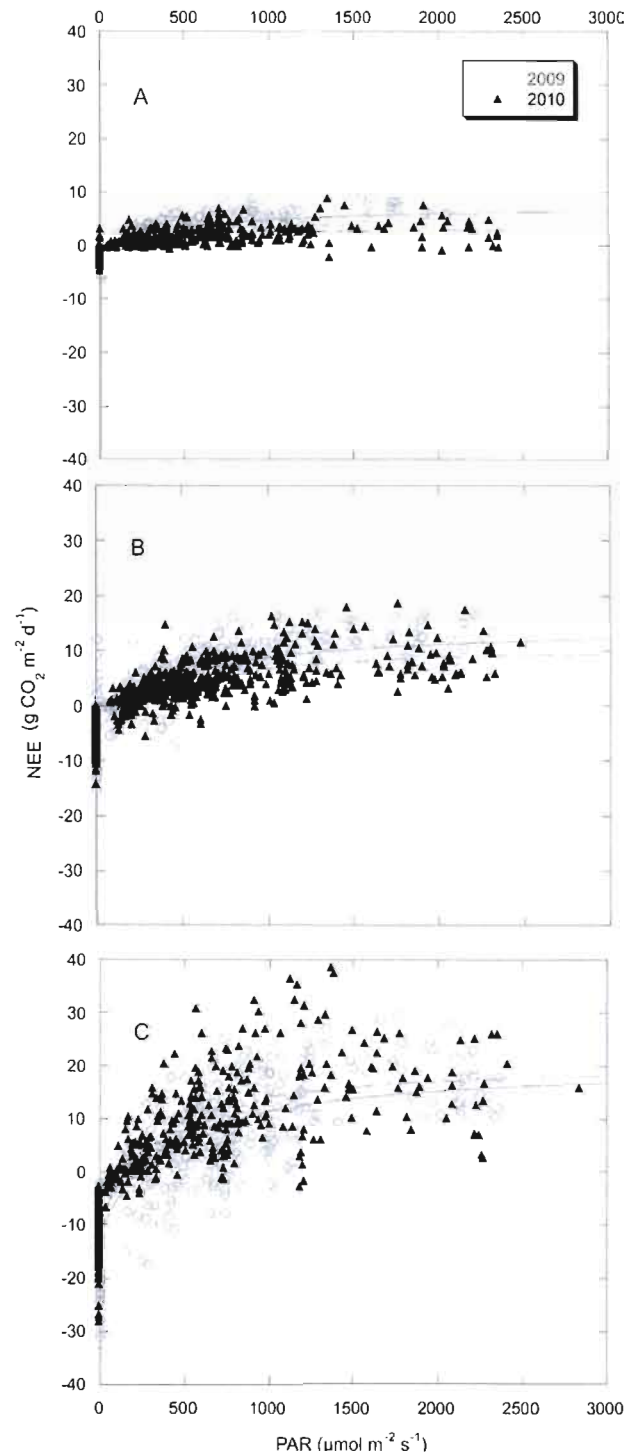


Figure 5.4: Relationships between NEE and PAR for hollows (A), lawns (B) and hummocks (C) in 2009 and 2010. Dots represent individual CO₂ measurements. Lines represent the curve associated to the rectangular

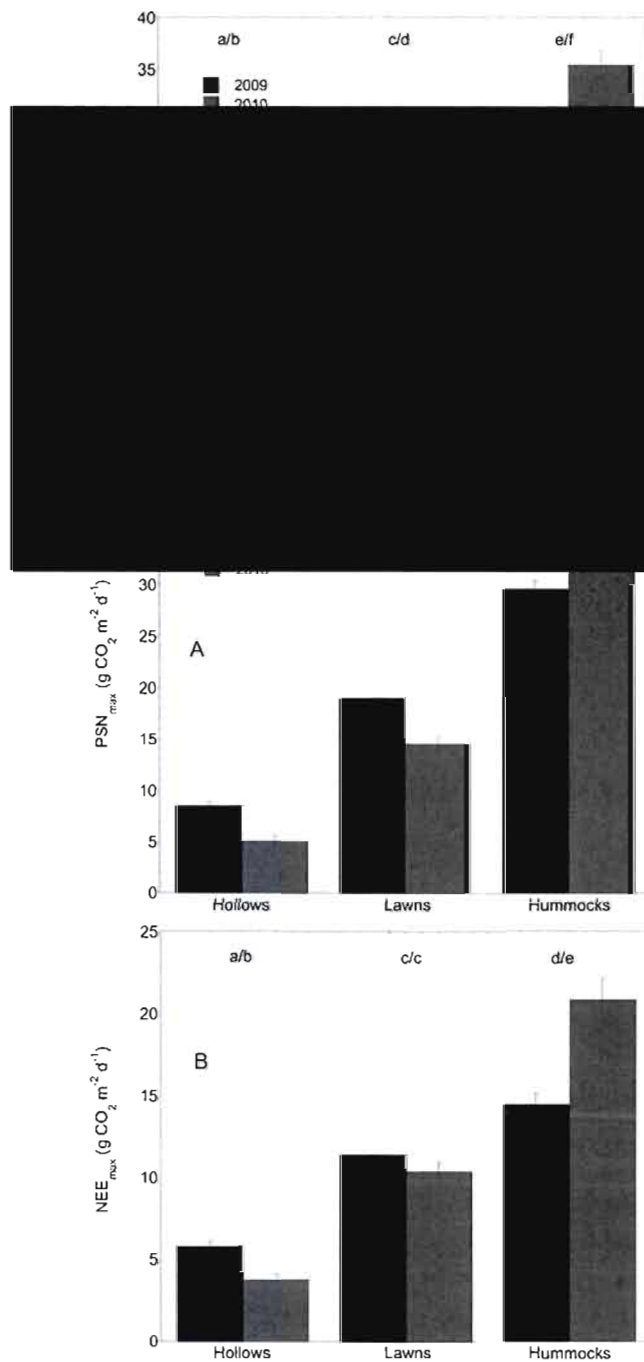


Figure 5.5: Mean Respiration, PSN_{max} and NEE_{max} (\pm standard error) for June and July 2009 and 2010. Different letter indicates significant differences ($\alpha = 0.05$)

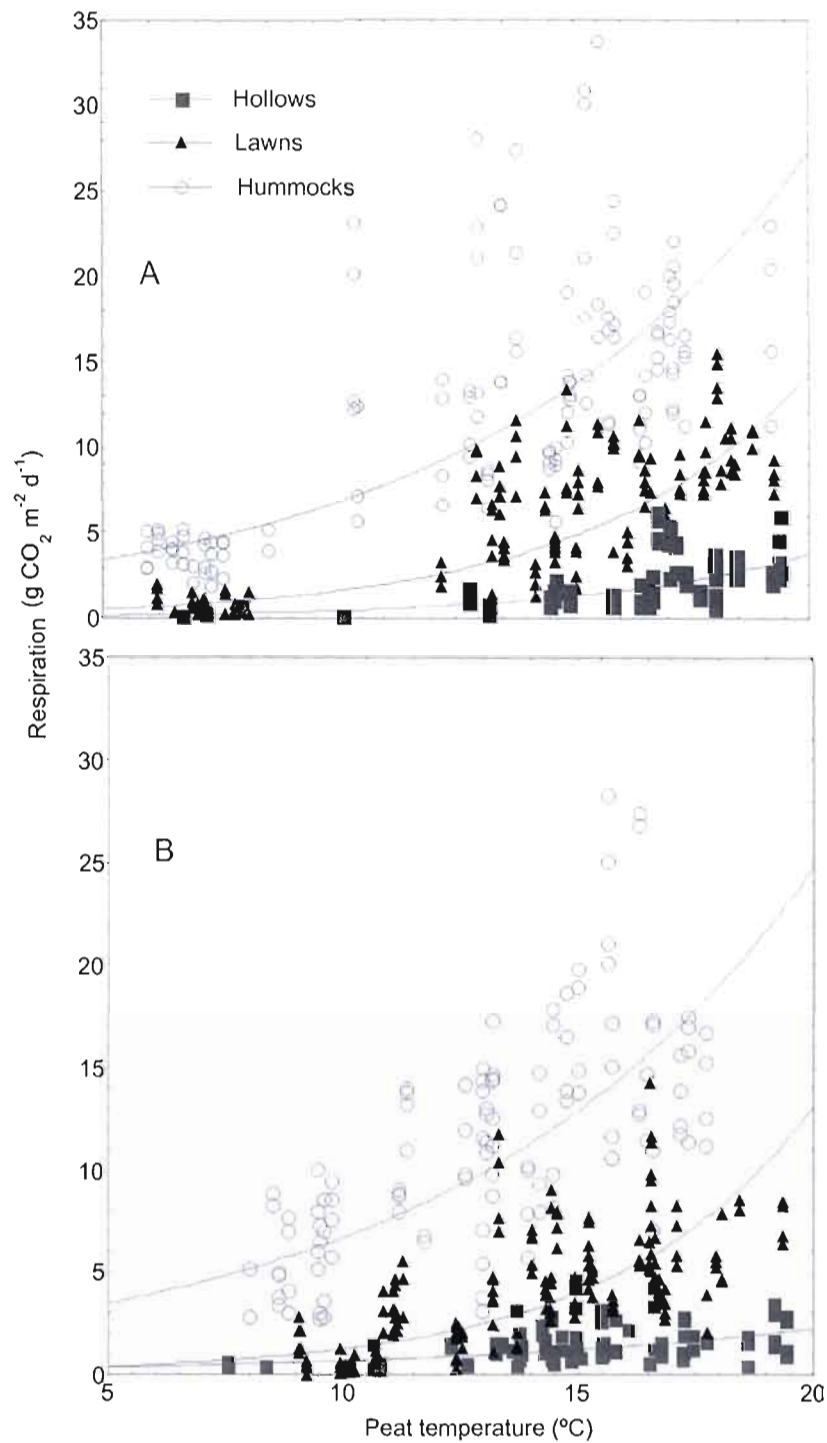


Figure 5.6: Relationship between peat temperature at 5 cm and respiration in 2009 (A) and 2010 (B). Dots represent individual CO₂ measurements.

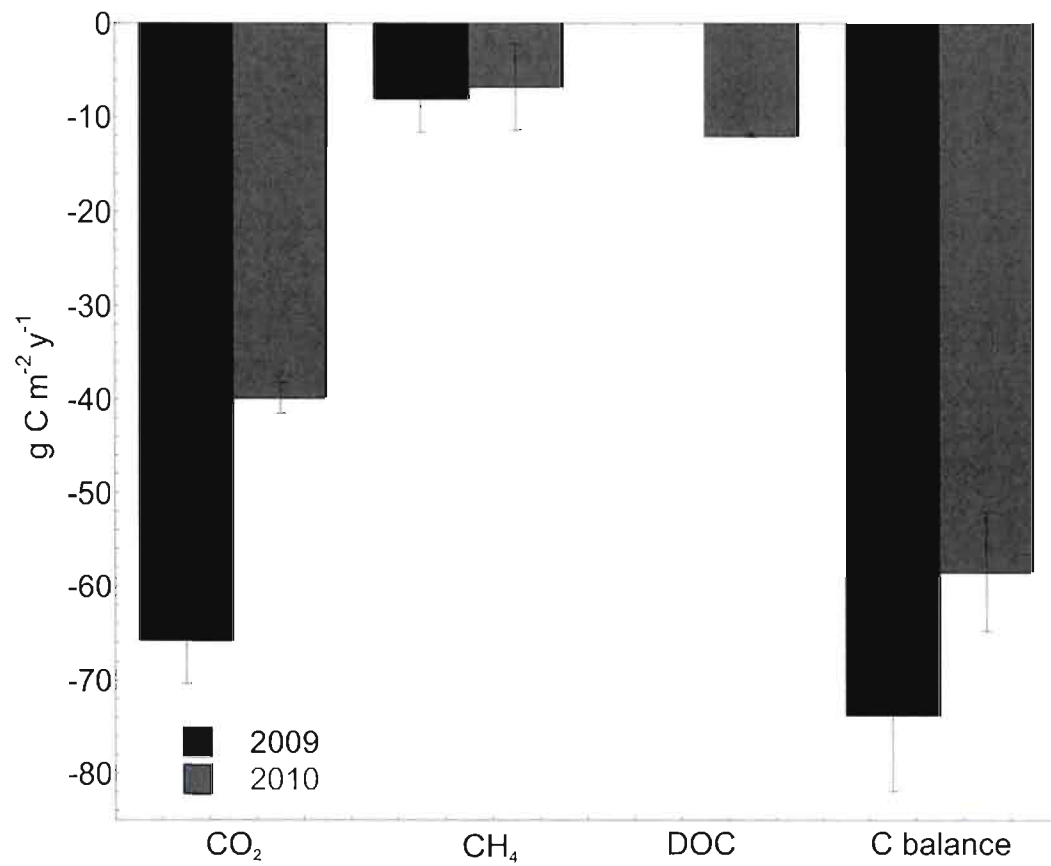


Figure 5.7: CO_2 , CH_4 , DOC and integrated C balance in Abeille peatland in 2009 and 2010.

CONCLUSION

Nous avons mesuré et modélisé les flux de méthane, de dioxyde de carbone et de carbone organique dissout dans une tourbière située à la limite écotonale de la toundra forestière et de la pessière à lichen pour une période de deux ans. La tourbière à l'étude est une tourbière minérotrophe pauvre structurée et dite «aqualysée». En effet, les tourbières de la région se caractérisent par une nappe phréatique en hausse depuis le Petit Âge Glaciaire. Ce déséquilibre du bilan hydrique des tourbières entraîne la destruction graduelle des lanières de tourbe qui entrecoupent les mares allongées et mène à la fusion par coalescence de ces dernières. Sur le terrain, il est possible d'observer les vestiges d'anciennes lanières au centre de larges mares. De plus, cette hausse récente du niveau d'eau favorise une transformation progressive des biotopes de buttes dominés par les éricacées et les épinettes noires vers des biotopes de platières et dépressions humides dominés par les cypéracées et les sphaignes. Des buttes affectées par la hausse générale de la nappe présentant des individus affaiblis ou morts ont été observés principalement aux pourtours de la tourbière.

Nous nous sommes intéressés à l'influence d'un tel phénomène sur le bilan de carbone de la tourbière Abeille. Les flux de CO_2 et de CH_4 ont été mesurés durant deux saisons de croissance (2009 et 2010) le long d'un gradient microtopographique de buttes, lanières, platières, dépressions et mares alors que les flux de COD ont été mesurés durant la saison de croissance de 2010 à l'exutoire de la tourbière. Les liens observés entre les flux et les variables environnementales (nappe phréatique, température de la tourbe et de l'air, biomasse, radiation photosynthétiquement active) ont menés à l'élaboration de modèles qui permettent une projection des flux de carbone dans le temps et dans l'espace. Ces modèles ont également permis le calcul du bilan annuel du carbone dans la tourbière Abeille pour 2009 et 2010 respectivement.

Durant les deux années à l'étude, les résultats montrent que la tourbière représente une importante source de carbone. Nous avons pu expliquer ce résultat grâce à trois variables, soient la durée des hivers, les caractéristiques hydro-climatiques durant la saison de croissance et le ratio mare/surface terrestre.

La région à l'étude est caractérisée par des hivers longs et rigoureux. En 2009 et 2010, la saison froide s'est étendue sur 214 et 210 jours respectivement. Les basses températures mesurées durant l'hiver entraînent de faibles émissions de méthane et de dioxyde de carbone par les surfaces terrestres et les mares n'émettent plus de carbone lorsqu'elles recouvertes d'une couche de glace. Toutefois, le sol étant gelé, la photosynthèse est également inhibée. L'hiver représente alors une longue période de perte nette de carbone vers l'atmosphère. Nos résultats nous ont permis d'estimer que l'hiver représente 11% du budget annuel de CH₄ et 26-48% du bilan annuel de CO₂.

Durant la saison de croissance, nous avons pu observer que la température et les conditions d'humidité jouent un rôle prédominant dans la détermination des flux de carbone et que cette influence varie selon la microtopographie. Les flux de méthane ont été plus élevés en 2009 qui a enregistré des températures plus chaudes qu'en 2010. Par ailleurs, les flux de méthane furent les plus élevés dans les biotopes où la nappe phréatique était affleurante. Au niveau du CO₂, nous avons mesuré que la tourbière a été une source de carbone nette durant les deux années. Toutefois, les émissions associées à l'année 2009 furent beaucoup plus importantes que celles de 2010. Durant la saison de croissance de 2009 qui a été chaude et sèche, la photosynthèse a connu une baisse importante qui fut compensée par une augmentation de la respiration. Durant la saison de croissance cette année, les biotopes terrestres de la tourbière ont représenté une source nette de CO₂ vers l'atmosphère. Ce phénomène n'a cependant pas été observé dans les biotopes présentant une nappe phréatique

affleurante puisqu'ils ont été influencés par la période sèche avec une hausse de la photosynthèse associée aux températures élevées durant cette période. En 2010, les conditions plus humides ont favorisés une diminution de la respiration dans tous les biotopes et une séquestration plus élevée notamment au niveau des buttes. Les biotopes terrestres ont donc été un puits de CO₂ pendant cette saison de croissance mais il fut contrebalancé par les flux en provenance de mares.

Comme mentionné précédemment, puisque la tourbière Abeille est influencée par un phénomène d'aqualyse qui se traduit par une augmentation de la surface des mares au détriment des surfaces terrestres, nous nous sommes intéressés aux flux de carbone en provenance des mares afin de connaître leur contribution au budget global de carbone de la tourbière. Les flux de méthane en provenance des mares sont cinq fois plus importants que ceux mesurés sur les biotopes terrestres et représentent 80% du budget annuel de CH₄ extrapolé spatialement (spatially weighted). Les flux de CO₂ vers l'atmosphère mesurés dans les mares sont comparables à ceux mesurés dans les dépressions humides. Ils se distinguent cependant des flux des biotopes terrestres par le fait qu'ils ne sont pas compensés par des flux d'absorption. Ainsi, les flux des mares uniquement dirigés vers l'atmosphère représentent 57-60% du budget annuel de CO₂ extrapolé spatialement.

Il est donc possible de conclure qu'étant donné la forte contribution des mares et la durée de la saison froide au budget du carbone, les tourbières aqualysées de la portion nord-est du bassin-versant de la rivière La Grande représentent une source nette de carbone dont la magnitude est déterminée par les conditions hydro-climatiques durant la saison de croissance. Sachant que les modèles climatiques (Plummer *et al.*, 2006) prévoient une hausse des précipitations dans cette région, il est possible de supposer que le phénomène d'aqualyse prendra de l'ampleur, menant à une augmentation du ratio mare/surface terrestre se traduisant au cours de la prochaine décennie par une amplification des flux de carbone vers l'atmosphère.

Considérant le contexte hydro-climatique et leur caractéristiques intrinsèques, les tourbières structurées de la région de Laforge semblent s'apparenter aux «aapa mires» Finno-scandinave. Ces tourbières sont décrites comme des complexes tourbeux minérotrophes se développant dans des régions connaissant des étés courts, des hivers longs apportant des précipitations abondantes sous forme de neige causant de longues crues printanières dans le bassin de drainage de la tourbière (Mäkilä *et al.*, 2001; Laitinen *et al.*, 2007). Il existe plusieurs types d'«aapa mires» ; celles qui se rapportent le plus aux tourbières aqualysées sont les aapa à lanières et flarks. Tout comme les tourbières structurées ces dernières sont caractérisées par une alternance de mares oblongues entrecoupées de lanières perpendiculaires au sens de la pente principale et sont dominées par les cypéracées (Mäkilä *et al.*, 2001; Charman, 2002; Laitinen *et al.*, 2007). Les précipitations ayant également augmenté au cours du dernier siècle en finno-scandinavie, il serait pertinent de vérifier si elles sont également touchées par un phénomène d'«aqualyse» et ainsi déterminer leur contribution au cycle global du carbone.

RÉFÉRENCES

- Achtnich, C., Bak, F., Conrad, R. 1995. «Competition for electron donors among nitrate reducers, ferric iron reducers, sulfate reducers, and methanogens in anoxic paddy soil». *Biology and Fertility of Soils*, no 19, p.65.
- Aerts, R., Ludwig, F. 1997. «Water-table changes and nutritional status affect trace gas emissions from laboratory columns of peatland soils». *Soil Biology and Biochemistry*, no 29, p. 1691.
- Alm, J., Talanov, A., Saarnio, S., Silvola, J., E., I., Aaltonen, H., Nykänen, H., Martikainen, P.J. 1997.« Reconstruction of the carbon balance for microsites in a boreal oligotrophic pine fen, Finland». *Oecologia*, no 110, p.423.
- Alm, J., Saarnio, S., Nykänen, H., Silvola, J., Martikainen, P. 1999a. «Winter CO₂, CH₄ and N₂O fluxes on some natural and drained boreal peatlands». *Biogeochemistry*, no 44, p.163.
- Alm, J., Schulman, L., Walden, J., Nykänen, H., Martikainen, P.J., Silvola, J. 1999b. «Carbon balance of a boreal bog during a year with an exceptionally dry summer». *Ecology*. no 80, p.161.
- Amaral, J.A., Knowles, R. 1994. «Methane Metabolism in a Temperate Swamp». *Application of Environmental Microbiology*, no 60, p.3945.
- Archer, D. 2005. «Fate of fossil fuel CO₂ in geologic time». *Journal of Geophysical Research*, no 110, p.C09S05.
- Arlen-Pouliot, Y. 2009. «Développement holocène et dynamique récente des tourbières minérotrophes structurées du Haut-Boréal québécois». Thèse de doctorat, Université Laval.
- Aurela, M., Tuovinen, J.-P., Laurila, T. 1998. «Carbon dioxide exchange in a subarctic peatland ecosystem in northern Europe measured by the eddy covariance technique». *Journal of Geophysical Research*, no 103, p.11289.
- Aurela, M., Laurila, T., Tuovinen, J.-P. 2001. «Seasonal CO₂ balances of a subarctic mire». *Journal of Geophysical Research*, no 106, p.1623.
- Aurela, M., Laurila, T., Tuovinen, J.-P. 2002. «Annual CO₂ balance of a subarctic fen in northern Europe: Importance of the wintertime efflux». *Journal of Geophysical Research*, no 107, p. 4607.
- Aurela, M., Laurila, T., Tuovinen, J.-P. 2004. «The timing of snow melt controls the annual CO₂ balance in a subarctic fen». *Geophysical Research Letters*, no 31, p.L16119.

Aurela, M., Riutta, T., Laurila, T., Tuovinen, J.-P., Vesala, T., Tuittila, E.-S., Rinne, J., Haapanala, S., Laine, J. 2007. «CO₂ exchange of a sedge fen in southern Finland—the impact of a drought period». *Tellus B*, no 59, p.826.

Aurela, M., Lohila, A., Tuovinen, J.-P., Hatakka, J., Riutta, T., Laurila, T. 2009. «Carbon dioxide exchange on a northern boreal fen». *Boreal environment research*, no 14, p.699.

Barbault, R., 2000. *Écologie générale : Structure et fonctionnement de la biosphère*. Paris, Dunod.

Bartlett, K.B., Crill, P.M., Sass, R.L., Harriss, R.C., Dise, N.B. 1992. «Methane emissions from tundra environments in the Yukon-Kuskokwim delta, Alaska». *Journal of Geophysical Research*, no 97, p.16645.

Basiliko, N., Yavitt, J.B. 2001. «Influence of Ni, Co, Fe, and Na additions on methane production in Sphagnum-dominated Northern American peatlands». *Biogeochemistry*, no 52, p.133.

Bellisario, L.M., Moore, T.R. 1998. «Net ecosystem CO₂ exchange in a boreal peatland, northern Manitoba». *Écoscience*, no 5, p. 534.

Bellisario, L.M., Bubier, J.L., Moore, T.R. 1999. «Controls on CH₄ emissions from a northern peatland». *Global Biogeochemical Cycles*, no 13, p.81.

Bender, M., Conrad, R. 1995. «Effect of CH₄ concentrations and soil conditions on the induction of CH₄ oxidation activity». *Soil Biology and Biochemistry*, no 27, p.1517.

Bergman, I., Svensson, B.H., Nilsson, M. 1998. «Regulation of methane production in a Swedish acid mire by pH, temperature and substrate». *Soil Biology and Biochemistry*, no 30, p.729.

Boone, D.R. 1993. «Biological formation and consumption of methane». In *Atmospheric Methane : Sources, Sinks, and Role in Global Change*. Khalil, M.A.K. (Ed.), Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag.

Boon, P.I., Mitchell, A. 1995. «Methanogenesis in the sediments of an Australian freshwater wetland: Comparison with aerobic decay, and factors controlling methanogenesis». *FEMS Microbiology Ecology*, no 18, p.175.

Brix, H., Sorrell, B.K., Orr, P.T. 1992. «Internal pressurization and convective gas flow in some emergent freshwater macrophytes». *Limnology and Oceanography*, no 37, p.1420.

Brooks, P.D., Schmidt, S.K., Williams, M.W. 1997. «Winter production of CO₂ and N₂O from alpine tundra: environmental controls and relationship to inter-system C and N fluxes». *Oecologia*, no 110, p.403.

- Bubier, J.L., Costello, A., Moore, T.R., Roulet, N.T., Savage, K. 1993a. «Microtopography and methane flux in boreal peatlands, northern Ontario, Canada». *Canadian journal of botany*, no 71, p.1056.
- Bubier, J.L., Moore, T.R., Roulet, N.T. 1993b. «Methane emissions from wetlands in the midboreal region of northern Ontario, Canada». *Ecology*, no 74, p.2240.
- Bubier, J.L., Moore, T.R. 1994. «An ecological perspective on methane emissions from northern wetlands». *Trends in Ecology and Evolution*, no 9, p.460.
- Bubier, J.L., Moore, T.R., Bellisario, L., Comer, N.T., Crill, P.M. 1995. «Ecological controls on methane emissions from a Northern Peatland Complex in the zone of discontinuous permafrost, Manitoba, Canada». *Global Biogeochemical Cycles*, no 9, p.455.
- Bubier, J.L. 1995. «The relationship of vegetation to methane emission and hydrochemical gradients in northern peatlands». *Journal of Ecology*, no 83, p.403.
- Bubier, J.L., Crill, P.M., Moore, T.R., Savage, K., Varner, R.K. 1998. «Seasonal patterns and controls on net ecosystem CO₂ exchange in a boreal peatland complex». *Global Biogeochemical Cycles*, no 12, p.703.
- Bubier, J.L., Bhatia, G., Moore, T.R., Roulet, N.T., Lafleur, P.M. 2003a. «Spatial and temporal variability in growing-season net ecosystem carbon dioxide exchange at a large peatland in Ontario, Canada». *Ecosystems*, no 6, p.353.
- Bubier, J.L., Crill, P., Mosedale, A., Froking, S., Linder, E. 2003b. «Peatland responses to varying interannual moisture conditions as measured by automatic CO₂ chambers». *Global Biogeochemical Cycles*, no 17, p.1066.
- Bubier, J.L., Moore, T., Savage, K., Crill, P. 2005. «A comparison of methane flux in a boreal landscape between a dry and a wet year». *Global Biogeochemical Cycles*, no 19, p.1023.
- Buteau, P., Dignard, N., Grondin, P. 1994. *Système de classification des milieux humides du Québec*. Ministère des Ressources Naturelles, Québec.
- Chanton, J.P., Bauer, J.E., Glaser, P.A., Siegel, D.I., Kelley, C.A., Tyler, S.C., Romanowicz, E.H., Lazrus, A. 1995. «Radiocarbon evidence for the substrates supporting methane formation within northern Minnesota peatlands». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, no 59, p.3663.
- Charman, D. 2002. *Peatlands and environmental change*. England, Wiley.
- Christensen, T.R. 1993. «Methane emission from Arctic tundra». *Biogeochemistry*, no 21, p.117.

- Christensen, T.R., Jonasson, S., Michelsen, A., Callaghan, T.V., Havström, M. 1998. «Environmental controls on soil respiration in the Eurasian and Greenlandic Arctic». *Journal of Geophysical Research*, no 103, p.29015.
- Christensen, T.R., Ekberg, A., Ström, L., Mastepanov, M., Panikov, N., Öquist, M., Svensson, B.H., Nykänen, H., Martikainen, P.J., Oskarsson, H. 2003a. «Factors controlling large scale variations in methane emissions from wetlands». *Geophysical Research Letters*, no 30, p.1414.
- Christensen, T.R., Panikov, N., Mastepanov, M., Joabsson, A., Stewart, A., Öquist, M., Sommerkorn, M., Reynaud, S., Svensson, B. 2003b. «Biotic controls on CO₂ and CH₄ exchange in wetlands – a closed environment study». *Biogeochemistry*, no 64, p.337.
- Cliche Trudeau, N., Garneau, M., Pelletier, L. 2012 (Submitted). «Methane fluxes from a patterned fen of the northeastern part of the La Grande riverwatershed, James Bay, Canada». *Biogeochemistry*.
- Clymo, R.S. 1973. «The growth of sphagnum: some effects of environment». *Journal of Ecology*, no 61, p.849.
- Coles, J.R.P., Yavitt, J.B. 2002. «Control of methane metabolism in a forested northern wetland, New York state, by aeration, substrates, and peat size fractions». *Geomicrobiology Journal*, no 19, p.293.
- Cox, P.M., Betts, R.A., Jones, C.D., Spall, S.A., Totterdell, I.J. 2000. «Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model». *Nature*, no 408, p.184.
- Crill, P.M., Bartlett, K.B., Harriss, R.C., Gorham, E., Verry, E.S., Sebacher, D.I., Madzar, L., Sanner, W. 1988. «Methane flux from Minnesota peatlands». *Global Biogeochemical Cycles*, no 2, p.371.
- Crill, P.M. 1991. «Seasonal patterns of methane uptake and carbon dioxide release by a temperate woodland soil». *Global Biogeochemical Cycles*, no 5, p.319.
- Cunnold, D.M., Steele, L.P., Fraser, P.J., Simmonds, P.G., Prinn, R.G., Weiss, R.F., Porter, L.W., O'Doherty, S., Langenfelds, R.L., Krummel, P.B., Wang, H.J., Emmons, L., Tie, X.X., Dlugokencky, E.J. 2002. «In situ measurements of atmospheric methane at GAGE/AGAGE sites during 1985-2000 and resulting source inferences». *Journal of Geophysical Research*, no 107, p.4225.
- Daulat, W.E., Clymo, R.S. 1998. «Effects of temperature and watertable on the efflux of methane from peatland surface cores». *Atmospheric Environment*, no 32, p.3207.
- Demarty, M., Bastien, J., Tremblay, A. 2009. «Carbon dioxide and methane annual emissions from two boreal reservoirs and nearby lakes in Quebec, Canada». *Biogeosciences Discussion*, no 6, p.2939.

- Dise, N.B. 1993. «Methane emission from Minnesota peatlands: spatial and seasonal variability». *Global Biogeochemical Cycles*, no 7, p.123.
- Dise, N.B., Gorham, E., Verry, E.S. 1993. «Environmental factors controlling methane emissions from peatlands in northern Minnesota». *Journal of Geophysical Research*. no 98, p.10583.
- Dissanska, M., Bernier, M., 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*, no 25, p.189.
- Dlugokencky, E.J., Bruhwiler, L., White, J.W.C., Emmons, L.K., Novelli, P.C., Montzka, S.A., Masarie, K.A., Lang, P.M., Crotwell, A.M., Miller, J.B., Gatti, L.V. 2009. «Observational constraints on recent increases in the atmospheric CH₄ burden». *Geophysical Research Letters*, no 36, p.L18803.
- Dribault, Y., Chokmani, K., Bernier, M. 2011. «Monitoring seasonal dynamic of surface hydrology in minerotrophic peatlands using high resolution satellite imagery». EGU, Vienne.
- Duc, N., Crill, P., Bastviken, D. 2010. «Implications of temperature and sediment characteristics on methane formation and oxidation in lake sediments». *Biogeochemistry*, no 100, p.185.
- Dunfield, P., Knowles, R., Dumont, R., Moore, T.R. 1993. «Methane production and consumption in temperate and subarctic peat soils: Response to temperature and pH». *Soil Biology and Biochemistry*, no 25, p.321.
- Dyke, A.S., Prest, V.K.. 1987. «Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide ice sheet». *Géographie Physique et Quaternaire*, no 41, p.237.
- Fahnestock, J.T., Jones, M.H., Welker, J.M. 1999. «Wintertime CO₂ efflux from arctic soils: implications for annual carbon budgets». *Global Biogeochemical Cycles*, no 13, p.775.
- Fan, S.M., Wofsy, S.C., Bakwin, P.S., Jacob, D.J., Anderson, S.M., Keabian, P.L., McManus, J.B., Kolb, C.E., Fitzjarrald, D.R. 1992. «Micrometeorological measurements of CH₄ and CO₂ exchange between the atmosphere and subarctic tundra». *Journal of Geophysical Research*, no 97, p.16627.
- Fechner-Levy, E.J., Hemond, H.F. 1996. «Trapped methane volume and potential effects on methane ebullition in a northern peatland». *Limnology and Oceanography*, no 41, p.1375.
- Frenzel, P., Karofeld, E. 2000. «CH₄ emission from a hollow-ridge complex in a raised bog: The role of CH₄ production and oxidation». *Biogeochemistry*, no 51, p.91.
- Frolking, S., Roulet, N. 2007. «Holocene radiative forcing impact of northern peatland carbon accumulation and methane emission». *Global Change Biology*, no 13, p.1079.

- Frolking, S., Roulet, N.T., Moore, T.R., Lafleur, P.M., Bubier, J.L., Crill, P.M. 2002. «Modeling seasonal to annual carbon balance of Mer Bleue Bog, Ontario, Canada». *Global Biogeochemical Cycles*, no 16, p.1030.
- Frolking, S.E., Bubier, J.L., Moore, T.R., Ball, T., Belisario, L.M., Bhardwaj, A., Carroll, P., Crill, P.M., Lafleur, P.M., McCaughey, J.H., Roulet, N.T., Suyker, A.E., Verma, S.B., Waddington, J.M., Whiting, G.J. 1998. «Relationship between ecosystem productivity and photosynthetically active radiation for northern peatlands». *Global Biogeochemical Cycles*, no 12, p.115.
- Garcia, J.-L., Patel, B.K.C., Ollivier, B. 2000. «Taxonomic, phylogenetic, and ecological diversity of methanogenic archaea». *Anaerobe*, no 6, p.205.
- Gažovič, M., Kutzbach, L., Schreiber, P., Wille, C., Wilmking, M. 2010. «Diurnal dynamics of CH₄ from a boreal peatland during snowmelt». *Tellus B*, no 62, p.133.
- Gerdol, R., Siffi, C., Bombonato, L. 2010. «Aboveground production and nutrient status of the vegetation of different mire types in the South-eastern Alps (Italy)». *Botanica Helvetica*, no 120, p.85.
- Glaser, P.H., Chanton, J.F. 2009. «Methane accumulation and release from deep peat : Measurements, conceptual models, and biogeochemical significance». In *Carbon cycling in northern peatlands*. Baird, A.J., Belyea, L.R., Comas, X., Reeves, A.S., Slater, L.D. (Eds.) Washington, AGU, p.145.
- Gore, A.J.P. 1983. «Introduction». In *Mires : swamp, bog, fen and moor : general study*. Goodall, D.W. (Ed.) New York, Elsevier.
- Gorham, E. 1991. «Northern peatlands: role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming». *Ecological Applications*, no 1, p.182.
- Gorham, E., Janssens, J.A. 1992. «Concept of fen and bog re-examined in relation to bryophytes cover and the acidity of surface waters». *Acta societatis botanicorum polinae*, no 61, p.7.
- Griffis, T.J., Rouse, W.R., Waddington, J.M. 2000. «Interannual variability of net ecosystem CO₂ exchange at a subarctic fen». *Global Biogeochemical Cycles*, no 14, p.1109.
- Hamilton, J.D., Kelly, C.A., Rudd, J.W.M., Hesslein, R.H., Roulet, N.T. 1994. «Flux to the atmosphere of CH₄ and CO₂ from wetland ponds on the Hudson Bay lowlands (HBLs)». *Journal of Geophysical Research*, no 99, p.1495.
- Hanson, R., Hanson, T. 1996. «Methanotrophic bacteria». *Microbiological Review*, no 60, p.439.

- Heikkinen, J.E.P., Elsakov, V., Martikainen, P.J. 2002a. «Carbon dioxide and methane dynamics and annual carbon balance in tundra wetland in NE Europe, Russia». *Global Biogeochemical Cycles*, no 16, p.1115.
- Heikkinen, J.E.P., Maljanen, M., Aurela, M., Hargreaves, K.J., Martikainen, P.J. 2002b. «Carbon dioxide and methane dynamics in a sub-Arctic peatland in northern Finland». *Polar Research*, no 21, p.49.
- Heimann, M. 2011. «Enigma of the recent methane budget». *Nature*, no 476, p.157.
- Hutchinson, M.F., McKenney, D.W., Lawrence, K., Pedlar, J.H., Hopkinson, R.F., Milewska, E., Papadopol, P. 2009. «Development and testing of Canada-wide interpolated spatial models of daily minimum–maximum temperature and precipitation for 1961–2003». *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, no 48, p.725.
- IPCC, 2001. «Climate change 2001 : the scientific basis» In: Houghton, J.T. et al. (Eds.). Cambridge university, New York.
- IPCC, 2007a. «Climate Change 2007 : Synthesis Report». In: Pachauri, R.K., Reisinger, A. (Ed.), Geneva, Switzerland.
- IPCC, 2007b. «Climate change : The Physical Basis». In: Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (Ed.). Cambridge University, Cambridge, United Kingdom and New York, USA.
- Joabsson, A., Christensen, T.R., Wallén, B. 1999. «Vascular plant controls on methane emissions from northern peatforming wetlands». *Trends in Ecology & Evolution*, no 14, p.385.
- Joiner, D.W., Lafleur, P.M., McCaughey, J.H., Bartlett, P.A. 1999. «Interannual variability in carbon dioxide exchanges at a boreal wetland in the BOREAS northern study area». *Journal of Geophysical Research*, no 104, p.27663.
- Kellner, E., Waddington, J.M., Price, J.S. 2005. «Dynamics of biogenic gas bubbles in peat: Potential effects on water storage and peat deformation». *Water Resources Research*, no 41, p.W08417.
- Kellner, E., Baird, A.J., Oosterwoud, M., Harrison, K., Waddington, J.M. 2006. «Effect of temperature and atmospheric pressure on methane (CH₄) ebullition from near-surface peats». *Geophysical Research Letters*, no 33, p.L18405.
- Kettunen, A., Kaitala, V., Alm, J., Silvola, J., Nykänen, H., Martikainen, P.J. 1996. «Cross-correlation analysis of the dynamics of methane emissions from a boreal peatland». *Global Biogeochemical Cycles*, no 10, p.457.

- Kettunen, A. 2003. «Connecting methane fluxes to vegetation cover and water table fluctuations at microsite level: A modeling study». *Global Biogeochemical Cycles*, no 17, p.1051.
- Khalil, M.A.K. 1993. «Preface». In *Atmospheric methane - Sources, Sinks, an Role in Global Change*, Khalil, M.A.K. (Ed.), New York, Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag.
- King, G.M., Roslev, P., Skovgaard, H. 1990. «Distribution and Rate of Methane Oxidation in Sediments of the Florida Everglades». *Applied and Environmental Microbiology*, no 56, p.2902.
- Kling, G.W., Kipphut, G.W., Millet, M.C. 1991. «Arctic lakes and streams as gas conduits to the atmosphere: implications for tundra carbon budgets». *Science*, no 251, p.298.
- Lafleur, P.M., McCaughey, J.H., Joiner, D.W., Bartlett, P.A., Jelinski, D.E. 1997. «Seasonal trends in energy, water, and carbon dioxide fluxes at a northern boreal wetland». *Journal of Geophysical Research*, no 102, p.29009.
- Lafleur, P.M., Griffis, T.J., Rouse, W.R. 2001. «Interannual variability in net ecosystem CO₂ exchange at the arctic treeline». *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, no 33, p.149.
- Lafleur, P.M., Roulet, N.T., Bubier, J.L., Frohling, S., Moore, T.R. 2003. «Interannual variability in the peatland-atmosphere carbon dioxide exchange at an ombrotrophic bog». *Global Biogeochemical Cycles*, no 17, p1036.
- Lai, D.Y.F. 2009. «Methane dynamics in northern peatlands: a review». *Pedosphere*, no 19, p.409.
- Laitinen, J., Rehell, S., Huttunen, A., Tahvanainen, T., Heikkilä, R., Lindholm, T. 2007. «Mire systems in Finland - special view to aapa mires and their water-flow pattern». *Suoseura - Finnish Peatland Society*, no 58, p.1.
- Lashof, D.A., Dilip, R.A.. 1990. «Relative contribution of greenhouse gas emission to global warming». *Nature*, no 344, p.529.
- Le Mer, J., Roger, P. 2001. «Production, oxidation, emission and consumption of methane by soils: A review». *European Journal of Soil Biology*, no 37, p.25.
- Lelieveld, J.O.S., Crutzen, P.J., Dentener, F.J. 1998. «Changing concentration, lifetime and climate forcing of atmospheric methane». *Tellus B*, no 50, p.128.
- Limpens, J., Berendse, F., Blodau, C., Canadelle, J.G., Freeman, C., Holden, J., Roulet, N., Rydin, H., Shaepman-Strub, G. 2008. «Peatlands in the carbon cycle : From local processes to global implications - a synthesis». *Biogeosciences Discussion*, no 5, p.1379.

- MacDonald, G.M., Beilman, D.W., Kremenetski, K.V., Sheng, Y., Smith, L.C., Velichko, A.A. 2006. «Rapid early development of circumarctic peatlands and atmospheric CH₄ and CO₂ variations». *Science*, no 314, p.285.
- MacDonald, J.A., Fowler, D., Hargreaves, K.J., Skiba, U., Leith, I.D., Murray, M.B. 1998. «Methane emission rates from a northern wetland; response to temperature, water table and transport». *Atmospheric Environment*, no 32, p.3219.
- Macrae, M.L., Bello, R.L., Molot, L.A. 2004. «Long-term carbon storage and hydrological control of CO₂ exchange in tundra ponds in the Hudson Bay Lowland». *Hydrological Processes*, no 18, p.2051.
- Mäkilä, M., Saarnisto, M., Kankainen, T. 2001. «Aapa mires as a carbon sink and source during the Holocene». *Journal of Ecology*, no 89, p.589.
- McEnroe, N.A., Roulet, N.T., Moore, T.R., Garneau, M. 2009. «Do pool surface area and depth control CO₂ and CH₄ fluxes from an ombrotrophic raised bog, James Bay, Canada?» *Journal of Geophysical Research*, no 114, p.1001.
- Mikaloff Fletcher, S.E., Tans, P.P., Bruhwiler, L.M., Miller, J.B., Heimann, M. 2004. «CH₄ sources estimated from atmospheric observations of CH₄ and its ¹³C/¹²C isotopic ratios: 1. Inverse modeling of source processes». *Global Biogeochemical Cycles*, no 18, p.4004.
- MNRF. 2011. «Zones de végétation et domaines bioclimatiques du Québec». Ministère des Ressources naturelles et Faune, Québec.
- Moore, T.R., Knowles, R. 1989. «The influence of water table levels on methane and carbon dioxide emissions from peatland soils». *Canadian Journal of Soil Science*, no 69, p.33.
- Moore, T.R., Knowles, R. 1990. «Methane emissions from fen, bog and swamp peatlands in Quebec». *Biogeochemistry*, no 11, p.45.
- Moore, T.R., Roulet, N.T. 1993. «Methane flux: water table relations in northern wetlands». *Geophysical Research Letters*, no 20, p.587.
- Moore, T.R., Dalva, M. 1993. «The influence of temperature and water table position on carbon dioxide and methane emissions from laboratory columns of peatland soils». *European Journal of Soil Science*, no 44, p.651.
- Moore, T.R., Heyes, A., Roulet, N.T. 1994. «Methane emissions from wetlands, southern Hudson Bay lowland». *Journal of Geophysical Research*, no 99, p.1455.
- Moore, T.R., Roulet, N.T., Waddington, J.M. 1998. «Uncertainty in predicting the effect of climatic change on the carbon cycling of Canadian peatlands». *Climatic Change*, no 40, p.229.

- Moore, T.R. 2001. «les processus biogéochimiques liés au carbone». In *Écologie des tourbières du Québec et du Labrador*, Rochefort, L., Payette S. (Ed.), Ste-Foy, Les Presses de l'Université Laval.
- Moore, T.R., Bubier, J.L., Frohking, S.E., Lafleur, P.M., Roulet, N.T. 2002. «Plant biomass and production and CO₂ exchange in an ombrotrophic bog». *Journal of Ecology*, no 90, p.25.
- Moore, T.R., Basiliko, N., 2006. «Decomposition in boreal peatlands». In *Boreal Peatland ecosystems*, Wieder, R., Vitt, D.H. (Eds.) Berlin Heidelberg New York, Springer-Verlag.
- Moosavi, S.C., Crill, P.M. 1997. «Controls on CH₄ and CO₂ emissions along two moisture gradients in the Canadian boreal zone». *Journal of Geophysical Research*, no 102, p.29261.
- Nilsson, M., Mikkilä, C., Sundh, I., Granberg, G., Svensson, B.H., Ranney, B. 2001. «Methane emission from Swedish mires: National and regional budgets and dependence on mire vegetation». *Journal of Geophysical Research*, no 106, p.20847.
- NOAA/ESRL, 2011. «Recent trends in atmospheric carbon dioxide». *Scripps Institution of Oceanography*.
- Payette, S., 2001. «les principaux types de tourbières». In *Écologie des tourbières du Québec et du Labrador*, Payette, S., Rochefort, L., Ste-Foy, Les Presses de l'Université Laval.
- Payette, S., 2008. *Le projet Aqualyse. 15e colloque annuel du GRET-PERG* (Québec), Université Laval.
- Payette, S., Bhiry, N., Delwaide, A., Simard, M. 2000. «Origin of the lichen woodland at its southern range limit in eastern Canada : the catastrophic impact of insect defoliators and fire on the spruce-moss forest». *Canadian Journal of Forest Research*, no 30, p.288.
- Payette, S., Rochefort, L., 2001. *Écologie des tourbières du Québec et du Labrador*. Ste-Foy, Les Presses de l'Université Laval.
- Pelletier, L., Moore, T.R., Roulet, N.T., Garneau, M., Beaulieu-Audy, V. 2007. «Methane fluxes from three peatlands in the La Grande Rivière watershed, James Bay lowland, Canada». *Journal of Geophysical Research*, no 112, p.1018.
- Pelletier, L., Garneau, M., Moore, T.R. 2011. «Variation in CO₂ exchange over three summers at microform scale in a boreal bog, Eastmain region, Québec, Canada». *Journal of Geophysical Research*, no 116, p.3019.
- Plummer, D.A., Caya, D., Frigon, A., Côté, H., Giguère, M., Paquin, D., Biner, S., Harvey, R., de Elia, R. 2006. «Climate and climate change over North America as simulated by the Canadian Regional Climate Model». *Journal of Climate*, no 19, p.3112.

- Proulx-Mc Innis, S. 2010. «Caractérisation hydrologique, topographique et géomorphologique d'un bassin versant incluant une tourbière minérotrophe fortement aqualysée, Baie-de-James, Québec». Mémoire de maîtrise, Québec, INRS.
- Roulet, N., Moore, T.I.M., Bubier, J., Lafleur, P. 1992. «Northern fens: methane flux and climatic change». *Tellus B*, no 44, p.100.
- Roulet, N.T., Lafleur, P.M., Richard, P.J.H., Moore, T.R., Humphreys, E.R., Bubier, J. 2007. «Contemporary carbon balance and late Holocene carbon accumulation in a northern peatland». *Global Change Biology*, no 13, p.397.
- Rydin, H., Jeglum, J. 2006. *The biology of peatland* New York, Oxford University Press.
- Segers, R. 1998. «Methane production and methane consumption: a review of processes underlying wetland methane fluxes». *Biogeochemistry*, no 41, p.23.
- Shannon, R.D., White, J.R. 1994. «A three-year study of controls on methane emissions from two Michigan peatlands». *Biogeochemistry*, no 27, p.35.
- Shurpali, N.J., Verma, S.B., Kim, J., Arkebauer, T.J. 1995. «Carbon dioxide exchange in a peatland ecosystem». *Journal of Geophysical Research*, no 100, p.14319.
- Silvola, J., Alm, J., Ahlholm, U., Nykanen, H., Martikainen, P.J. 1996. «CO₂ fluxes from peat in boreal mires under varying temperature and moisture conditions». *Journal of Ecology*, no 84, p.219.
- Strack, M., Waddington, J.M., Tuittila, E.S. 2004. «Effect of water table drawdown on northern peatland methane dynamics: Implications for climate change». *Global Biogeochemical Cycles*, no 18, p. 4003.
- Strack, M., Kellner, E., Waddington, J.M. 2005. «Dynamics of biogenic gas bubbles in peat and their effects on peatland biogeochemistry». *Global Biogeochemical Cycles*, no 19, p.1003.
- Strack, M., Waddington, J.M., Rochefort, L., Tuittila, E.S. 2006a. «Response of vegetation and net ecosystem carbon dioxide exchange at different peatland microforms following water table drawdown». *Journal of Geophysical Research*, no 111, p.2006.
- Strack, M., Waller, M., Waddington, J. 2006b. «Sedge succession and peatland methane dynamics: a potential feedback to climate change». *Ecosystems*, no 9, p.278.
- Strack, M., Waddington, J.M. 2007. «Response of peatland carbon dioxide and methane fluxes to a water table drawdown experiment». *Global Biogeochemical Cycles*, no 21, p.1007.

- Strack, M., Waddington, J.M. 2008. «Spatiotemporal variability in peatland subsurface methane dynamics». *Journal of Geophysical Research*, no 113, p.2010.
- Strack, M., Price, J.S. 2009. «Moisture controls on carbon dioxide dynamics of peat-*Sphagnum* monolith». *Ecohydrology*, no 2, p.34.
- Strack, M., Waddington, J.M., Lucchese, M.C., Cagampan, J.P. 2009. «Moisture controls on CO₂ exchange in a *Sphagnum*-dominated peatland: results from an extreme drought field experiment». *Ecohydrology*, no 2, p.454.
- Ström, L., Ekberg, A., Mastepanov, M., Røjle Christensen, T., 2003. «The effect of vascular plants on carbon turnover and methane emissions from a tundra wetland». *Global Change Biology*, no 9, p.1185.
- Sundh, I., Nilsson, M., Granberg, G., Svensson, B.H. 1994. «Depth distribution of microbial production and oxidation of methane in northern boreal peatlands». *Microbial Ecology*, no 27, p.253.
- Szumigłaski, A.R., Bayley, S.E. 1997. «Net aboveground primary production along a peatland gradient in central Alberta in relation to environmental factors». *Ecoscience*, no 4, p.385.
- Tardif, S., St-Hilaire, A., Roy, R., Bernier, M., Payette, S. 2009. «Statistical properties of hydrographs in minerotrophic fens and small lakes in mid-latitude Québec, Canada». *Canadian Water Resources Journal*, no 34, p.365.
- Tarnocai, C., Kettles, I.M., Lacelle, B., 2002. *Peatlands of Canada database*. Ottawa, Natural Resources Canada.
- Tokida, T., Miyazaki, T., Mizoguchi, M., Nagata, O., Takakai, F., Kagemoto, A., Hatano, R. 2007. «Falling atmospheric pressure as a trigger for methane ebullition from peatland». *Global Biogeochemical Cycles*, no 21, p. 2003.
- Treat, C.C., Bubier, J.L., Varner, R.K., Crill, P.M. 2007. «Timescale dependence of environmental and plant-mediated controls on CH₄ flux in a temperate fen». *Journal of Geophysical Research*, no 112, p.1014.
- Turetsky, M.R., Treat, C.C., Waldrop, M.P., Waddington, J.M., Harden, J.W., McGuire, A.D. 2008. «Short-term response of methane fluxes and methanogen activity to water table and soil warming manipulations in an Alaskan peatland». *Journal of Geophysical Research*, no 113, p.10.
- Turunen, J., Tompoo, E., Tolonen, K., Reinikainen, A. 2002. «Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland - application to boreal and subarctic region». *The Holocene*, no 12, p.69.

- Ullah, S., Frasier, R., Pelletier, L., Moore, T.R. 2009. «Greenhouse gas fluxes from boreal forest soils during the snow-free period in Quebec, Canada». *Canadian Journal of For. Res.* no 3, p.666.
- Updegraff, K., Bridgman, S.D., Pastor, J., Weishampel, P., Harth, C. 2001. «Response of CO₂ and CH₄ emissions from peatlands to warming and water table manipulation». *Ecological Applications*, no 11, p.311.
- Valentine, D.W., Holland, E.A., Schimel, D.S. 1994. «Ecosystem and physiological controls over methane production in northern wetlands». *Journal of Geophysical Research*, no 99, p.1563.
- Van den Pol-van Dasselaar, A., van Beusichem, M.L., Oenema, O. 1999. «Determinants of spatial variability of methane emissions from wet grasslands on peat soil». *Biogeochemistry*, no 44, p.221.
- Vasander, H., Kettunen, A., 2006. «Carbon in boreal peatland». In *Boreal peatland ecosystems*, Wieder, R.K., Vitt, D.H. (Eds.), Berlin Heidelberg New York, Springer-Verlag.
- Vitt, D.H., 2006. «Functional characteristics and indicators of boreal peatlands». In *Boreal peatland ecosystems*, Wieder, R.K., Vitt, D.H. (Eds.), Berlin Heidelberg New York, Springer-Verlag.
- Waddington, J.M., Roulet, N.T. 1996. «Atmosphere-wetland carbon exchanges: scale dependency of CO₂ and CH₄ exchange on the developmental topography of a peatland». *Global Biogeochemical Cycles*, no 10, p.233.
- Waddington, J.M., Roulet, N.T., Swanson, R.V. 1996. «Water table control of CH₄ emission enhancement by vascular plants in boreal peatlands». *Journal of Geophysical Research*, no 101, p.22775.
- Waddington, J.M., Griffis, T.J., Rouse, W.R. 1998. «Northern canadian wetlands: net ecosystem CO₂ exchange and climatic change». *Climatic Change*, no 40, p.267.
- Waddington, J.M., Harrison, K., Kellner, E., Baird, A.J. 2009. «Effect of atmospheric pressure and temperature on entrapped gas content in peat». *Hydrological Processes*, no 23, p.2970.
- Walter, B.P., Heimann, M. 2000. «A process-based, climate-sensitive model to derive methane emissions from natural wetlands: Application to five wetland sites, sensitivity to model parameters, and climate». *Global Biogeochemical Cycles*, no 14, p.745.
- Whalen, S.C. 2005. «Biogeochemistry of methane exchange between natural wetlands and the atmosphere». *Environmental engineering science*, no 22, p.73.

- White, J.R., Shannon, R.D., Weltzin, J.F., Pastor, J., Bridgham, S.D. 2008. «Effects of soil warming and drying on methane cycling in a northern peatland mesocosm study». *Journal of Geophysical Research*, no 113, p.G00A06.
- Whiting, G.J., Chanton, J.P. 1992. «Plant-dependent CH₄ emission in a subarctic Canadian fen». *Global Biogeochemical Cycles*, no 6, p.225.
- Whiting, G.J., Chanton, J.P. 1993. «Primary production control of methane emission from wetlands». *Nature*, no 364, p.794.
- Whiting, G.J., Chanton, J.P., Bartlett, D.S., Happell, J.D. 1991. «Relationships between CH₄ emission, biomass, and CO₂ exchange in a subtropical grassland». *Journal of Geophysical Research*, no 96, p.13067.
- Wieder, R.K., 2006. «Primary Production in Boreal Peatlands». In *Boreal Peatland Ecosystems*, Wieder, R.K., Vitt, D.H. (Eds.), Berlin Heidelberg New York, Berlin, Springer-Verlag.
- Wieder, R.K., Vitt, R.H., Benscoter, W. 2006. «Peatland in the boreal forest». In *Boreal Peatland Ecosystems*, Wieder, R.K., Vitt, D.H. (Eds.), Berlin Heidelberg New York, Berlin, Springer-Verlag.
- Williams, R.T., Crawford, R.J. 1984. «Methane production in Minnesota peatland». *Application of Environmental Microbiology*, p.1266.
- Wuebbles, D.J., Hayhoe, K. 2002. «Atmospheric methane and global change». *Earth-Science Reviews*, no 57, p.177.
- Wuebbles, D.J., Tamareis, J.S. 1993. «The role of methane in the global environment». In *Atmospheric Methane : Sources, Sinks, and Role in Global Change*, Khalil, M.A.K. (Ed.), Berlin Heidelberg New York, Springer-Verlag.
- Yavitt, J.B., Weider, R.K., Lang, G.E. 1993. «CO₂ and CH₄ dynamics of a Sphagnum-dominated peatland in West Virginia». *Global Biogeochemical Cycles*, no 7, p.259.
- Yavitt, J.B., Williams, C.J., Wieder, R.K. 1997. «Production of methane and carbon dioxide in peatland ecosystems across North America: Effects of temperature, aeration, and organic chemistry of peat». *Geomicrobiology Journal*, no 14, p.299.
- Yavitt, J.B., Seidman-Zager, M. 2006. «Methanogenic Conditions in Northern Peat Soils». *Geomicrobiology Journal*, no 23, p.119.
- Yu, Z., Loisel, J., Brosseau, D.P., Beilman, D.W., Hunt, S.J. 2010. «Global peatland dynamics since the Last Glacial Maximum». *Geophysical Research Letters*, no 37, p.L13402.
- Zoltai, S.C., Vitt, D.H. 1995. «Canadian wetlands: environmental gradients and classification». *Vegetation*, no 118, p.131.