

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

RECONSTITUTION PALÉOÉCOLOGIQUE DES CONDITIONS INITIALES DE
DÉVELOPPEMENT DU COMPLEXE TOURBEUX DE LAC-À-LA-TORTUE,
MAURICIE, QUÉBEC

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR

LOUIS-MARTIN PILOTE

OCTOBRE 2018

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.07-2011). 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.»

I learned this, at least, by my experiment: that if one advances confidently in the direction of his dreams, and endeavors to live the life which he has imagined, he will meet with a success unexpected in common hours.

Henry David Thoreau

REMERCIEMENTS

Mes premiers remerciements sont évidemment destinés à ma directrice Dr. Michelle Garneau (UQÀM), qui a su me transmettre sa passion débordante pour les tourbières, et ce, dès mes premiers balbutiements en tant que biogéographe. Merci pour ton écoute, ton enthousiasme, ta disponibilité, ta bienveillance et ta motivation. Je me considère comme étant très privilégié d'avoir pu bénéficier de ton enseignement et de ta confiance.

Je me dois également de souligner l'immense contribution de tous mes camarades du groupe de recherche des Tourbeux (UQÀM), sans qui ces dernières années partagées ensemble auraient été complètement différentes. Les bons moments passés parmi vous, autant sur le terrain qu'au labo ou encore au Benelux, seront à jamais gravés dans ma mémoire. Un merci particulier à Gabriel Magnan pour avoir réalisé un miracle, celui de retrouver la fameuse poignée du carottier russe perdue au milieu des inextricables éricacées; à Antoine Thibault, pour m'avoir patiemment montré la voie lors de ma toute première campagne de terrain; à Marc-André Bourgault, sans qui le géoradar et l'hydrogéologie seraient encore un mystère pour moi; à Simon van Bellen, qui a toujours été présent pour m'aider à apprivoiser l'univers passionnant mais parfois étourdissant des thécamoebiens et des statistiques bayésiennes; à Steve Pratte, pour ses judicieux conseils, sa disponibilité, et sa convivialité; ainsi qu'à Jean-Pierre Castonguay-Bélanger pour sa patience sans bornes lors de mes démêlés houleux avec *ArcGIS*. Une pensée également pour Mylène Robitaille, Guillaume Primeau et Joannie Beaulne : ne lâchez pas, vous êtes les prochains! Sachez que j'ai beaucoup d'estime et de respect pour vous tous.

Merci à tous les assistant/es de terrain et géo-collègues qui ont eu le courage et la générosité de venir braver la tourbière de Lac-à-la-Tortue et ce, malgré la chaleur

oppressante, les mouches voraces et les fens inondés : Joannie Beaulne, Julien Minville, Aurélie Dessain et Xavier Tréhout. Je voudrais souligner l'expertise et la participation active de toute l'équipe du Laboratoire de datation par luminescence LUX (Geotop-UQÀM) dirigée par Michel Lamothe, ainsi que Carley Crann du Laboratoire A.E. Lalonde de SMA (Université d'Ottawa). Les instants passés parmi vous se sont révélés grandement enrichissants et m'ont donné accès à un éventail de connaissances jusque-là insoupçonnées. Je suis également très reconnaissant envers Étienne Boucher (UQAM) ainsi que le professeur émérite de l'Université de Montréal, Dr. Pierre J.H. Richard pour leurs commentaires éclairés et pour l'intérêt qu'ils ont porté envers ce mémoire.

Ce mémoire n'aurait pas pu être réalisé sans le soutien indéfectible d'Éloïse Le Stum-Boivin, qui m'a accompagné tout au long de cette aventure à travers les épisodes de doute, de découragements, mais également de joie. Merci d'avoir été là, je suis fier de ce que l'on a accompli ensemble. Enfin, je souhaiterai remercier chaleureusement ma mère Lorraine, mon père Luc, ainsi que mes sœurs Marie-Gabrielle et Audrey-Anne pour leur soutien constant au cours de mes études et leurs mots d'encouragements, et ce même si les tourbières semblent toujours demeurer nébuleuses à leurs yeux. *Ohana means family. Family means nobody gets left behind or forgotten.* Ce mémoire vous est dédié.

L'aspect financier de ce projet de recherche a été assuré par le Fonds québécois de recherche pour la nature et les technologies (FQRNT; bourse 184887) et le Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (subvention à la Découverte no 250287) de Michelle Garneau.

Bonne lecture,

TABLES DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	iii
TABLES DES MATIÈRES.....	v
LISTE DES FIGURES.....	viii
LISTE DES TABLEAUX.....	xii
LISTE DES ÉQUATIONS.....	xiii
LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES.....	xiv
LISTE DES SYMBOLES ET UNITÉS.....	xvi
LISTE DES ESPÈCES VÉGÉTALES CITÉES.....	xviii
RÉSUMÉ.....	xix
CHAPITRE I.....	1
INTRODUCTION ET CONTEXTE DE LA RECHERCHE.....	1
1.1 Processus de développement des tourbières.....	2
1.1.1 Entourbement par comblement.....	3
1.1.2 Entourbement par paludification primaire et secondaire.....	3
1.2 Influence des facteurs autogènes et allogènes.....	4
1.3 Principaux types de tourbières.....	5
1.3.1 Les tourbières ombrotrophes.....	5
1.3.2 Les tourbières minérotrophes.....	7
1.3.3 Processus d'ombrotrophication.....	8
1.4 Rôle des tourbières dans le cycle biogéochimique du carbone.....	9
1.5 Utilité des tourbières comme archives paléoécologiques.....	10
1.6 Présentation de la recherche.....	11

CHAPITRE II	14
RÉGION D'ÉTUDE	14
2.1 Localisation et description générale de la région d'étude	14
2.2 Contexte bioclimatique	17
2.3 Contexte paléogéographique	18
2.3.1 La dernière glaciation	18
2.3.2 La Mer de Champlain	18
2.3.3 L'exondation du territoire et la mise en place des dunes	21
2.3.4 Développement des tourbières	23
2.4 Perturbations anthropiques	25
CHAPITRE III	28
MÉTHODOLOGIE	28
3.1 Sélection des sites à l'étude	28
3.2 Données d'épaisseur de la tourbe	28
3.3 Distribution spatiale des données acquises	29
3.4 Échantillonnage, collecte et analyse des données paléoécologiques	30
3.4.1 Échantillonnage des carottes de tourbe	30
3.4.2 Description stratigraphique et préparation du matériel pour les analyses	30
3.4.3 Densité sèche et contenu en carbone de la tourbe	31
3.4.4 Macrorestes végétaux	32
3.4.5 Thécamoebiens (rhizopodes)	34
3.4.6 Datations au radiocarbone	36
3.5 Datation par luminescence stimulée par infrarouge (IRSL)	37
3.6 Calculs du carbone	41
3.6.1 Taux apparent d'accumulation à long terme du carbone	41
3.6.2 Taux d'accumulation du carbone	42
3.6.3 Calcul du contenu en carbone du complexe tourbeux	42

CHAPITRE IV	43
ARTICLE: MULTIPROXY ANALYSIS OF INCEPTION AND DEVELOPMENT OF THE LAC-À-LA-TORTUE PEATLAND COMPLEX, ST. LAWRENCE LOWLANDS, EASTERN CANADA.	43
4.1 Introduction	45
4.2 Study area	47
4.3 Material and methods	48
4.3.1 Fieldwork	48
4.3.2 Plant macrofossil analyses	49
4.3.3 Testate amoeba analyses and water table depth reconstructions	50
4.3.4 Dry bulk density and C content analyses	51
4.3.5 AMS radiocarbon dating and chronology	52
4.3.6 Infrared stimulated luminescence (IRSL) dating	52
4.4 Results	53
4.4.1 Chronology	53
4.4.1.1 Central core TOR-CT1	52
4.4.1.2 Lateral cores	53
4.4.1.3 IRSL dating	53
4.4.2 Peatland basin morphometry and surface topography	55
4.4.3 Carbon accumulation and peatland complex carbon pool	55
4.4.4 Stratigraphy and ecohydrological reconstructions	56
4.4.4.1 Central core TOR-CT1	51
4.4.4.2 Lateral cores TOR-LT2 and TOR-LT3	56
4.4.4.3 Lateral cores TOR-LT4, TOR-LT5 and TOR-LT6	57
4.5 Discussion	59
4.5.1 Peatland complex initiation and landscape succession	59

4.5.1.1 Early Holocene dune development.....	59
4.5.1.2 10 300-8000 cal a BP.....	59
4.5.1.3 8000-5000 cal a BP.....	61
4.5.1.4 5000-2500 cal a BP.....	62
4.5.1.5 Recent changes since the last 2500 years.....	64
4.5.2 Carbon accumulation	66
4.6 Conclusions.....	67
4.7 Acknowledgments.....	68
4.8 References.....	69
4.9 Figure list	80
CONCLUSION.....	93
ANNEXE A	97
RÉFÉRENCES.....	98

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE I

- Figure 1.1 Tourbière ombrotrophe à mares (A) dominée par les sphaignes et les éricacées. Tourbière minérotrophe (B) dominée par les mousses brunes et les cypéracées. Des peuplements de pins rouges occupent le sommet des crêtes dunaires bien drainées (B).....7

CHAPITRE II

- Figure 2.1 Localisation du complexe tourbeux de Lac-à-la-Tortue et des secteurs ombrotrophe (A) et minérotrophe (B) à l'étude. Le haut des photos aériennes est orienté vers le nord.....16
- Figure 2.2 Limite maximale de la Mer de Champlain, principales formes glaciaires et âges ^{14}C BP reliés à la moraine de Saint-Narcisse dans la région de la Basse-Mauricie (tiré d'Occhietti, 2007).....21
- Figure 2.3 Position de l'Inlandsis laurentidien au début (10 000 ^{14}C BP/11 500 cal a BP) et à la fin (7 500 ^{14}C BP/8 300 cal a BP) de l'épisode de formation des dunes dans les basses terres du Saint-Laurent. Les flèches indiquent la direction des vents dominants lors de cet épisode (tiré de Filion, 1987).....22
- Figure 2.4 Géologie des formations superficielles de la région de Shawinigan (modifié de Bolduc, 1999). Les fines lignes pointillées illustrent les dunes qui composent le complexe dunaire.....25

CHAPITRE III

- Figure 3.1 Distribution spatiale des sites d'échantillonnage au sein des secteurs ombrotrophe (A) et minérotrophe (B). Les points jaunes représentent les données d'épaisseur de la tourbe de Risi et al. (1953) tandis que les tracés blancs représentent les transects effectués au géoradar. Images satellites provenant de GoogleEarth.....29
- Figure 3.2 Échantillonnage de sédiments sableux. Le tube de PVC noir contient le matériel utilisé pour déterminer l'abondance en éléments radioactifs qui a été soumis à la stimulation optique, tandis que le contenu des

	deux tubes en cuivre a servi à établir la teneur et la saturation en eau du sol.....	38
Figure 3.3	Représentation schématique des principales sources de radiations dans les sols à l'état naturel. On observe que l'effet des rayons cosmiques est atténué en fonction de la profondeur du sol. L'encadré illustre la pénétration des minéraux par les radiations alpha (α) et beta (β), tandis que les rayons gamma (γ) ont une mobilité beaucoup plus grande dans les sols (Aitken, 1998).....	40
Figure 3.4	Schéma illustrant le principe de base de la datation par luminescence optique. Il y a remise à zéro du signal lorsque le minéral est exposé à la lumière solaire (t_0). Une fois enfouis sous les sédiments, le nombre d'électrons piégés dans le minéral augmente proportionnellement à la quantité de radiations reçues en provenance de son environnement. La stimulation optique (t) permet de comparer le signal émis par l'échantillon naturel à celui émis par des doses artificielles et connues. On obtient ainsi la dose équivalente (D_e), ou paléodose, de l'échantillon à dater (Bouab, 2001).....	41
CHAPITRE IV		
Figure 4.1	(A) Lac-à-la-Tortue peatland location in the St-Lawrence Lowlands region, eastern Canada. (B) Lac-à-la-Tortue peatland complex boundaries and location of the ombrotrophic (a) and the minerotrophic (b) lobes. Yellow dots refer to peat depth measurements from Risi et al. (1953). Spatial distribution of sampling sites within the ombrotrophic (C) and minerotrophic sectors (D). White lines represent ground-penetrating radar transects. Satellite images from Google Earth.....	80
Figure 4.2	Age-depth model for central core TOR-CT1 showing the calibrated ages (grey shapes) modelled from Bacon version 2.2 (Blaauw & Christen, 2011).....	81
Figure 4.3	Interpolated map of peat depths of Lac-à-la-Tortue peatland complex.....	82
Figure 4.4	Plant macrofossils and inferred water table depths from testate amoebae for central core TOR-CT1. <i>Sphagnum</i> sect. percentages are relative to total <i>Sphagnum</i> presence. Inferred water table depths and associated standard errors are expressed as cm relative to peat surface (TOR-CT1 WTD mean SEs: 6.90 cm). Stratigraphic zones are	

- separated by dashed lines and identified at the right of each figure. Shaded zone is under the basal age.....83
- Figure 4.5 Plant macrofossils and inferred water table depths from testate amoebae for lateral core TOR-LT2 (A) and TOR-LT3 (B). *Sphagnum* sect. percentages are relative to total *Sphagnum* presence. Inferred water table depths and associated standard errors are expressed as cm relative to peat surface (TOR-LT2 WTD mean SEs: 7.17 cm; TOR-LT3 WTD mean SEs: 6.99 cm). Stratigraphic zones are separated by dashed lines and identified at the right of each figure. Shaded zone is under the basal age.....84
- Figure 4.6 Plant macrofossils for lateral core TOR-LT4 (A), TOR-LT5 (B) and TOR-LT6 (C). Stratigraphic zones are separated by dashed lines and identified at the right of each figure. Shaded zones are under the basal age.....85
- Figure 4.7 Model of the Lac-à-la-Tortue peatland complex development (A-D). Peat cores location is illustrated by the black profiles.....86
- Figure S4.1 Age-depth models for lateral cores TOR-LT2, TOR-LT3, TOR-LT4, TOR-LT5 & TOR-LT6 showing the calibrated ages (blue shapes) modelled from Bacon version 2.2 (Blaauw & Christen 2011). Peat surface age was established to -65 cal a BP (AD 2015: year of coring).....88
- Figure S4.2 Plant macrofossil and testate amoebae records for central core TOR-CT1. Plant macrofossils are quantified by volume percentages and testate amoebae abundance is expressed as percentage of the total count. Xerophilous and hydrophilous taxa are respectively identified in red and blue. Inferred water table depth and associated standard errors are expressed as cm relative to peat surface (TOR-CT1 WTD mean SEs: 6.90 cm). Stratigraphic zones are separated by dashed lines and identified at the right of each figure. Shaded zones are under the basal age.....89
- Figure S4.3 Plant macrofossil and testate amoebae records for lateral core TOR-LT2. Plant macrofossils are quantified by volume percentages and testate amoebae abundance is expressed as percentage of the total count. Xerophilous and hydrophilous taxa are respectively identified in red and blue. Inferred water table depth and associated standard errors are expressed as cm relative to peat surface (TOR-LT2 WTD mean SEs: 7.17 cm). Stratigraphic zones are separated by dashed lines and

identified at the right of each figure. Shaded zones are under the basal age.....90

Figure S4.4 Plant macrofossil and testate amoebae records for lateral core TOR-LT3. Plant macrofossils are quantified by volume percentages and testate amoebae abundance is expressed as percentage of the total count. Xerophilous and hydrophilous taxa are respectively identified in red and blue. Inferred water table depth and associated standard errors are expressed as cm relative to peat surface (TOR-LT3 WTD mean SEs: 6.99 cm). Stratigraphic zones are separated by dashed lines and identified at the right of each figure. Shaded zones are under the basal age.....91

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE IV

Table 4.1	AMS radiocarbon date results. Modelled ages and their associated 2σ range were obtained from Bacon version 2.2 (Blaauw & Christen 2011) in R (R Core Team 2016). *Samples affected by the Suess effect.....	87
Table S4.1	IRSL data summary for samples from Lac-à-la-Tortue dune complex. Equivalent dose (D_e) for each sample is the average of 12 aliquot determinations.....	92

LISTE DES ÉQUATIONS

CHAPITRE III

Équation [1] Calcul par perte au feu de la teneur en matière organique de la tourbe (%).....	31
Équation [2] Calcul du contenu en carbone du complexe tourbeux.....	42

LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

a	Année
A	<i>Area</i> (aire)
AD	<i>Anno Domini</i>
AMS	<i>Accelerator mass spectrometry</i> (spectrométrie de masse par accélérateur de particules)
a.s.l.	<i>Above sea level</i> (au-dessus du niveau de la mer)
BC	Bassin de carbone
Bog	Tourbière ombrotrophe
c.	<i>Circa</i> (environ)
cal a BP	<i>Calibrated years before present</i> (années étalonnées avant l'actuel)
CAR	<i>Carbon accumulation rates</i> (taux d'accumulation du carbone)
¹⁴ C BP	<i>Radiocarbon age before present</i> (âge radiocarbone avant l'actuel)
CP	<i>Carbon pool</i> (stock de carbone)
D	<i>Mean peat density</i> (densité moyenne de la tourbe)
DÉCLIQUE	Chaire de recherche sur la Dynamique des Écosystèmes tourbeux et des Changements Climatiques
DGPS	<i>Differential Global Positioning System</i> (GPS différentiel)
Dm	Densité sèche moyenne
Ém	Épaisseur moyenne
et al	Et autres auteurs
Fen	Tourbière minérotrophe
GEOTOP	Centre de recherche sur la dynamique du système Terre
GPR	<i>Ground-Penetrating Radar</i> (géoradar)

IRSL	<i>Infrared Stimulated Luminescence</i> (luminescence stimulée par infrarouge)
LIA	<i>Little Ice Age</i> (Petit Âge Glaciaire)
LOI	<i>Loss-On-Ignition</i> (perte au feu)
LORCA	<i>Long-term apparent rate of carbon accumulation</i> (taux apparent d'accumulation du carbone à long terme)
NAO	<i>North Atlantic Oscillation</i> (Oscillation de l'Atlantique Nord)
Om	Contenu moyen en matière organique
PAF	Perte au feu
PAR	<i>Peat accumulation rate</i> (taux d'accumulation de la tourbe)
pH	Potentiel hydrogène
PVC	<i>Polyvinyl chloride</i> (polychlorure de vinyle)
SAR	<i>Single Aliquot Regeneration dose protocol</i> (méthode d'aliquote unique en régénération)
sect.	Section
SEs	<i>Standard errors</i> (erreurs standards)
sp.	<i>Species</i> (espèce)
T _m	<i>Mean peat thickness</i> (épaisseur moyenne de la tourbe)
UQÀM	Université du Québec à Montréal
WA-Tol	<i>Weighted average tolerance down-weighted</i> (tolérance moyenne pondérée à pondération réduite)
WTD	<i>Water table depth</i> (profondeur de la nappe phréatique)

LISTE DES SYMBOLES ET UNITÉS

α	Alpha
β	Beta
D_a	Dose annuelle
D_e	Dose équivalente ou paléodose
C	Carbone
^{14}C	Isotope 14 du carbone
$^{\circ}\text{C}$	Degré Celsius
Cc	Centimètre cube
CH_4	Méthane
cm	Centimètre
cm^3	Centimètre cube
CO_2	Dioxyde de carbone
g	Gramme
GtC	Gigatonne de carbone
Gy	Unités Grey
K	Potassium
KOH	Hydroxyde de potassium
ka	Milliers d'années
kg	Kilogramme
km	Kilomètre
m	Mètre
mm	Millimètre

MtC	Mégatonne de carbone
PgC	Pétagramme de carbone
t	Stimulation optique
Th	Thorium
U	Uranium
t ₀	Remise à zéro
γ	Gamma
yr	<i>Year</i> (an)
μm	Micromètre
%	Pourcentage
~	Environ
±	Plus ou moins

LISTE DES ESPÈCES VÉGÉTALES CITÉES

Anchistea virginica (Linnaeus) C. Presl
Andromeda glaucophylla Link
Betula glandulosa Michaux
Betula populifolia Marshall
Chamaedaphne calyculata (Linnaeus) Moench
Drepanocladus aduncus (Hedw.) Warnst.
Kalmia angustifolia Linnaeus
Larix laricina (DuRoi) K. Koch
Ledum groenlandicum (Oeder) Kron & Judd
Menyanthes trifoliata Linnaeus
Picea mariana (Miller) Britton, Sterns & Poggenburgh
Pinus resinosa Aiton
Scheuchzeria palustris Linnaeus
Sphagnum fuscum (Schimper) H. Klinggraff
Sphagnum magellanicum Bridel
Sphagnum rubellum Wilson
Thuja occidentalis Linnaeus
Utricularia geminiscapa Benjamin

RÉSUMÉ

Les conditions initiales de développement d'un grand complexe tourbeux des basses terres du Saint-Laurent du Québec méridional ont été reconstituées afin d'améliorer notre compréhension des modes de développement initiaux des tourbières de cette région. Plusieurs carottes de tourbe ont été prélevées le long de toposéquences perpendiculaires au secteur le plus profond du bassin tourbeux principal. Les taux d'accumulation du carbone et les conditions écohydrologiques ont été reconstituées à partir de macrofossiles végétaux, de thécamoebiens et de datations au radiocarbone, nous permettant ainsi d'approfondir nos connaissances sur les principaux assemblages végétaux ainsi que les conditions paléohydrologiques qui se sont succédé dans la tourbière depuis son origine. La méthode de datation par luminescence stimulée par infrarouge (IRSL) a été utilisée afin de délimiter le moment marquant la stabilisation des dunes dans la région et le début de l'entourbement de celles-ci, potentiellement causé par un forçage climatique. Un modèle illustrant l'épaisseur du dépôt de tourbe du complexe tourbeux a également été conçu à partir de 1500 sondages manuels, de transects au géoradar et de datations basales afin de reconstruire la morphologie du bassin du complexe tourbeux et de quantifier son contenu total en carbone.

Des communautés végétales d'eau douce peu profonde ont d'abord constitué le noyau de développement d'un fen riche vers 10 300 cal a BP dans la partie la plus profonde d'une dépression topographique située en surface du paléodelta de la rivière Saint-Maurice. Les dépôts deltaïques remaniés en un système de dunes paraboliques situées en périphérie de cette dépression ont été paludifiées peu de temps après, témoignant ainsi d'un changement majeur dans la circulation atmosphérique au début de l'Holocène et de conditions climatiques plus humides davantage favorables à l'entourbement. D'après les datations IRSL effectuées, les dunes se sont stabilisées entre 11 500 et 10 900 $\pm$ 0.7 avant aujourd'hui. Le fen riche initial a persisté jusqu'à 9500 cal a BP, avant d'être remplacé par un fen pauvre en raison de la diminution progressive de l'apport en éléments minéraux en provenance du ruissellement sur les versants adjacents. La transition vers des conditions ombrotrophes dans le secteur le plus ancien de la tourbière a commencé à partir de 5150 cal a BP. Ce changement écohydrologique majeur est relativement synchrone avec plusieurs autres tourbières du sud du Québec. Les variations des taux d'accumulation du carbone et de la tourbe dans les secteurs ombrotrophe et minérotrophe semblent principalement contrôlées par des facteurs autogènes tels que la succession végétale, les conditions hydrologiques locales, la topographie ainsi que les régimes de feu.

Cette étude est la première à quantifier le stock de carbone total contenu à l'échelle d'un complexe tourbeux dans le sud du Québec. Celui-ci est estimé à 4.73 mégatonnes de carbone (Mt C), ce qui correspond à une valeur moyenne de la masse de carbone de 94.6 kg C m^{-2} .

Mots clés : Complexe tourbeux, paléoécologie, macrofossiles végétaux, thécamoebiens, paludification, luminescence, Holocène, basses terres du Saint-Laurent.

CHAPITRE I

INTRODUCTION ET CONTEXTE DE LA RECHERCHE

Les tourbières sont des milieux humides où la production primaire excède la décomposition de la matière organique en raison des conditions humides, froides et acides qui s'y trouvent, ce qui entraîne une accumulation de tourbe ainsi qu'une excellente préservation de matériel fossile (Charman, 2002; Wieder et al., 2006; Rydin & Jeglum, 2013).

En plus de constituer des archives des changements paléoécologiques et paléoclimatiques, les tourbières sont également reconnues comme étant d'importants puits de carbone à long terme. Depuis la dernière glaciation, les tourbières de l'Hémisphère Nord ont accumulé près de 547 gigatonnes de carbone (GtC), ce qui représente un tiers du stock mondial de carbone terrestre (Yu et al., 2010). Les tourbières jouent par conséquent un rôle très important dans le cycle biogéochimique du carbone global (Froking & Roulet, 2007; Yu, 2012). Au Canada, les tourbières couvrent près de 12% du territoire et stockent environ 150 GtC (Tarnocai et al., 2000; Tarnocai 2006). À l'échelle du Québec, celles-ci représentent plus de la moitié (10.77 GtC) du stock de carbone terrestre (Garneau & van Bellen, 2016), bien que certaines incertitudes demeurent toujours quant aux estimations régionales (Yu, 2012).

Une meilleure compréhension des facteurs influençant les processus postglaciaires d'initiation des tourbières ainsi que leur dynamique d'expansion spatiale et d'accumulation à long terme du carbone est essentielle afin de documenter leurs liens avec les variations climatiques du passé et ultimement de prédire leur réaction face aux changements climatiques en cours et futurs, en particulier si l'on tient compte des

services écologiques indispensables qu'ils rendent à la société dont celui d'atténuer le carbone atmosphérique (GIEC, 2013; Ruppel et al., 2013; Magnan & Garneau, 2014).

1.1 Processus de développement des tourbières

Les tourbières sont des milieux humides où la biomasse végétale produite localement chaque année par photosynthèse s'accumule plus qu'elle ne se décompose, et ce peu importe la composition botanique des restes végétaux qui la compose (Payette, 2001). Il en résulte la formation d'un dépôt de tourbe dont l'épaisseur peut varier de seulement une dizaine de centimètres dans le cas des tourbières subarctiques et arctiques à plus de dix mètres dans les régions océaniques et très humides, bien que cette profondeur varie d'avantage entre quatre et huit mètres pour ce qui est des régions boréales et tempérées (Tarnocai et al., 2000).

Le taux de décomposition de la matière organique varie principalement en fonction de la température ainsi que des conditions d'humidité et d'acidité présentes à la surface de la tourbière (Charman, 2002). En effet, un bilan hydrique positif combiné à un pH acide et à des températures relativement froides favorise le maintien de conditions anoxiques qui ralentissent la décomposition de la matière organique, ce qui entraîne une croissance autant verticale que latérale des tourbières (Payette, 2001).

Les trois principaux modes de formation des tourbières sont le comblement, la paludification primaire et la paludification secondaire (Sjörs 1983; Payette 2001; Charman 2002; Vitt 2006; Rydin & Jeglum 2013). Ces processus ne sont pas nécessairement mutuellement exclusifs puisqu'ils peuvent avoir lieu simultanément à l'échelle d'un même site en fonction des conditions topographiques et hydrologiques locales (Payette 2001), ce qui explique pourquoi une grande variété de systèmes et de formes peut être incluse au sein d'un même complexe tourbeux (Zoltai & Vitt, 1995; Charman, 2002; Vitt, 2006).

1.1.1 Entourbement par comblement

Le comblement est un processus par lequel un plan d'eau, généralement de faible superficie comme un lac ou un étang peu profond, est progressivement comblé par l'accumulation de matière organique et inorganique (Charman, 2002). Les rives du plan d'eau sont d'abord colonisées par une végétation aquatique flottante et d'autres espèces de plantes hydrophiles, tandis que des mousses brunes et des arbustes riverains (saule, myrique baumier) se retrouvent en périphérie le long de bandes parallèles aux rives. La répartition de ces espèces végétales, distribuées en bandes parallèles aux rives du plan d'eau, est déterminée en fonction du gradient d'inondation qui varie selon l'amplitude annuelle de la variation du niveau de l'eau et de la pente du rivage. Les épisodes de sécheresse, par abaissement de la nappe phréatique, vont donc favoriser la colonisation de l'étang par les plantes, alors que les épisodes de crue vont plutôt favoriser la paludification des terres environnantes (Payette, 2001). Bien qu'il s'agisse d'un processus autogène à la base, l'entourbement par comblement peut donc aussi être influencé par des facteurs allogènes d'origine climatique qui affectent les niveaux d'eau de ces étangs (Lavoie & Richard, 2000a). Le comblement se poursuit jusqu'à ce que le niveau de la nappe phréatique se retrouve sous la surface du dépôt de tourbe, et ce pour une période minimale d'un an (Charman, 2002).

1.1.2 Entourbement par paludification primaire et secondaire

L'entourbement par paludification décrit un processus d'accumulation de tourbe qui s'effectue directement au-dessus du substrat minéral, et ce, sans même passer par une phase aquatique au cours de laquelle des sédiments lacustres auraient été initialement déposés (Charman, 2002). Contrairement au processus de comblement, qui se limite à des étendues spatialement réduites, la paludification peut atteindre des superficies beaucoup plus vastes si les conditions hydrologiques et climatiques lui sont favorables (Sjörs, 1983; Charman, 2002). On distingue deux

processus d'entourbement par paludification, soit la paludification primaire (lorsque la tourbe s'accumule directement au-dessus de surfaces minérales mal drainées, comme des aires récemment déglacées, d'anciennes plaines alluviales ou des deltas) ainsi que la paludification secondaire (lorsque la tourbe se développe sur des sols initialement bien drainés et colonisés par une végétation forestière) (Sjörs 1983; Payette 2001; Charman 2002; Vitt 2006; Rydin & Jeglum 2013).

Ces deux modes sont principalement favorisés par des conditions climatiques et topographiques permettant un maintien de la nappe phréatique près de la surface du sol. La paludification secondaire permet, entre autres, d'expliquer la présence de troncs d'arbres ou de souches à la base de certains dépôts tourbeux. Ces macrorestes ligneux témoignent de la présence passée d'une forêt qui se serait d'abord développée sur un substrat bien drainé qui aurait ensuite été entourbé (Rydin & Jeglum, 2006) en raison d'un changement des conditions de drainage du sol, par exemple suite à un feu de forêt. Le processus de paludification secondaire peut également être observé en périphérie d'une tourbière initialement formée par comblement (Colpron-Tremblay, 2012). En effet, l'accumulation croissante de tourbe sur le plan d'eau initialement comblé peut entraîner une élévation locale du niveau de la nappe phréatique, tandis que son bombement progressif favorisera un écoulement de surface du centre vers l'extérieur, ce qui augmentera la teneur en eau en périphérie et favorisera l'établissement d'une flore adaptée à des conditions minérotrophes au détriment de la végétation d'origine retrouvée en bordure (Payette, 2001; Rydin & Jeglum, 2006).

1.2 Influence des facteurs autogènes et allogènes

Le développement spatiotemporel d'une tourbière varie en fonction de l'influence de facteurs allogènes et autogènes. Les facteurs allogènes regroupent les processus d'origine externe à l'écosystème, comme les conditions climatiques, les feux ou les perturbations anthropiques. Quant aux facteurs autogènes, il s'agit de processus d'origine interne à l'écosystème souvent liés à la topographie sous-jacente,

la succession végétale, la compétition inter et intraspécifique au sein des communautés végétales, le rapport entre la décomposition et l'accumulation de la matière organique, ainsi que l'acidification du milieu par les sphaignes (Payette, 2001). En effet, les sphaignes ont la capacité d'acidifier et de modifier leur environnement afin de créer les conditions propices à leur propre développement, au détriment des plantes vasculaires moins bien adaptées (van Breemen, 1995). Puisque le développement des tourbières dépend en grande partie des conditions d'humidité et des températures ambiantes, ces écosystèmes se révèlent donc particulièrement sensibles au climat et à ses variations, permettant ainsi de reconstruire les variations climatiques du passé (Charman, 2002) et éventuellement de prévoir de quelle façon ils réagiront aux changements climatiques actuels.

1.3 Principaux types de tourbières

D'après le Système de classification des terres humides du Canada, il est possible de distinguer deux types principaux de tourbières, soit les tourbières ombrotrophes, aussi appelées bogs, et les tourbières minérotrophes, aussi nommées fens (Groupe de travail national sur les terres humides, 1997). Ces deux termes sont reconnus par l'ensemble de la communauté scientifique et peuvent être subdivisés en plusieurs sous-catégories en fonction de leur source d'approvisionnement en eau, de leur géochimie et de leurs caractéristiques morphogénétiques.

1.3.1 Les tourbières ombrotrophes

Les tourbières ombrotrophes sont caractérisées par un apport en eau provenant principalement des précipitations (Charman, 2002; Payette, 2001; Figure 1.1; A). Leur forme bombée, causée par l'accumulation successive de tourbe, entraîne une élévation du niveau de la nappe phréatique par rapport au niveau régional en raison des propriétés hydriques de la sphaigne. Ce niveau varie en profondeur durant l'été en fonction de la fréquence et de l'intensité des épisodes de sécheresses (Groupe de

travail national sur les terres humides, 1997). Puisqu'elles sont presque uniquement alimentées en eau par les précipitations, ces tourbières sont également très acides et pauvres en éléments nutritifs (Payette, 2001).

Ces conditions de vie, qui de prime abord seraient hostiles pour la plupart des plantes vasculaires (Gorham & Janssens, 1992), favorisent au contraire la présence d'une grande diversité d'espèces végétales spécialement adaptées à ce milieu. Les tourbières ombrotrophes sont recouvertes d'une strate muscinale composée presque exclusivement de sphaignes, tandis que des éricacées, des cypéracées et des plantes carnivores (sarracénies, utriculaires et droséras) composent respectivement les strates arbustive et herbacée (Charman, 2002). Les assemblages de végétation de ces tourbières sont étroitement associés à un gradient microtopographique entre les buttes (*hummocks*) et les dépressions (*hollows*) retrouvées en surface (Campbell & Rochefort, 2001). Chacune de ces formes est caractérisée par des conditions écologiques qui lui sont spécifiques (taux d'humidité, concentration en éléments nutritifs, rapport entre la production et la décomposition de la matière organique, pH de l'eau et du substrat organique) (Wheeler & Proctor, 2000; Campbell & Rochefort, 2001). Ces conditions sont très importantes, car elles déterminent la niche écologique ainsi que la répartition de chaque espèce végétale à l'échelle de la tourbière. Par exemple, la présence de buttes permet la croissance d'épinettes noires en raison des conditions plus sèches que l'on y trouve, tandis que les mares vont parfois être colonisées par des nénuphars et d'autres plantes aquatiques.

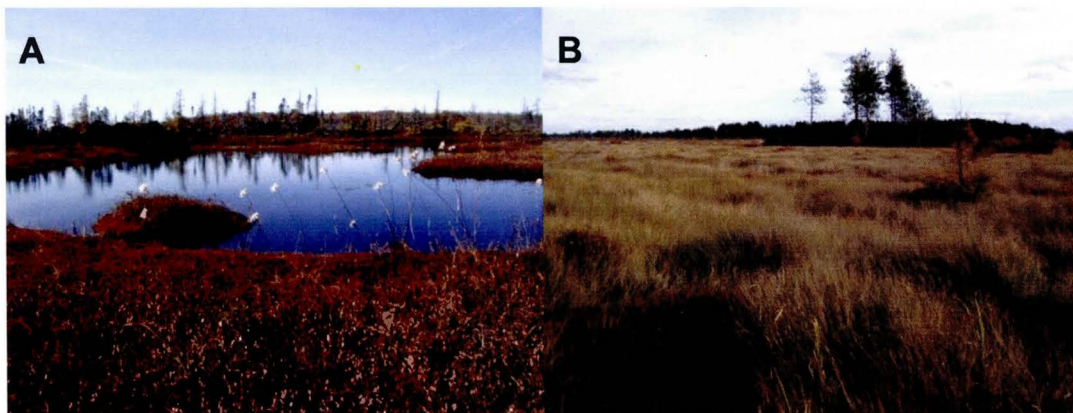


Figure 1.1 Tourbière ombrotrophe à mares (A) dominée par les sphaignes et les éricacées. Tourbière minérotrophe (B) dominée par les mousses brunes et les cypéracées. Des peuplements de pins rouges occupent le sommet des crêtes dunaires bien drainées (B).

1.3.2 Les tourbières minérotrophes

Les tourbières minérotrophes bénéficient d'un apport en eau provenant à la fois des précipitations, du ruissellement et des apports en eaux souterraines (Bourgault et al., 2016; Ferlatte et al., 2016), ce qui explique pourquoi elles sont plus riches en éléments minéraux que les tourbières ombrotrophes (Figure 1.1; B) et qu'elles sont caractérisées par une plus grande biodiversité (Charman, 2002; Payette, 2001). Les sphaignes et les éricacées y sont ici remplacées par un assemblage végétal composé de mousses brunes et d'herbacées dicotylédones comme les carex (Wheeler & Proctor, 2000), des espèces indicatrices de conditions minérotrophes dont la répartition varie en fonction des propriétés chimiques et du pH de la tourbe ainsi que de l'eau qui y circule (Payette, 2001). La composition des assemblages de végétation permet donc de distinguer deux types de fens, soit les fens riches et les fens pauvres (Groupe de travail national sur les terres humides, 1997).

Les fens riches sont caractérisés par un pH généralement supérieur à 5,5 qui peut même atteindre jusqu'à 7,5 selon les apports en minéraux provenant de l'extérieur de la tourbière (Gorham & Janssens, 1992). Une concentration élevée en éléments

minéraux favorise l'établissement de mousses brunes, qui composent en grande partie la strate muscinale de ce type de fen (Thormann et al., 1999). Quant aux fens pauvres, ils représentent la transition entre des conditions minérotrophes typiques d'un fen à des conditions plus ombrotrophes caractérisant davantage des bogs. On y observe un pH qui varie généralement entre 3,8 et 6,5 (Gorham & Janssens, 1992) ainsi qu'un couvert muscinal composé à la fois de mousses brunes et de sphaignes (Payette, 2001).

1.3.3 Processus d'ombrotrophication

Le processus d'ombrotrophication décrit la transition naturelle entre un fen et un bog. Au fur et à mesure que la tourbe s'accumule au-dessus du niveau de la nappe phréatique, la végétation à la surface de la tourbière est progressivement isolée de l'apport en éléments minéraux, jusqu'à ce que les racines des plantes ne parviennent plus à atteindre ces nutriments. Dès lors, la végétation doit réussir à aller chercher les minéraux nécessaires à sa croissance presque uniquement à partir des précipitations atmosphériques et des autres végétaux en décomposition, ce qui amorce le déclin de la plupart des espèces vasculaires au profit de la sphaigne et d'autres espèces mieux adaptées à ces conditions pauvres et acides (Payette, 2001). Il existe cependant dans la nature plusieurs cas de tourbières qui ne sont pas exclusivement minérotrophes ou ombrotrophes, mais qui se situent plutôt entre les deux, en particulier dans les régions tempérées et boréales où elles peuvent former des complexes tourbeux pouvant couvrir des superficies de plusieurs kilomètres carrés (Couillard & Grondin, 1986). En effet, on observe souvent une prédominance de conditions minérotrophes aux marges de tourbières ombrotrophes ou en bordure de petits cours d'eau (Colpron-Tremblay, 2012; Bourgault et al., 2017). Plus la superficie de la tourbière est importante, et plus les régimes hydrologiques et nutritifs au sein de celle-ci risquent de varier spatialement, ce qui conditionnera le développement de différents types de tourbières à l'intérieur d'un seul et même complexe (Payette, 2001).

1.4 Rôle des tourbières dans le cycle biogéochimique du carbone

En plus d'être reconnus comme étant des réservoirs hydrologiques importants, les tourbières jouent également un rôle essentiel dans la régulation du cycle biogéochimique du carbone à l'échelle planétaire de par leur capacité à stocker le carbone atmosphérique (CO_2) sous forme organique via la photosynthèse des végétaux ainsi qu'à relâcher le méthane (CH_4) issu de la décomposition des végétaux (Gorham, 1991; Frokling & Roulet, 2007; Yu, 2012). Malgré le fait que les tourbières ne couvrent que 3% des terres émergées du Globe, les tourbières de l'Hémisphère Nord auraient tout de même séquestré près de 547 gigatonnes de carbone (GtC) depuis la dernière glaciation, ce qui représente un tiers du stock mondial de carbone terrestre (Gorham, 1991; Turunen et al., 2002; Yu et al., 2010). Elles jouent par conséquent un rôle très important dans le cycle biogéochimique du carbone global.

Au Canada, les tourbières couvrent près de 12% du territoire et stockent environ 150 GtC (Tarnocai et al., 2000; Tarnocai 2006). À l'échelle du Québec, elles représentent plus de la moitié (10.77 GtC) du stock de carbone terrestre (Garneau & van Bellen, 2016), bien que certaines incertitudes demeurent toujours quant aux estimations régionales. Un réchauffement du climat accompagné d'une baisse des précipitations dans les régions boréales et subarctiques risque d'entraîner une élévation de la température interne de la tourbe ainsi qu'un abaissement du niveau de la nappe phréatique, se traduisant par une augmentation des taux de décomposition de la matière organique et des taux d'émission de CO_2 et de CH_4 vers l'atmosphère (Roulet et al., 1992; Waddington et al., 1998). Ces écosystèmes présentement considérés comme étant des milieux qui séquestrent le carbone atmosphérique risqueraient donc de passer du statut de puits à celui de source de carbone si le bilan hydrique s'avérait négatif.

Mais les impacts que pourraient avoir les changements climatiques sur le cycle du carbone au sein des tourbières sont encore relativement peu documentés (Moore et

al., 1998), sans compter que l'équilibre entre le stockage et le rejet de carbone dépend de plusieurs facteurs tels que la végétation et les conditions hydroclimatiques (Belyea & Clymo, 2001; Belyea et Malmer, 2004; Malmer et al., 2005) dont la dynamique complexe rend difficile la modélisation de l'apport de ces écosystèmes au cycle global du carbone (MacDonald et al., 2006; Frolking & Roulet, 2007; Frolking et al., 2010; Quillet et al., 2013). La plupart des auteurs s'entendent toutefois pour dire que le climat a un impact sur le taux d'accumulation de la tourbe. Il serait donc logique de penser qu'il est possible de reconstruire les variations climatiques du passé à partir de l'analyse stratigraphique de carottes de tourbe. Bien que simple en apparence, cette dynamique entre le climat et le taux d'accumulation de la tourbe dépend de plusieurs facteurs qui méritent d'être étudiés davantage.

1.5 Utilité des tourbières comme archives paléoécologiques

Malgré le fait qu'il existera toujours une hiérarchie incontournable des facteurs allogènes sur les facteurs autogènes (Payette, 2001), il demeurera toujours difficile de déterminer quel facteur influence le plus le développement de la tourbière, ce qui complexifie les interprétations paléoclimatologiques issues de l'analyse des sédiments tourbeux. Le signal climatique peut être masqué par les facteurs autogènes propres à la tourbière (Lavoie & Richard, 2000b). Il existe en effet divers mécanismes de compensation et de processus de rétroaction qui permettent aux écosystèmes tourbeux de s'adapter aux variations climatiques et atténuent par le fait même le signal climatique (Charman, 2002). La succession dans le temps des paysages reconstitués à partir de l'analyse des dépôts tourbeux serait donc le résultat d'une combinaison entre facteurs allogènes et autogènes (Bauer et al., 2003). Malgré tout, les processus autogènes sont uniques pour chaque tourbière, contrairement aux processus allogènes dont l'impact peut être enregistré à une plus grande échelle. La présence de changements stratigraphiques synchrones à plusieurs tourbières d'une

même région peut donc être interprétée comme étant le résultat d'un changement climatique qui a engendré des conséquences à l'échelle régionale (Ovenden, 1990).

L'utilité des tourbières en tant qu'archives paléoclimatiques, bien qu'il soit toujours difficile de distinguer le rôle des facteurs autogènes de ceux allogènes, ne doit donc pas être sous-estimée, bien au contraire. Pour arriver à faire cette distinction, et éventuellement arriver à reconstituer les conditions climatiques du passé et évaluer leur impact sur le développement spatiotemporel des tourbières, il est primordial d'étudier plusieurs carottes de tourbe selon une approche multi-proxy détaillée. Cette approche se base sur une analyse à haute résolution de plusieurs indicateurs sensibles aux conditions climatiques locales (températures et conditions hydriques de surface de la tourbe) et complémentaires entre eux, soit les assemblages de macrofossiles et de microfossiles végétaux (pollen, diatomées), les mégafossiles ligneux et les thécamoebiens. La position stratigraphique respective de ces indicateurs biologiques, conservés pendant plusieurs milliers d'années dans les dépôts de tourbe grâce aux conditions anaérobiques propres aux tourbières, permet donc de reconstituer les conditions climatiques au cours desquelles ils ont été mis en place (Lavoie, 2001).

1.6 Présentation de la recherche

Malgré les progrès accomplis durant la dernière décennie, les conditions de développement des tourbières des basses terres du Saint-Laurent au début de l'Holocène, ainsi que leur expansion latérale subséquente et leur dynamique à long terme d'accumulation du carbone en réponse aux variations climatiques du passé, demeurent largement méconnues. Identifier l'importance relative du climat et des facteurs autogènes sur le développement des écosystèmes tourbeux est essentiel afin d'approfondir notre compréhension des dynamiques à long terme de ces milieux (Lavoie & Richard 2000b; Anderson et al. 2003; Bauer et al. 2003). Un réchauffement climatique étant prévu au cours des prochaines années pour les régions boréales et subarctiques (IPCC 2013), il devient plus pertinent que jamais de savoir

comment les écosystèmes tourbeux réagiront à ceux-ci, en particulier si l'on tient compte des services écologiques indispensables qu'ils nous rendent et du rôle qu'ils jouent dans le cycle du carbone. De plus, la plupart des vastes complexes tourbeux des basses terres du Saint-Laurent n'ont jamais été étudiés en profondeur ni utilisés afin d'obtenir des reconstitutions climatiques régionales, ce qui explique en partie ce manque de connaissances. Une meilleure compréhension de la chronologie et des conditions initiales de développement d'un complexe tourbeux représentatif des tourbières de la région pourrait être la clé pour élucider ces enjeux.

Afin de répondre à cette problématique, nous présentons dans le cadre de ce mémoire le développement du plus grand complexe tourbeux du Québec méridional, celui de Lac-à-la-Tortue. Nos objectifs spécifiques sont de 1) documenter les modes d'initiation du secteur le plus profond de la tourbière ainsi que sa dynamique d'expansion latérale dans le temps; 2) reconstituer la composition des communautés végétales initiales ainsi que leur évolution subséquente; 3) évaluer l'importance relative du climat vs les facteurs autogènes et leur influence sur le développement de la tourbière, et finalement 4) quantifier le contenu en carbone stocké à l'échelle du complexe tourbeux. Nous avons posé l'hypothèse initiale que le complexe tourbeux de Lac-à-la-Tortue est le résultat du comblement d'une dépression topographique peu profonde située au-dessus du paléodelta de la rivière Saint-Maurice suivi par la paludification des dépôts deltaïques remaniés en un système éolien en périphérie.

Cette étude est la première à fournir une estimation du stock de carbone total contenu à l'échelle d'un complexe tourbeux pour le Québec méridional. Afin d'atteindre nos objectifs, nous avons choisi une approche méthodologique basée sur une analyse multi-proxies détaillée intégrant plusieurs profils de tourbe provenant à la fois des secteurs ombrotrophe et minérotrophe du secteur le plus profond de la tourbière. L'originalité de cette étude réside en l'utilisation d'un profil central complet combiné à plusieurs profils latéraux (seulement le premier mètre à partir du contact minéral) et accompagné de données à haute résolution de l'épaisseur du dépôt tourbeux afin de

reconstituer en détail les étapes initiales de développement ainsi que les modes d'expansion qui s'en suivirent (Lavoie & Richard 2000b; Muller et al. 2003).

CHAPITRE II

RÉGION D'ÉTUDE

2.1 Localisation et description générale de la région d'étude

La tourbière de Lac-à-la-Tortue est située à moins de cinq km à l'est de la ville de Shawinigan, en Mauricie (46°32'N, 72°40'O, Figure 2.1). D'une superficie totale de 66 km², il s'agit du plus vaste complexe tourbeux de la région des basses terres du Saint-Laurent (MDDELCC du Québec, 2002; CNC, 2016). En raison de son étendue importante, cet écosystème est caractérisé par une grande variabilité spatiale de régimes hydrologiques et nutritifs, ce qui a conditionné le développement de systèmes minérotrophe et ombrotrophe, d'où le concept de complexe tourbeux (Payette, 2001). Les exutoires de la tourbière sont partagés entre les bassins-versants des rivières Saint-Maurice, Batiscan et Champlain, tandis que son altitude moyenne varie entre 125 et 130 m au-dessus du niveau moyen de la mer.

Le complexe tourbeux de Lac-à-la-Tortue est subdivisé en deux secteurs principaux pouvant être distingués en fonction des régimes hydrologiques dominants et des assemblages de végétation associés (Figure 2.1). Le premier secteur, délimité au sud par la moraine de Saint-Narcisse et au nord-ouest par la rivière Saint-Maurice, correspond à un système ombrotrophe dominé par les sphaignes et caractérisé une microtopographie de buttes et de dépressions ainsi que plusieurs mares disposées de façon concentrique (Figure 2.1; A). Des épinettes noires (*Picea mariana*) dispersées, accompagnées d'une couverture d'éricacées composée principalement de *Ledum groenlandicum*, de *Kalmia angustifolia* et d'*Andromeda glaucophylla*, colonisent la surface. Le deuxième secteur (B), qui s'étend entre le lac Trotochaud au sud et le lac à la Tortue au nord, est essentiellement un système minérotrophe dominé par des

cypéracées ainsi que quelques mélèzes dispersés (*Larix laricina*). Ce secteur, également ouvert, est caractérisé par la présence de larges voies de ruissellement témoignant d'un écoulement en surface (Figure 2.1; B) (Glaser, 1987). La profondeur du dépôt organique varie entre 5 m au centre du secteur ombrotrophe à mares (secteur A) à seulement 30 cm pour les secteurs paludifiés peu profonds environnants (Risi, 1953).

Un réseau de dunes paraboliques complexes et stabilisées par la tourbe est également présent en périphérie sud et sud-est du complexe tourbeux (Figure 2.1; B). Elles atteignent généralement une altitude maximale de 6 m par rapport à la surface de la tourbière, tandis que leur envergure totale peut varier de quelques mètres seulement à près d'un kilomètre pour celles les plus développées. Seul le front et les arrêtes des dunes émergent au-dessus de la surface tourbeuse, tandis que leurs zones de déflation sont entièrement comblées par la tourbe. Les conditions bien drainées retrouvées au sommet des dunes ont favorisé l'établissement de peuplements denses de pins rouges (*Pinus resinosa*).

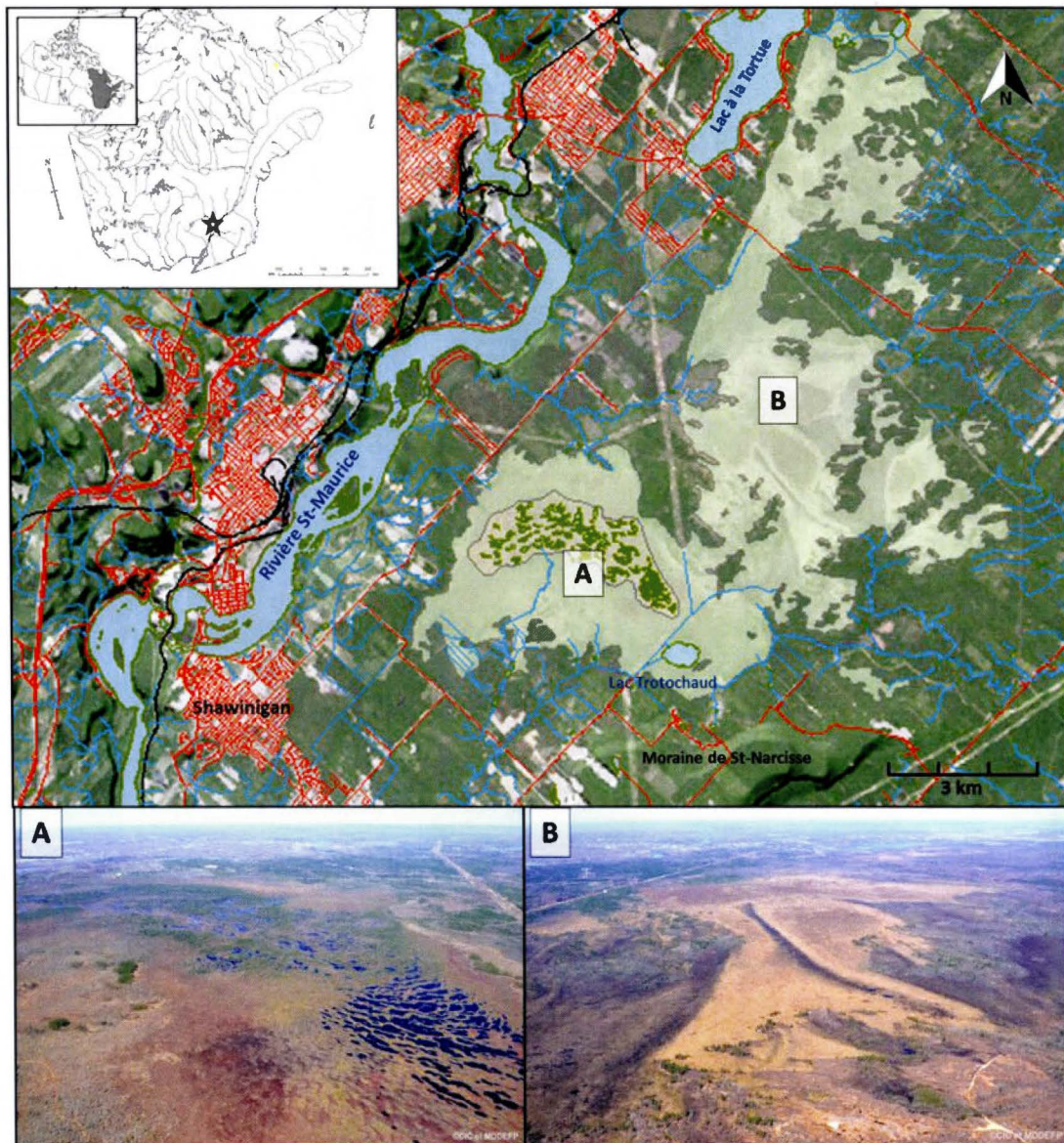


Figure 2.1 Localisation du complexe tourbeux de Lac-à-la-Tortue et des secteurs ombrotrophe (A) et minérotrophe à dunes (B) à l'étude. Le haut des photos aériennes est orienté vers le nord (Canards Illimités Canada, 2018).

2.2 Contexte bioclimatique

Le domaine bioclimatique dans lequel se situe la tourbière de Lac-à-la-Tortue correspond à celui de l'érablière à tilleul, lui-même situé au sein de la zone tempérée nordique, qui couvre l'ensemble du Québec méridional (MFFP du Québec, 2016). La température moyenne annuelle de la région, telle qu'enregistrée à la station météorologique de Saint-Narcisse, est de 4.5°C, et varie en moyenne entre -12.7°C en janvier et 19.5°C en juillet. Les précipitations totales annuelles moyennes sont de 1063 mm, incluant 178 mm qui tombent sous la forme de neige (Environnement Canada, 2016).

Les tourbières naturelles du sud du Québec constituent des îlots de végétation typiques des latitudes boréales. En effet, les conditions acides et mal drainées de ces milieux favorisent la croissance de peuplements dominés par l'épinette noire (*Picea mariana*) et le mélèze laricin (*Larix laricina*), ainsi qu'occasionnellement le bouleau glanduleux (*Betula glandulosa*), qui se retrouve à la limite sud de son aire de peuplement. Quant au bouleau gris (*Betula populifolia*), celui-ci est couramment observé dans les tourbières affectées par certaines perturbations anthropiques, notamment le drainage à des fins agricoles ou de sylviculture, en raison des conditions plus sèches en surface (Pellerin et al., 2016). Plusieurs espèces végétales susceptibles d'être désignées comme étant menacées ou vulnérables au Québec, comme la woodwardie de Virginie (*Anchistea virginica*) et l'utriculaire à scapes géminés (*Utricularia geminiscapa*), se retrouvent également sur le territoire de la tourbière de Lac-à-la-Tortue. Celles-ci sont en partie protégées par une réserve naturelle (43 km²) et une réserve écologique (5.7 km²) respectivement gérées par Conservation de la Nature Québec et le MDDELCC (Annexe A; MDDELCC du Québec, 2002). Au total, c'est près de 75% des milieux humides qui composent le complexe tourbeux qui sont protégés (CNC, 2018).

2.3 Contexte paléogéographique

2.3.1 La dernière glaciation

Lors de la glaciation wisconsinienne, le Québec-Labrador était entièrement couvert par l'Inlandsis laurentidien, à l'exception de quelques nunataks dans les Monts Torngats (Occhietti et al., 2011). L'extension maximale de cet inlandsis, jusqu'au sud de l'état de New-York, remonte à 21 500 cal a BP (Dyke et al., 2002). Suite au dernier maximum glaciaire, le secteur à l'est de l'Inlandsis laurentidien a évolué en un centre de dispersion unique vers plusieurs dômes connectés ou non avec un dôme central principal. Occhietti et al. (2011) ont identifié trois principales phases de déglaciation au Québec, soient : (1) le courant de glace du Saint-Laurent et les événements associés (16-13 500 cal a BP), (2) la période de refroidissement du Dryas récent (12 900-11 700 cal a BP), et finalement (3) la déglaciation du Nord du Québec au début de l'Holocène (11 500-6000 cal a BP).

2.3.2 La Mer de Champlain

La mise en place d'un courant de glace le long de l'axe du Saint-Laurent à partir de 16 000 cal a BP a provoqué l'amincissement de celle-ci le long de la marge sud du massif des Laurentides et de la marge nord-ouest des Appalaches, permettant ainsi d'isoler deux masses glaciaires : celle des Appalaches et celle de l'Inlandsis laurentidien. La déglaciation rapide du piedmont des Appalaches, au sud du haut estuaire du Saint-Laurent actuel, a rendu possible l'extension du bras ouest de la Mer de Goldthwait jusque dans la basse vallée de la rivière Chaudière (Occhietti et al., 2011). Cet événement représente la Phase I de la Mer de Champlain, aussi connue sous le nom de Phase de Charlesbourg (Parent & Occhietti, 1988). Au sud de l'Inlandsis laurentidien, de façon relativement synchrone, le retrait glaciaire sur le piedmont appalachien est marqué par la formation de moraines et des lacs proglaciaires Vermont, Memphrémagog et Mégantic, tandis que les basses terres du

haut Saint-Laurent et de Lac Champlain étaient inondées par les lacs proglaciaires Iroquois et Vermont. Entre 13 500 et 13 000 cal a BP, ces deux lacs, initialement séparés par le massif des Adirondacks, ont coalescé suite au retrait vers le nord de la marge sud de l'Inlandsis pour former le Lac Candona, nom donné par les coquilles de *Candona subtriangulata* retrouvées dans les varves de ce lac (Parent & Occhietti, 1988).

La rupture du barrage de glace situé au-dessus du détroit de Québec, vers environ 13 000 cal a BP, a permis l'invasion rapide des eaux salées de l'Atlantique dans les basses terres du Saint-Laurent, déjà affaissées par le poids de l'Inlandsis laurentidien récemment retiré de la région, ce qui marqua le début de la Phase II de la Mer de Champlain. Le Lac Candona fût alors remplacé par des eaux marines en provenance de l'Atlantique, ce qui entraîna momentanément une chute du niveau de l'eau de près de 60 m (Parent & Occhietti, 1988).

La fin de cette phase coïncide avec une période de réavancée ou du moins de stabilisation du front de l'Inlandsis engendré par l'épisode de refroidissement du Dryas récent (12 900-11 700 cal a BP), qui fut enregistré à l'échelle de l'Hémisphère Nord. Au Québec, le complexe morainique de Saint-Narcisse, qui fut mis en place entre 12 800 et 12 200 cal a BP, est associé à cet épisode climatique froid (La Salle & Elson, 1975; Occhietti, 1980; Occhietti et al., 2011), tandis que la moraine Mars-Batiscan, située entre 17 et 70 km plus au nord en marque la fin. La moraine de Saint-Narcisse qui s'étire sur près de 750 km entre la rivière des Outaouais et l'embouchure du fjord du Saguenay est composée de plusieurs lobes (Outaouais, Saint-Maurice, Charlevoix) et réentrants (Mont-Tremblant, Parc des Laurentides) (Occhietti, 2007). Dans la basse vallée du Saint-Maurice, la moraine est localisée à moins de trois kilomètres au sud de l'emplacement actuel de la tourbière de Lac-à-la-Tortue, le long du premier contrefort des Laurentides au contact structural entre le Bouclier canadien et la Plate-forme sédimentaire du Saint-Laurent. Cette rupture de pente, combinée à la présence de la Mer de Champlain alors en contact direct avec le

front glaciaire, permet de justifier cette disposition dépendante de la topographie sous-jacente (Occhietti, 1980).

La Phase III de la Mer de Champlain débuta à partir de la fin de l'épisode de Saint-Narcisse. Le retrait du front glaciaire permit alors aux eaux salées de la Mer de Champlain d'envahir les basses vallées des Laurentides qui étaient jusqu'alors toujours englacées, comme ce fut le cas avec la vallée de la Gatineau, du Lièvre et du Saint-Maurice, créant ainsi de nombreux bassins para-marins saumâtres connectés à la mer mais alimentés par les eaux de fonte en provenance de l'Inlandsis (Figure 2.2). L'étendue de la Mer de Champlain a couvert une superficie maximale de près de 50 000 km², bien qu'au moment de la formation de ces bassins para-marins, la limite méridionale de la mer avait déjà beaucoup régressé en raison du relèvement antérieur du socle rocheux appalachien (Occhietti, 1980; Parent & Occhietti, 1988). En Mauricie, le relief morainique de Saint-Narcisse a temporairement constitué une île protégeant l'embaïement de Shawinigan et soumise à un remaniement important par l'action des vagues (Occhietti, 1980). La présence d'un delta proglaciaire au sud du Lac Mékinac, mis en place peu après le début de la Phase III, permet d'estimer à 200 m l'altitude maximale atteinte par la Mer de Champlain au nord de la région (Occhietti, 1980).

En raison des vents catabatiques dominants générés par l'Inlandsis laurentidien, les rivages immédiats de la Mer de Champlain étaient alors caractérisés par un climat périglaciaire et une toundra ouverte, tandis que les régions au sud et à l'ouest de la mer étaient graduellement colonisées par des forêts ouvertes de conifères (Davis & Jacobson, 1985; Richard & Grondin, 2009).

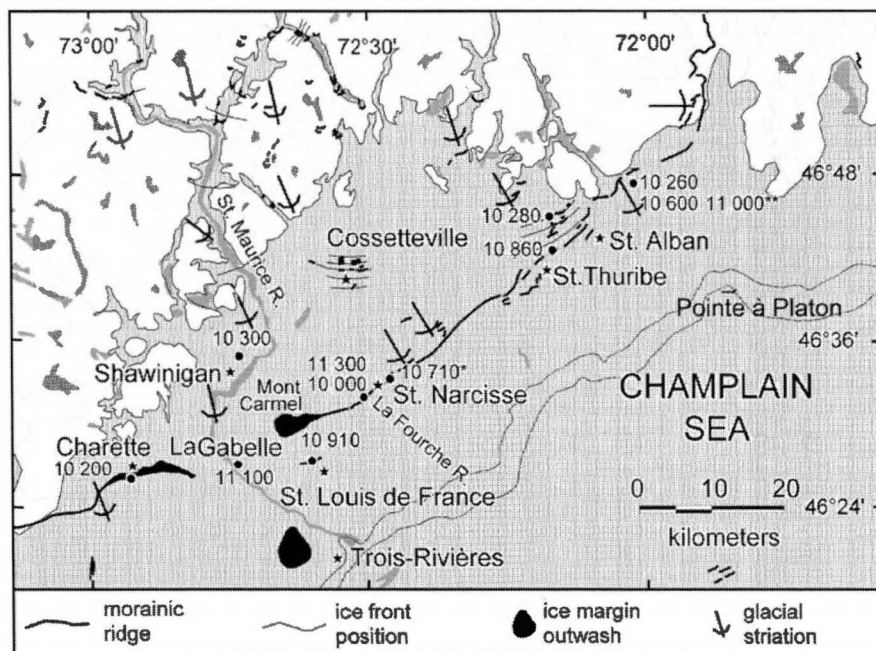


Figure 2.2 Limite maximale de la Mer de Champlain, principales formes glaciaires et âges ^{14}C BP reliés à la moraine de Saint-Narcisse dans la région de la Basse-Mauricie (tiré d'Occhietti, 2007).

2.3.3 L'exondation du territoire et la mise en place des dunes

En réponse au retrait de l'Inlandsis laurentidien et au relèvement isostatique important qui s'ensuivit, la Mer de Champlain fut progressivement remplacée par le Lac à Lampsilis à partir de 10 600 cal a BP, marquant ainsi la transition d'un milieu salin vers un milieu lacustre (Lamarche, 2005; op. cit., 2006; Richard & Grondin, 2009). Comme relativement peu de formes littorales ont été observées au nord de la moraine de Saint-Narcisse, le retrait de la Mer de Champlain a dû être relativement rapide entre 200 et 122 m d'altitude (Occhietti, 1980). L'édification du delta de la rivière Saint-Maurice, accompagné par la mise en place de sédiments littoraux et deltaïques venant napper les dépôts d'argile glacio-marine, a suivi cette phase de régression marine et d'ajustement du niveau d'équilibre de la rivière. Le débit de la rivière Saint-Maurice, gonflé par les eaux de fonte de l'Inlandsis, était alors estimé à 10 fois supérieur à celui actuel (Leblanc et al., 2013).

Entre 11 500 et 8 300 cal a BP, les sédiments fins à la surface du delta du Saint-Maurice ont été remaniés par les agents éoliens pour édifier des réseaux de dunes paraboliques simples ou enchevêtrées, allant parfois jusqu'à former de vastes complexes dunaires (Occhiotti, 1980; Filion, 1987; Côté et al., 1990). L'orientation NE-SO des dunes de la région de Shawinigan, aujourd'hui stabilisées par la végétation ou des dépôts tourbeux, démontre la forte influence de paléovents le long de la marge glaciaire résultant d'une circulation anticyclonique générée par la présence des masses glaciaires résiduelles du Keewatin et du Québec-Labrador qui étaient alors encore reliées entre elles, bloquant ainsi la progression vers le sud des masses d'air en provenance de l'Arctique (COHMAP, 1988; Filion, 1987; Kutzbach et al., 1998) (Figure 2.3). Des dunes orientées vers le nord-ouest et formées de façon synchrone ont également été retrouvées dans le nord de la Saskatchewan, appuyant ainsi davantage la théorie d'une circulation anticyclonique périglaciaire en Amérique du Nord au moment de la mise en place de ces systèmes dunaires (David, 1981).

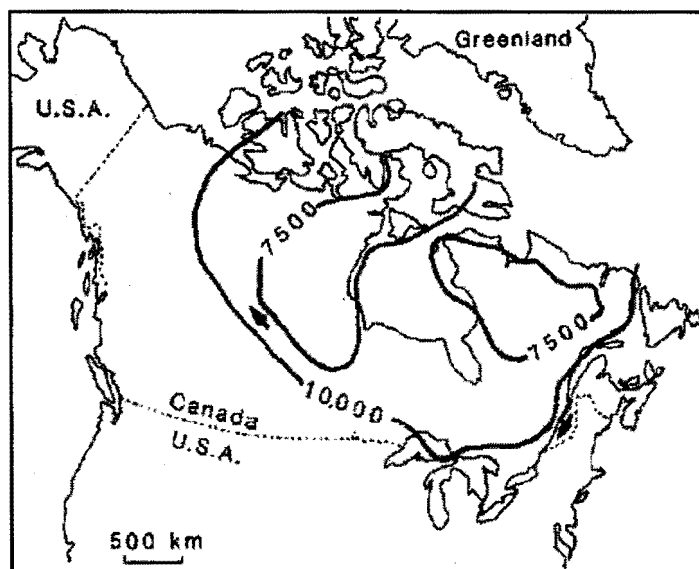


Figure 2.3 Position de l'Inlandsis laurentidien au début (10 000 ^{14}C BP/11 500 cal a BP) et à la fin (7 500 ^{14}C BP/8 300 cal a BP) de l'épisode de formation des dunes dans les basses terres du Saint-Laurent. Les flèches indiquent la direction des vents dominants lors de cet épisode (tiré de Filion, 1987).

Au début de l'Holocène, c'est-à-dire vers 11 500 cal a BP, le sud du Québec est marqué par un climat froid et sec combiné à une insolation solaire élevée ayant non seulement favorisé l'édification des dunes, mais augmenté aussi la fréquence des épisodes de feux (Kutzbach et al., 1998; Carcaillet & Richard, 2000). Les environs immédiats de la marge glaciaire étaient toujours occupés par une végétation de toundra ouverte, tandis qu'un stade d'afforestation caractérisé par le développement de tremblades ouvertes fut reconstitué dans les Laurentides à partir de 10 000 cal a BP (Muller & Richard, 2001; Richard & Grondin, 2009). Ces forêts de trembles ont graduellement été remplacées par des pessières vers 9500 cal a BP suivant la fermeture du paysage. Ces pessières ont elles-mêmes été remplacées par des sapinières à bouleau blanc vers 9000 cal a BP suivant une tendance migratoire latitudinale de la végétation observée à l'échelle du Québec méridional. À partir de 9000 cal a BP, la disparition complète de l'Inlandsis laurentidien au-dessus de la baie d'Hudson a permis aux masses d'air arctiques de se propager vers le sud, menant ainsi à l'établissement d'une circulation cyclonique et d'un climat plus chaud et plus humide dans l'est de l'Amérique du Nord semblable à celui observé de nos jours. Cette transition majeure coïncide avec l'entourbement et la stabilisation de la plupart des complexes dunaires de la région (Filion, 1987) ainsi qu'avec le début de l'Optimum climatique holocène, qui fut enregistré à l'échelle de l'Hémisphère Nord.

2.3.4 Développement des tourbières

La plupart des complexes tourbeux des basses terres du Saint-Laurent se sont développés à partir de vastes dépressions topographiques, de chenaux abandonnés, de dépressions interdunaires ou de sites mal drainés développés à la surface de sédiments littoraux ou deltaïques postglaciaires (Occhietti, 1980; Filion, 1987). L'âge initial d'accumulation de la tourbe dans cette région varie naturellement en fonction de l'altitude, du contexte géomorphologique, des conditions édaphiques et de la période d'émersion marine propre à chacun des sites. Mises à part quelques tourbières

dont l'altitude est située au-dessus de la limite de la Mer de Champlain (Lavoie & Richard, 2003a; Occhietti & Richard 2003), les tourbières des basses terres du Saint-Laurent se seraient initialement développées entre 10 000 et 7700 cal a BP (Comtois 1982; Lavoie et al. 1995; Bhiry & Filion 1996; Muller et al. 2003; Lavoie & Robert 2009).

À l'échelle plus régionale, Occhietti (1980) suggère que les tourbières de la Basse-Mauricie se sont principalement développées à partir de dépressions interdunaires mal drainées ainsi qu'à partir d'anciens chenaux et de bras deltaïques abandonnés des rivières Saint-Maurice, Batiscan, et de leurs affluents. L'âge basal de la tourbière de Saint-Adelphe, située au nord-est de Shawinigan à une altitude de 123 m, a été évalué à 9720 cal a BP, ce qui donne une estimation du début de l'entourbement dans la région (Occhietti, 1980). Le décalage entre le retrait de la Mer de Champlain et le début de l'accumulation de matière organique sur les hautes plaines de la vallée du Saint-Laurent s'explique par la présence d'un système fluvio-lacustre qui succéda à la Mer de Champlain et par l'activité éolienne importante qui a remanié la surface des deltas et des littoraux récemment exondés (Figure 2.4).

À l'échelle du Québec méridional, la plupart des tourbières ont connu une phase d'ombrotrophication entre 7000 et 5000 cal a BP, évoluant ainsi de fens ouverts colonisés par des mélèzes vers des bogs à épinettes noires et à éricacées (Lavoie & Richard, 2000b, c; Muller, 2003; Richard, 1995). Entre temps, vers 7500 cal a BP, le Lac à Lampsilis était déjà largement drainé et l'hydrographie des basses terres du Saint-Laurent était très similaire au réseau actuel (Richard & Grondin, 2009). La distribution contemporaine des principaux domaines bioclimatiques du Québec et des érablières qui couvrent actuellement la région du Lac-à-la-Tortue a seulement été atteinte à partir d'environ 6000 cal a BP (Richard & Grondin, 2009).

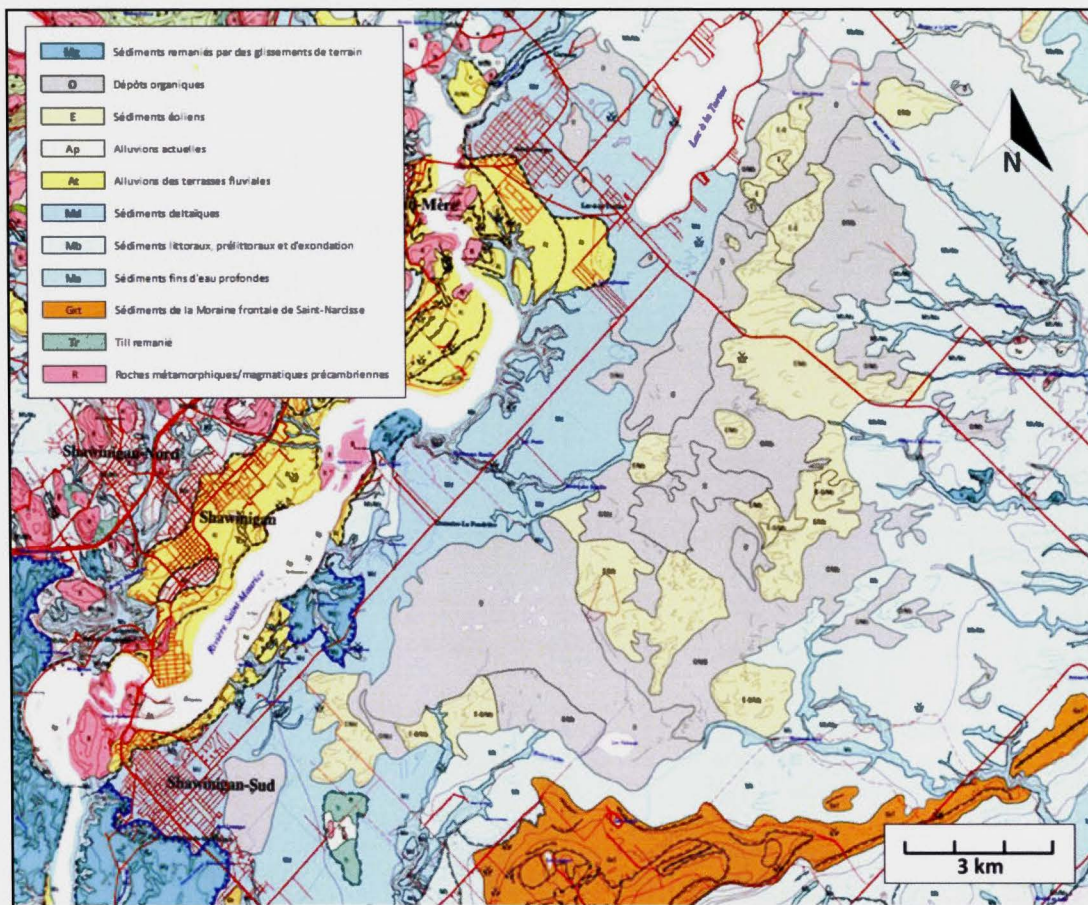


Figure 2.4 Géologie des formations superficielles de la région de Shawinigan (modifié de Bolduc, 1999). Les fines lignes pointillées illustrent les dunes qui composent le complexe dunaire.

2.4 Perturbations anthropiques

Bien que les tourbières occupent entre 9 et 12% du territoire québécois (Tarnocai, Kettles & Lacelle, 2000), ce qui représente de 8 à 12 millions d'hectares (Rocheffort, 2001), elles se retrouvent principalement dans la zone boréale coniférienne au nord de la province. Les tourbières du sud du Québec, beaucoup moins répandues, sont également beaucoup plus susceptibles d'être affectées par plusieurs perturbations d'origine anthropique qui menacent leur intégrité écohydrologique (exploitation de la tourbe, drainage à des fins agricoles ou forestières, urbanisation).

Dès 1879, le lac à la Tortue a été exploité en raison de la présence de minerai de fer au fond du lac. Ce fer, qui continue toujours de s'accumuler de nos jours, provient du lessivage des dépôts sableux environnants riches en oxydes de fer. L'extraction de milliers de tonnes de minerai de fer en provenance du lac explique sa morphologie actuelle ainsi que la présence de baies plus profondes. Il est possible d'avancer qu'avant le début de son exploitation, le lac à la Tortue devait être un vaste milieu humide comprenant des ouvertures d'eau libre et connecté au complexe tourbeux adjacent. Bien que l'exploitation du fer ait cessé depuis près de 80 ans, le lac est fréquemment sujet à des épisodes de fleurs d'eau de cyanobactéries causés par un surplus en phosphore et il est présentement en voie d'eutrophisation (SAMBBA, 2015; Ville de Shawinigan, 2013).

Les principales sources de perturbation qui menacent actuellement le complexe tourbeux de Lac-à-la-Tortue sont le drainage à des fins d'exploitation forestière et la circulation de véhicules hors route (quads et motoneiges) (CNC, 2016). Bien que les impacts du drainage forestier soient moins dommageables sur les processus biogéochimiques et l'hydrologie des tourbières que le drainage pour l'extraction de la tourbe (Price, 2001), l'analyse comparative de photographies aériennes datant de 1948 et de 2008 nous a tout de même permis de constater une augmentation du couvert forestier le long des canaux de drainage ainsi qu'à la surface du secteur ombrotrophe de la tourbière, ce qui indique un assèchement de la surface en lien avec un abaissement du niveau de la nappe phréatique.

Dans des conditions anaérobiques normales, le rythme de décomposition de la matière organique est très lent et le carbone est stocké sous forme de tourbe. Mais l'abaissement de la nappe phréatique entraîne un approfondissement de la zone oxygène en surface de la tourbière, ce qui conduit à une augmentation de la décomposition de la matière organique et de l'émission de CO₂ dans l'atmosphère. D'un autre côté, l'aération de la tourbe diminue les émissions de CH₄ car l'activité des bactéries méthanogènes se limite à la zone anoxique (Landry & Rochefort, 2011;

Moore, 2001). Lorsque soumis au drainage, le statut initial d'écosystème accumulateur de carbone d'une tourbière peut donc être renversé et évoluer vers celui d'un écosystème émettant au contraire du carbone vers l'atmosphère.

Quant aux véhicules hors route, leur passage en dehors des sentiers officiels creuse des ornières qui bouleversent la végétation et le régime hydrologique du milieu. L'épandage aérien d'insecticides (BTI) au-dessus du secteur ombrotrophe à mares par la ville de Shawinigan pour diminuer les populations de moustiques est également susceptible d'avoir un impact sur la chaîne trophique, bien que cette hypothèse n'ait pas encore été validée (CNC, 2016).

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE

3.1 Sélection des sites à l'étude

La présente étude porte à la fois sur le secteur ombrotrophe à mares (A) et le secteur minérotrophe à dunes (B) du complexe tourbeux (Figure 3.1). Les reconstitutions paléoécologiques ont permis de définir les conditions initiales de développement des principaux écosystèmes qui composent le complexe tourbeux, tout en ayant identifié leurs modes d'entourbement respectifs et distingué quels facteurs, que ce soient les facteurs autogènes ou allogènes, ont davantage été responsables de l'entourbement.

3.2 Données d'épaisseur de la tourbe

Le secteur le plus profond de la tourbière, qui correspond au secteur ombrotrophe du complexe tourbeux, a été identifié à partir de la cartographie de l'épaisseur des dépôts organiques effectuée par Risi et al. (1953). Dans leur travail, près de 1500 sondages manuels ont été effectués à intervalles de 300 mètres afin de reconstituer la topographie du bassin et déterminer l'épaisseur des sédiments organiques au-dessus du contact minéral.

Pendant les campagnes de terrain de 2014 et de 2015, des sondages manuels ainsi qu'une série de transects effectués à l'aide d'un géoradar (*Pulse EKKO 100*) pendant l'hiver 2015, ont permis de confirmer l'exactitude des résultats de Risi et al (1953). Ces données ont été numérisées à l'aide du logiciel *ArcGIS 10.1*, pour ensuite être interpolées entre elles afin de cartographier l'épaisseur des dépôts tourbeux de l'ensemble du complexe.

3.3 Distribution spatiale des données acquises

La figure 3.1 illustre la répartition des sites d'échantillonnage de carottes de tourbe et de sédiments éoliens sélectionnés au cours des campagnes de terrain ainsi que les données d'épaisseur de la tourbe obtenues par Risi et al. (1953). Les transects réalisés au géoradar au cours de l'hiver 2015 sont également représentés.

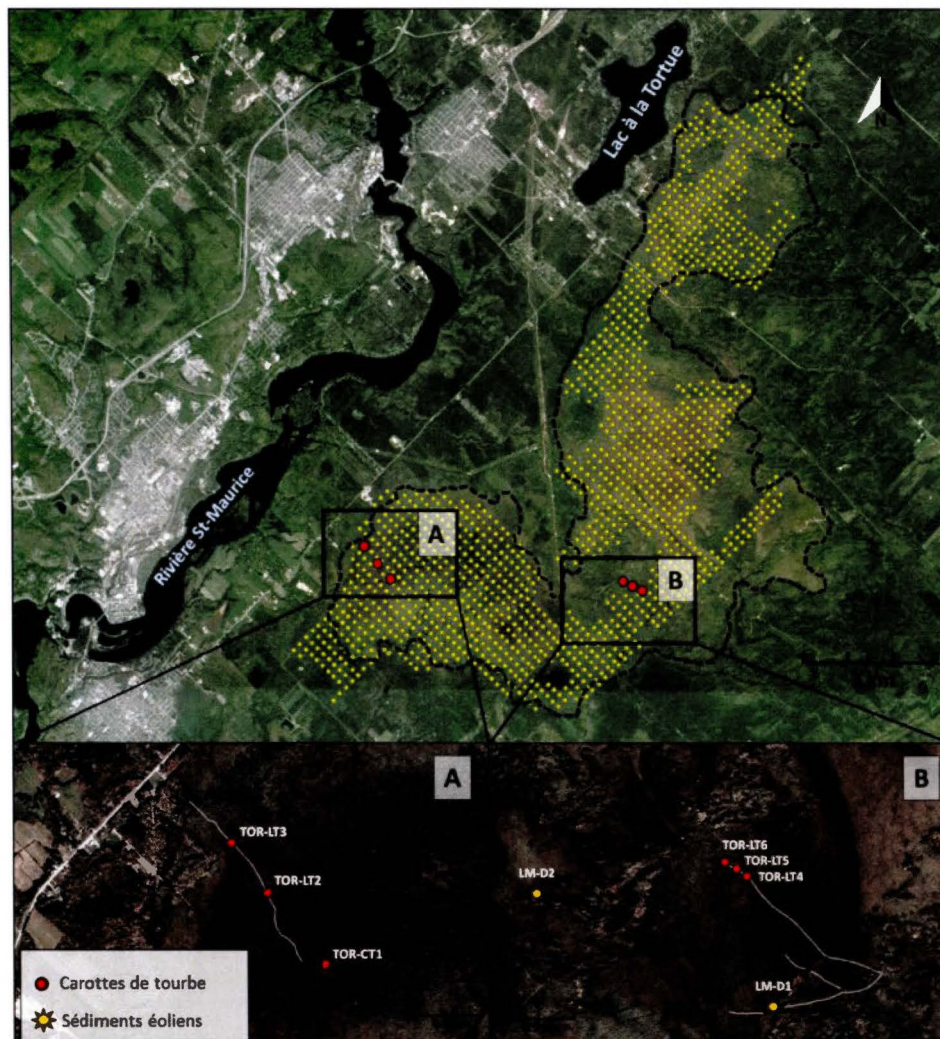


Figure 3.1 Distribution spatiale des sites d'échantillonnage au sein des secteurs ombrotrophe (A) et minérotrophe (B). Les points jaunes représentent les données d'épaisseur de la tourbe de Risi et al. (1953) tandis que les tracés blancs représentent des transects effectués au géoradar. Images satellites provenant de Google Earth (2018).

3.4 Échantillonnage, collecte et analyse des données paléoécologiques

3.4.1 Échantillonnage des carottes de tourbe

L'échantillonnage des carottes de tourbe s'est déroulé au cours de deux campagnes de terrain distinctes. Lors de la première campagne (été 2014), une carotte complète correspondant au secteur le plus profond de la tourbière (5 m) ainsi que deux carottes basales (seulement le premier mètre à partir du contact minéral) ont été prélevées à l'aide d'une sonde russe (7.5 cm de diamètre, 1 m de longueur; Jowsey, 1966) le long d'une toposéquence perpendiculaire au centre du bassin tourbeux puis coupées en sections de 50 cm de longueur. L'altitude exacte de chaque site de carottage a été déterminée à l'aide d'un système de positionnement global différentiel (*Differential Global Positioning System*, DGPS).

Trois carottes basales supplémentaires ont été récoltées au cours de l'automne 2015 le long d'une deuxième toposéquence au contact avec les dunes paludifiées du secteur minérotrophe du complexe tourbeux à l'aide d'une petite sonde russe (4.5 cm de diamètre, 50 cm de longueur; Jowsey, 1966). L'emplacement exact de chaque site de carottage a été déterminé suite à la compilation des mesures de profondeur et selon la représentativité des conditions microtopographiques de surface. Toutes les carottes récoltées ont été soigneusement nettoyées pour éviter tout risque de contamination externe avant d'être emballées avec de la pellicule de plastique et du papier d'aluminium, puis transférées dans des tubes de PVC préalablement identifiés. Les carottes ont ensuite été transportées jusqu'au laboratoire de micropaléontologie continentale du GEOTOP à l'UQAM, où elles ont été réfrigérées en attente de leur analyse.

3.4.2 Description stratigraphique et préparation du matériel pour les analyses

Une description stratigraphique détaillée des carottes a été effectuée selon le protocole établi par Birks et Birks (1980; modifié de Troëls-Smith, 1955), permettant

ainsi de caractériser le type de tourbe des échantillons récoltés. Pour ce faire, un volume réduit ($\pm 1 \text{ cm}^3$) de sédiments tourbeux a été prélevé à chaque 10 cm ainsi qu'aux principaux changements stratigraphiques afin d'en analyser la composition sous une loupe binoculaire Leica MS5 (grossissement de 6.5x à 40x). Les carottes ont ensuite été découpées en tranches d'un centimètre, transférées individuellement dans de petits sacs de plastiques et entreposés dans un réfrigérateur à 4 °C.

3.4.3 Densité sèche et contenu en carbone de la tourbe

Le protocole d'analyse par perte au feu développé par Dean (1974) a été suivi pour estimer la teneur en matière organique et en carbone de profils tourbeux. Des sous-échantillons de 1 cm^3 de tourbe ont été prélevés à tous les centimètres à l'aide d'un emporte-pièce, puis déposés dans des godets de porcelaine et pesés pour connaître le poids frais de la tourbe. Ils ont ensuite été séchés à l'étuve à 105 °C toute une nuit, permettant ainsi d'obtenir la densité sèche de la tourbe (g/cm^3). L'étape suivante consiste à brûler les échantillons au four à 550 °C pendant trois heures et demie afin de consumer entièrement la matière organique. Le poids perdu par l'échantillon suite à la combustion est ensuite divisé par sa densité sèche selon l'équation suivante [1] :

$$\frac{(\text{Poids sec après séchage à } 105^\circ\text{C}) - (\text{Poids du résidu après combustion à } 550^\circ\text{C})}{\text{Densité sèche (g/cc)}}$$

On obtient ainsi une estimation de la teneur en matière organique de la tourbe (g/cc). En multipliant ce résultat par 0.5, on obtient le contenu en carbone (g/cc) (Turunen et al., 2002). Les données ainsi acquises ont été illustrées sous la forme de courbes et intégrées aux diagrammes de macrorestes végétaux.

3.4.4 Macrorestes végétaux

Les assemblages de végétation ont été reconstruits à partir de l'analyse détaillée des macrorestes végétaux préservés dans la tourbe. Les échantillons ont été préparés selon le protocole établi par Mauquoy et al., (2010). Tout d'abord, 5 cm³ de tourbe ont été prélevés à l'aide d'un emporte-pièce à intervalle systématique de 4 cm pour chaque carotte. Le matériel ainsi sous-échantillonné a été légèrement chauffé pendant une quinzaine de minutes dans une solution d'hydroxyde de potassium (KOH) diluée à 5% afin de permettre la défloculation de la tourbe et la dissolution des acides humiques, pour ensuite être soigneusement rincé et tamisé avec un tamis de 150 µm. Les macrorestes végétaux dont la taille était supérieure à 150 µm ont été transvidés dans des sacs de plastique, puis préservés au frais à 4 °C en vue de leur analyse.

Les macrorestes végétaux ont été identifiés et dénombrés dans un pétri quadrillé disposé sous une loupe binoculaire. L'analyse s'est déroulée en trois étapes successives. La première consiste à estimer en pourcentage, l'abondance relative des principales catégories de macrorestes (sphaignes, mousses brunes, ligneux, herbacées, aquatiques et autres) en fonction de la superficie recouverte par chacun dans le pétri. Les macrorestes identifiables à l'espèce ont ensuite été dénombrés (aiguilles de conifères, feuilles d'éricacées, graines ou fruits, capsules de larves de chironomides, sclérotés de *Cenococcum graniforme*, etc.), tandis que les autres ont été estimés en pourcentage par rapport au volume de l'échantillon analysé. Les macrorestes présents en très faible quantité ont été représentés en tant que traces (+).

Afin d'avoir une meilleure idée de la proportion relative occupée par chaque espèce de sphaignes lorsque celles-ci étaient présentes, un minimum de 50 feuilles a été sélectionné aléatoirement et monté sur des lames et lamelles pour être identifié au microscope (400x). Les sphaignes ont pu être identifiées à l'espèce lorsque des feuilles caulinaires étaient présentes, mais seulement à la section lorsqu'il n'y avait

que des feuilles raméales. Par ailleurs, certains macrorestes végétaux en bon état de conservation ont été soustraits des échantillons et intégrés à la collection de référence du laboratoire.

Les fragments de charbons ligneux ont aussi été dénombrés et classés en fonction de leur diamètre ($<2\text{mm}$ et $>2\text{mm}$). La présence de charbons macroscopiques ($>0.5\text{mm}$) dans les profils de tourbe permet de confirmer l'occurrence d'épisodes de feu à une échelle locale (Ohlson & Tryterud, 2000) puisque ceux-ci sont rarement transportés sur de longues distances. De plus, le degré de décomposition de la tourbe a été estimé qualitativement pour chaque échantillon en fonction du degré de préservation (1-10) des macrorestes, 10 correspondant au matériel très décomposé et 1 au matériel en très bon état de conservation.

Les ouvrages de référence utilisés pour l'identification des macrorestes végétaux ont été principalement ceux de Lévesque et al. (1988), de Mauquoy et van Geel (2007) ainsi que la collection de référence du laboratoire de paléoécologie continentale du GEOTOP-UQAM (Garneau, 1995).

La nomenclature utilisée pour les plantes vasculaires a suivi celle de Marie-Victorin (1995) tandis que celle pour les sphaignes et les mousses provient de Crum et Anderson (1981). Les diagrammes de macrorestes végétaux ont été réalisés à l'aide du logiciel C2 version 1.7.6 (Juggins, 2014). Les résultats sont illustrés sous la forme de courbes (pourcentage d'abondance) et d'histogrammes (dénombrement). Les principales zones stratigraphiques qui se succèdent parmi chaque carotte ont été déterminées visuellement en fonction des changements d'assemblages végétaux et du degré de décomposition de la tourbe, mais aussi à l'aide de la fonction *constrained hierarchical clustering* du programme *Rioja* version 0.0-9 (Juggins, 2016) dans le logiciel *R* (R Core Team, 2016).

3.4.5 Thécamoebiens (rhizopodes)

Les thécamoebiens sont des microorganismes unicellulaires (10 à 300 μm) communément retrouvés dans divers types de milieux humides, dont les tourbières (Tolonen, 1986; Warner, 1990; Mitchell et al., 2008). Ils ont la capacité de développer une coquille externe, ou test, servant à protéger leur cytoplasme. Ces tests, composés de silice, de calcium, de protéines, de particules minérales ou encore de diatomées, sont résistants à la décomposition et morphologiquement distincts d'une espèce à l'autre, ce qui permet une identification à l'espèce (Warner, 1990; Charman, 1999).

De nombreux travaux réalisés dans les tourbières, autant en Amérique du Nord qu'en Europe, ont démontré que l'écologie des thécamoebiens est principalement reliée aux variations du niveau de la nappe phréatique et aux conditions d'humidité à la surface de ces écosystèmes (Charman & Warner, 1992; Tolonen et al., 1992; Warner & Charman, 1994; Woodland et al., 1998). Bien que d'autres facteurs tels que le pH, la disponibilité en éléments minéraux, la luminosité et la composition floristique affectent également leur répartition, ceux-ci demeurent plutôt secondaires en comparaison (Ogden & Hedley, 1980). Comme ces organismes ont un cycle de vie relativement court (plusieurs générations se succèdent au cours d'une même saison de croissance), les assemblages de thécamoebiens répondent rapidement aux changements environnementaux et demeurent constamment représentatifs des conditions hydrologiques ambiantes (Charman et al., 2000).

Depuis quelques décennies, des analyses quantitatives accompagnées de fonctions de transfert ont été développées en Europe (Woodland et al., 1998; Mitchell et al., 1999; Charman et al., 2006), en Amérique du Nord (Booth, 2001; 2008; Charman & Warner, 1997; Lamarre et al., 2013), en Amérique du Sud (van Bellen et al. 2014) et même en Océanie (Charman, 1997). Il est désormais possible d'effectuer des reconstitutions quantitatives passées de la profondeur de la nappe phréatique à partir

des tests de thécamoebiens préservés dans les profils de tourbe, ce qui en fait de précieux indicateurs paléohydroclimatiques. Les thécamoebiens ont été isolés des carottes de tourbe selon le protocole établi par Booth et al. (2010). En laboratoire, 2 cm³ de tourbe ont d'abord été sous-échantillonnés à intervalle de 4 cm pour chacune des carottes, puis placés dans des béciers (250 mL) avec de l'eau distillée (~50 mL). Une tablette de spores de *Lycopodium* dont le nombre par tablette est déjà connu (Stockmarr, 1971) a été ajoutée dans chaque bécier en tant que marqueur exotique, permettant ainsi de calculer les concentrations volumiques en thécamoebiens. Les échantillons ont été légèrement bouillis sur une plaque chauffante pendant une quinzaine de minutes avant d'être tamisés et rincés au travers de tamis de 300 µm et 15 µm. Le matériel retenu par le filtre de 15 µm a été transvidé dans des éprouvettes de 50 mL à l'intérieur desquelles quelques gouttes de colorant ont été ajoutées. Les éprouvettes ont ensuite été placées à la centrifugeuse pendant 5 minutes afin de pouvoir ensuite décanter l'eau en surplus.

Une fois le matériel préparé, celui-ci a été monté sous lames et lamelles puis placé sous un microscope (grossissement de 400x à 1000x). Les tests ont été dénombrés et identifiés à l'espèce selon la taxonomie de Booth et Sullivan (2007; modifiée de Charman et al., 2000). Lorsque c'était possible, un total de 100 tests de thécamoebiens a été dénombré pour chaque échantillon. Tous les échantillons contenant moins de 20 tests ont été exclus des reconstitutions. Les échantillons contenant moins de 50 tests, soit le minimum recommandé par Payne et Mitchell (2009), ont malgré tout été intégrés aux reconstitutions de la profondeur de la nappe phréatique, bien que ces dernières doivent être interprétées avec précaution. En plus des tests de thécamoebiens, les coquilles d'*Habrotricha angusticollis* ont également été dénombrées, mais n'ont pas été incluses lors de l'application de la fonction de transfert (Lamarre et al., 2013). Les reconstitutions paléohydrologiques ont été réalisées dans le logiciel C2 version 1.7.6 (Juggins, 2016) à l'aide de la fonction de transfert développée par Lamarre et al. (2013). Les profondeurs passées de la nappe

phréatique ont été inférées en utilisant la fonction *weighted average tolerance down-weighted* (WA-Tol) avec décroissance classique (*classical deshrinking*), tandis que les erreurs standards de chaque échantillon (*sample-specific standard errors, SEs*) ont été déterminées par la méthode du bootstrap (1000 cycles). Les diagrammes représentant les assemblages de thécamoebiens ont également été réalisés à l'aide du logiciel C2 version 1.7.6 (Juggins, 2014).

3.4.6 Datations au radiocarbone

Vingt-deux échantillons organiques ont été soumis à la datation au radiocarbone par spectrométrie de masse (Accelerator Mass Spectrometry (AMS)) afin de dater le début de la mise en place du complexe tourbeux de Lac-à-la-Tortue et son développement ultérieur. La base ainsi que les principales transitions stratigraphiques observées le long des profils de chaque carotte de tourbe ont donc été datées.

La principale source d'erreur lors de la datation d'échantillons de tourbe est la présence de racines ou de radicelles en provenance de la surface, actuelle ou ancienne. Ces racines transfèrent le carbone atmosphérique contemporain aux couches inférieures de la tourbe, ce qui réduit l'âge ^{14}C de celle-ci (Nilsson et al., 2001; Walker, 2005). La plupart des échantillons datés ont donc été composés de macrorestes végétaux soigneusement sélectionnés, comme des tiges de sphaignes ou des fragments aériens d'éricacées et d'herbacées, afin de s'assurer de ne pas prélever accidentellement des racines susceptibles de rajeunir les datations obtenues. Dans certains cas, en particulier à la base des carottes, la tourbe était trop décomposée pour permettre d'identifier et de sélectionner à l'espèce les macrorestes à dater. Des échantillons de tourbe en vrac (*bulk*) ont donc été prélevés à l'aide d'un emporte-pièce adapté. Il a déjà été démontré qu'il n'y a pas de différence statistique significative entre les datations obtenues à partir d'échantillons de tourbe en vrac et

celles obtenues à partir de macrorestes végétaux prélevés individuellement en provenance de la base d'une même tourbière (Holmquist et al., 2015).

Neuf échantillons ont été envoyés au *W.M. Keck Carbon Cycle AMS Laboratory* de l'Université d'Irvine (CA, USA), cinq ont été envoyés au *Center for Applied Isotope Studies* de l'Université de Géorgie (GA, USA), et finalement huit autres ont été datés au *Laboratoire André E. Lalonde de SMA* de l'Université d'Ottawa. Toutes les datations ont été calibrées à l'aide de la courbe de calibration IntCal13 (Reimer et al., 2013), sauf une datation qui donnait un âge moderne et qui fut calibrée à l'aide de la courbe de calibration post-bombe NHZ1 développée par Hua et al. (2013). Les modèles d'âge-profondeur ont été réalisés à partir du logiciel Bacon version 2.2 (Blaauw et Christen, 2011). L'âge de la surface de la tourbe a été établi à -65 ans AA (AD 2015 : année de carottage). Toutes les datations calibrées ont été arrondies à la décennie la plus proche.

3.5 Datation par luminescence stimulée par infrarouge (IRSL)

Toutes les analyses ont été réalisées au Laboratoire de luminescence LUX, au Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère de l'UQÀM. Au total, deux échantillons de sable remaniés par des processus éoliens ont été prélevés à l'été 2015. Ils proviennent tous deux de dunes stabilisées par la végétation et situées dans le secteur sud-est du complexe tourbeux de Lac-à-la-Tortue (LM-D1 et LM-D2).

Pour chaque site échantillonné, une tranchée d'un mètre de profondeur a d'abord été creusée au sommet de la crête dunaire. Un échantillon de sable a ensuite été extrait à l'aide d'un tube de PVC opaque, de façon à éviter aux grains tout contact avec la lumière (Figure 3.2). Une fois en laboratoire, seul le matériel préservé dans la partie centrale du tube a été utilisé pour la stimulation optique, tandis que celui situé aux extrémités a été employé pour déterminer l'abondance en éléments radioactifs (^{40}K , ^{238}U et ^{232}Th). Deux autres tubes, cette fois-ci constitués de cuivre, ont également été

insérés au même niveau que le premier afin de déterminer la teneur et la saturation en eau du sol (Figure 3.2). Quant au rayonnement cosmique, il a été déterminé en fonction de la position géographique du site d'échantillonnage (latitude et longitude; Figure 3.3). Ces données ont servi à calculer la dose annuelle de chaque échantillon.



Figure 3.2 Échantillonnage de sédiments sableux. Le tube de PVC noir contient le matériel utilisé pour déterminer l'abondance en éléments radioactifs qui a été soumis à la stimulation optique, tandis que le contenu des deux tubes en cuivre a servi à établir la teneur et la saturation en eau du dépôt.

Afin de ne conserver que la section des grains comprise entre 150 et 250 μm , une séparation granulométrique du matériel préservé dans la partie centrale du tube de PVC fut effectuée à l'aide de tamis. Les grains au diamètre inférieur à 150 μm ou supérieur à 250 μm ont ensuite été entreposés au laboratoire. La séparation densimétrique des grains de quartz et de feldspath a ensuite été réalisée afin de ne conserver que le feldspath. Le matériel fut ensuite plongé dans une liqueur dense à base de polytungstate de sodium. Une fois séparés et séchés, seulement quelques dizaines de grains de feldspath ont été fixés sur des disques en aluminium préalablement recouverts de silicone. Chaque disque représente une aliquote dont la dose équivalente (D_e) a ensuite été mesurée. Dans le cadre de cette étude, nous avons opté pour la méthode SAR (*Single Aliquot Regeneration dose protocol*) afin

d'estimer la paléodose de chaque échantillon. Cette méthode, initialement développée par Murray et Wintle (2000) pour le quartz mais adaptée par la suite au feldspath (Auclair et al., 2003; Lamothe, 2004), permet de déterminer une dose équivalente pour chaque aliquote soumise à la stimulation optique (Figure 3.4). Cette technique permet également de vérifier si tous les grains ont bel et bien été remis à zéro lors de leur dépôt. Dans le cas contraire, certains grains pourraient émettre un signal correspondant à un âge plus vieux qu'en réalité, ce qui se traduirait par une variabilité dans les âges obtenus (Camus, 2010).

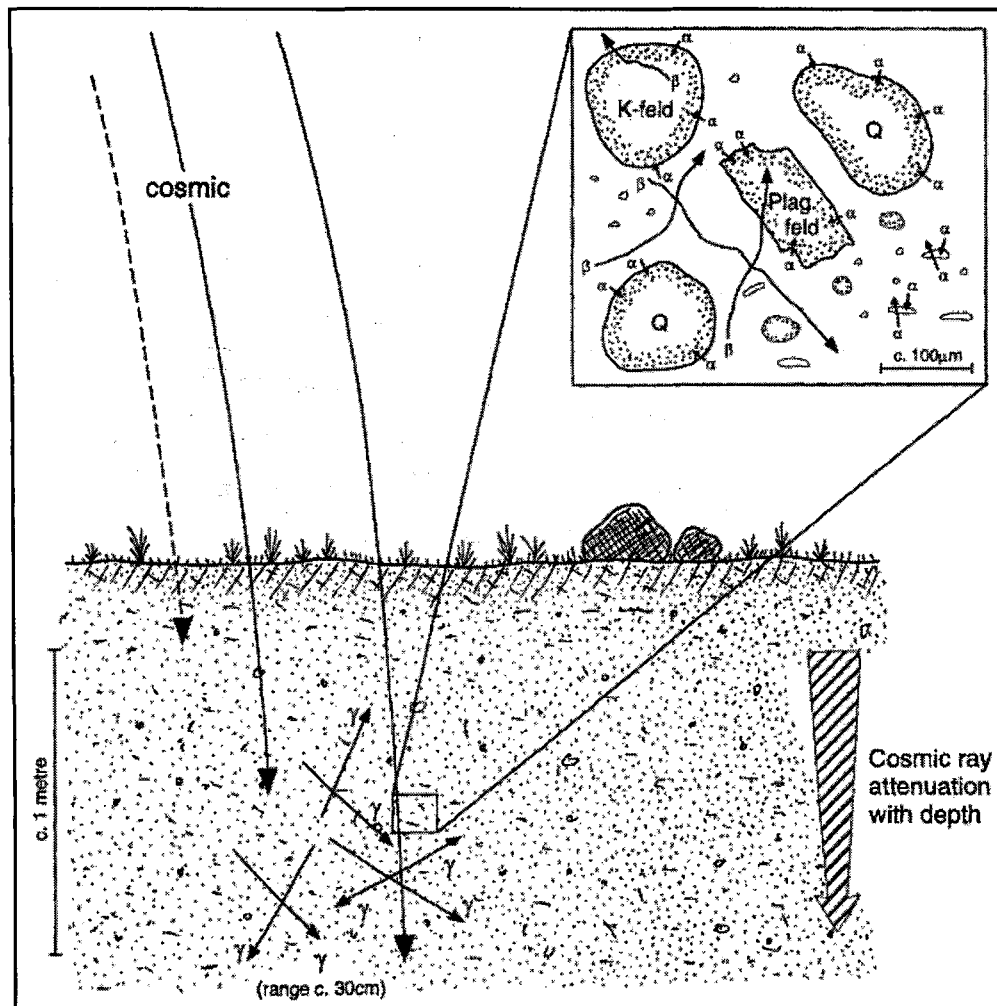


Figure 3.3 Représentation schématique des principales sources de radiations dans les dépôts à l'état naturel. On observe que l'effet des rayons cosmiques est atténué en fonction de la profondeur. L'encadré illustre la pénétration des minéraux par les radiations alpha (α) et beta (β), tandis que les rayons gamma (γ) ont une mobilité beaucoup plus grande (Aitken, 1998).

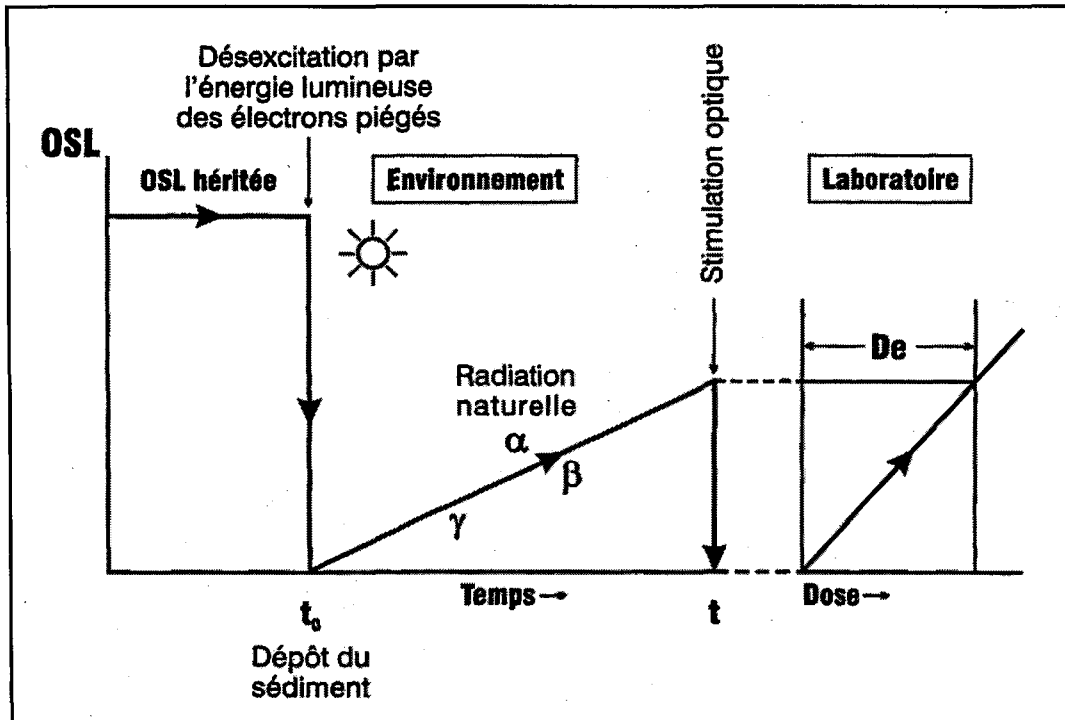


Figure 3.4 Schéma illustrant le principe de base de la datation par luminescence optique. Il y a remise à zéro du signal lors que le minéral est exposé à la lumière solaire (t_0). Une fois enfoui sous les sédiments, le nombre d'électrons piégés dans le minéral augmente proportionnellement à la quantité de radiations reçues en provenance de son environnement. La stimulation optique (t) permet de comparer le signal émis par l'échantillon naturel à celui émis par des doses artificielles et connues. On obtient ainsi la dose équivalente (D_e), ou paléodose, de l'échantillon à dater (Bouab, 2001).

3.6 Calculs du carbone

3.6.1 Taux apparent d'accumulation à long terme du carbone

Le taux apparent d'accumulation à long terme du carbone (*Long-term apparent Rate of C Accumulation*, LORCA; $\text{g m}^{-2} \text{yr}^{-1}$) de la carotte centrale TOR-CT1, la seule complète de la base jusqu'à la surface, a été obtenu en divisant la masse totale de C accumulée dans le profil de tourbe par son âge basal (Turunen et al., 2002).

3.6.2 Taux d'accumulation du carbone

Les taux d'accumulation du carbone (*Carbon Accumulation Rate*, CAR) ($\text{g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) de chaque carotte ont été déterminés en divisant le contenu en C de chaque tranche d'un centimètre de tourbe accumulée par la durée de son accumulation moyenne (année/cm), puis en reportant ces valeurs sur une aire de 1 m^2 (Clymo et al., 1998). Les taux moyens d'accumulation du carbone ($\text{g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) de la carotte TOR-CT1 ont été calculés entre chaque niveau daté.

3.6.3 Calcul du contenu en carbone du complexe tourbeux

L'estimation du carbone accumulé à l'échelle du complexe tourbeux est basée sur l'équation [2] développée par Sheng et al. (2004) :

$$BC = A \times \acute{E}m \times Dm \times Om \times C$$

où BC représente le bassin de carbone (kg); A , l'aire occupée par la tourbière (m^2); $\acute{E}m$, l'épaisseur moyenne du dépôt de tourbe (m); Dm , la densité sèche moyenne (kg m^{-3}); Om , le contenu moyen en matière organique (%) et C le contenu en carbone de la tourbe (%). L'aire totale du complexe tourbeux a été obtenue par photo-interprétation tandis que les valeurs d'épaisseur de la tourbe proviennent des sondages manuels de Risi et al. (1953). Les valeurs de densité sèche et de teneur en matière organique de la tourbe ont été obtenues suite à l'analyse de la perte au feu de la carotte TOR-CT1 (Dean, 1974). Puisque que le contenu en carbone varie légèrement en fonction du type de tourbe (ombrotrophe vs minérotrophe), une valeur moyenne de 50% a été retenue (Turunen et al., 2002).

CHAPITRE IV

ARTICLE: MULTIPROXY ANALYSIS OF INCEPTION AND DEVELOPMENT OF THE LAC-À-LA-TORTUE PEATLAND COMPLEX, ST. LAWRENCE LOWLANDS, EASTERN CANADA.

Ce chapitre a été rédigé sous la forme d'un article scientifique qui a été soumis à la revue *Boreas* le 18 décembre 2017 (manuscrit # BOR-085-2017) et accepté pour publication le 20 juin 2018 (article # BOR12337). Les informations relatives à cet article sont d'abord présentées (Titre, auteurs, résumé en anglais et mots clés). Louis-Martin Pilote a rédigé l'ensemble du manuscrit et Michelle Garneau et Simon van Bellen ont apporté commentaires et corrections sur les versions préliminaires. Michel Lamothe a contribué aux datations par luminescence.

Titre: Multiproxy analysis of inception and development of the Lac-à-la-Tortue peatland complex, St. Lawrence Lowlands, eastern Canada

Auteurs: Louis-Martin Pilote, Michelle Garneau, Simon van Bellen et Michel Lamothe

Résumé: The initial conditions for development of a large peatland complex in the St. Lawrence Lowlands were reconstructed to increase understanding of early development and expansion modes in this region. Peatland basin morphometry was identified by creating a model based on over 1500 existing peat depth measurements and six cores were extracted along transects from a central (deepest) location towards

the margins. C accumulation rates and ecohydrological conditions were reconstructed from plant macrofossils, testate amoeba assemblages and ^{14}C chronologies. Luminescence dating was performed to better delineate the timing of dune stabilization in the area and potentially related climate changes. Shallow freshwater plant communities acted as nuclei for the development of a rich minerotrophic fen around 10 300 cal. a BP in the deepest part of a shallow depression at the surface of the St-Maurice river delta. Peat inception was followed by the paludification of peripheral parabolic dune systems. Luminescence dating suggested dune stabilization between 11 500 and 10 900 years ago. The initial rich fen persisted until 9500 cal. a BP and was replaced by a poor fen dominated by sedges as a result of a decrease in mineral nutrient influx from upland runoff. The shift to ombrotrophic conditions in the oldest section of Lac-à-la-Tortue peatland started around 5150 cal. a BP. This major ecohydrological change coincides with those observed in several other peatlands in southern Québec. Variations in carbon and peat accumulation rates in both ombrotrophic and minerotrophic sectors appear to have been primarily controlled by hydrosere succession, peat-forming vegetation, hydrologic conditions, topography and fire activity. This study is the first to provide a quantification of the total carbon pool of a peatland complex in southern Québec at 6.39 Mt C, corresponding to a mean C mass per area of 96.9 kg C m^{-2} ($\sigma = 50.60 \text{ kg C m}^{-2}$).

Mots clés: Peatland complex, paleoecology, plant macrofossil, testate amoebae, paludification, IRSL dating, Holocene, St. Lawrence Lowlands

4.1 Introduction

Peatlands are wetland ecosystems where net primary production exceeds organic matter decomposition as a result of waterlogged and acidic conditions, leading to accumulation of peat and preservation of fossil material (Charman 2002; Wieder *et al.* 2006; Rydin & Jeglum 2013). Besides providing reliable records of palaeoecological and palaeoenvironmental changes, peatlands are also recognized as important long-term carbon sinks. Since the last glaciation in the Northern Hemisphere, peatlands have accumulated about 547 gigatons of carbon (Gt C) which represents one-third of the world terrestrial carbon pool (Yu *et al.* 2010). Peatlands also play an important role in the global carbon cycle (Froking & Roulet 2007; Yu 2012). In Canada, peatlands cover about 12% of the land area and store about 150 Gt C (Tarnocai *et al.* 2000; Tarnocai 2006) although uncertainties in regional estimates of peat-C stocks still remain (Yu 2012).

The modern geographic distribution of boreal peatlands in North America and Eurasia mostly corresponds to areas covered by important ice sheets or dry continental vegetation during the Last Glacial Maximum (Kuhry & Turunen 2006). The three principal modes of peatland initiation are terrestrialization (when shallow water bodies are gradually infilled by vegetation), primary peat formation (when peat is formed directly on wet mineral surfaces on recently deglaciated areas or alluvial plains and deltas) and paludification (when peat is formed on previously well-drained soils) (Sjörs 1983; Charman 2002; Vitt 2006; Rydin & Jeglum 2013). These processes are not mutually exclusive as they can occur synchronously at the same site depending on local topographic and hydrologic conditions. Independently of the initial accumulation processes, peatlands develop in accordance with local topography and hydrologic conditions (Payette 2001a) and a variety of landforms and systems may be included within large peatland complexes (Zoltai & Vitt 1995; Charman 2002; Vitt 2006). Peatlands may subsequently spread laterally following vertical growth and ombrotrophication. Besides autogenic succession, favourable

climate conditions can also act as strong drivers of peatland expansion (Korhola 1996; Ruppel *et al.* 2013). A better understanding of the factors controlling postglacial peatland initiation processes, lateral expansion dynamics and long-term C accumulation is essential in order to reconstruct past broad-scale climate variations and ultimately to predict peatland response to ongoing and future climate change (Ruppel *et al.* 2013; Magnan & Garneau 2014).

Peatland complexes in the St. Lawrence Lowlands region mostly developed from poorly drained areas, abandoned river channels and dune swales established on post glacial littoral or deltaic sediments (Occhietti 1980; Filion 1987). The initial age of peat accumulation in this region varies depending on respective altitude, geomorphological setting, edaphic conditions and timing of sea retreat. Excluding a few high-altitude peatlands above the Champlain Sea marine limit (Lavoie & Richard 2003a, b; Occhietti & Richard 2003), peatlands in the St. Lawrence Lowlands first developed between 10 000 and 7700 cal. a BP (Comtois 1982; Lavoie *et al.* 1995; Bhiry & Filion 1996; Muller *et al.* 2003; Lavoie & Robert 2009). Around 7500 cal. a BP, Lake Lampsilis was largely drained, and the St. Lawrence Lowlands hydrography reached a pattern similar to the present-day (Richard & Grondin 2009). Most peatlands were subject to ombrotrophication between 7000 and 5000 cal. a BP, evolving from open fens with tamaracks, sedges and brown mosses to raised bogs with black spruce, Ericaceae and *Sphagnum* mosses (Lavoie & Richard 2000a, b; Muller 2003; Richard 1995).

Despite some progress accomplished in the last decade (Lavoie *et al.* 2012), early Holocene development conditions of peatlands in the St. Lawrence Lowlands region, as well as their subsequent lateral expansion and long-term C dynamics in response to past climatic variations, remain largely unknown. Identifying the relative importance of climatic and autogenic factors on peatland development is essential to improve our understanding of the long-term dynamics of these ecosystems (Lavoie & Richard 2000a; Anderson *et al.* 2003; Bauer *et al.* 2003). In addition, large peatland

complexes, such as Lac-à-la-Tortue peatland, were never investigated in-depth to develop accurate climate reconstructions, which might partially explain this lack of knowledge. A better understanding of the palaeoecological history with initial development conditions representative of most of the systems in the region could be key to address these issues.

We present here the development of the largest peatland complex in southern Québec. Specifically, our objectives were to i) document temporal patterns of peat initiation and spatial expansion; ii) reconstruct the composition of early peat-forming communities and their subsequent successional development; iii) evaluate the importance of climate vs autogenic factors in controlling local patterns of peatland development, and iv) quantify the carbon pool stored in this system. To reach these goals, we chose a methodological approach based on detailed multi-proxy analyses of several peat profiles from both ombrotrophic and minerotrophic sectors of the peatland complex. The originality of this study relies on the combined use of a central (deepest) peat core with lateral basal cores (1st meter from the mineral contact) and peat depth measurements to better investigate the early stages of peat initiation and further expansion modes of the whole peatland complex (Lavoie & Richard 2000a; Muller *et al.* 2003).

4.2 Study area

The Lac-à-la-Tortue peatland complex is found 5 km east of Shawinigan, in southern Québec, eastern Canada (46°32'45'' N, 72°39'06'' W; Fig. 1A). Located at an altitude between 125 and 130 m a.p.s.l. (above present sea level) and covering a total area of 66 km², this peatland complex is the largest one in the St. Lawrence Lowlands ecoregion (Québec 2002). The study area is part of the sugar maple-basswood bioclimatic domain, included in the northern temperate zone (Québec 2003). Mean annual temperature is 4.7 °C, and total annual precipitation is 1041 mm,

including 768 mm during the growing season (Hutchinson *et al.* 2009; Hopkinson *et al.* 2011; McKenney *et al.* 2011).

The peatland complex includes both minerotrophic and ombrotrophic systems. It is divided into two main lobes distinguished by local hydrology and vegetation assemblages (Fig. 1B). The first one (a) is a *Sphagnum*-dominated ombrotrophic bog characterized by a hummock-hollow surface topography and numerous concentric pools. An open canopy of *Picea mariana* with a shrub cover composed of *Rhododendron groenlandicum*, *Kalmia angustifolia* and *Andromeda glaucophylla* is found over the surface. The second one (b) is mainly minerotrophic and dominated by sedges with sparse *Larix laricina*. This sector is interspersed with paludified sand dunes and characterized by large water tracks indicating paths of minerotrophic runoff associated with the local topography (Glaser 1987). Several anthropogenic disturbances, mainly draining channels and off-road circulation, have affected some parts of the peatland complex during the 20th century and may explain the presence of *Betula populifolia* over the surface (Lavoie & Pellerin 2016).

4.3 Material and methods

4.3.1 Fieldwork

Manual probing and ground-penetrating radar (GPR) transects were realized in 2014-2015 in order to validate the former peat depth values found in Risi *et al.* (1953). GPR measurements were made in March 2015 using a Pulse EKKO 100 (Sensors and Software) along with a differential global positioning system (DGPS, Trimble) to determine the exact altitude of the peatland surface (Figs 1C and 1D).

A total of six peat cores were retrieved with a Russian corer (7.5-cm diameter; 100-cm length; Jowsey 1966) in 2014 and 2015: one central core from the deepest section of the ombrotrophic sector (entire peat profile from the mineral contact to the surface; TOR-CT1) and five lateral cores (only the first meter from the organic-

mineral transition; TOR-LT2 to TOR-LT6). The deepest section was identified according to the Risi *et al.* (1953) survey (Fig. 1B). TOR-CT1, TOR-LT2 and TOR-LT3 were retrieved along a 1500-m transect running SE-NW from the deepest portion of the ombrotrophic sector to the surrounding uplands corresponding to the present-day peatland margin (Fig. 1C). TOR-LT4, TOR-LT5 and TOR-LT6 were sampled along a second 100-m long SE-NW transect across a dune swale, located in the paludified dune sector within the easternmost minerotrophic lobe (Fig. 1D). Sediment cores were wrapped in plastic film and aluminium foil, transferred into PVC tubes and stored at 4 °C until analysis. In the laboratory, cores were cut into contiguous 1-cm slices for further analyses (plant macrofossils, testate amoebae, loss-on-ignition and ^{14}C dating).

Aeolian sand samples were collected from the top of two stabilized parabolic dunes (LM-D1 and LM-D2; Fig. 1D) during the summer of 2015 and dated with infrared stimulated luminescence (IRSL). Samples intended for optical stimulation and radioactive element concentrations were collected using opaque PVC tubes inserted in freshly excavated pits (1 m depth). Supplementary material was collected using copper tubes in order to determine sediment water content and the proportion of the radiation emitted by the U, Th and K absorbed by the mineral grains (Duller 2008).

4.3.2 Plant macrofossil analyses

Past vegetation assemblages were reconstructed from macrofossil analyses at 4-cm interval. Samples (5 cm³) were slightly heated in a 5% KOH solution and rinsed through a 150- μm sieve following the Mauquoy *et al.* (2010) protocol. Plant macrofossils were identified and counted using a gridded petri dish placed under a stereoscopic microscope (10x to 40x). The relative abundance of peat types (bryophytes, ligneous and herbaceous taxa) were estimated visually as percentage volumes of the total sample, while the individual macrofossil remains not falling

within these plant types (conifer needles, seeds and *Cenococcum* sclerotia) were counted and expressed as numbers per 5 cm³ of sample. Charcoal fragments were also counted and classified according to their size (< 2mm and >2 mm) (Ohlson & Tryterud 2000). *Sphagnum* leaves were defined into sections using an optical microscope (400x to 1000x) and expressed as percentages relatively to total *Sphagnum* presence. References used for plant identification were Lévesque *et al.* (1998) and Mauquoy & van Geel (2007), as well as the plant macrofossil reference collection from the laboratory of continental paleoecology at Geotop-UQAM (Garneau 1995). Taxonomy for vascular plants followed Marie-Victorin (1995) and was based on Crum and Anderson (1981) for bryophytes.

4.3.3 Testate amoeba analyses and water table depth reconstructions

Testate amoeba assemblages were analyzed at the same resolution as plant macrofossils. Peat samples (2 cm³) were treated following standard extraction procedures from Booth *et al.* (2010). One tablet of *Lycopodium* spores was added to each sample as exotic markers to quantify test concentrations (Stockmarr 1971). Samples were gently boiled in distilled water and washed through 300- and 15-µm sieves. The material retained in the 15-µm sieve was stained and mounted on glass slides. We aimed to identify and count a minimum of 100 tests per sample but this was not always possible due to low shell concentrations. In these cases, we accepted minimum counts of 20, the minimum recommended by Payne & Mitchell (2009), but interpreted these data with caution. Testate amoebae identification and counting were performed under an optical microscope (400x to 1000x) following the taxonomy of Charman *et al.* (2000; modified by Booth 2008). Due to poor preservation and abundance of highly decomposed organic matter, inferred water table depth (WTD) reconstructions could not be realized for the lateral cores from the eastern paludified dune sector (TOR-LT4, TOR-LT5 and TOR-LT6).

Palaeohydrological reconstructions were performed with C2 software version 1.7.6 (Juggins 2014) using the testate amoeba-based transfer function developed by Lamarre *et al.* (2013). Past water table depths were inferred using a weighted average tolerance down-weighted (WA-Tol) model with classical deshrinking, while sample-specific standard errors (SEs) were determined using bootstrapping (1000 cycles). Plant macrofossil and testate amoeba diagrams were constructed using C2 software. Stratigraphic zones were identified by constrained hierarchical clustering using the Rioja package version 0.9-9 (Juggins 2016) in R (R Core Team 2016).

4.3.4 Dry bulk density and C content analyses

Peat properties were performed on contiguous 1-cm³ subsamples from the six studied cores. Dry bulk densities were determined after overnight drying at 105 °C and organic matter contents evaluated with loss-on-ignition (LOI) at 550 °C for 4h (modified from Dean 1974). C mass was calculated by multiplying the bulk density value by the C content, estimated at 50% of the organic mass (Turunen *et al.* 2002). Average long-term apparent rate of C accumulation (LORCA; g m⁻² a⁻¹) for the central core TOR-CT1 was calculated by dividing the total mass of C accumulated by the basal peat age, while temporal variations in C accumulation rates (CAR, g m⁻² a⁻¹) were calculated by multiplying the C mass in every 1-cm slice by its accumulation rate (cm a⁻¹).

The method used to estimate the Lac-à-la-Tortue peatland C pool was based on Sheng *et al.* (2004). The peatland surface area was obtained from aerial images, peat depth values (m) from Risi *et al.* (1953) and mean peat densities and organic matter content from LOI analyses. The high-resolution peat depth values from Risi *et al.* (1953) (over 1500 peat depth measurements, 300-m grid covering the whole peatland) were digitized and geo-referenced using *ArcGIS 10.1* software, using the spatial interpolation function *Topo to Raster* to produce a peat depth model (this study; Fig 3). Mean C mass per area (kg C m⁻²) was calculated by multiplying mean

C density from TOR-CT1 central core ($77.24 \text{ kg C m}^{-3}$), mean organic matter content (0.98%), relative peat C content (50%) and associated peat depth (m). An error margin (σ) was estimated for the mean C mass per area to better reflect the variability in peat depth through the peatland complex. To calculate the C pool for the whole peatland, the mean C mass per area was then multiplied by the total peatland complex area (66 km^2).

4.3.5 AMS radiocarbon dating and chronology

Peat core chronologies were obtained from AMS (^{14}C) dating. A total of 12 samples of *Sphagnum* mosses and vascular plant remains and 10 samples of bulk peat were selected at the base of the profiles and the main stratigraphic transitions in each core. Samples were submitted to Keck Carbon Cycle Laboratory (University of California, Irvine), Center for Applied Isotope Studies (University of Georgia), and A.E. Lalonde AMS Laboratory (University of Ottawa). Results (median probability) were calibrated using the *IntCal13* calibration curve (Reimer *et al.* 2013), except for one modern-age sample which was calibrated with the post-bomb calibration curve NHZ1 (Hua *et al.* 2013) (Table 1). In addition, three recent samples were affected by the ‘Suess’ effect, corresponding to a flat portion of the calibration curve caused by the burning of fossil fuels since the beginning of the industrial revolution (Walker 2005). An age of -65 cal. a BP (AD 2015: year of coring) was attributed to the undisturbed peatland surface. Age-depth models were developed using Bacon version 2.2 (Blaauw & Christen 2011) in R (R Core Team 2016). All dates are expressed as calendar years before present (BP: before AD 1950) and rounded to the nearest decade.

4.3.6 Infrared stimulated luminescence (IRSL) dating

Luminescence dating (IRSL) was used to better delineate the timing of dune stabilization in southern Québec and potentially related climate changes. IRSL dating

was performed at the Luminescence Dating Laboratory (LUX) at UQÀM for two samples (LM-D1 and LM-D2). Sediment water content (%) of the samples was estimated and integrated in the measurement of dose rate considering its impact on the proportion of radiation emitted by U, Th and K absorbed by the mineral grains (Duller 2008). Ages were obtained by dividing the total radiation dose by the annual radiation dose (dose rate, D_a , in Gy a^{-1} ; Gy is the unit used for absorbed radiation dose) to which the samples were exposed in their natural environment during burial (Table S1). The dose rate was obtained by gamma spectrometry to measure the radioactive element concentrations (^{40}K , ^{238}U and ^{232}Th) present in the environment (Aitken 1998). Unlike quartz, feldspars are recognized to be subject to anomalous fading, which leads to a decrease of the luminescence signal and results in an apparent age younger than expected (Wintle 1973; Huntley & Lamothe 2001). Consequently, IRSL dating from feldspars requires determining the fading rate of each sample in order to correct the equivalent dose and avoid sample age underestimation. Fading rates were obtained following the single aliquot regenerative dose (SAR) protocol developed by Auclair *et al.* (2003).

4.4 Results

4.4.1 Chronology

4.4.1.1 Central core TOR-CT1

The core retrieved from the deepest section of Lac-à-la-Tortue peatland is 508 cm long and was found in the ombrotrophic sector (Fig. 1C). According to the radiocarbon age obtained from its base (502-cm depth), peat accumulation started around 10 340 cal. a BP directly over deltaic sediments (Table 1). Based on the age-depth model generated for TOR-CT1 (Fig. 2), peat accumulation rates (PAR; cm a^{-1}) are relatively constant throughout the core with a mean value of 0.048 cm a^{-1} except

in the top meter where mean PAR is higher (0.186 cm a^{-1}), due to limited compaction and decomposition in the acrotelm.

4.4.1.2 Lateral cores

TOR-LT2 and TOR-LT3 basal cores were retrieved along the transect running between TOR-CT1 and the peatland margins (Fig. 1C). A date of 6990 cal. a BP was obtained for the bottom of TOR-LT2 (340 cm), while the bottom of TOR-LT3 (209 cm) was dated at 5010 cal. a BP (Table 1). Mean PAR for TOR-LT2 and TOR-LT3 are much lower compared to TOR-CT1 values (respectively 0.026 and 0.027 cm a^{-1}) (age-depth models in Fig. S1).

TOR-LT4, TOR-LT5 and TOR-LT6 basal cores were collected along a second transect across a paludified dune swale located in the easternmost minerotrophic sector of the peatland complex (Fig. 1D). The bottom of the deepest lateral core, TOR-LT4, was dated at 9960 cal. a BP (179 cm), while TOR-LT5 and TOR-LT6 were respectively dated at 8060 (154 cm) and 2555 cal. a BP (99 cm) (Table 1). Mean PAR for TOR-LT4 and TOR-LT5 are quite similar, with values of 0.011 and 0.013 cm a^{-1} , while the PAR for TOR-LT6 are much higher (0.024 cm a^{-1}) and correspond to those of LT2 and LT3 (age depth models in Fig. S1).

4.4.1.3 IRSL dating

The sand dunes within the peatland complex consist of stabilized parabolic systems reaching a maximum height of 6 m for their heads and parts of their wings over the present-day surface, with a total width from only a few meters to almost 1 km long for the largest one (Fig. 1d). Ridges are forested and dominated by red pine (*Pinus resinosa*). IRSL ages confirm that the dunes were stabilized between $11\,500 \pm 0.7$ and $10\,900 \pm 0.7 \text{ a}$ (Table S1). Because the sampling sites correspond to the summital point of the dunes, where the aeolian sediments were last exposed, we

suggest a minimum age of about 11 000 cal. a BP for the end of the aeolian episode in the Lac-à-la-Tortue area.

4.4.2 Peatland basin morphometry and surface topography

The organic-mineral transition reconstructed from the peat depth data obtained from Risi *et al.* (1953) is well correlated with our own manual probing and GPR transects. Maximum peat accumulation, corresponding to the TOR-CT1 coring location, is found in the center of the south-western ombrotrophic sector and reaches a total of 5 m (Fig. 3). Peat depth decreases gently with basin slopes of $\sim 0.35\%$ along the 1500-m transect (TOR-T2 and TOR-T3). Peat accumulation in the north-eastern minerotrophic sector is shallower and ranges between 1 to 4 m. Paludified depressions from the dunes sector in periphery of the peatland complex, where TOR-LT4, TOR-LT5 and TOR-LT6 lateral cores were collected, are characterized by a maximal peat thickness of 2 m and slopes of $\sim 3.6\%$ along the 100 m transect. A narrow channel connects both basins of the present-day ombrotrophic (A) and minerotrophic (B) sectors (Fig. 3). Present-day surface topography obtained from DGPS transects shows variations in altitude up to 70 cm between the lower margins and the raised center of the ombrotrophic sector.

4.4.3 Carbon accumulation and peatland complex carbon pool

The LORCA calculated for TOR-CT1 is $17.5 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. From the base of the core to 7500 cal. a BP, CAR was $16.3 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (Fig. 4). Between 7500 and 4900 cal. a BP, CAR decreased ($\sim 9.5 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$), just before returning to average rates of $15.5 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Following the beginning of ombrotrophication c. 4900 cal. a BP onwards, CAR values gradually increased to a mean of $19.4 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Highest CAR ($\sim 52.8 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$) is observed in the uppermost part of the core (between 500 cal. a BP and the present day), and is partly linked to incomplete decomposition in the acrotelm. The total carbon pool for the entire Lac-à-la-Tortue peatland is quantified at 6.39

megatons of C (Mt C) corresponding to a mean C mass per area of 96.9 kg C m^{-2} ($\sigma = 50.60 \text{ kg C m}^{-2}$).

4.4.4 Stratigraphy and ecohydrological reconstructions

4.4.4.1 Central core TOR-CT1

The plant macrofossil and WTD diagrams for the central core are divided into two main assemblage zones, TOR-CT1-1 and TOR-CT1-2 (Fig. 4; testate amoeba diagram in Fig. S2). The first zone (508-320 cm) is mainly composed of herbaceous-ligneous peat with brown mosses at the mineral/organic contact and corresponds to a minerotrophic system that developed in a swallow depression of the St-Maurice river delta. The second zone (320 cm to the surface) is dominated by *Sphagnum* peat including ligneous fragments and corresponds to the ombrotrophic system. Water table depth reconstructions are reflecting a common hydrosere succession corresponding to the fen-bog transition.

The lowest section of the core (Zone TOR-CT1-1: 508-320 cm; 10 340-5150 cal. a BP) is subdivided into two subzones. Local vegetation within the subzone TOR-CT1-1a (508-462 cm, 10 340-9490 cal. a BP), associated with early minerotrophic conditions, is dominated by Cyperaceae, Juncaceae and brown mosses such as *Drepanocladus aduncus* (~20%), with a lower proportion of *Sphagnum* sect. *Subsecunda* (~10%). Water tables during this rich fen period could not be inferred due to the very low concentration of testate amoebae (Fig. S2), but the high concentration of *Menyanthes trifoliata* seeds at the very bottom of the core confirms waterlogged conditions at the time of peat initiation. Subzone TOR-CT1-1b (462-320 cm; 9490-5150 cal. a BP) is characterized by the disappearance of brown mosses, indicating a progressive shift towards poorer minerotrophic conditions. Local vegetation is still dominated by herbaceous species like *Carex* spp. and *Scheuchzeria palustris*, but also marked by the episodic presence of *Larix laricina* and ericaceous

shrubs such as *Andromeda glaucophylla* and *Chamaedaphne calyculata*. Water table depth was relatively high (4.0 ± 6.9 cm above the surface) for most of this period, but given the sub-optimal count of testate amoebae for this section (<100 tests per sample; Fig. S2), these reconstructions should be approached with caution.

Zone TOR-CT1-2 covers the upper section of the core (320-0 cm; 5150 cal. a BP to present-day) and is also subdivided into two subzones. Subzone TOR-CT1-2a (320-95 cm; 5150-480 cal. a BP) shows a gradual transition towards ombrotrophic conditions with the appearance of lawn-associated *Sphagnum magellanicum* (sect. *Sphagnum*). *Sphagnum* sect. *Acutifolia* and sect. *Cuspidata* were also found in low abundance in the macrofossil assemblages. This fen-bog transition is also characterized by an increase in testate amoeba diversity and abundance. Furthermore, this shift is marked by a decrease of the water table depth to approximately 8.0 ± 6.9 cm below the surface from 5000 cal. a BP. During this period, the peatland was colonized by a *Sphagnum*-dominated carpet and a shrub community consisting of *Andromeda glaucophylla* and *Chamaedaphne calyculata* along with sparse *Larix laricina* and *Picea mariana* trees. The uppermost section of the core, subzone TOR-CT1-2b (95-0 cm; 480 cal. a BP to present) corresponds to the present-day open vegetation assemblages found at the surface of the Lac-à-la-Tortue ombrotrophic sector. From 480 cal. a BP, the formerly dominant *Sphagnum magellanicum* was replaced by hummock-associated *Sphagnum* sect. *Acutifolia* (mostly *Sphagnum fuscum* and *Sphagnum rubellum*), indicating a relative drying of the bog surface. This change towards drier conditions is also reflected in the testate amoeba communities with an inferred water table as low as 12.0 ± 7.0 cm below the surface.

4.4.4.2 Lateral cores TOR-LT2 and TOR-LT3

The diagrams of TOR-LT2 and TOR-LT3 are both subdivided into two main zones (Fig. 5A, B; testate amoeba diagrams in Figs. S3, S4). The first zone (TOR-LT2-1 and TOR-LT3-1) consists of herbaceous peat and corresponds to rich

minerotrophic conditions at the contact with the mineral deposit (basal ages respectively 6990 cal. a BP and 5010 cal. a BP). The lack of water table depth reconstructions at the bottom of these cores is explained by the very low test concentration (Figs. S3b, S4), partly due to advanced decomposition of the peat. Herbaceous-ligneous peat associated with a poor treed fen characterizes the second zone (TOR-LT2-2 and TOR-LT3-2) along with a sporadic presence of Ericaceae in TOR-LT3-2. The appearance of lawn-associated *Sphagnum magellanicum* (sect. *Sphagnum*) towards the uppermost sections of the cores indicates a shift towards more nutrient poor conditions and eventually ombrotrophication (around 3800 cal. a BP for TOR-LT2 and 2000 cal. a BP for TOR-LT3). Important water table variations were found after c. 4200 cal. a BP in TOR-LT2-2 (from 30.0 ± 7.6 cm to 8.0 ± 7.6 cm below the surface), while in TOR-LT3-2 waterlogged conditions reconstructed from c. 3700 to c. 3000 cal. a BP (TOR-LT3-2a: 3.0 ± 7.4 cm above the surface) were followed by slightly drier surface wetness (TOR-LT3-2b: 8.0 ± 7.8 cm below the surface) associated with the rich fen-poor fen transition. Present-day local vegetation at these two lateral sites is dominated by Ericaceae with few isolated *Larix laricina* trees.

4.4.4.3 Lateral cores TOR-LT4, TOR-LT5 and TOR-LT6

Results from TOR-LT4, TOR-LT5 and TOR-LT6 (Fig. 6A, B, C) allow for the reconstruction of peat inception along the slope of a dune swale in the southeastern section of the peatland complex. Basal depth for TOR-LT4, TOR-LT5 and TOR-LT6 are respectively 187, 158 and 103 cm with corresponding ages of 9960 cal. a BP, 8060 cal. a BP and 2555 cal. a BP. The cores are mainly composed of herbaceous-ligneous peat with a presence of forest taxa macrofossils and charcoals at the mineral/organic contact. Macrofossil assemblages, dominated by *Picea mariana* and abundant charcoal fragments found at the base of TOR-LT4 and TOR-LT5, suggest local upland forest conditions before paludification. Abundant undated

charcoal fragments were also identified at the mineral contact of core TOR-LT6 along with remnants of *Thuja occidentalis* and *Picea mariana* (TOR-LT6-1). These were followed by peat initiation corresponding to wet minerotrophic conditions (2500 cal. a BP) and persisting until the present-day (TOR-LT6-2a and 2b).

At the base of TOR-LT4 and TOR-LT5 cores, plant macrofossil assemblages show relatively synchronous alternance of dry and wet conditions from the early Holocene onwards. From *c.* 9500 to 8000 cal. a BP (TOR-LT4-2; TOR-LT5-1), dry upland vegetation was subjected to fire before leading to paludification from *c.* 8500 to 5000 cal. a BP (TOR-LT4-3 and TOR-LT5-2). An episode with relatively drier conditions was reconstructed between 5200-2200 cal. a BP with remains of *Picea mariana* (charred needles) and charcoal fragments in the two cores (TOR-LT4-4 and TOR-LT5-3). Contradictory presence of *Menyanthes trifoliata* in the macrofossil results during this drier episode is explained by contamination from underground rhizomes from the upper horizons and should not be taken in consideration while interpreting this level. This was followed by wetter open fen conditions from *c.* 2200 cal. a BP dominated by sedges, rushes, *Scheuchzeria palustris* and *Menyanthes trifoliata* (TOR-LT4-5 and TOR-LT5-4). Although *Sphagnum* mosses are found through all the present-day surface vegetation of the open fen in this sector of the peatland complex (Fig. 7D), their first occurrence is not shown in the macrofossil results because they colonized this sector only after 250 cal. a BP minimum.

4.5 Discussion

4.5.1 Peatland complex initiation and landscape succession

Five major periods of developmental history were reconstructed from the Lac-à-la-Tortue peatland complex. A schematic representation of the peatland development is presented in Fig. 7.

4.5.1.1 Early Holocene dune development

At the end of the last glaciation, the St. Lawrence Lowlands were entirely covered by the Laurentide Ice Sheet until 12 500 cal. a BP (Occhietti *et al.* 2011). As the ice-front retreated, the Champlain Sea level reached 200 m a.p.s.l., flooding the margins of the Precambrian Shield including the St-Maurice valley near Shawinigan (Occhietti 1980; Parent & Occhietti 1988; Occhietti 2007). Build-up of littoral and deltaic sand deposits, including the St-Maurice river delta, followed the Champlain Sea regression phase between 11 700 to 10 900 cal. a BP in response to progressive isostatic rebound (Occhietti 1980). Fine sediments recently emerged were reworked by aeolian processes, forming large dunefields at a maximum altitude of 135 m a.p.s.l. as suggested by our IRSL ages obtained from the dunes in the eastern sector of the peatland complex. The orientation of these parabolic dunes shows the strong influence of adiabatic and northeasterly palaeowinds along the glacial margin of the residual ice sheet, thus generating an anticyclonic air circulation associated with dry and relatively cold conditions (Filion 1987; COHMAP 1988; Kutzbach *et al.* 1998).

According to recent IRSL dates (Thiery 2016), this aeolian episode lasted from 10 300 to 8100 cal. a BP as suggested by Filion (1987) and Côté *et al.* (1990). However, our IRSL ages obtained from dunes in the eastern minerotrophic sector of Lac-à-la-Tortue peatland indicate that the aeolian regime was already active around 11 000 cal. a BP in the area. This time offset between both shores of the St. Lawrence, despite similar timing of sea regression and altitude, suggest that more detailed stratigraphic studies are required to clarify early-Holocene climate and related dune built-up north of the St. Lawrence.

4.5.1.2 10 300-8000 cal a BP

Shallow freshwater plant communities acted as nuclei for the development of a rich minerotrophic fen around 10 300 cal. a BP in the deepest part of a swallow depression at the surface of relatively flat deltaic sediments of the St-Maurice river

delta, corresponding to TOR-CT1 location, which makes Lac-à-la-Tortue one of the oldest peatland complexes of the St. Lawrence Lowlands (Fig. 7A). Peat initiation at Lac-à-la-Tortue is synchronous with a peak in peatland initiation dates and high C accumulation rates between 11 000 and 9000 cal. a BP throughout the Northern Hemisphere promoted by maximum summer insolation (Kutzbach *et al.* 1998) and strong climate seasonality (MacDonald *et al.* 2006; Yu *et al.* 2010). At a more regional scale, Lac-à-la-Tortue peatland development is also synchronous with other peatland complexes developed on the southern St. Lawrence shore at similar altitude (Villeroy and St-Flavien sites; ~130 m a.p.s.l.) suggesting early peat initiation soon after emergence from the Champlain Sea (Filion 1987; Larocque *et al.* 2013). The absence of gyttja or aquatic taxa at the mineral-organic contact of TOR-CT1 suggests that the depression was quickly drained following the Champlain Sea retreat, thus discarding lake-infilling and terrestrialization as the initial mode of peat accumulation. Primary peat formation, characterized by peat accumulation directly on poorly-drained deltaic sediments (Sjörs 1983; Charman 2002; Vitt 2006), is therefore more likely to have driven the origin of the peatland complex development. The extent and the rate of this peat initiation mode were mostly controlled by topography and drainage conditions where high water tables promoted the growth of peat-forming plants. The initial rich fen persisted until 9500 cal. a BP, after which it was replaced by a poor fen dominated by sedges as a result of a decrease in mineral nutrient influx from the upland runoff (Fig. 7A).

Plant macrofossils found at the bottom of the oldest lateral core (TOR-LT4) were dated to 9900 cal. a BP, which suggests a minimum delay of almost 1000 years between dune stabilization (11 500-10 900 cal. a BP) and local peat initiation in the dune swale. This delay may be explained by the presence of forests prone to fire on the dunefield surrounding the depression (Fig. 7A). Recurrent high-severity fires have been shown to be an important factor restricting the lateral expansion of paludification by constantly burning the thin organic layer accumulated on the ground

(Schaffhauser *et al.* 2016). Increased fire frequency during the early Holocene was associated with dry and relatively cold climatic conditions characterizing southern Québec at that period (Carcaillet & Richard 2000).

4.5.1.3 8000-5000 cal a BP

Basal peat cores from both minerotrophic and ombrotrophic sectors of the Lac-à-la-Tortue peatland complex suggest lateral expansion from *c.* 8500-8000 cal. a BP (TOR-LT4 and 5).

Previously forested dunes were paludified according to wetter local hydrological conditions (Fig. 7B). Simultaneously, on the St. Lawrence southern shore, a significant decrease of aeolian activity was also observed around 8300 cal. a BP (Filion 1987; Bhiry & Filion 1996; Thiery 2016). This major ecohydrological change was interpreted by Filion (1987) as an important shift towards conditions warmer and moister than today induced by the disappearance of the Laurentide Ice Sheet over the Hudson Bay. This period, also corresponding with the beginning of the Holocene Climatic Optimum, is considered to have strongly modified the atmospheric circulation over northeastern North America by allowing Arctic air masses to flow south and leading to the establishment of a cyclonic circulation system as found today in southern Québec (Filion 1987). In response to high growing season humidity and warm summers, high peat accumulation rates were recorded in Lac-à-la-Tortue peatland and elsewhere in eastern Canada (Lavoie & Richard 2000a, b; Ali *et al.* 2008; van Bellen *et al.* 2011; Garneau *et al.* 2014). Consequently, the last dunefields still active in the region were stabilized through paludification during the same period (Filion 1987; Bhiry & Filion 1996). Such a favourable climate persisted until at least 6000 cal. a BP, thereby enabling the establishment of the current distribution of the Québec bioclimatic domains (Richard & Grondin 2009).

In the present-day ombrotrophic sector, the peatland expanded laterally from that period onwards (Fig. 7B). Lateral expansion might have been influenced by a progressive increase of the hydraulic gradient towards the peatland margins caused by vertical peat accumulation in the center of the peatland. As the water table rose at the periphery of the peatland, newly waterlogged mineral surfaces provided suitable conditions for peat accumulation and subsequent spreading (Morris *et al.* 2011; Loisel *et al.* 2013). The gentle slopes of the mineral substrate in this sector (~0.35%) also probably had a positive impact on peatland lateral growth, leading to the coalescence of pre-existing peat basins (Korhola 1994).

4.5.1.4 5000-2500 cal a BP

The shift to ombrotrophic conditions in the oldest section of Lac-à-la-Tortue peatland (TOR-CT1) began around 5150 cal. a BP (Fig. 7C). This major ecohydrological change coincides with similar fen-bog transitions observed in several other peatlands in southern Québec. For instance, fen-bog transitions at Farham and Frontenac peatlands, in southeastern Québec, were dated at 6600 and 5300 cal. a BP (Lavoie *et al.* 1995; Lavoie & Richard 2000a), while in the Laurentian Highlands, Malbaie peatland ombrotrophication occurred around 5000 cal. a BP (Richard 1995; Lavoie & Richard 2000b). Fen-bog transitions at Mirabel and Mer Bleue peatlands, respectively located in southwestern Québec and eastern Ontario, evolved nevertheless towards ombrotrophic conditions as early as 7200 and 7900 cal. a BP respectively (Muller *et al.* 2003; Roulet *et al.* 2007). This fen-bog transition phase was linked to increased summer moisture balance and stability of Atlantic air masses over eastern Canada at that period (Carcaillet & Richard 2000; Lavoie & Richard 2000a). However, the time-delayed fen-bog transition from TOR-LT2 and TOR-LT3 also suggests autogenic processes such as hydrosereal succession along with paludification as important factors. Peat accumulation in the central part of the system progressively insulated the bog surface from the underlying mineral soil and regional

groundwater flows, thereby allowing the establishment of acidophilic plant communities dominated by *Sphagnum* mosses as found today (Gignac & Vitt 1990; Payette 2001).

Paludified dunes influenced by wet conditions and low fire activity until 5200-5000 cal a BP registered a shift towards local drier conditions and intense fire activity as confirmed by the charcoal peaks between 5000 and 2500 cal. a BP in the peat profiles (Fig. 7C). This dry episode, which lasted 2500 years, was recorded in the three peat cores from the minerotrophic sector (TOR-LT4, TOR-LT5, TOR-LT6). Increased fire frequency and severity between 4000 and 3000 cal. a BP is likely linked to cooler and drier summers and corresponded to the long-term decrease in solar insolation which generated by more frequent fire-conducive droughts in eastern Canada (Carcaillet & Richard 2000; Viau *et al.* 2002; Viau *et al.* 2006; Ali *et al.* 2008; Beaulieu-Audy *et al.* 2009).

Unlike the western ombrotrophic sector, the eastern paludified dunefield sector never reached ombrotrophic conditions despite the similar initial age of peat initiation. This is probably due to the hydrogeological context with a strong aquifer-peatland connection in the minerotrophic section of the peatland complex (Ferlatte *et al.* 2015). Recent hydrogeological studies have demonstrated strong lateral connectivity between peatlands and the surrounding aquifers in similar geomorphological contexts south of the St. Lawrence River (Munger *et al.* 2014; Ferlatte *et al.* 2015; Larocque *et al.* 2016). Flow of mineral-rich groundwater originating from the adjacent dunes probably prevented the development of oligotrophic *Sphagnum*-dominated communities and further ombrotrophication in this sector while contemporaneous runoff is still clearly visible from recent satellite images (Fig. 1D).

4.5.1.5 Recent changes since the last 2500 years

The paludification process was active until at least 2500 cal. a BP in the dunefield sector. Low-intensity fires with longer time intervals, as confirmed by the few charcoal peaks in the upper part of TOR-LT6 core, may have influenced paludification (Fig. 7D).

According to several different proxies (Arseneault & Payette 1997; Mauquoy 2002; De Vleeschouwer *et al.* 2009; Loisel & Garneau 2010; van Bellen *et al.* 2011; Lamarre *et al.* 2012; Garneau *et al.* 2014), a general climatic cooling was registered in Northern Hemisphere including eastern North America for the last 2000 years and especially during the Little Ice Age (LIA). The LIA cooling between 600 and 100 cal. a BP (*c.* AD 1350 to 1850) can be partially interpreted as a response to the decreased solar radiative forcing (Mann *et al.* 2009), but can also be explained by other factors such as volcanic activity (Toohey *et al.* 2016) with a tendency towards a strong negative NAO phase over the North Atlantic region at this time (Franke *et al.* 2017). These recent changes have had impacts on peatland dynamics as registered in the boreal biome (van Bellen *et al.* 2013; Magnan & Garneau 2014; Pratte *et al.* 2017). Around 500 years ago, in the central part of the ombrotrophic sector (TOR-CT1), lawn-associated *Sphagnum* sect. *Sphagnum* initially dominating the peatland landscape was promptly replaced by *Sphagnum* sect. *Acutifolia*, mostly represented by hummock-associated *Sphagnum fuscum*. This recent change towards drier conditions, consistent with the development of hummocks, is also reflected in the testate amoeba communities with an inferred water table as low as 12.0 ± 7.0 cm below the surface. The progressive peat vertical growth, enhanced by the establishment of *Sphagnum fuscum*, is responsible of the thickening of the aerobic surface layer (acrotelm), leading into an apparent drying of the peat surface (Belyea & Clymo 2001; Payette 2001b). Reconstructed present-day surface topography confirmed the dome-shaped surface of the ombrotrophic sector (Fig. 7D).

4.5.2 Carbon accumulation

The LORCA calculated for TOR-CT1 is $17.5 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. This value is very similar to an average LORCA value of $19 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ measured in 15 ombrotrophic bogs of eastern Canada, including a LORCA value of $16.6 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ from a core previously collected in the ombrotrophic sector of Lac-à-la-Tortue peatland (420 cm depth, 9090 cal. a BP; Turunen *et al.* 2004). Moreover, our LORCA value is slightly lower than the mean LORCA of $26.1 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ calculated by Garneau *et al.* (2014) for boreal and subarctic Québec peatlands, probably due to the higher decomposition rates during the long-lasting minerotrophic stage at Lac-à-la-Tortue peatland.

Variations in C accumulation rates of TOR-CT1 appear to have been primarily controlled by autogenic factors such as hydroseral peat succession from a minerotrophic to an ombrotrophic ecosystem, as shown by the mean CAR values increasing from $9.5 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ to $15.5 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ around 5000 cal. a BP following the beginning of the ombrotrophication and the establishment of a *Sphagnum*-dominated community. From 500 cal. a BP, the significant increase in C accumulation rates ($52.8 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$) can be principally interpreted as a combination of the change in plant community to dominance by *Sphagnum sect. Acutifolia* and less complete decay in the near surface peat. This apparent increase can also be due to lacking detailed recent chronology as in precedent studies (Lavoie & Richard 2000a; Muller *et al.* 2003; Roulet *et al.* 2007) where for instance horizons corresponding to the LIA period were insufficiently dated hence misinterpreted.

Low rates of peat C accumulation associated with reduced net primary productivity in peatlands from the boreal and subarctic biome between *c.* 850 and 200 cal. a BP have been linked to colder conditions and increased cloudiness during the LIA (Mauquoy *et al.* 2002; Loisel and Garneau 2010; van Bellen *et al.* 2011; Lamarre *et al.* 2012; Charman *et al.* 2013; van Bellen *et al.* 2013; Garneau *et al.* 2014).

Spatial variability in C and peat accumulation rates (PAR) from lateral cores in both ombrotrophic and minerotrophic dune swale sectors of the peatland complex are mainly explained by local edaphic and autogenic processes such as topography, peat-forming vegetation, hydrological regimes and fire activity (Yu *et al.* 2009). Mean PAR for TOR-LT2 and TOR-LT3 are much lower compared to TOR-CT1 because they cover only the initial minerotrophic phase when accumulation rates were lower and decomposition higher than during the ombrotrophic phase. Very low PAR for TOR-LT4 and TOR-LT5 are due to the recurring fires that burned partially the organic matter thus resulting in significantly reduced peat accumulation rates.

This study is the first to provide a quantification of the total C pool in a peatland complex from southern Québec. The estimated C pool is 6.39 Mt C corresponding to a mean C mass per area of 96.9 kg C m^{-2} ($\sigma = 50.60 \text{ kg C m}^{-2}$). In comparison, the mean C mass per area value estimated from Québec peatlands is $100.0 \text{ kg C m}^{-2}$ (Garneau & van Bellen 2016). This value decreases towards the north in relation with the reduced growing season length and lower temperatures at higher latitudes (Garneau *et al.* 2014).

4.6 Conclusions

This study highlights the early Holocene conditions leading to the development of the largest peatland complex of the St. Lawrence Lowlands, as well as its spatial expansion and long-term C dynamics. Different initiation modes, represented mainly by primary peat formation and paludification, were responsible for peatland establishment and subsequent lateral expansion following postglacial isostatic rebound and Champlain Sea retreat. Our results suggest that the development of the Lac-à-la-Tortue peatland complex was controlled by a combination of autogenic and allogenic factors that often interacted together, leading into a diversity of minerotrophic and ombrotrophic conditions as observed on the present-day surface. Autogenic factors such as hydrosere succession, peat-forming vegetation,

hydrogeological context and local topography have had an important impact on peatland evolution through time. The shift to ombrotrophic conditions that began around 5150 cal. a BP coincides with several fen to bog transitions in other peatlands in southern Québec (Lavoie *et al.* 1995; Richard 1995; Lavoie & Richard 2000a, b). This ecohydrological change has been associated with increased and more stable summer moisture balance of Atlantic air masses over eastern Canada at that period (Carcaillet & Richard 2000; Lavoie & Richard 2000a) and brings out the potential climate contribution to peatland dynamics in the area. Recent changes in vegetation assemblages and peat accumulation rates suggest an apparent drying of the peat surface associated with the development of *Sphagnum fuscum* hummocks within the ombrotrophic section of the complex. Detailed analyses in the subsurface horizons would be required to reconstruct the impacts of recent climate variations (<1000 years) on peat accumulation. The present study also underlines the importance of undisturbed peatlands as large C sinks in inhabited regions where large complexes are rare and several of them already threatened by exploitation for horticultural and agricultural purposes (Poulin *et al.* 2004).

4.7 Acknowledgments

Special thanks to all *Tourbeux* team, especially Éloïse Le Stum-Boivin, Gabriel Magnan, Steve Pratte, Marc-André Bourgault and Jean-Pierre Castonguay-Bélanger for helpful discussions and their support in the field and in the laboratory. We are also grateful to LUX laboratory (GEOTOP, UQÀM) for IRSL datings and A.E. Lalonde AMS Laboratory (University of Ottawa) training program for radiocarbon chronologies. Funding was provided by a FRQNT grant (184887) to Louis-Martin Pilote and Michelle Garneau NSERC Discovery grant. Thoughtful comments from Pierre J.H. Richard, Étienne Boucher, Matt Amesbury and an anonymous reviewer were greatly appreciated.

4.8 References

- Ali, A. A., Asselin, H., Larouche, A. C., Bergeron, Y., Carcaillet, C. & Richard, P. J. H. 2008: Changes in fire regime explain the Holocene rise and fall of *Abies balsamea* in the coniferous forest of western Québec, Canada. *The Holocene* 18, 693-708.
- Anderson, R. L., Foster, D. R. & Motzkin, G. 2003: Integrating lateral expansion into models of peatland development in temperate New England. *Journal of Ecology* 91, 68-76.
- Arseneault, D. & Payette, S. 1997: Landscape change following deforestation at the Arctic tree line in Québec, Canada. *Ecology* 78, 693-706.
- Auclair, M., Lamothe, M. & Huot S. 2003: Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. *Radiations Measurements* 37, 487-492.
- Bauer, I. E., Gignac, L. D. & Vitt, D. H. 2003: Development of a peatland complex in boreal western Canada: lateral site expansion and local variability in vegetation succession and long-term peat accumulation. *Canadian Journal of Botany* 81, 833-847.
- J. H. & Asnong, H. 2009: Holocene palaeoecological reconstruction of three boreal peatlands in the La Grande Rivière region, Québec, Canada. *The Holocene* 19, 459-476.
- van Bellen, S., Garneau, M., Booth, R.K. 2011: Holocene carbon accumulation rates from three ombrotrophic peatlands in boreal Québec, Canada: Impact of climate-driven ecohydrological change. *The Holocene* 21, 1217-1231.
- van Bellen, S., Garneau, M., Ali, A.A., Lamarre, A., Robert, É.C., Magnan, G., Asnong, H. & Pratte, S. 2013: Poor fen succession over ombrotrophic peat related to late Holocene increased surface wetness in subarctic Quebec, Canada. *Journal of Quaternary Science* 28, 748-760.
- Belyea, L. R. & Clymo, R. S. 2001: Feedback control of the rate of peat formation. *Proceedings: Biological Sciences* 268, 1315-1321.
- Bhiry, N. & Fillion, L. 1996: Holocene plant succession in a dune-swale environment of southern Québec: A macrofossil analysis. *Écoscience* 3, 330-342.
- Blaauw, M. & Christen, J. A. 2011: *Bacon, version 2.2*. Queen's University, Belfast.
- Booth, R. K. 2008: Testate amoebae as proxies for mean annual water-table depth in *Sphagnum*-dominated peatlands of North America. *Journal of Quaternary Science* 23, 43-57.

- Booth, R. K., Lamentowicz, M. & Charman, D. J. 2010: Preparation and analysis of testate amoebae in peatland palaeoenvironmental studies. *Mires and Peat* 2, 1-7.
- Carcaillet, C. & Richard, P. J. H. 2000: Holocene changes in seasonal precipitation highlighted by fire occurrence in eastern Canada. *Climate Dynamics* 16, 549-559.
- Charman, D. J., Hendon, D. & Woodland, W. A. 2000: *The Identification of Testate amoebae Protozoa: Rhizopoda) in peats*. 147 pp. Quaternary Research Association, London.
- Charman, D. J. 2002: *Peatlands and Environmental Changes*. 301 pp. John Wiley & Sons, Chichester.
- Charman, D. J. 2007: Summer water deficit variability controls on peatland water-table changes: implications for Holocene palaeoclimate reconstructions. *The Holocene* 17, 217-227.
- Charman, D. J., Barber, K. E., Blaauw, M., Langdon, P. G., Mauquoy, D., Daley, T. J., Hughes, P. D. M. & Karofeld, E. 2009: Climate drivers for peatland palaeoclimate records. *Quaternary Science Reviews* 28, 1811-1819.
- Charman, D. J., Beilman, M. & Blaauw, M. 2013: Climate-related changes in peatland carbon accumulation during the last millennium. *Biogeosciences* 10, 929-944.
- COHMAP Members 1988: Climatic changes of the Last 18,000 Years: Observations and Model Simulations. *Science* 241, 1043-1052.
- Côté D., Dubois J.M. & Nadeau L. 1990: Les dunes du Québec méridional: contribution à l'étude des vents dominants durant l'Holocène. *The Canadian Geographer/Le Géographe canadien* 34, 49-62.
- Crum, H. A., & Anderson, L. E. 1981: *Mosses of eastern North America*. Vol. 1-2. Columbia University Press, New York.
- Dean, W. E. 1974: Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology* 44, 242-248.
- De Vleeschouwer, F., Piotrowska, N., Sikorski, J., Pawlyta, J., Cheburkin, A., Le Roux, G., Lamentowicz, M., Fagel, N. & Mauquoy, D. 2009: Multiproxy evidence of 'Little Ice Age' palaeoenvironmental changes in a peat bog from northern Poland. *The Holocene* 19, 625-637.
- Duller, G. A. T. 2008: *Luminescence Dating: Guidelines on Using Luminescence Dating in Archaeology*. 45 pp. English Heritage, Swindon.

- Ferlatte, M., Quillet, A., Larocque, M., Cloutier, V., Pellerin, S. & Paniconi, C. 2015: Aquifer-peatland connectivity in southern Québec Canada). *Hydrological Processes* 29, 2600-2612.
- Filion, L. 1987: Holocene development of parabolic dunes in the Central St. Lawrence Lowlands, Québec. *Quaternary Research* 28, 196-209.
- Franke, J. G., Werner, J. P. & Donner, R. V. 2017: Reconstructing Late Holocene North Atlantic atmospheric circulation changes using functional paleoclimate networks. *Climate of the Past* 13, 1593-1608.
- Froking, S. & Roulet, N. 2007: Holocene radiative forcing impact of northern peatland carbon accumulation and methane emissions. *Global Change Biology* 13, 1079-1088.
- Garneau, M. 1995: *Collection de référence de graines et autres macrofossiles végétaux de taxons provenant du Québec méridional et boréal*. Dossier public 3048. Commission géologique du Canada, Division de la science des terrains, Sous-division des environnements géologiques et des risques, Sainte-Foy, Québec.
- Garneau, M., van Bellen, S., Magnan, G., Beaulieu-Audy, V., Lamarre, A. & Asnong, H. 2014: Holocene carbon dynamics of boreal and subarctic peatlands from Québec, Canada. *The Holocene* 24, 1043-1053.
- Garneau, M. & van Bellen, S. 2016: *Synthèse de la valeur et la répartition du stock de carbone terrestre au Québec. Rapport final*. 49 pp. Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de Lutte contre les changements climatiques du Québec, Québec.
- Gauthier, S. 2001: Les sphaignes. In Payette, S. & Rochefort, L. (eds.): *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, 91-127. Les Presses de l'Université Laval, Sainte-Foy.
- Gignac, L. D., Vitt, D. H. 1990: Habitat limitations of Sphagnum along climatic, chemical, and physical gradients in mires of Western Canada. *The Bryologist* 93, 7-22.
- Glaser, P. H. 1987: *The Ecology of Patterned Boreal Peatlands of Northern Minnesota: a Community Profile*. 98 pp. U.S. Fish & Wildlife Service Report, Washington.
- Hopkinson, R. F., McKenney, D. W., Milewska, E. J., Hutchinson, M. F., Papadopol, P. & Vincent, L.A. 2011: Impact of aligning climatological day on gridding daily maximum-minimum temperature and precipitation over Canada. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 50, 1654-1665.

- Hua, Q., Barbetti, M. & Rakowski, A.Z. 2013: Atmospheric radiocarbon for the period 1950-2010. *Radiocarbon* 55, 2059-2072.
- Huntley, D.J. & Lamothe, M. 2001: Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Sciences* 38, 1093-1106.
- 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.
- Jowsey, P. C. 1966: An improved peat sampler. *New Phytologist* 65, 245-248.
- Juggins, S. 2014: *C2, version 1.7.6*. University of Newcastle, Newcastle upon Tyne.
- Juggins, S. 2016: *Rioja, version 0.9-9*. University of Newcastle, Newcastle upon Tyne.
- Korhola, A. A. 1994: Radiocarbon evidence for rates of lateral expansion in raised mires in southern Finland. *Quaternary Research* 42, 299-307.
- Korhola, A. A. 1996: Initiation of a sloping mire complex in southwestern Finland: Autogenic versus allogenic controls. *Ecoscience* 3, 216-222.
- Kuhry, P. & Turunen, J. 2006: The Postglacial Development of Boreal and Subarctic Peatlands. In Wieder R. K. & D. H. Vitt (eds.): *Boreal Peatland Ecosystems*, 24-46. *Ecological Studies* 188.
- Kutzbach, J., Gallimore, R., Harrison, S., Behling, P., Selin, R. & Laarif, F. 1998: Climate and biome simulations for the past 21,000 years. *Quaternary Science Review* 17, 473-506.
- Lamarre, A., Garneau, M. & Asnong, H. 2012: Holocene paleohydrological reconstruction and carbon accumulation of a permafrost peatland using testate amoebae and macrofossil analyses, Kuujjuarapik, subarctic Québec, Canada. *Review of Palaeobotany and Palynology* 186, 131-141.
- Lamarre, A., Magnan, G., Garneau, M. & Boucher, É. 2013: A testate amoebae-based transfer function for paleohydrological reconstruction from boreal and subarctic peatlands in northeastern Canada. *Quaternary International* 306, 88-96.
- Larocque, M., Colpron-Tremblay, J., Lavoie, M. & Tremblay, L. 2013: *Écohydrologie de la grande tourbière de Villeroy. Rapport d'activités*. 60 pp.

- Ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs, Québec.
- Larocque, M., Ferlatte, M., Pellerin, S., Cloutier, V., Munger, J. L., Paniconi, C. & Quillet, A. 2016: Chemical and botanical indicators of groundwater inflow to Sphagnum-dominated peatlands. *Ecological Indicators* 64, 142-151.
- Lavoie, M., Larouche, A.C. & Richard, P. J. H. 1995: Conditions de développement de la tourbière de Farnham, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 49, 2, 305-316.
- Lavoie, M. & Richard, P. J. H. 2000a: The role of climate on the development history of Frontenac peatland, southern Québec. *Canadian Journal of Botany* 78, 668-684.
- Lavoie, M. & Richard, P. J. H. 2000b: Paléoécologie de la tourbière du lac Malbaie, dans le massif des Laurentides Québec): évaluation du rôle du climat sur l'accumulation de la tourbe. *Géographie physique et Quaternaire* 54, 169-185.
- Lavoie, M., Colpron-Tremblay, J. & Robert, É.C. 2012: Développement d'une vaste tourbière ombrotrophe non perturbée en contexte périurbain au Québec méridional. *Écoscience* 19, 285-297.
- Lévesque, P. E. M., Diné, H. & Larouche, A.C. 1988: *Guide illustré des macrofossiles végétaux des tourbières du Canada*. 65 pp. Agriculture Canada, Ottawa.
- Loisel, J. & Garneau, M. 2010: Late Holocene paleoecohydrology and carbon accumulation estimates from two boreal peat bogs in eastern Canada: Potential and limits of multi-proxy archives. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 291, 493-533.
- Loisel, J., Yu, Z., Parsekian, A., Nolan, J. & Slater, L. 2013: Quantifying landscape morphology influence on peatland lateral expansion using ground-penetrating radar (GPR) and peat core analysis. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 118, 1-12.
- Loisel, J., Yu, Z., Beilman, D. *et al.* 2014: A database and synthesis of northern peatland soil properties and Holocene carbon and nitrogen accumulation. *The Holocene* 24, 1028-1042.
- 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.

- Magnan, G. & Garneau, M. 2014: Climatic and autogenic control on Holocene carbon sequestration in ombrotrophic peatlands of maritime Québec, eastern Canada. *The Holocene* 24, 1054-1062.
- Makila, M. 1997: Holocene lateral expansion, peat growth and carbon accumulation on Haukkasuo, a raised bog in southeastern Finland. *Boreas* 26, 1-14.
- Mann, M. E., Zhang, Z. & Rutherford, S. 2009: Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science* 326, 1256-1260.
- Marie-Victorin, Frère 2005: *Flore laurentienne*. 1112 pp. Les Presses de l'Université de Montréal, Montréal.
- Mauquoy, D., van Geel, B., Blaauw, M. & van der Plicht, J. 2002: Evidence from northwest European bogs shows 'Little Ice Age' climatic changes driven by variations in solar activity. *The Holocene* 12, 1-6.
- Mauquoy, D., Hughes, P. D. M. & van Geel, B. 2010: A protocol for plant macrofossil analysis of peat deposits. *Mires and Peat* 7, 1-5.
- McKenney, D. W., Hutchinson, M. F., Papadopol, P., Lawrence, K., Pedlar, J., Campbell, K., Milewska, E., Hopkinson, R., Price, D., and Owen, T. 2011: Customized spatial climate models for North America. *Bulletin of American Meteorological Society* 92, 1612-1622.
- Morris, P. J., Belyea, L. R. & Baird, A. J. 2011: Ecohydrological feedbacks in peatland development: a theoretical modelling study. *Journal of Ecology* 99, 1190-1201.
- Muller, S. D. & Richard, P. J. H. 2001: Post-glacial vegetation migration in conterminous Montréal Lowlands, southern Québec. *Journal of Biogeography* 28, 1169-1193.
- Muller, S. D., Richard, P. J. H. & Larouche, A. C. 2003: Holocene development of a peatland southern Québec): a spatio-temporal reconstruction based on pachymetry, sedimentology, microfossils and macrofossils. *The Holocene* 13, 649-664.
- Munger, J. L., Pellerin, S., Larocque, M. & Ferlatte, M. 2014: Espèces végétales indicatrices des échanges d'eau entre tourbière et aquifère. *Le Naturaliste canadien* 138, 4-12.
- Murray, A. S. & Wintle, A. G. 2000: Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiations Measurements* 32, 57-73.

- Occhietti, S. 1980: *Le Quaternaire de la région de Trois-Rivières-Shawinigan, Québec. Contribution à la paléogéographie de la vallée moyenne du Saint-Laurent et corrélations stratigraphiques*. Collection Paléo-Québec, 10.
- Occhietti, S. 2007: The Saint-Narcisse morainic complex and early Younger Dryas events on the southeastern margin of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire* 61, 89-117.
- Occhietti, S., Parent, M., Lajeunesse, P., Robert, F. & Govare, É. 2011: Late Pleistocene-Early Holocene Decay of the Laurentide Ice Sheet in Québec-Labrador. In Ehlers, J., Gibbard, P. L. & Hughes, P. D. (eds.): *Developments in Quaternary Science* 15, 601-630., Elsevier, Amsterdam.
- Occhietti, S. 2007: The Saint-Narcisse morainic complex and early Younger Dryas events on the southeastern margin of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire* 61, 2-3, 89-117.
- Ohlson, M. & Tryterud, E. 2000: Interpretation of the charcoal record in forest soils: forest fires and their production and deposition of macroscopic charcoal. *The Holocene* 10, 519-525.
- Pajunen, H. 1995: Holocene accumulation of peat in the area of an esker and dune complex, Rokuanvaara, central Finland. *Geological Survey of Finland, Special Paper* 20, 125-133.
- Parent, M. & Occhietti, S. 1988: Late Wisconsinian deglaciation and Champlain Sea invasion in the St. Lawrence valley, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 42, 3, 215-246.
- Payette, S. 2001a: Les principaux types de tourbières. In Payette S. & Rochefort, L. (eds.): *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, 39-40. Les Presses de l'Université Laval, Sainte-Foy.
- Payette, S. 2001b: La stratigraphie. In Payette S. & Rochefort, L. (eds.): *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, 345-370. Les Presses de l'Université Laval, Sainte-Foy.
- Payette, S., Garneau, M., Delwaide, A. & Schaffhauser 2012: Forest soil paludification and mid-Holocene retreat of jack-pine in easternmost North America : Evidence for a climatic shift from fire-prone to peat-prone conditions. *The Holocene* 23, 494-503.
- Payne, R. J. & Mitchell, E. A. D. 2009: How many is enough? Determining optimal count totals for ecological and palaeocological studies of testate amoebae. *Journal of Paleolimnology* 42, 483-495.

- Poulin, M., Rochefort, L., Pellerin, S. & Thibault, J. 2004: Threats and protection for peatlands in Eastern Canada. *Géocarrefour* 79, 331-344.
- Pratte, S., Garneau, M. & De Vleeschouwer, F. 2016: Late-Holocene atmospheric dust deposition in eastern Canada St. Lawrence North Shore). *The Holocene* 27, 12-25.
- Québec. Ministère du Développement durable, Environnement et Lutte contre les Changements Climatiques 2002: *Réserve écologique de Lac-à-la-Tortue*. Available at: http://www.mddelcc.gouv.qc.ca/biodiversite/reserves/lac-a-tortue/res_36.htm (accessed 6th December 2017).
- Québec. Ministère des Ressources naturelles 2003: *Vegetation zones and bioclimatic domains in Québec*. Available at: <http://mern.gouv.qc.ca/english/publications/forest/publications/zone-a.pdf> (accessed 6th December 2017).
- R Core Team 2016: *R: A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. Available at: <http://www.R-project.org/> (accessed 6th December 2017).
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, L., Friedrich, M. Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. & van der Plicht, J. 2013: IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869-1887.
- Richard, P. J. H. 1995: Le couvert végétal du Québec-Labrador il y a 6000 ans BP: essai. *Géographie physique et Quaternaire* 49, 117-140.
- Richard, P. J. H. & Grondin, P. 2009: Histoire postglaciaire de la végétation. In Ordre des ingénieurs forestiers du Québec (eds.): *Manuel de foresterie 2ème édition*, 170-176. Éditions MultiMondes, Québec.
- Risi, J., Brunette, C.E., Spence, D. & H. Girard 1953: *Étude chimique des tourbes du Québec. II-Tourbière de Lac-à-la-Tortue, Comté de Laviolette*. 41 pp. Ministère des Mines de la Province de Québec, Services des Laboratoires, Québec.
- 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.

- Ruppel, M., Valiranta, M., Virtanen, T. & Korhola, A. 2013: Postglacial spatiotemporal peatland initiation and lateral expansion dynamics in North America and northern Europe. *The Holocene* 23, 1596-1606.
- Rydin, H. & Jeglum, J. K. 2013: *The Biology of Peatlands*. 432 pp. Oxford University Press, Oxford.
- Schaffhauser, A., Payette, S., Garneau, M., Robert, É.C. 2016: Soil paludification and *Sphagnum* bog initiation : the influence of indurated podzolic soil and fire. *Boreas* 46, 428-441.
- Sheng, Y., Smith, L. C., MacDonald, G. M., Kremenetski, K. V. Frey, K. E., Velichko, A. A., Lee, M., Beilman, D. W. & Dublinin, P. 2004: A high resolution GIS-based inventory of the Siberian peat carbon pool. *Global Biogeochemical Cycles* 18, 1-14.
- Simard, M., Lecomte, N., Bergeron, Y., Bernier, P. Y. & Paré, D. 2007: Forest productivity decline caused by successional paludification of boreal soils. *Ecological applications* 17, 1619-1637.
- Sjörs, H. 1983: Mires of Sweden. In Gore, A. J. P. (ed.): *Mires: Swamp, bog, fen and moor*, 69-94. *Ecosystems of the World* 4B.
- Stockmarr, J. 1971: Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores* 13, 615-621.
- Tamocai, C., Kettles, I. M. & Lacelle, B. 2000: *Peatlands of Canada*. Open File 3834, 1:6 500 000, Geological Survey of Canada, Ottawa, Ontario, Canada.
- Tamocai, C. 2006: The effect of climate change on carbon in Canadian peatlands. *Global and Planetary Change* 53, 222-232.
- Thiery, G. 2016: *Cartographie quaternaire et caractérisation de dépôts éoliens de la région de Lotbinière-Deschailons, Basse-Terres du Saint-Laurent*. Master thesis, Université du Québec à Montréal, 156 pp.
- Toohy, M., Kruger, K., Sigl, M., Stordal, F. & Svensen, H. 2016: Climatic and societal impacts of a volcanic double event at the dawn of the Middle Ages. *Climatic Change* 136, 401-412.
- Turunen, J., Tompo, E., Tolonen, K. & Reinikainen, A. 2002: Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland – applications to boreal and subarctic regions. *The Holocene* 12, 69-80.

- Turunen, J., Roulet, N.T., Moore, T.R. & Richard, P.J.H. 2004: Nitrogen deposition and increased carbon accumulation in ombrotrophic peatlands in eastern Canada. *Global Biogeochemical Cycles* 18, 1-12.
- Viau, A., Gajewski, K., Fines, P., Atkinson, D. E. & Sawada, M. C. 2002: Widespread evidence of 1500 yr climate variability in North America during the past 14 000 yr. *Geology* 30, 455-458.
- Viau, A., Gajewski, K., Sawada, M. C., Fines, P. 2006: Millennial-scale temperature variations in North America during the Holocene. *Journal of Geophysical Research* 111, 1-12.
- Vitt, D. H. 2006: Functional characteristics and indicators of boreal peatlands. In Wieder, R. K. & Vitt, D. H. (eds.): *Boreal Peatland Ecosystems*, 9-24. *Ecological Studies*.
- Walker, M. J. C. 2005: *Quaternary Dating Methods*. 304 pp. John Wiley & Sons Ltd, Chichester.
- Wieder, R. K., Vitt, D. H. & Benscoter, B. W. 2006: Peatlands and the Boreal Forest, In Wieder, R. K. & Vitt, D. H. (eds.): *Boreal Peatland Ecosystems*, 1-8. *Ecological Studies*.
- Wintle, A. G. 1973: Anomalous fading of thermo-luminescence in mineral samples. *Nature* 245, 143-144.
- Yu, Z., Beilman, D. W. & Jones, M. C. 2009: Sensitivity of northern peatland carbon dynamics to Holocene climate change. In Belyea, L. R., Baird, A. J., Comas, X., Reeve, A. S. & Slater, L. D. (eds.): *Carbon Cycling in Northern Peatlands*, 55-69. American Geophysical Union, Washington D.C.
- 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, 1-5.
- Yu, Z. 2012: Northern peatland carbon stocks and dynamics: a review. *Biogeosciences* 9, 4071-4085.
- Zimmerman, C. & Lavoie, C. 2001: A paleoecological analysis of a southern permafrost peatland, Charlevoix, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 38, 909-919.
- Zoltai, S. C. & Vitt, D. H. 1990: Holocene climatic change and the distribution of peatlands in western interior Canada. *Quaternary Research* 33, 231-240.

Zoltai, S. C. & Vitt, D. H. 1995: Canadian wetlands: Environmental gradients and classification. *Vegetation* 118, 131-137.

4.9 Figure list

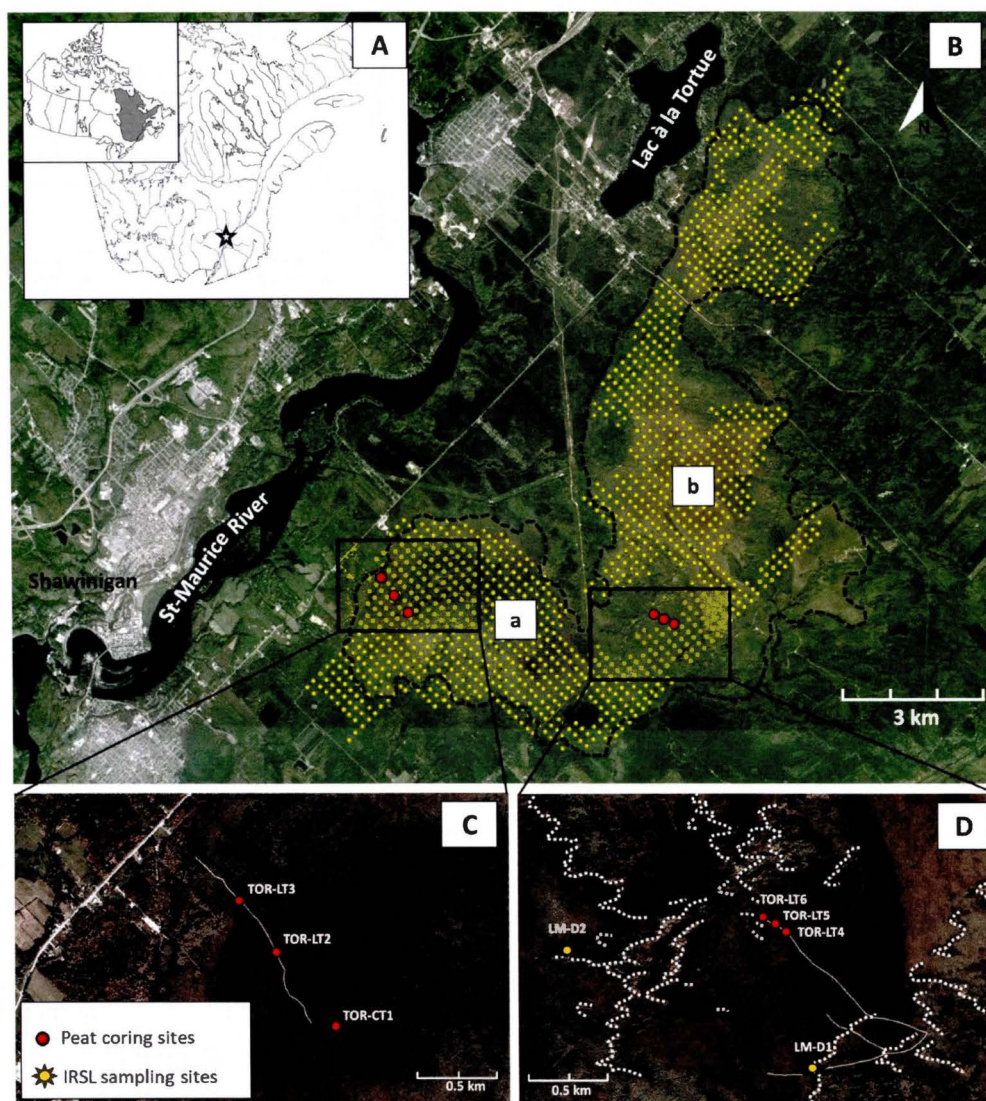


Figure 1. (A) Lac-à-la-Tortue peatland location in the St. Lawrence Lowlands region, eastern Canada. (B) Lac-à-la-Tortue peatland complex boundaries and location of the ombrotrophic (a) and the minerotrophic (b) lobes. Yellow dots refer to peat depth measurements from Risi *et al.* (1953). Spatial distribution of sampling sites and dune features (white dotted lines) within the ombrotrophic (C) and minerotrophic sectors (D). Thin white lines represent ground-penetrating radar transects. Satellite images from Google Earth.

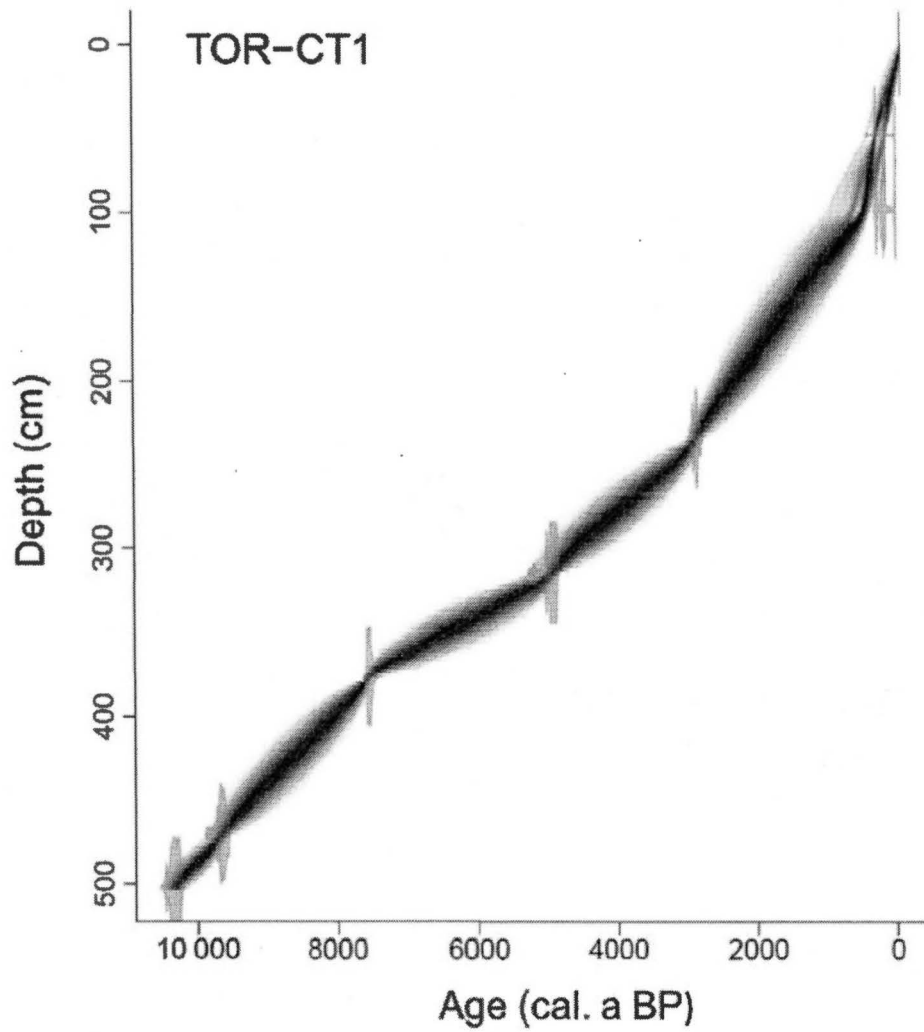


Figure 2. Age-depth model for central core TOR-CT1 showing the calibrated ages (grey shapes) modelled from Bacon version 2.2 (Blaauw & Christen 2011).

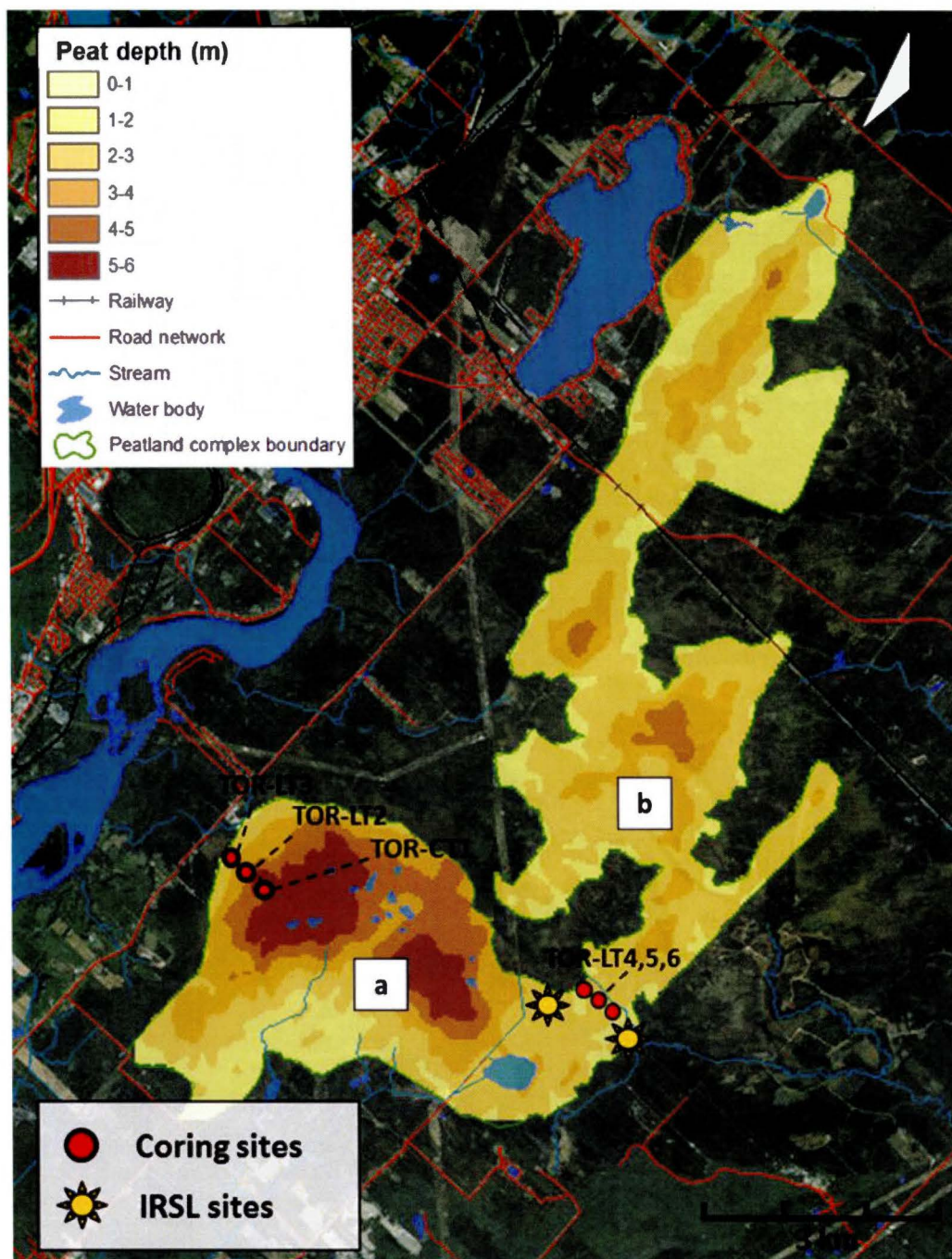


Figure 3. Interpolated map of peat depth of Lac-à-la-Tortue peatland complex.

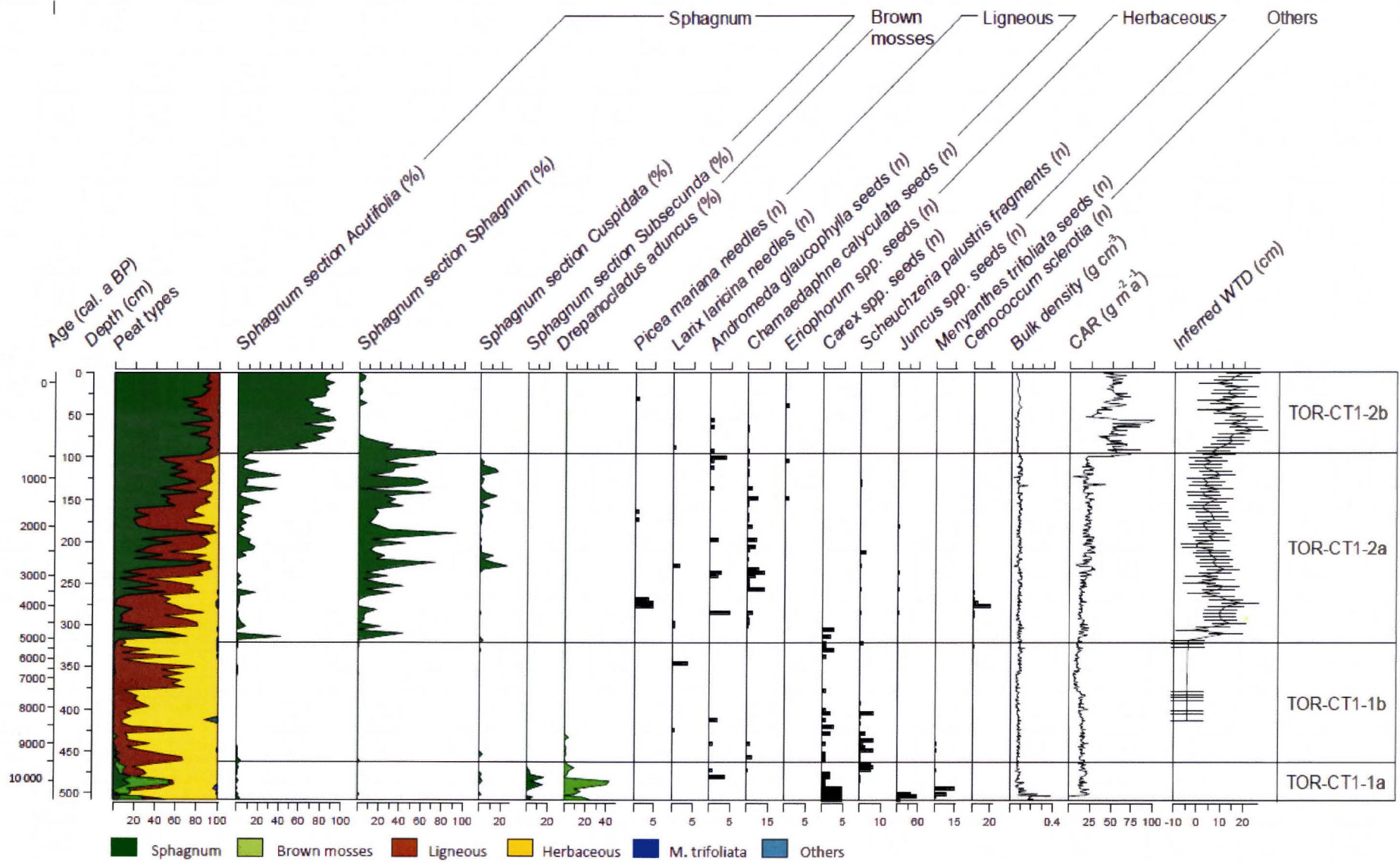


Figure 4. Plant macrofossil assemblages and inferred water table depth from testate amoebae for central core TOR-CT1. Inferred water table depths and associated standard errors are expressed as cm relative to peat surface (TOR-CT1 WTD mean SEs: 6.90 cm). Stratigraphic zones are separated by dashed lines and identified at the right of each figure. Shaded zone is under the basal age.

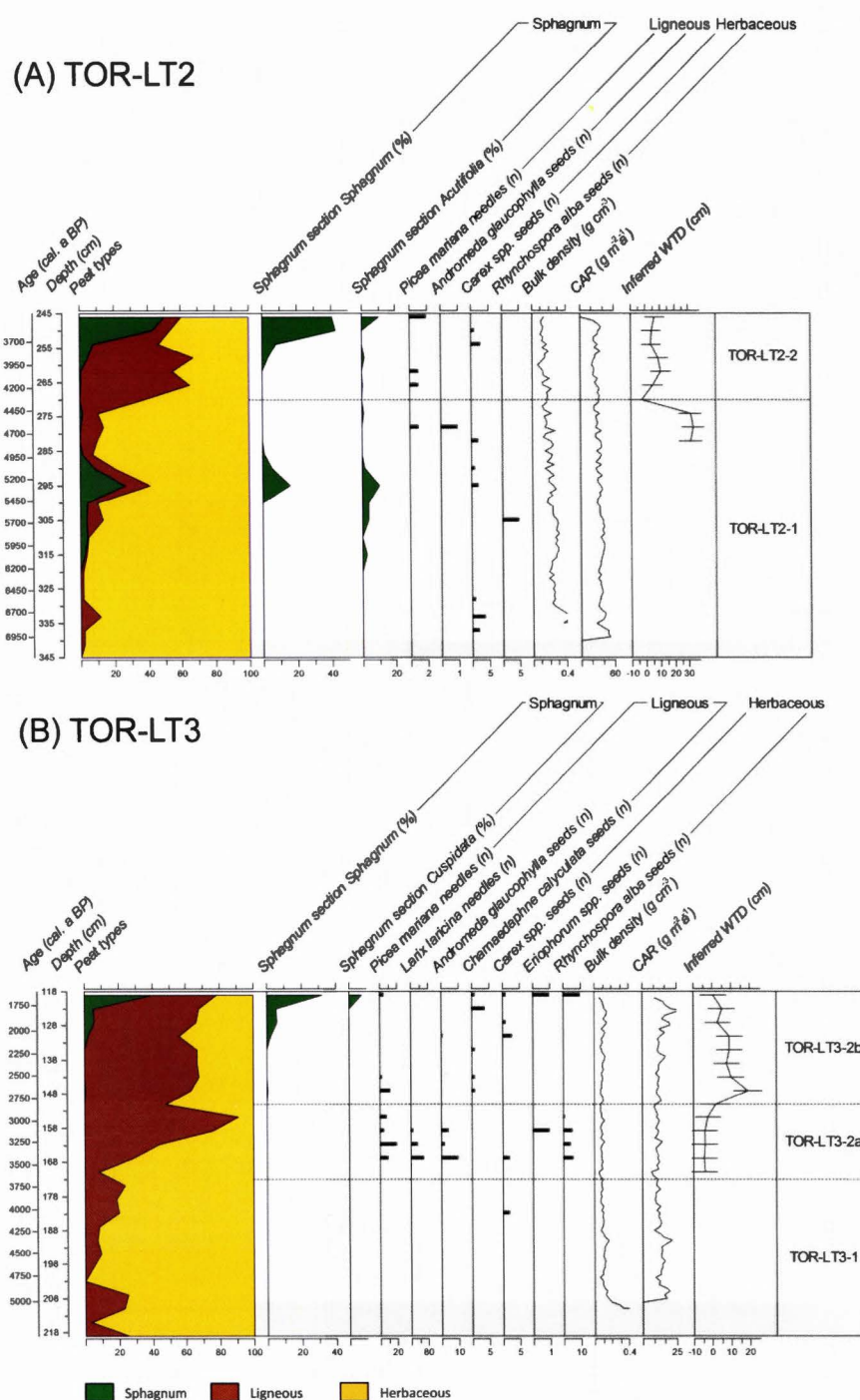
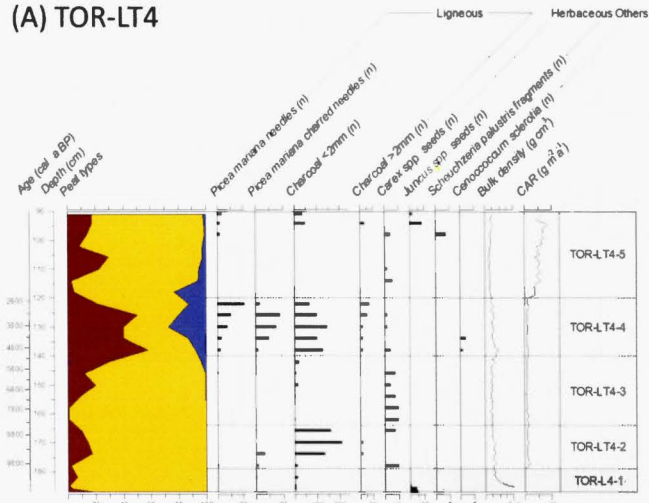
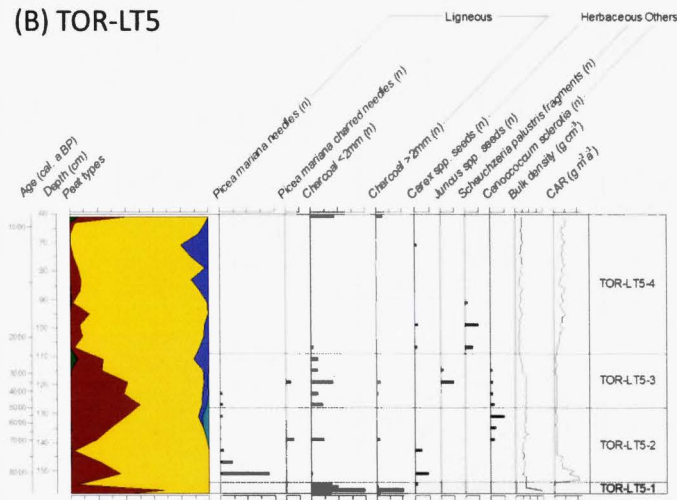


Figure 5. Plant macrofossil assemblages and inferred water table depth from testate amoebae for lateral core TOR-LT2 (A) and TOR-LT3 (B). Inferred water table depths and associated standard errors are expressed as cm relative to peat surface (TOR-LT2 WTD mean SEs: 7.17 cm; TOR-LT3 WTD mean SEs: 6.99 cm). Stratigraphic zones are separated by dashed lines and identified at the right of each figure. Shaded zone is under the basal age.

(A) TOR-LT4



(B) TOR-LT5



(C) TOR-LT6

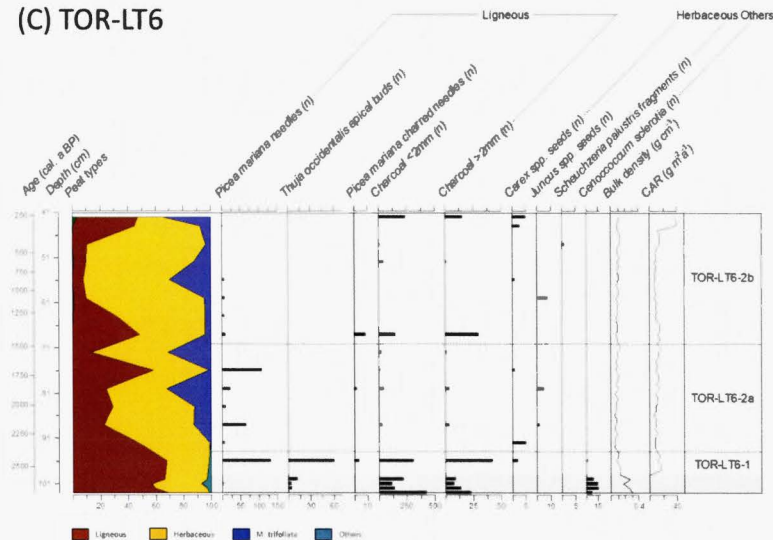


Figure 6. Plant macrofossil assemblages for lateral core TOR-LT4 (A), TOR-LT5 (B) and TOR-LT6 (C). Stratigraphic zones are separated by dashed lines and identified at the right of each figure. Shaded zones are under the basal age.

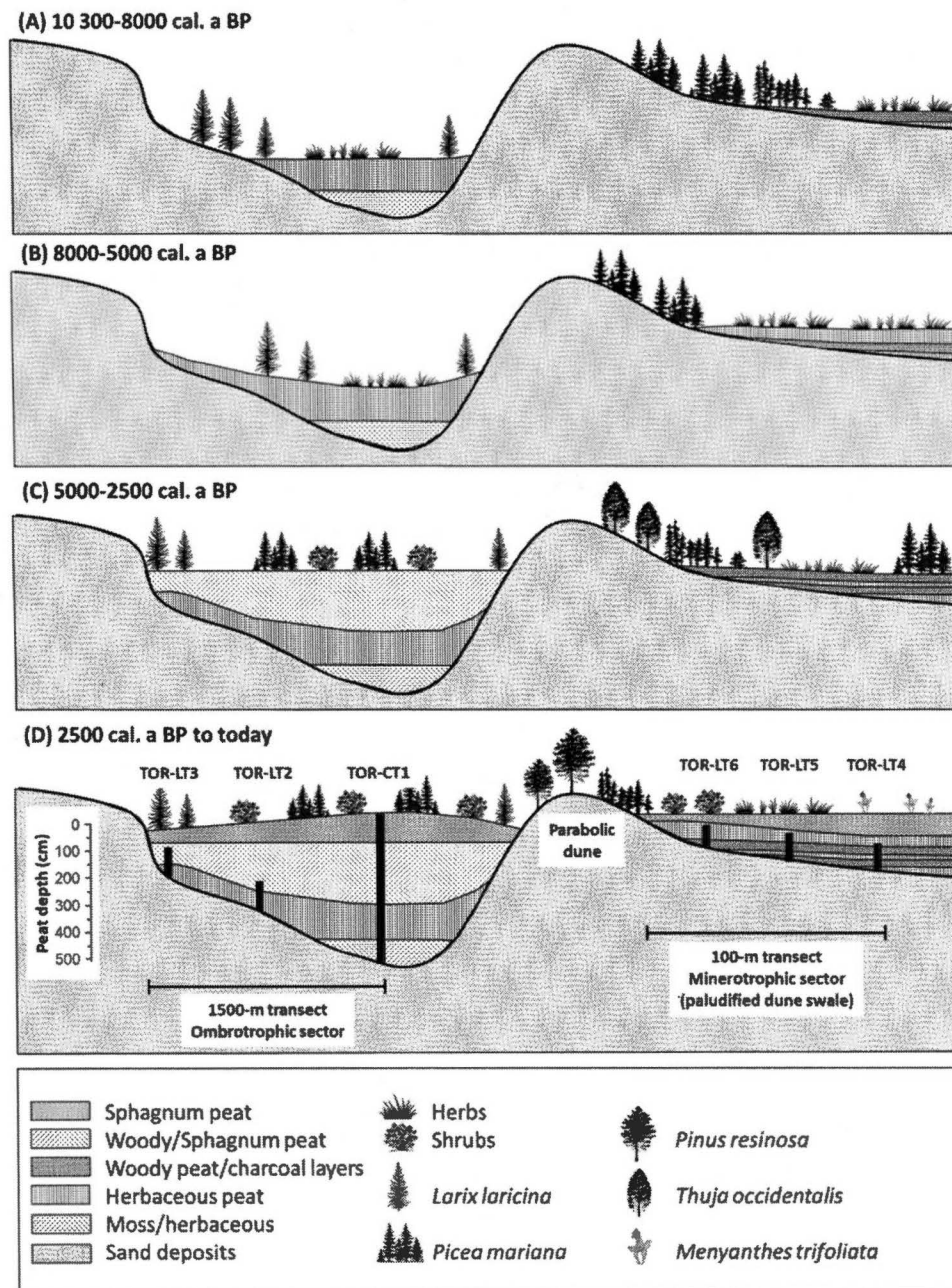


Figure 7. Model of the Lac-à-la-Tortue peatland complex development (A-D). Peat cores location is illustrated by the black profiles.

4.10 Table list

Table 1. AMS radiocarbon date results. Modelled ages and their associated 2σ range were obtained from Bacon version 2.2 (Blaauw & Christen 2011) in R (R Core Team 2016). *Samples affected by the Suess effect.

Core	Sample depth (cm)	Laboratory number	Material dated	Radiocarbon age (^{14}C a BP)	Calibrated age (cal. a BP)	Modelled age (cal. a BP)	Modelled 2σ range (cal. a BP)
TOR-CT1	53-54	UOC-2280	<i>Sphagnum</i> stems	225 $\pm$ 22	190*	280	413-148
	97-98	UOC-2281	<i>Sphagnum</i> stems	193 $\pm$ 22	180*	490	989-376
	233-234	UCIAMS-157809	Plant macrofossils	2775 $\pm$ 20	2870	2870	2978-2777
	313-314	UOC-2279	<i>Sphagnum</i> stems	4382 $\pm$ 32	4940	4930	5239-4796
	374-376	UCIAMS-157810	Plant macrofossils	6650 $\pm$ 25	7530	7510	7601-7351
	468-470	UCIAMS-157811	Plant macrofossils	8720 $\pm$ 25	9660	9660	9856-9492
	501-502	UCIAMS-151368	Plant macrofossils	9190 $\pm$ 35	10340	10340	10 505-10 198
TOR-LT2	246-247	UCIAMS-157812	Plant macrofossils	3260 $\pm$ 20	3480	3500	3573-3408
	339-340	UCIAMS-151369	Bulk	6125 $\pm$ 25	7000	6990	7178-6769
TOR-LT3	119-120	UCIAMS-157813	Plant macrofossils	1770 $\pm$ 20	1670	1690	1811-1601
	208-209	UCIAMS-151370	Bulk	4445 $\pm$ 25	5050	5010	5259-4853
TORLT4	90-91	UCIAMS-171424	Plant macrofossils	2205 $\pm$ 15	2240	2210	2312-2131
	117-118	UOC-2276	Bulk	2821 $\pm$ 23	2921	2630	3101-2405
	161-162	UOC-2277	Bulk	7497 $\pm$ 26	8340	8240	8387-7969
	178-179	UGAMS-24309	Bulk	8890 $\pm$ 25	10030	9970	10 161-9724
TOR-LT5	60-61	UGAMS-24302	Plant macrofossils	Modern	-27	920	1353-499
	106-107	UOC-2274	Bulk	2126 $\pm$ 22	2110	2110	2304-1976
	145-147	UOC-2275	Bulk	7040 $\pm$ 29	7890	7870	7971-7695
	153-154	UGAMS-24303	Bulk	7210 $\pm$ 25	8010	8060	8184-7995
TOR-LT6	41-42	UCIAMS-171425	Plant macrofossils	140 $\pm$ 15	140*	250	413-184
	63-64	UOC-2278	Bulk	1381 $\pm$ 21	1300	1280	1346-1186
	98-99	UGAMS-24311	Bulk	2555 $\pm$ 25	2720	2560	2753-2380

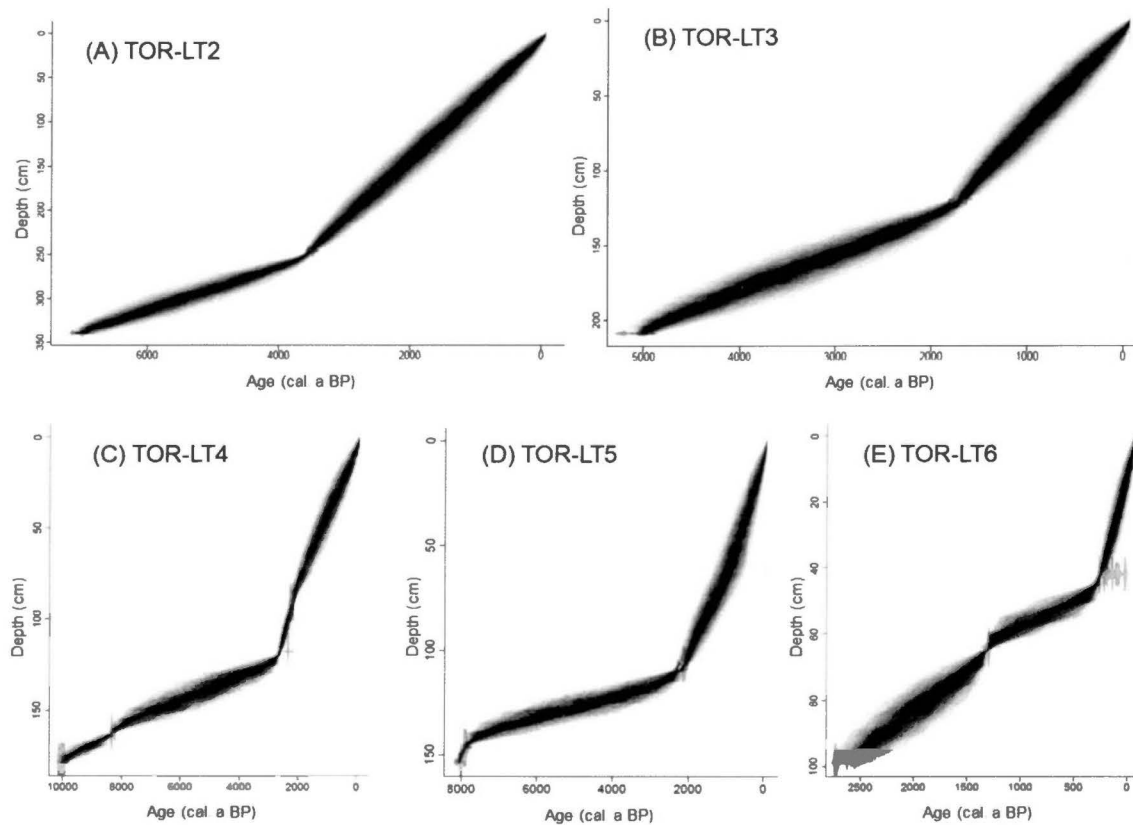


Figure S1. Age-depth models for lateral cores TOR-LT2, TOR-LT3, TOR-LT4, TOR-LT5 & TOR-LT6 showing the calibrated ages (blue shapes) modelled from Bacon version 2.2 (Blaauw & Christen 2011). Peat surface age was established to -65 cal. a BP (AD 2015: year of coring).

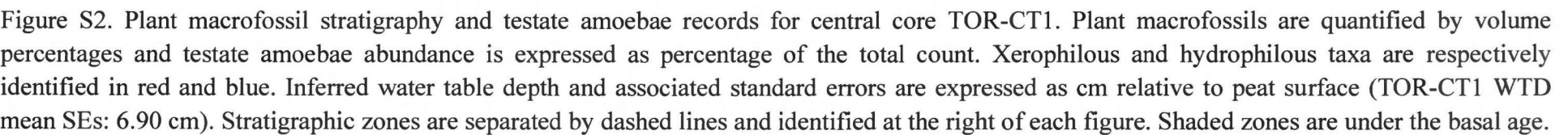


Figure S2. Plant macrofossil stratigraphy and testate amoebae records for central core TOR-CT1. Plant macrofossils are quantified by volume percentages and testate amoebae abundance is expressed as percentage of the total count. Xerophilous and hydrophilous taxa are respectively identified in red and blue. Inferred water table depth and associated standard errors are expressed as cm relative to peat surface (TOR-CT1 WTD mean SEs: 6.90 cm). Stratigraphic zones are separated by dashed lines and identified at the right of each figure. Shaded zones are under the basal age.

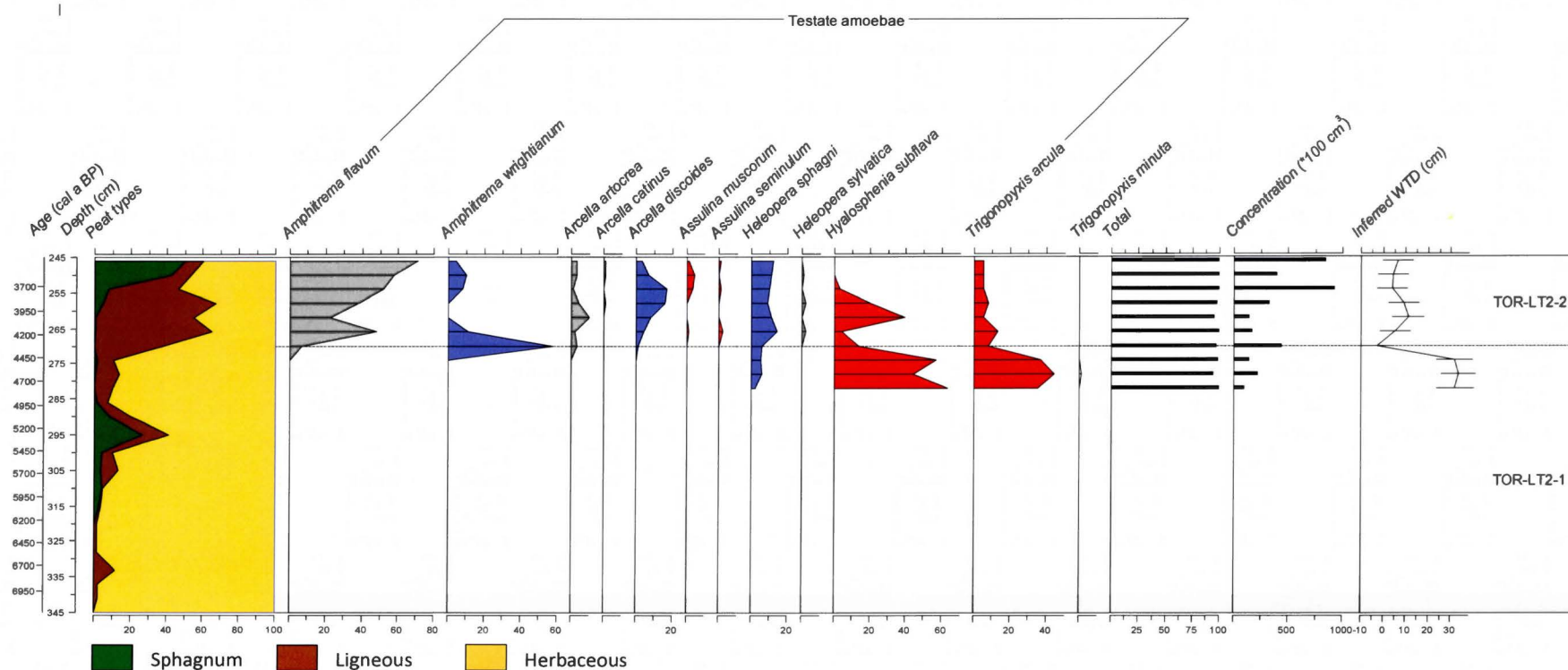


Figure S3. Plant macrofossil stratigraphy and testate amoebae records for lateral core TOR-LT2. Plant macrofossils are quantified by volume percentages and testate amoebae abundance is expressed as percentage of the total count. Xerophilous and hydrophilous taxa are respectively identified in red and blue. Inferred water table depth and associated standard errors are expressed as cm relative to peat surface (TOR-LT2 WTD mean SEs: 7.17 cm). Stratigraphic zones are separated by dashed lines and identified at the right of each figure. Shaded zones are under the basal age.

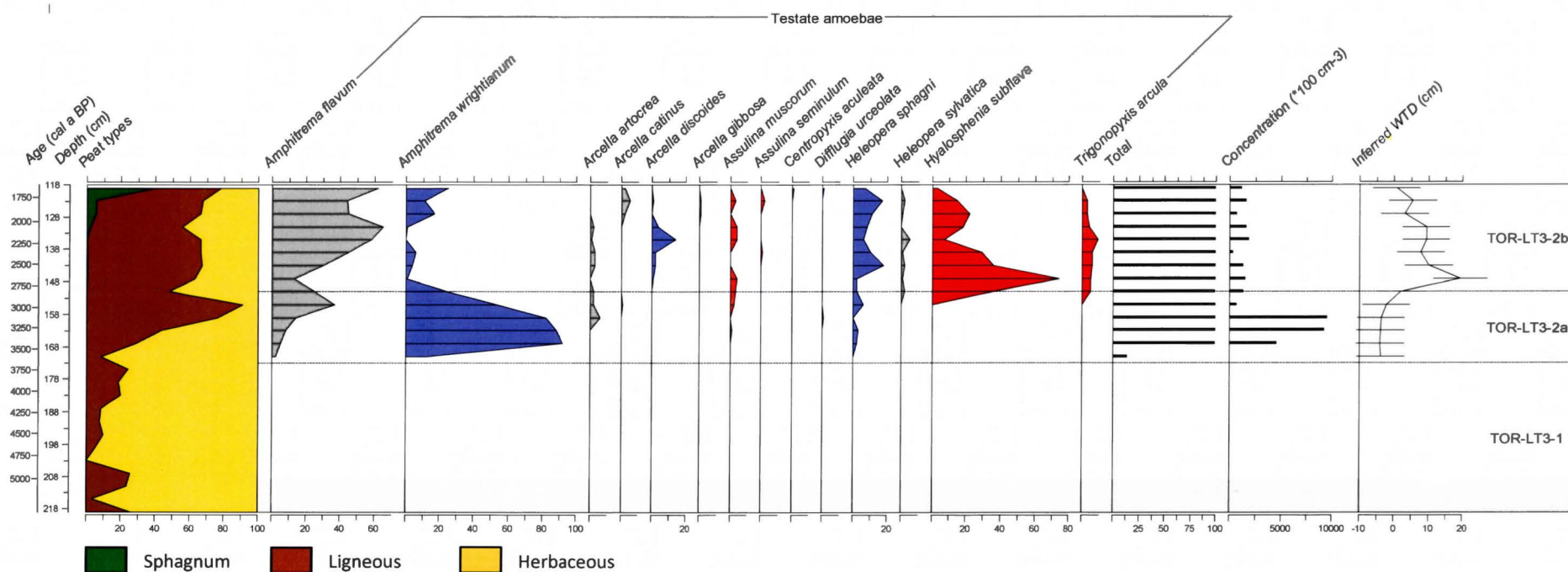


Figure S4. Plant macrofossil stratigraphy and testate amoebae records for lateral core TOR-LT3. Plant macrofossils are quantified by volume percentages and testate amoebae abundance is expressed as percentage of the total count. Xerophilous and hydrophilous taxa are respectively identified in red and blue. Inferred water table depth and associated standard errors are expressed as cm relative to peat surface (TOR-LT3 WTD mean SEs: 6.99 cm). Stratigraphic zones are separated by dashed lines and identified at the right of each figure. Shaded zones are under the basal age.

Table S1. IRSL data summary for samples from Lac-à-la-Tortue dune complex. Equivalent dose (De) for each sample is the average of 12 aliquot determinations.

Table S1. IRSL data summary for samples from Lac-à-la-Tortue dune complex. Equivalent dose (De) for each sample is the average of 12 aliquot determinations.						
Lab code	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Depth (m)	Material analysed	Water content (%)
LM-D1	46° 32' 10"	-72° 36' 40"	127	0.96	Feldspar	4.1 ± 2
LM-D2	46° 32' 27"	-72° 37' 45"	128	1.1	Feldspar	7.3 ± 2

Lab code	Elements concentrations			Dose rate (Gy/ka)	Fading rate, g (%/decade)	Corrected De (Gy)	Optical age (a)
	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)				
LM-D1	0.76 ± 0.03	2.94 ± 0.08	2.77 ± 0.02	3.4 ± 0.2	4.7 ± 0.7	39.2 ± 5	11 500 ± 0.7
LM-D2	1.42 ± 0.03	5.10 ± 0.11	2.17 ± 0.02	3.5 ± 0.2	4.7 ± 0.7	38.8 ± 4.9	10 900 ± 0.7

CONCLUSION

Ce mémoire met en lumière les conditions initiales qui ont conduit au développement d'un complexe tourbeux dans les basses terres du Saint-Laurent depuis le début de l'Holocène. Il représente une contribution significative à la connaissance du développement des tourbières holocènes dans le sud du Québec. Malgré que la tourbière de Lac-à-la-Tortue constitue le plus vaste complexe tourbeux des basses terres du Saint-Laurent, les connaissances de sa mise en place ainsi que de sa dynamique paléoécologique holocène et celle de l'accumulation du carbone n'avaient jamais été documentées auparavant. Plus précisément, les principaux objectifs de ce mémoire étaient de reconstruire, à l'aide de données paléoécologiques et paléohydrologiques, les principaux modes d'initiation et d'expansion spatiale de la tourbière ainsi que les communautés végétales associées à ces processus; d'évaluer l'importance relative des facteurs allogènes et autogènes sur le développement et sur la dynamique d'accumulation de la tourbière; et finalement de quantifier le contenu total en carbone accumulé à l'échelle du complexe tourbeux.

Afin d'atteindre ces objectifs, nous avons adopté une approche méthodologique basée sur l'analyse détaillée des macrorestes végétaux et des thécamoebiens préservés dans la tourbe. Les variations du niveau des nappes phréatiques, reconstituées à l'aide des thécamoebiens, ont été utilisées afin de tenter de discerner le rôle du climat sur l'hydrologie de la tourbière. L'originalité de cette étude réside en l'utilisation d'un profil central complet de tourbe combiné à plusieurs profils latéraux (seulement le premier mètre à partir du contact minéral) provenant à la fois des secteurs ombrotrophes et minérotrophes du complexe afin de reconstituer le plus fidèlement possible les différentes conditions qui ont conduit à sa mise en place. Des données à haute résolution de l'épaisseur du dépôt tourbeux, validées par des transects au géoradar et des sondages manuels, nous ont permis de quantifier le contenu total en

carbone stocké dans le complexe tourbeux. À notre connaissance, cette étude paléoécologique est la première à mettre à profit la datation par luminescence (IRSL) afin de reconstruire les conditions climatiques et physiographiques initiales à l'origine de la mise en place d'une tourbière

Notre approche a démontré que l'entourbement a commencé sans phase initiale de comblement au creux de dépressions topographiques mal drainées récemment exondées. L'entourbement a ensuite progressé latéralement vers l'extérieur de la dépression initiale en suivant le relief environnant. L'accumulation verticale de la tourbe au centre du secteur A a mené au développement d'un système ombrotrophe, tout en repoussant graduellement les fens de lagg en périphérie de la tourbière. Finalement, les dépressions interdunaires du secteur B ont été entourbées plus tardivement relativement au secteur ombrotrophe.

Différents modes d'initiation et de paludification, à la fois la paludification primaire et secondaire, sont donc responsables de la mise en place et du développement du complexe tourbeux de Lac-à-la-Tortue suite au relèvement isostatique postglaciaire et au retrait de la Mer de Champlain. Nos résultats suggèrent également que le développement de cette tourbière a été influencé à la fois par une combinaison de facteurs autogènes et allogènes qui ont souvent interagit de façon conjointe, menant à une diversité de conditions minérotrophes et ombrotrophes telles qu'observées de nos jours à l'échelle du complexe tourbeux. Des facteurs autogènes tels que la succession hydrosérale, les communautés végétales, le contexte hydrogéologique ainsi que la topographie locale ont eu un impact important sur l'évolution de la tourbière depuis le début de sa mise en place.

La transition vers des conditions ombrotrophes, qui s'est amorcée vers 5150 cal a BP, coïncide avec plusieurs autres transitions minérotrophe-ombrotrophe (*fen-bog*) enregistrées dans d'autres complexes tourbeux du sud du Québec (Lavoie et al., 1995; Richard, 1995; Lavoie & Richard, 2000a, b). Ce changement échohydrologique majeur

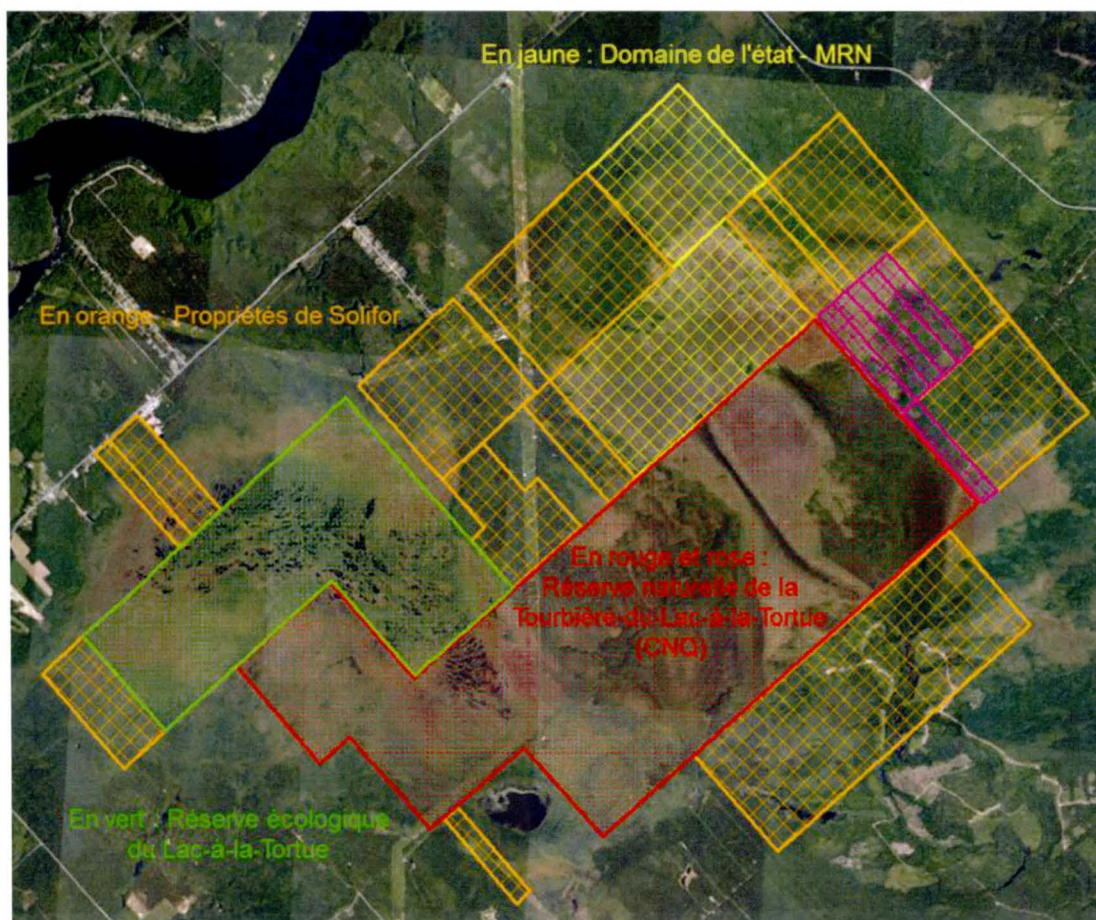
a été associé avec des étés relativement chauds et plus humides accompagnés par une stabilité des masses d'air de l'Atlantique au-dessus de l'est du Canada à cette période (Carcaillet & Richard, 2000; Lavoie & Richard, 2000a) et démontre la contribution potentielle du climat dans la dynamique d'accumulation des tourbières à l'échelle régionale. Les changements récents observés dans les assemblages végétaux et dans le rythme d'accumulation de la tourbe indiquent quant à eux une baisse apparente de la nappe phréatique du secteur ombrotrophe associée au développement des buttes composées principalement de *Sphagnum fuscum*. Des analyses plus détaillées des horizons en surface seraient requises afin de reconstruire avec une plus grande confiance l'impact des variations climatiques récentes (< 150 ans) sur l'accumulation de la tourbe.

À notre connaissance, cette étude est la première à fournir une estimation du stock de carbone total contenu à l'échelle d'un complexe tourbeux pour le Québec méridional. Elle permet ainsi de souligner la valeur très importante des tourbières non-perturbées en tant que puits de carbone, en particulier dans les régions densément peuplées où la plupart des milieux tourbeux encore intacts sont rares car plusieurs ont déjà été exploités à des fins horticoles ou d'agriculture (Poulin *et al.*, 2004).

Nous reconnaissons que certaines perspectives de recherche demeurent toutefois encore à être explorées dans le futur. Étant donné l'importante superficie occupée par la tourbière et la difficulté d'accéder à certains secteurs de celle-ci, nous avons dû concentrer nos efforts de recherche sur seulement deux secteurs de la tourbière, soit celui ombrotrophe à mares et celui minérotrophe à dunes. Ces deux secteurs ont été choisis car ils étaient les plus représentatifs de l'ensemble des conditions écohydrologiques présentes à l'échelle du complexe tourbeux. Toutefois, l'échantillonnage et l'analyse de carottes de tourbe supplémentaires, accompagné de datations basales dans la moitié nord de la tourbière, où se trouve un vaste système de bogs uniformes, de fens et de laggs encore relativement inexplorés, nous aurait éclairé plus précisément sur la genèse de ce secteur et aurait bien évidemment

contribué de façon très importante à ce mémoire. L'analyse des grains de pollens préservés dans les carottes de tourbe récoltées nous aurait également permis de reconstituer l'historique de la végétation régionale et d'avoir une vision d'ensemble plus claire du contexte bioclimatique de la tourbière de Lac-à-la-Tortue au cours de l'Holocène. Finalement, dans une perspective de conservation de cet écosystème très sensible aux perturbations anthropiques, l'examen des photographies aériennes anciennes (depuis 1950) serait très utile afin d'identifier d'éventuels impacts récents du drainage, des chemins forestiers et des travaux de sylviculture sur l'écohydrologie de la tourbière. Ceux-ci pourraient, par exemple, permettre d'expliquer pourquoi le centre du secteur ombrotrophe connaît une multiplication et une densification des épinettes noires depuis quelques dizaines d'années.

ANNEXE A



A. Limites actuelles et agrandissement potentiel de la Réserve écologique et de la Réserve naturelle de la Tourbière-du-Lac-à-la-Tortue (modifié de Conservation de la Nature Canada).

RÉFÉRENCES

- Aitken, M.J. (1998). *An introduction to Optical-Dating – The dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-stimulated Luminescence*. Oxford University Press.
- Auclair, M., Lamothe, M. & Huot S. (2003). Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR, *Radiations Measurements*, 37, 487-492.
- Birks, H.J.B. & Birks, H.H. (1980). *Quaternary Palaeoecology*. Botany School, University of Cambridge : Edward Arnold.
- Blaauw, M. & Christen, J.A. (2011). *Bacon*, version 2.2. [Logiciel]. United Kingdom : Queen's University, Belfast.
- Bolduc, A.M. (1999). *Géologie des formations superficielles, Région de Shawinigan*, 1 : 50 000, Commission Géologique du Canada, Dossier public 2995.
- Booth, R.K. (2001). Ecology of testate amoebae (Protozoa) in two Lake Superior coastal wetlands: implications for paleoecology and environmental monitoring, *Wetlands*, 21, 4, 564-576.
- Booth, R.K. & Sullivan, M.E. (2007). *Key of testate amoebae inhabiting Sphagnum-dominated peatlands with an emphasis on taxa preserved in Holocene sediments - A workshop focused on testate amoebae identification, ecology, and their use in paleoenvironmental reconstruction*. Montréal: Université du Québec à Montréal.
- Booth, R.K. (2008). Testate amoebae as proxies for mean annual water-table depth in *Sphagnum*-dominated peatlands of North America, *Journal of Quaternary Science*, 23, 43-57.
- Booth, R.K., Lamentowicz, M. & Charman, D.J. (2010). Preparation and analysis of testate amoebae in peatland palaeoenvironmental studies, *Mires and Peat*, 2, 1-7.
- Bouab, N. (2001). *Application des méthodes de datation par luminescence optique à l'évolution des environnements désertiques – Sahara occidental (Maroc) et îles Canaries orientales (Espagne)*, thèse de doctorat. Montréal : Université du Québec à Montréal, Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère.

- Bourgault, M.-A., Larocque, M. & Garneau, M. (2016). Quantification of peatland water storage capacity using the water table fluctuation method, *Hydrological Processes*, 31, 1184-1195.
- Bourgault, M.-A., Larocque, M., Garneau, M. & Roux, M. (2018). Quantifying peat hydrodynamic properties and their influence on water table depths in peatlands of southern Quebec (Canada), *Ecohydrology*, 2018;e1976.
- Camus, M. (2010). *Géomorphologie et géochronologie en luminescence optique de dépôts marins et volcaniques : Contribution à la géodynamique quaternaire du Sonora, Mexique*, mémoire de maîtrise. Montréal : Université du Québec à Montréal, Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère.
- Canards Illimités Canada (CIC) (2018). *Carte interactive des milieux humides pour les secteurs habités du sud du Québec*, [En ligne], (<http://ducksunlimited.maps.arcgis.com/apps/MapTools/index.html?appid=77c2d088f93d44a1b2ef3edaf030ec30&extent=-77.5327,44.1868,-66.6563,48.9195>). Page consultée le 5 janvier 2018.
- Carcaillet, C. & Richard, P.J.H. (2000). Holocene changes in seasonal precipitation highlighted by fire occurrence in eastern Canada, *Climate Dynamics*, 16, 549-559.
- Charman, D.J. & Warner, B.G. (1992) Relationship between testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) and microenvironmental parameters on a forested peatland in northeastern Ontario, *Canadian Journal of Zoology*, 70, 2474-2482.
- Charman, D.J. (1997). Modelling hydrological relationships of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) on New Zealand peatlands, *Journal of the Royal Society of New Zealand*, 27, 465-483.
- Charman, D.J. & Warner, B.G. (1997). The ecology of testate amoebae amoebae (Protozoa: Rhizopoda) in oceanic peatlands in Newfoundland, Canada: modeling hydrological relationships for palaeoenvironmental reconstruction, *Écoscience*, 4, 555-562.
- Charman, D.J. (1999). Testate amoebae and the fossil record: issues in biodiversity, *Journal of Biogeography*, 26, 89-96.
- Charman, D.J., Hendon, D. & Woodland, W.A. (2000). *The identification of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) in peats*. Technical guide no 9, Quaternary Research Association, London.
- Charman, D.J. (2002). *Peatlands and environmental change*, John Wiley & Sons.

- Charman, D.J., Blundell, A. & ACCROTELM Members (2006). A pan-European testate amoebae transfer function for palaeohydrological reconstruction on ombrotrophic peatlands, *Journal of Quaternary Science*, 22, 209-221.
- Clymo, R.S., Turunen, J. & Tolonen, K. (1998). Carbon accumulation in peatland, *Oikos*, 81, 2, 368-388.
- Conservation de la Nature Canada (2018). *27 km² d'aires protégées supplémentaires dans la tourbière de Lac-à-la-Tortue, en Mauricie*, [En ligne]. (<http://www.natureconservancy.ca/fr/nous-trouver/quebec/communiques/lac-a-la-tortue-mauricie.html>). Page consultée le 17 septembre 2018.
- COHMAP Members (1988). Climatic changes of the Last 18,000 Years: Observations and Model Simulations, *Science*, New Series, 241, 4869, 1043-1052.
- Colpron-Tremblay, J. (2012). *La paludification : causes et processus*, examen de doctorat. Québec : Université Laval, Département de Géographie.
- Conservation de la nature Canada (CNC) (2016). *Des nouvelles de la Tourbière du Lac-à-la-Tortue*, [infolettre], Montréal.
- Côté D., Dubois J-M. & Nadeau L. (1990). Les dunes du Québec méridional: contribution à l'étude des vents dominants durant l'Holocène. *The Canadian Geographer/Le Géographe canadien*, 34, 1, 49-62.
- Crum, H.A., & Anderson, L.E. (1981). *Mosses of eastern North America*. New-York : Columbia University Press, vol 1-2.
- David, P.P. (1981). Stabilized dune ridges in northern Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 286-310.
- Davis, R.B. & Jacobson, G.L. (1985). Late glacial and early Holocene Landscapes in northern New England and adjacent areas of Canada, *Quaternary Research*, 23, 3, 341-368.
- Dean, W.E. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods, *Journal of Sedimentary Petrology*, 44, 1, 242-248.
- Dyke, A.S., Andrews, J.T., Clark, P.U., England, J.H., Miller, G.H., Shaw, J. & Veillette, J.J. (2002). The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum, *Quaternary Science Reviews*, 21, 9-31.
- Environnement Canada (2016). *Données des stations pour le calcul des normales climatiques au Canada de 1981 à 2010*. (http://climat.meteo.gc.ca/climate_normals/results_1981_2010_f.html?searchType=stnProv&lstProvince=QC&txtCentralLatMin=0&txtCentralLatSec=0&txtCentral

[LongMin=0&txtCentralLongSec=0&stnID=5281&dispBack=0](#)). Page consultée le 21 septembre 2016.

- Ferlatte, M., Quillet, A., Larocque, M., Cloutier, V., Pellerin, S. & Paniconi, C. 2015: Aquifer-peatland connectivity in southern Québec Canada). *Hydrological Processes* 29, 2600-2612.
- Filion, L. (1987). Holocene development of parabolic dunes in the Central St. Lawrence Lowlands, Québec, *Quaternary Research*, 28, 196-209.
- Froking, S. & Roulet, N. (2007). Holocene radiative forcing impact of northern peatland carbon accumulation and methane emissions, *Global Change Biology*, 13, 5, 1079-1088.
- Froking, S., Roulet, N., Tuittila, E., Bubier, J.L., Quillet, A., Talbot, J. & Richard, P.J.H. (2010). A new model of Holocene peatland net primary production, decomposition, water balance, and peat accumulation, *Earth System Dynamics*, 1, 1-21.
- Garneau, M. (1995). *Collection de reference de grains et autres macrofossiles végétaux de taxons provenant du Québec méridional et boréal/Reference collection of seeds and other botanical macrofossils from meridional and boreal Quebec*. Commission géologique du Canada, Dossier public 3048, 38 p.
- Garneau, M. & van Bellen, S. (2016). *Synthèse de la valeur et la répartition du stock de carbone terrestre au Québec. Rapport final*. Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de Lutte contre les changements climatiques du Québec, Québec.
- GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat) (2013). *Changements climatiques 2013. Les éléments scientifiques*. Contribution du Groupe de travail I au cinquième rapport d'évaluation du groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat.
- Glaser, P.H. (1987). *The ecology of patterned boreal peatlands of northern Minnesota: a community profile*. U.S. Fish & Wildlife Service Report.
- Holmquist, J.R., Finkelstein, S.A., Garneau, M., Massa, C., Zicheng, Y. & MacDonald, G.M. (2015). A comparison of radiocarbon ages derived from bulk peat and selected plant macrofossils in basal peat cores from circum-arctic peatlands, *Quaternary Geochronology*, 31, 53-61.
- Hua, Q., Barbetti, M. & Rakowski, A.Z. (2013). Atmospheric radiocarbon for the period 1950-2010, *Radiocarbon*, 55, 4, 2059-2072.

- Jowsey, P.C. (1966). An improved peat sampler, *New Phytologist*, 65, 2, 245-248.
- Juggins, S. (2014). C2, version 1.7.6. [Logiciel]. United Kingdom: University of Newcastle.
- Juggins, S. (2016). *Rioja, version 0.9-9*. [Logiciel]. United Kingdom: University of Newcastle.
- Kutzbach, J.E. & Wright, H.R. (1985). Simulation of the climate of 18.000 years BP : Results for the North American/North Atlantic/European sector and comparison with geologic record of North America. *Quaternary Science Reviews*, 4, 147-187.
- Lamarche, L. (2005). *Histoire géologique holocène du Lac Saint-Pierre et de ses ancêtres*, mémoire de maîtrise. Montréal : Université du Québec à Montréal, Département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère.
- Lamarche, L. (2006). Reconstitution géologique du lac Saint-Pierre et de ses ancêtres à l'Holocène, In : Lamarche, L. et al. (dir.) *Réunion annuelle de l'AQQUA. Excursion sur l'histoire holocène de la région de Lanoraie-Lac St-Pierre. Excursion du 8 juin 2006*, Département de Géographie, Université du Québec à Montréal, 4-49.
- Lamarre, A., Magnan, G., Gameau, M. & Boucher, É. (2013). A testate amoebae-based transfer function for paleohydrological reconstruction from boreal and subarctic peatlands in northeastern Canada, *Quaternary International*, 306, 88-96.
- Lamothe, M. (2004). Optical dating of pottery, burnt stones, and sediments from selected Quebec archaeological sites, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41, 659-667.
- Landry, J. & Rochefort, L. (2011). *Le drainage des tourbières : impacts et techniques de remouillage*. Groupe de recherche en écologie des tourbières, Université Laval, Québec.
- LaSalle, P. & Elson, J.A. (1975). Emplacement of the Saint-Narcisse Moraine as a climatic event in eastern Canada, *Quaternary Research*, 5, 621-625.
- Lavoie, M., Larouche, A.C. & Richard, P.J.H. (1995). Conditions de développement de la tourbière de Farnham, Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, 49, 2, 305-316.
- Lavoie, M. & Richard, P.J.H. (2000a). Postglacial water-level changes of a small lake in southern Québec, Canada, *The Holocene*, 10, 5, 621-634.

- Lavoie, M. & Richard, P.J.H. (2000b). The role of climate on the development history of Frontenac peatland, southern Québec, *Canadian Journal of Botany*, 78, 668-684.
- Lavoie, M. & Richard, P.J.H. (2000c). Paléoécologie de la tourbière du lac Malbaie, dans le massif des Laurentides (Québec) : évaluation du rôle du climat sur l'accumulation de la tourbe, *Géographie physique et Quaternaire*, 54, 2, 169-185.
- Leblanc, Y., Légaré, G., Lacasse, K., Parent, M. & Campeau, S. (2013). *Caractérisation hydrogéologique du sud-ouest de la Mauricie*. Rapport déposé au ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs dans le cadre du Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du Québec. Département des sciences de l'environnement, Université du Québec à Trois-Rivières.
- Lévesque, P.E.M., Diné, H. & Larouche, A.C. (1988). *Guide illustré des macrofossiles végétaux des tourbières du Canada*, Agriculture Canada. Ministère des approvisionnements et services, Publication no. 1817.
- Magnan, G. & Garneau, M. (2014). Climatic and autogenic control on Holocene carbon sequestration in ombrotrophic peatlands of maritime Québec, eastern Canada, *The Holocene*, 24, 9, 1054-1062.
- Marie-Victorin, Frère (2005). *Flore laurentienne*. 3ème édition, Montréal : Les Presses de l'Université de Montréal.
- Mauquoy, D. & van Geel, B. (2007). Mire and Peat Macros, in S.A. Elias (dir.) *Encyclopedia of Quaternary science*, Amsterdam: Elsevier, p.2315-2336.
- Mauquoy, D., Hughes, P.D.M. & van Geel, B. (2010). A protocol for plant macrofossil analysis of peat deposits, *Mires and Peat*, 7, 1-5.
- Mitchell, E.A.D., Buttler, A., Warner, B.G. & Gobat, J.M. (1999). Ecology of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) in *Sphagnum* peatlands in the Jura mountains, Switzerland and France, *Ecoscience*, 6, 565-576.
- Mitchell, E.A.D., Charman, D.J. & Warner, B.G. (2008). Testate amoebae analysis in ecological and paleoecological studies of wetlands: Past, present and future, *Biodiversity and Conservation*, 17, 9, 2115-2137.
- Moore, T. R. (2001). Les processus biogéochimiques liés au carbone, In : S. Payette et L. Rochefort (dir.) *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, Québec : Les Presses de l'Université Laval, 39-89.

- Muller, S.D. & Richard, P.J.H. (2001). Post-glacial vegetation migration in conterminous Montréal Lowlands, southern Québec, *Journal of Biogeography*, 28, 1169-1193.
- Muller, S.D., Richard, P.J.H. & Larouche, A.C. (2003). Holocene development of a peatland (southern Québec): a spatio-temporal reconstruction based on pachymetry, sedimentology, microfossils and macrofossils, *The Holocene*, 13, 5, 649-664.
- Murray, A.S. & Wintle, A.G. (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol, *Radiations Measurements*, 32, 57-73.
- Nilsson, M., Klarqvist, M., Bohlin, E. & Possnert, G. (2001). Variation in ^{14}C age of macrofossils and different fractions of minute peat samples dated by AMS, *The Holocene*, 11, 5, p.579-586.
- Occhietti, S. (1980). *Le Quaternaire de la région de Trois-Rivières-Shawinigan, Québec. Contribution à la paléogéographie de la vallée moyenne du Saint-Laurent et corrélations stratigraphiques*. Collection Paléo-Québec, 10.
- Occhietti, S. (2007). The Saint-Narcisse morainic complex and early Younger Dryas events on the southeastern margin of the Laurentide Ice Sheet, *Géographie physique et Quaternaire*, 61, 2-3, 89-117.
- Occhietti, S., Parent, M., Lajeunesse, P., Robert, F. & Govare, É. (2011). Late Pleistocene-Early Holocene decay of the Laurentide Ice Sheet in Québec-Labrador, In : J. Ehlers, P.L. Gibbard and P.D. Hughes (dir.) *Developments in Quaternary Science*, Amsterdam : Elsevier, 601-630.
- Occhietti, S., Parent, M., Shilts, W.W., Dionne, J.-C., Govare, É. & Harmand, D. (2015). Late Wisconsinian glacial dynamics, deglaciation, and marine invasion in southern Québec, In: Weddle, T.K. and Retelle, M.J. (dir.) *Deglacial History and Relative Sea-Level Changes, Northern New England and Adjacent Canada*, Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 351, 243-270.
- Ogden, C.G. & Hedley, R.H. (1980). *An Atlas of freshwater Testate Amoebae*. London: Oxford University Press.
- Ohlson, M. & Tryterud, E. (2000). Interpretation of the charcoal record in forest soils: forest fires and their production and deposition of macroscopic charcoal, *The Holocene*, 10, 4, 519-525.

- Parent, M. & Occhietti, S. (1988). Late Wisconsinian deglaciation and Champlain Sea invasion in the St. Lawrence valley, Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, 42, 3, 215-246.
- Payette, S. (2001). Les principaux types de tourbières, In : S. Payette et L. Rochefort (dir.) *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, Québec : Les Presses de l'Université Laval, 39-89.
- Payne, R.J. & Mitchell, E.A.D. (2009). How many is enough? Determining optimal count totals for ecological and palaeocological studies of testate amoebae, *Journal of Paleolimnology*, 42, 483-495.
- Pellerin, S., Lavoie, M., Boucheny, A., Larocque, M. & Garneau, M. (2016). Recent vegetation dynamics and hydrological changes in bogs located in an agricultural landscape, *Wetlands*, 36, 159-168.
- Poulin, M., Rochefort, L., Pellerin, S. & Thibault, J. (2004). Threats and protection for peatlands in Eastern Canada, *Géocarrefour*, 79, 4, 331-344.
- Price, J. S. (2001). L'hydrologie, In : S. Payette et L. Rochefort (dir.) *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, Québec : Les Presses de l'Université Laval, 141-158.
- Québec. Ministère du Développement durable, Environnement et Lutte contre les Changements Climatiques (2002). *Réserve écologique de Lac-à-la-Tortue*, [En ligne], Québec. (http://www.mddelcc.gouv.qc.ca/biodiversite/reserves/lac_a_tortue/res_36.htm). Page consultée le 4 décembre 2014.
- Québec. Ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs (2016). *Zones de végétation et domaines bioclimatiques du Québec*, [En ligne], Québec. (<https://www.mffp.gouv.qc.ca/forets/inventaire/inventaire-zones-carte.jsp>). Page consultée le 17 juin 2016.
- Quillet, A., Garneau, M., Frolking, S. (2013). Sobol's sensitivity analysis of the Holocene Peat Model : What drive carbon accumulation in peatlands ?, *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 118, 203-214.
- R Core Team (2016). *R: A language and environment for statistical computing*. [Logiciel en ligne]. Autriche : Vienne. R Foundation for Statistical Computing. (<http://www.R-project.org/>). Page consultée le 6 décembre 2017. Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, L., Friedrich, M. Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S. & van der

- Plicht, J. (2013). IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP, *Radiocarbon*, 55, 4, 1869-1887.
- Richard, P.J.H. (1995). Le couvert végétal du Québec-Labrador il y a 6000 ans BP: essai, *Géographie physique et Quaternaire*, 49, 117-140.
- Richard, P.J.H. (2009). Chronologie de la déglaciation: de l'importance des années étalonnées (calibrées), *Département de géographie*, Université de Montréal, 1-5.
- Richard, P.J.H. & Grondin, P. (2009). Histoire postglaciaire de la végétation, p. 170-176, in Chapitre 4, Saucier et al., « Écologie forestière », pp. 165-316, in Ordre des ingénieurs forestiers du Québec, *Manuel de foresterie*, 2^{ème} édition, Ouvrage collectif, Éditions MultiMondes, Québec.
- Risi, J., Brunette, C.E., Spence, D. & H. Girard (1953). *Étude chimique des tourbes du Québec. II-Tourbière de Lac-à-la-Tortue, Comté de Lavolette*. Ministère des Mines de la Province de Québec, Services des Laboratoires.
- Rocheffort, L. (2001). Restauration écologique, In : S. Payette et L. Rocheffort (dir.) *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, Québec: Les Presses de l'Université Laval, 449-504.
- Ruppel, M., Valiranta, M., Virtanen, T. & Korhola, A. (2013). Postglacial spatiotemporal peatland initiation and lateral expansion dynamics in North America and northern Europe, *The Holocene*, 23, 11, 1596-1606.
- Rydin, H. & Jeglum, J.K. (2013). *The Biology of Peatlands*, Oxford University Press.
- Sheng, Y., Smith, L.C., MacDonald, G.M., Kremenetski, K.V. Frey, K.E., Velichko, A.A., Lee, M., Beilman, D.W. & Dublinin, P. (2004). A high resolution GIS-based inventory of the Siberian peat carbon pool, *Global Biogeochemical Cycles*, 18, 1-14.
- Société d'aménagement et de mise en valeur du bassin de la Batiscan (SAMBBA) (2015). *Zone de gestion intégrée de l'eau Batiscan-Champlain. Plan directeur de l'eau du bassin versant de la rivière Batiscan : Diagnostic*.
- Stockmarr, J. (1971). Tablets with spores used in absolute pollen analysis, *Pollen et Spores*, 13, 615-621.
- Tarnocai, C., Kettles, I.M. & Lacelle, B. (2000). *Peatlands of Canada*. Open File 3834, 1: 6 500 000, Geological Survey of Canada, Ottawa, Ontario, Canada.
- Tarnocai, C. (2006). The effect of climate change on carbon in Canadian peatlands, *Global and Planetary Change*, 53, 4, 222-232.

- Tolonen, K. (1986). Rhizopod analysis, in B.E. Berglund (dir.) *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, New York: John Wiley and Sons, p. 645-666.
- Tolonen, K., Warner, B.G., Vasander, H. (1992). Ecology of testaceans (Protozoa: Rhizopoda) in mires in southern Finland, *Archiv für Protistenkunde*, 142, 119-138.
- Troëls-Smith, J. (1955). Characterization of unconsolidated sediments, *Danmarks Geologiske Undersøgelse*, série 4, 10, 37-73.
- Turunen, J., Tompo, E., Tolonen, K. & Reinikainen, A. (2002). Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland – applications to boreal and subarctic regions, *The Holocene*, 12, 69-80.
- Turunen, J., Roulet, N.T., Moore, T.R. & Richard, P.J.H. (2004). Nitrogen deposition and increased carbon accumulation in ombrotrophic peatlands in eastern Canada, *Global Biogeochemical Cycles*, 18, GB3002.
- van Bellen, S., Mauquoy, D., Payne, R.J., Roland, T.P., Daley, T.J., Hughes, P.D.M., Loader, N.J., Street-Perrott, F.A., Rice, E.M. & Pancotto, V.A. (2014). Testate amoebae as a proxy for reconstructing Holocene water table dynamics in southern Patagonian peat bogs, *Journal of Quaternary Science*, 29, 463-474.
- Ville de Shawinigan (2013). *Plan directeur du lac à la Tortue. Portrait et diagnostic du lac et de son bassin versant*, [En ligne], Shawinigan. (http://www.shawinigan.ca/Document/Fichiers%20PDF/Accueil/Sujets%20de%20l'heure/Plan%20directeur%20du%20LAT/portrait_diagnostic_lac.pdf). Page consultée le 11 juillet 2016.
- Walker, M. (2005). *Quaternary Dating Methods*. Chichester: John Wiley and Sons Ltd.
- Warner, B.G. (1990). Testate amoebae (Protozoa), in B.G. Warner (dir.) *Methods in Quaternary Ecology*, St. John's: Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint, p. 65-74.
- Warner, B.G. & Charman, D.J. (1994). Holocene changes on a peatland in northwestern Ontario interpreted from testate amoebae (Protozoa) analysis, *Boreas*, 23, 270-279.
- Wieder, R.K. & Vitt, D.H. (2006). *Boreal Peatland Ecosystems*, Springer. Woodland, W.A., Charman, D.J. & Sims, P.C. (1998). Quantitative estimates of water tables and soil moisture in Holocene peatlands from testate amoebae, *The Holocene*, 8, 261-273.

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, 13, 1-5.

Yu, Z. (2012). Northern peatland carbon stocks and dynamics: a review, *Biogeosciences*, 9, 10, 4071-4085.