

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

RECONSTITUTION PALÉOÉCOLOGIQUE DU DÉVELOPPEMENT DES MARES
DANS DEUX TOURBIÈRES MINÉROTROPHES STRUCTURÉES DU QUÉBEC
SUBARCTIQUE

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR
LOUIS TREMBLAY

DÉCEMBRE 2010

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

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

« La psyché est composée de contenus plus ou moins conscients, allant d'une couche extérieure, en pleine lumière de la conscience, jusqu'à des couches profondes échappant à toute possibilité de connaissance. »

-Carl Gustav Jung

REMERCIEMENTS

En guise de préambule, un bouquet d'essences boréales et tourbicoles pour les personnes qui ont contribué à ce mémoire, de près ou de loin. D'abord, j'offre une cascade de *Sphagnum magellanicum* à ma directrice Michelle Garneau qui a gentiment infléchi mon destin vers l'univers des tourbières et celui de la recherche en sciences naturelles... Merci pour ta passion et tes grandes qualités humaines. J'offre ensuite un beau *Larix laricina* à Hans Asnong qui m'a accompagné et guidé à toutes les étapes de ce long chemin, du terrain au laboratoire. Merci pour les conseils, le support, le plaisir... et la montagne de vieilles cassettes pour la route de la Baie James !! Je tiens également à remettre un grand *Picea mariana* à Serge Payette, père du projet « aqualyse » et à saluer le travail de tous les autres chercheurs qui s'y sont investis. Je me dois également de remercier Hydro-Québec, le Conseil national de recherche en sciences naturelles (CRSNG) et le Fonds québécois pour la recherche pour la nature et les technologies (FQRNT ; bourse 117462-2006) sans qui ce projet n'aurait été possible.

Pour le « boulot » accompli sur le terrain comme en laboratoire, je remets un *Betula glandulosa* (!!!) à chacune de ces personnes : Valéry Hamel, Alexandre Lamarre, Caroline L'Heureux, Noémie Cliche-Trudeau, Claire Lacroix, Simon Tardif and Guillaume Saint-Jacques. Quel plaisir d'avoir pu travailler avec vous. Je tiens également à offrir des fleurs de *Nuphar variegatum* aux membres du groupe de recherche DÉCLIQUE (a.k.a. Les Tourbeux) pour la dynamique sociale et scientifique, les discussions et bons souvenirs : Hans Asnong, Luc Pelletier, Simon Van Bellen, Anne Quillet, Pierre-Luc Dallaire, Jessica Lagacé-Banville, Julie Loisel, Daniel Brosseau, Aurélie Genries, Véronique Beaulieu-Audy, Marilou Hayes, Alexandre Lamarre, Gabriel Magnan et Noémie Cliche-Trudeau ; le tout sous la direction fraternelle de Michelle Garneau.

Je décerne un *Kalmia polifolia* à Robert K. Booth pour l'enseignement de l'analyse des thécamoebiens, les conseils, l'accueil chaleureux à l'Université de Lehigh (Bethlehem, PA, USA) et l'utilisation de sa fonction de transfert nord-américaine. Jocelyne Bourgeois de la Commission Géologique du Canada reçoit pour sa part un bouquet de *Cladonia stellaris* pour l'utilisation du laboratoire congelé lors de la découpe des carottes, à Ottawa. Par ailleurs, les membres du laboratoire Jacques-Rousseau (Université de Montréal) se méritent de jolis *Menyanthes trifoliata* pour l'accueil chaleureux, l'initiation à l'analyse des macrorestes végétaux, les conseils et le prêt du carottier Kajak-Brinkhurst : merci à Pierre Richard, Alain Larouche et Nicole Morasse.

Je me dois de remettre un magnifique bouquet d'*Epilobium angustifolium* (!!!), nanti d'*Utricularia cornuta* à la toute aussi belle Maude Crispo, amoureuse et amie, qui a su embellir mon existence et me soutenir indéfectiblement dans cette trop longue aventure. Je ne peux oublier ma famille superbe à qui j'offre quelques centaines de *Cladopodiella fluitans* tricotés serrés (c'est une hépatique toute petite !!) ; un véritable puits d'amour, de confiance, de conseils et de promesses : merci à Yves, Diane, François, Marie-Lise, Andrée-Anne. Je souhaite également décerner un *Vaccinium myrtilloides* spécial pour mes amis Pierrick Blin, Guillaume St-Jacques, Jessica Lagacé-Banville, Pierre-Luc Dallaire et Julie Loisel qui ont su faire écho, dans la langue du géographe, à mes préoccupations comme à mon besoin de fête.

Enfin, je dédie ce mémoire à de grands disparus, pionniers de mon sang, que j'aime, respecte et regrette. La mémoire des tourbières, millénaire, ne doit occulter le temps qui passe à hauteur d'homme. Je lève ce mémoire à mon grand-père Joseph-Étienne Tremblay : ancien moine, grand voyageur et mystificateur de nazis, décédé le 26 décembre 2005 à l'âge de 100 ans. Je lève ce mémoire à ma grand-mère Gertrude Duval : pianiste lauréate, grande rassembleuse, charmeuse de fleurs et de petits enfants, décédée le 3 juin 2009 à l'âge de 83 ans. Enfin, je lève ce mémoire à mon grand-père Roger Cameron : hôtelier, grand mélomane, charmeur d'abeilles et naturaliste, je te dois mon amour pour la nature, décédé le 4 juillet 2010 à l'âge de 84 ans. Entre vous tous, géants d'amour, je dépose une petite Sonate dans une boîte à chaussures...

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	ix
LISTE DES TABLEAUX.....	x
LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES	xi
LISTE DES ESPÈCES VÉGÉTALES CITÉES	xiii
RÉSUMÉ	xiv
INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I	
MISE EN CONTEXTE.....	5
1.1 Présentation du projet « Aqualyse des tourbières du complexe La Grande »	5
1.2 Présentation de la présente recherche.....	6
1.2.1 Objectif général	6
1.2.2 Problème de recherche	6
1.3 Région et sites d'étude	8
1.3.1 Contexte géomorphologique	9
1.3.2 Contexte biogéographique.....	10
1.3.3 Sites d'étude	10
1.3.3.1 Tourbière de l'Aéroport	10
1.3.3.2 Tourbière de l'Ours	12
CHAPITRE II	
REVUE DE LITTÉRATURE	14
2.1 Les tourbières	14
2.1.1 Considérations générales.....	14
2.1.2 Initiation et développement des tourbières.....	16
2.1.3 Accumulation de la tourbe	18

2.1.4 Tourbières structurées et mise en place des patrons de surface	19
2.1.4.1 Hypothèses impliquant les processus périglaciaires et le gel	21
2.1.4.2 Les hypothèses gravitaires	22
2.1.4.3 Les hypothèses biotiques.....	23
2.1.5 Initiation des mares	26
2.1.5.1 Hypothèses climatiques	27
2.1.5.2 Hypothèses biotiques.....	28
2.1.5.3 Hypothèses topographiques.....	29
2.1.6 Évolution des mares	29
CHAPITRE III	
MÉTHODOLOGIE.....	32
3.1 Sélection des sites	32
3.1.1 Sélection des tourbières.....	32
3.1.1 Sélection des mares	32
3.2 Caractérisation des tourbières	33
3.2.2 Relevés de végétation.....	33
3.2.3 Topographie	35
3.3 Échantillonnage des carottes de tourbe	36
3.4 Traitement des échantillons.....	37
3.4.1 Description stratigraphique	37
3.4.2 Découpage et entreposage des carottes	37
3.5 Analyse de la perte au feu	38
3.6 Analyses macrofossiles	38
3.6.1 Préparation des échantillons.....	38
3.6.2 Identification et quantification des pièces	39
3.6.3 Nomenclature et représentation graphique des données	40
3.7 Analyse des thécamoebiens (rhizopodes)	41
3.7.1 Préparation des échantillons.....	41
3.7.2 Identification et dénombrement des thécamoebiens	42

3.7.3 Reconstitution des profondeurs de la nappe phréatique	42
3.7.4 Représentation graphique des données.....	43
3.8 Chronologie.....	44
3.8.1 Datations au radiocarbone	44
3.8.2 Modèles âge-profondeur et taux d'accumulation	45
CHAPITRE IV	
RÉSULTATS	46
4.1 Introduction	47
4.2 Study area and sites	50
4.2.1 Aéroport peatland.....	52
4.2.2 Ours peatland	53
4.2.3 Vegetation	54
4.3 Material and methods.....	55
4.3.1 Site characterization	55
4.3.2 Sampling	56
4.3.3 Sediment description.....	56
4.3.4 Plant macrofossils analysis.....	57
4.3.5 Testate amoebae analysis	58
4.3.6 Radiocarbon dating	59
4.4 Results and interpretation.....	66
4.4.1 Water table depth reconstructions from testate amoebae analysis	66
4.4.1.1 AeroM2 core	66
4.4.1.2 OursM4 core.....	66
4.4.2 Paleoecological reconstructions from macrofossil analysis	67
4.4.2.1 Aéroport peatland	68
4.4.2.2 Ours peatland	74
4.5 Discussion	86
4.5.1 Limits to the paleoecological detection of pool initiation	86
4.5.1.1 Macrofossil analysis	87

4.5.1.2 Accumulation rates	89
4.5.1.3 Testate amoebae analysis	89
4.5.2 Pool development.....	90
4.5.2.1 Aéroport peatland.....	91
4.5.2.2 Ours peatland	94
4.5.2.3 Holocene climate, peatlands and pool development	96
4.5.3 Methodological recommendations for paleoecological studies on pools.....	98
4.5.3.1 Visual detection	98
4.6 Conclusion	99
4.7 Acknowledgments.....	100
4.8 References.....	101
CONCLUSION.....	108
RÉFÉRENCES	115
ANNEXE A	125
ANNEXE B	127
ANNEXE C	132

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 Région d'étude et localisation des sites.....	8
Figure 1.2 Topographie du bassin de la tourbière de l'Aéroport et sites de carottage.....	11
Figure 1.3 Topographie du bassin de la tourbière de l'Ours et sites de carottage	12
Figure 4.1 Study area, sites and coring locations.....	51
Figure 4.2 Pictures of selected pools from Aéroport and Ours peatlands.....	53
Figure 4.3 Age-depth models for cores (a) AeroM2 (b) AeroM4 (c) OursM3 (d) OursM4 ...	63
Figure 4.4 Testate amoebae assemblages and water table depth reconstructions (WTD) for cores (a) AeroM2 (b) OursM4	65
Figure 4.5 Macrofossil diagrams for cores (a) AeroM2 (b) AeroM4 (c) OursM3 (d) OursM4..	81
Figure 4.6 Paleoecological interpretations synthesis.. ..	92

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 3.1 Classes d'abondance des relevés de végétation terrestre	33
Tableau 3.2 Classes d'abondance des relevés de végétation des mares.....	33
Tableau 3.3 Caractéristiques des carottes échantillonnées.....	37
Tableau 3.4 Combinaisons d'espèces de thécamoebiens pour la fonction de transfert	43
Table 4.1 Dominant vegetation of Aéroport and Ours peatlands microforms	55
Table 4.2 Bryophytes moisture tolerance classification used in macrofossil diagrams	58
Table 4.3 Chronological data and calibrated ages of peat samples from the Aéroport and Ours peatlands pool cores.....	60
Table 4.4 AMS radiocarbon results and calibrated ages of peat samples used for the validation of the chronological data.....	62

LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

a.s.l.	<i>Above sea level</i> ou au-dessus du niveau de la mer
ACCROTEL M	<i>Abrupt Climatic Changes Recorded Over The European Land Mass</i> , projet de recherche supporté par l'Union Européenne
AMS	<i>Accelerator mass spectrometry</i> ou spectrométrie de masse à accélérateur de particules
BP	<i>Before present</i> ou avant aujourd'hui
°C	Degrés celcius
c.f.	Du Latin <i>confer</i> , signifiant « se référer à » ou « comparer à ». L'expression est ici utilisée pour indiquer l'incertitude d'une identification d'espèce végétale
Cal	<i>Calibrated</i> ou étalonné
CH ₄	Méthane
cm	Centimètre
CO ₂	Dioxyde de carbone
CRREL	Cold Regions Research and Engineering Laboratory ; carottier mécanique adapté à la tourbe gelée
DGPS	<i>Differential global positionning system</i> ou système global de positionnement différentiel
e.g.	Du Latin <i>exempli gratia</i> , signifiant « par exemple »
GEOTOP	Centre de recherche en géochimie et en géodynamique
i.e.	Du Latin <i>id est</i> , signifiant « c'est-à-dire »

KB	Kajak-Brinkhurst, type de carottier à gravité élaboré pour l'échantillonnage des sédiments lacustres de surface
KOH	Hydroxyde de potassium
m	Mètre
ml	Millilitre
mm	Millimètre
MNE	Modèle numérique d'élévation
PAF	Perte au feu
RPM	<i>Rounds per minute</i> ou tours par minute
SMA	Spectromètre de masse par accélérateur de particules ou <i>Accelerator mass spectrometry</i> (AMS)
Sp.	Du latin <i>species</i> , signifiant espèce (au singulier)
Spp.	Du latin <i>species pluralis</i> , signifiant espèce (au pluriel)
UQÀM	Université du Québec à Montréal
WTD	<i>Water table depth</i> ou profondeur de nappe phréatique
WA-PLS	<i>Weighted average partial least square</i> ou moyenne pondérée des moindres carrés partiels

LISTE DES ESPÈCES VÉGÉTALES CITÉES

- Alnus crispa* (Ait.) Pursh.
Andromeda glaucophylla Link
Betula glandulosa Michx.
Calliergon stramineum (Brid.) Kindb.
Carex exilis Dewey
Carex limosa L.
Carex oligosperma Michx.
Carex pauciflora Lightf.
Carex trisperma Dewey
Chameadaphne calyculata (L.) Moench.
Cladopodiella fluitans (Nees) Joerg.
Dicranum undulatum Schrad. ex brid.
Drepanocladus aduncus (Hedw.) Warnst.
Drepanocladus exannulatus Warnst.
Drepanocladus fluitans (Hedw.) Warnst.
Drepanocladus revolvens (Sw.) Loeske
Drosera rotundifolia L.
Empetrum nigrum L.
Eriophorum angustifolium Honck.
Eriophorum spissum Fern.
Gaultheria hispidula (L.) Mühl.
Gymnocolea inflata (Huds.) Dumort.
Juniperus communis L.
Kalmia angustifolia L.
Kalmia polifolia Wang.
Larix laricina (Du Roi) Koch
Ledum groenlandicum Retzius
Lycopodium annotinum L.
Menyanthes trifoliata L.
Myrica gale L.
Nuphar variegatum Engelm.
Picea mariana (Mill.) BSP
Pinus banksiana Lamb.
Pleurozium schreberi (Brid.) Mitt.
Pohlia nutans (Hedw.) Lindb.
Polytrichum undulatum Hedw.
Polytrichum strictum Brid.
Rhynchospora alba (L.) Vahl.
- Rubus chamaemorus* L.
Scheuchzeria palustris L.
Scirpus cespitosus L.
Scorpidium scorpioides (Hedw.) Limpr.
Sphagnum centrale C.Jens. in Arnel & C. Jens
Sphagnum compactum DC ex Lam. & DC
Sphagnum cuspidatum Ehrh. ex Hoffm.
Sphagnum fallax (Klinggr.) Klinggr.
Sphagnum fuscum (Schimp.) Klinggr.
Sphagnum jensenii H. Lindb.
Sphagnum lenense H. Lindb. in Pohle
Sphagnum lindbergii Schimp. ex Lindb.
Sphagnum magellanicum Brid.
Sphagnum majus (Russ.) C.Jens.
Sphagnum papillosum Lindb.
Sphagnum platyphyllum (Lindb.) Card.
Sphagnum pulchrum (Lindb. ex Braithw.) Warnst.
Sphagnum squarrosum Crome
Sphagnum teres (Schimp.) Angstr. ex C. Hartm.
Tomentypnum nitens (Hedw.) Loeske
Vaccinium angustifolium Ait.
Vaccinium myrtilloides Michx.
Vaccinium oxycoccus

RÉSUMÉ

Dans le secteur nord-est du bassin versant de La Grande Rivière (Québec subarctique, Canada), les tourbières structurées montrent les signes d'un ennoiement récent : expansion des mares et leur coalescence, mortalité des arbres et dégradation des lanières de végétation. Ces symptômes suggèrent l'occurrence d'un processus nommé « aqualyse », c'est-à-dire une détérioration physique du milieu par l'expansion des mares qui le composent, augmentant la surface aquatique et dégradant l'assise tourbeuse de l'écosystème.

Quatre carottes de tourbe ont été récoltées dans les mares des tourbières de l'Aéroport ($54^{\circ}6'2''N$, $72^{\circ}30'59''W$) et de l'Ours ($54^{\circ}2'56''N$, $72^{\circ}27'25''W$), situées dans le secteur de Lafarge-1. Dans le but d'étudier la relation potentielle entre le phénomène d'aqualyse et les fluctuations hydroclimatiques de l'Holocène, des analyses macrofossiles, de thécamoebiens (rhizopodes) et de perte au feu ont été réalisées sur les profils de tourbe. Trente-trois datations SMA au radiocarbone ont également été effectuées le long des quatre carottes étudiées afin d'élaborer la chronologie des événements hydrologiques. Les résultats démontrent que l'accumulation de la tourbe dans Aéroport et Ours a débuté respectivement vers 6700 et 6400 cal. BP alors que les deux sites amorçaient la transition d'un milieu aquatique à un écosystème tourbeux à la faveur de conditions climatiques sèches. Les zones topographiquement plus basses sont demeurées ennoyées et marécageuses plus longtemps et sont devenues terrestres (tourbière) vers 4600 et 5950 cal. BP dans les tourbières de l'Aéroport et de l'Ours respectivement.

Les mares se sont développées à partir de dépressions humides qui se sont formées en réponse à des facteurs allogènes et autogènes vers 6000, 5000, 4000 et 2000 cal. BP pour les sites OursM4, OursM3, AeroM2 et AeroM4 respectivement. Par ailleurs, le manque d'indicateurs associés à l'occurrence de mares, la mauvaise préservation des sédiments et la possibilité de taux d'accumulation négatifs dans les mares ont limité la capacité des auteurs à détecter les phases d'aqualyse (développement de mares) au sein des profils de tourbe. Les résultats suggèrent que les mares OursM4, OursM3, AeroM2 et AeroM4 se sont développées à des âges maximaux de 4220, 4000, 3420 et 1480 cal. BP respectivement. La mise en place des mares s'est donc effectuée à la faveur d'une hausse générale des conditions d'humidité depuis l'épisode néoglaciaire il y a environ 4000 ans. L'initiation isolée de la mare AeroM4 suggère cependant que des processus autogènes peuvent suffire à déclencher le développement de mares. Les symptômes récents de dégradation du drainage observés à la surface des tourbières de l'Aéroport et de l'Ours, sont probablement le résultat d'une intensification récente du phénomène d'aqualyse à travers une expansion des mares.

Mots clés : Tourbières, mares, paléoécologie, thécamoebiens, macrofossiles végétaux.

INTRODUCTION

La métamorphose du climat, conséquence de l'utilisation accrue de combustibles fossiles depuis la fin du XIXe siècle, représente un des grands défis d'adaptation que l'humanité aura eu à affronter dans son histoire. Le caractère global des impacts anticipés de l'augmentation de gaz à effet de serre dans l'atmosphère ne laisse aucun secteur de l'activité humaine à l'abri d'éventuelles conséquences. À ces inquiétudes s'ajoutent les impacts que les changements climatiques auront sur les différents écosystèmes qui fournissent à nos sociétés d'incalculables services écologiques, pour ne pas dire un support essentiel. Dans ce contexte, un effort de recherche considérable s'est amorcé depuis plus de deux décennies afin d'évaluer les implications d'un tel bouleversement du climat sur l'environnement naturel et humain.

La gestion de l'hydroélectricité au Québec fait partie des grands enjeux touchant aux ressources hydrologiques dans un contexte de changements climatiques. Alors que les modèles climatiques prévoient un bouleversement du climat plus prononcé dans les régions nordiques (IPCC, 2007), plus de 80% de notre puissance hydroélectrique installée se situe au nord du 49^e parallèle (OURANOS, 2004). Dans son rapport intitulé « S'adapter aux changements climatiques », le consortium Ouranos (2004) recommande pour le Québec un « effort substantiel » de recherche sur les milieux humides nordiques : « Étant donné l'étendue considérable de tous ces écosystèmes [(écosystèmes humides)] dans le Nord du Québec, il sera nécessaire de bien comprendre leur développement en fonction des changements climatiques passés et futurs ». Une des clés de notre compréhension des changements à venir se trouve dans le passé puisque d'autres changements climatiques, de nature et d'ampleur diverses, y ont eu cours. Or les tourbières renferment quelques milliers d'années d'information paléoécologique par la conservation de la matière organique qu'elles ont accumulée au fil du temps. Elles représentent donc un objet de recherche de choix pour

comprendre les effets des changements climatiques sur les ressources hydrologiques et la dynamique des milieux humides.

Ce mémoire de maîtrise présente les travaux de Louis Tremblay, étudiant de deuxième cycle au département de géographie de l'Université du Québec à Montréal. Ces travaux de recherche ont été réalisés sous la direction du Dr Michelle Garneau, professeure au département de géographie de la même université. Il s'inscrit dans un vaste projet de recherche portant sur la compréhension des effets des changements climatiques sur les tourbières structurées sises dans la portion nord-est du bassin-versant de la rivière La Grande. À cause des signes évidents d'une modification positive du bilan hydrologique des tourbières de cette région, l'hypothèse fut posée que ces écosystèmes sont en voie de dégradation dû à l'aqualyse de leur surface, c'est-à-dire une destruction des compartiments terrestres favorisée par un surplus d'eau enregistré depuis le XIXe siècle dans le Québec nordique (Bégin, 2000; Bégin, 2001; Bégin and Payette, 1988; Payette and Delwaide, 1991; Payette and Delwaide, 2000; Payette and Delwaide, 2004). Par l'entremise de paléoindicateurs, le présent projet tente de reconstituer l'évolution trophique et hydrologique des tourbières étudiées dans le contexte des changements hydroclimatiques de l'Holocène.

L'aqualyse se définit comme un processus de dégradation d'une tourbière par le développement et l'expansion des compartiments aquatiques (mares) au détriment des compartiments terrestres (tourbe). De cette rupture d'équilibre résulte une destruction de la tourbe par l'action mécanique de l'eau ou par l'accélération des processus de décomposition au contact des mares. Il est raisonnable de croire que cette métamorphose des écosystèmes tourbeux modifie leur comportement hydrologique, les accumulations de tourbe cédant graduellement leur place à des plans d'eau plus ou moins profonds. Alors que la région nord-est du bassin de La Grande Rivière montre un nombre important de ces tourbières « aqualysées », plusieurs signes semblent indiquer que ce phénomène est relativement récent. Dans ces tourbières structurées, on observe effectivement un nombre important d'arbres morts dont les racines ont partiellement ou complètement été ennoyées. Certaines lanières de végétation entre les mares sont en voie de dégradation alors que d'autres plans d'eau montrent une coalescence récente par la présence d'anciennes lanières submergées.

Le projet de recherche présenté dans ce mémoire cherche à dresser l'historique de la formation et de l'évolution des mares de tourbière comme symptôme du phénomène d'aqualyse. En somme, l'objectif principal est de caractériser l'évolution holocène des mares par l'examen stratigraphique des dépôts sous-jacents. Par le fait même, nous souhaitons mettre en relation les étapes du développement des compartiments d'eau (mares) avec les variations du climat de l'Holocène récent.

Plus précisément, nous souhaitons répondre à cette question principale : existe-t-il une relation entre les fluctuations hydroclimatiques de l'Holocène et le phénomène d'aqualyse ? D'autres questions de recherche, plus spécifiques, se greffent à cette question générale : (1) La stratigraphie des dépôts sous-jacents aux mares révèle-t-elle des épisodes antérieurs de formation et de développement des mares ? (2) Ces métamorphoses structurelles sont-elles autogènes ou allogènes (facteur climatique) ? (3) Les épisodes d'aqualyse sont-ils synchrones avec les variations du climat de l'Holocène ?

De ces questions découlent une hypothèse générale de recherche : Le phénomène d'aqualyse observé dans les tourbières du complexe La Grande est imputable à une hausse régionale des conditions d'humidité au cours du dernier millénaire. Cette hypothèse générale est sous-tendue par les hypothèses secondaires suivantes : (1) La stratigraphie des dépôts sous-jacents aux mares révèle des phases d'augmentation des conditions d'humidité ayant causé le développement et/ou l'expansion des mares. (2) Ces métamorphoses structurelles se reproduisent dans les deux tourbières à l'étude et sont conséquemment allogènes (facteur climatique). (3) Les épisodes d'aqualyse sont synchrones avec les variations du climat de l'Holocène récent qui ont favorisé une hausse des conditions d'humidité ambiante.

Le chapitre 1 de ce mémoire correspond à une mise en contexte et situe la présente recherche dans ses cadres scientifique et institutionnel. Il présente également la région à l'étude ainsi que les sites échantillonnés. Le second chapitre présente l'état des connaissances sur le développement des tourbières, l'accumulation de la tourbe, la mise en place de la microtopographie et le développement des mares. Le chapitre 3 précise la méthodologie employée lors de la collecte des échantillons, leur traitement et analyse. Enfin, le quatrième

chapitre est constitué d'un article scientifique soumis à la revue « Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology ». Le mémoire se termine par une conclusion qui synthétise les principaux résultats de l'étude.

CHAPITRE I

MISE EN CONTEXTE

1.1 Présentation du projet « Aqualyse des tourbières du complexe La Grande »

Le projet de recherche « Aqualyse des tourbières du complexe La Grande » résulte d'un partenariat entre Hydro-Québec, le Consortium Ouranos, l'Université Laval, l'Institut national de recherche scientifique (INRS-ETE) et l'Université du Québec à Montréal. Il porte sur l'analyse de la dynamique des tourbières structurées et de leur contribution au bilan hydrologique du complexe La Grande en fonction des changements climatiques récents. À cause des signes évidents d'une modification positive du bilan hydrologique des tourbières, l'hypothèse a été posée que les tourbières du complexe La Grande sont en voie de dégradation due à l'aqualyse de leur surface, c'est-à-dire une destruction de la tourbe par l'action de l'eau. Ce phénomène serait causé par un changement du régime hydrologique au cours des derniers siècles qui aurait provoqué une hausse de l'humidité ambiante.

La région d'étude couvre la portion nord-est du bassin de La Grande Rivière, surtout le secteur représenté par les principales routes d'accès. Ce projet veut apporter des connaissances aux fins de modélisation hydrologique afin de simuler les conséquences des changements climatiques sur le régime hydrologique des tourbières nordiques et leur apport aux grands réservoirs hydroélectriques du Complexe La Grande.

De manière plus spécifique, le projet poursuit trois objectifs : (1) D'abord évaluer l'état actuel de la surface des tourbières en comparant l'étendue et la répartition des compartiments terrestres (buttes et dépressions) et aquatiques (mares et petits lacs). (2) Ensuite, il s'agit d'évaluer les changements récents de la structure spatiale des tourbières en mesurant les

pertes et les gains de chaque compartiment (eau/terre) dans l'espace et le temps ainsi que les variations du couvert arborescent. (3) Enfin, le troisième objectif consiste à mesurer la variabilité (saisonnière et annuelle) des paramètres hydro-météorologiques des tourbières du Complexe La Grande afin de mettre en relation les composantes du bilan hydrologique et les caractéristiques physiques des différents types de tourbière.

1.2 Présentation de la présente recherche

1.2.1 Objectif général

Le sujet de ce mémoire s'inscrit dans le second volet du projet « Aqualyse ». Il cherche à dresser l'historique de la formation des mares comme symptôme potentiel du phénomène d'aqualyse. En somme, notre objectif est de caractériser l'évolution holocène des mares par l'examen stratigraphique de leurs dépôts. Par le fait même, nous souhaitons mettre en relation les étapes du développement des compartiments d'eau avec les variations du climat de l'Holocène.

1.2.2 Problème de recherche

Plusieurs études ont démontré une hausse des niveaux lacustres au Québec depuis le XXe siècle en raison d'une hausse des précipitations (Bégin, 2001; Payette and Filion, 1993). Il est plausible qu'une telle hausse du bilan hydrologique ait également affecté les tourbières. Dans le bassin de La Grande Rivière, les tourbières structurées portent des marques associables à une hausse de la nappe phréatique : arbres morts dont les racines sont partiellement ou complètement ennoyées, présence marquée de grandes mares et petits lacs dans les écosystèmes tourbeux, dégradation des lanières de végétation qui s'inscrivent entre les mares. Autant d'indices qui nous permettent de supposer que les tourbières structurées du complexe La Grande se dégradent par aqualyse, c'est-à-dire par l'accroissement de leurs compartiments d'eau.

La dynamique des mares est l'objet de vastes débats parmi les chercheurs. Glaser (1998, p.12) résume ces débats selon quatre questions principales autour desquelles la communauté scientifique n'a pu former de consensus :

- (i) Quand les mares se développent-elles ? Sont-elles présentes dès les débuts de l'accumulation tourbeuse ou se développent-elles plus tard ? Y a-t-il une relation entre l'établissement des mares et les changements climatiques ?
- (ii) Quel dynamisme anime les mares ? Sont-elles en croissance ou en déclin, ou bien représentent-elles un stade dans un processus cyclique ?
- (iii) En ce qui a trait aux deux précédentes problématiques, quelle est l'importance respective des processus autogènes versus les processus allogènes ?
- (iv) Quelle relation y a-t-il entre les mares et les lanières ? Est-ce que le développement de l'une entraîne de développement de l'autre ? (Traduction libre)

Les inconnus qui entourent la question des mares de tourbières nous empêchent de bien comprendre la métamorphose qui semble affecter les écosystèmes tourbeux dans le bassin versant de La Grande Rivière. Pourtant, il est lieu de croire à une profonde rupture d'équilibre qui pourrait bouleverser le cycle hydrologique dont dépendent nos grands réservoirs hydroélectriques.

Le projet « Aqualyse » cible une région qui fournit plus de 80% de notre puissance hydroélectrique installée (nord du 49^e parallèle) (OURANOS, 2004). Son apport au niveau de la précision des modèles hydrologiques et de la prédition des impacts des changements climatiques est donc considérable, surtout que les besoins en cette matière sont réels. Le rapport d'Ouranos intitulé « S'adapter aux changements climatiques » consacre un chapitre sur l'hydroélectricité et dresse un portrait des besoins en recherche sur la question des changements climatiques :

« La qualité de l'analyse des impacts appréhendés d'éventuels changements climatiques sur la production hydroélectrique est étroitement liée à la précision des scénarios climatiques utilisés. Tel que discuté plus haut, il est essentiel de pouvoir disposer de scénarios de changements climatiques à l'échelle du bassin versant. » (OURANOS, 2004, p.28)

On aborde également le rôle des zones humides sur le bilan hydrologique face auquel « un effort substantiel est requis » en ce qui touche aux systèmes hydriques nordiques. « Étant donné l'étendue considérable de tous ces écosystèmes [(écosystèmes humides)] dans le Nord du Québec, il sera nécessaire de bien comprendre leur développement en fonction des changements climatiques passés et futurs. » (OURANOS, 2004, p.28)

Enfin, on y recommande le recours à des paléoindicateurs afin d'étendre dans le temps la base de données hydroclimatiques disponible, ce qui permettrait une meilleure anticipation des impacts des changements climatiques à venir. En effet, la période de temps couverte par les mesures instrumentales est très réduite dans le Québec nordique. Ces recommandations de recherche correspondent assez bien à la présente maîtrise qui s'applique à documenter une forme de dégradation hydrologique des tourbières du bassin versant de La Grande Rivière potentiellement induite par une hausse des conditions d'humidité régionales.

1.3 Région et sites d'étude

La région de Lafarge-1 est située à la limite des écozones boréale et subarctique dans le secteur nord-est du bassin versant de La Grande Rivière, à l'est de la Baie de James (Québec, Canada).

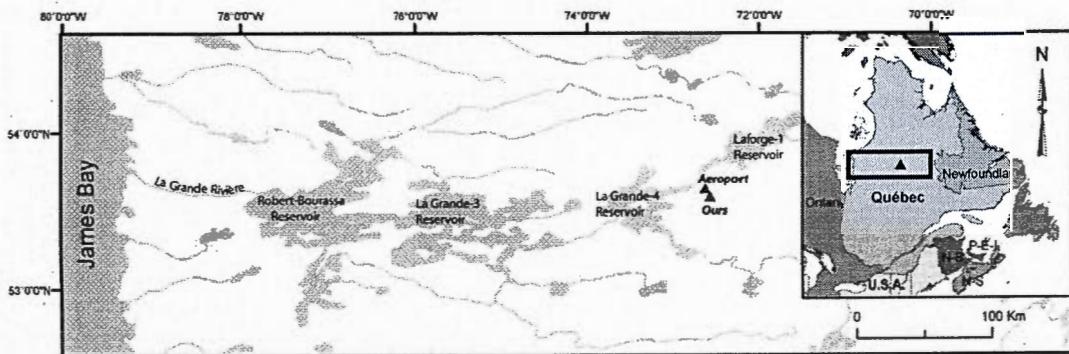


Figure 1.1 Région d'étude et localisation des sites

1.3.1 Contexte géomorphologique

Le socle rocheux de ce territoire est composé de roches granito-gneissiques datant de l'Archéen et fait partie du Bouclier Canadien (Vincent, 1977). La géomorphologie du secteur de La Grande Rivière est quant à elle largement héritée des événements géologiques du Quaternaire comme aucun sédiment antérieur à cette période n'y a été découvert (Vincent, 1977). La région se caractérise donc par un relief de dépressions et de collines profilées d'orientation est-ouest, témoignant du sens de l'écoulement de l'Inlandsis laurentidien. Les dépôts superficiels sont dominés par du till alors que le paysage comporte de nombreux drumlins, eskers et moraines (Dyke and Prest, 1987).

La région était couverte par l'Inlandsis laurentidien lors de la dernière glaciation qui a atteint son étendue maximale vers 20000 ans BP (Payette and Bouchard, 2001) (toutes les dates évoquées dans ce mémoire sont en années calendaires). Comme peu d'études paléogéographiques et paléoécologiques ont été réalisées dans ces hautes latitudes, la séquence de la déglaciation est peu documentée, surtout à l'intérieur des terres jamésiennes. Selon Dyke (2004), les basses terres de la Baie James ont d'abord été déglacées vers 8600-8500 ans BP. Selon Vincent (1977) et Hardy (1976), c'est plutôt vers 8000 ans BP, que l'Inlandsis laurentidien s'est divisé à l'endroit de la Baie d'Hudson, alors que les eaux atlantiques pénétraient au nord par le détroit d'Hudson et que le lac glaciaire Ojibway stimulait la fonte des glaces par le sud, rejoignant ainsi le bassin de la Baie d'Hudson. Dans tous les cas, on situe vers 8000 ans BP la vidange catastrophique du lac Ojibway dans les eaux salines de la mer de Tyrrel (Dyke and Prest, 1987). À cette époque, on estime que la marge du glacier était en contact avec les eaux marines et qu'elle se situait à l'endroit de la moraine de Sakami (près du réservoir de LG-3) (Hardy, 1977). Des données récentes suggèrent que le retrait des glaces s'est ensuite effectué très rapidement entre 7400 et 6800 ans BP (Carlson and Clark, 2007) dans la région correspondant à nos sites d'étude.

1.3.2 Contexte biogéographique

La région de Lafarge-1 est caractérisée par un climat subarctique humide, une température annuelle moyenne de -4,28°C et des précipitations annuelles moyennes de 738 mm selon les données de 1971-2003. Les températures moyennes pour les mois de janvier et juillet sont estimées à -24,05°C et 12,76°C respectivement pour la même période (Huchinson et al., 2009).

Dans le secteur étudié, le couvert forestier correspond au domaine de la pessière à cladines, c'est-à-dire que les forêts sont ouvertes et dominées par l'épinette noire (*Picea mariana*) sur tapis de lichen (*Cladina* spp.). Parmi les autres essences arborescentes, on retrouve principalement le mélèze laricin (*Larix laricina*) dans les sites plus humides et le pin gris (*Pinus banksiana*) sur les sites xériques de colonisation après-feux. Les espèces arbustives sont quant à elles principalement représentées par l'aulne crispé (*Alnus crispa*), le bouleau glanduleux (*Betula glandulosa*), le genévrier (*Juniperus communis*) et une variété d'Éricacées (*Vaccinium* spp., *Ledum Groenlandicum*, *Kalmia* spp.).

1.3.3 Sites d'étude

Dans cette région, les tourbières occupent approximativement 15% de la surface du territoire (Tarnocai et al., 2005) et sont principalement représentées par des tourbières minerotrophes (fens) pauvres et structurées. Deux fens représentatifs de la région ont été sélectionnés dans le secteur de Lafarge-1 : la tourbière de l'Aéroport (54°6'2"N, 72°30'59"O) et la tourbière de l'Ours (54°2'56"N, 72°27'25"O). Ces tourbières sont localisées dans des dépressions du Bouclier Canadien (Précambrien) et sont topographiquement circonscrites dans des dépôts de till quaternaire.

1.3.3.1 Tourbière de l'Aéroport

La tourbière de l'Aéroport (54°6'2"N, 72°30'59"O) est un fen pauvre d'une superficie de 0,02 km² dominé par les cypéracées et les sphaignes. Sa surface se situe à une altitude variant

de 429,4 à 431,7 m au-dessus du niveau de la mer. Après une phase lacustre, l'accumulation de la tourbe a débuté vers 6690 ans BP pour atteindre une épaisseur maximale de 165 cm. Le gradient microtopographique y est bien développé et comporte des mares, des dépressions, des platières, des lanières et des buttes de taille variable. Les mares, étroites, peu profondes et perpendiculaires à la pente dominent la surface de cette tourbière fortement aqualisée. Une grande et profonde mare, longue d'environ 100 m et large de 10 à 25 m, occupe le secteur aval de la tourbière. D'anciennes lanières de végétation et buttes dégradées sont submergées dans le plan d'eau, témoignant d'une expansion récente de celui-ci. Un exutoire émerge de cette grande mare et se déverse dans un lac peu profond, en aval de la tourbière.

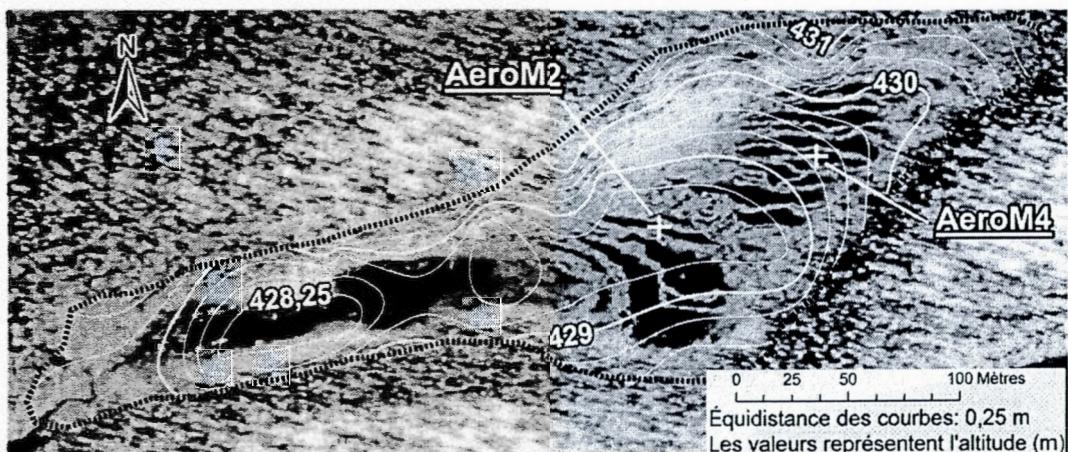


Figure 1.2 Topographie du bassin de la tourbière de l'Aéroport et sites de carottage

Le bassin minéral de la tourbière de l'Aéroport est orienté selon un axe ENE-OSO, sa partie la plus profonde étant située à l'ouest sous la grande mare. Le bassin, taillé dans le roc, a une forme de cuvette avec de proéminentes parois latérales qui circonscrivent bien la tourbière. Le secteur ouest du bassin est recouvert de sables fins, probablement déposés lors d'une phase lacustre relativement profonde. La surface actuelle de la tourbière comporte une pente légère (environ 1%) qui débute à l'extrémité nord-est du fen et descend jusqu'à l'extrémité ouest, ainsi que la forme des mares le démontrent. Les mares les plus grandes semblent se concentrer au-dessus de la zone la plus profonde du bassin minéral.

Les mares de la tourbière de l'Aéroport sont généralement peu profondes (de 5 à 30 cm) et étroites (e.g. 1 à 5 m). Elles sont séparées par des lanières de végétation qui elles-mêmes comprennent différents biotopes de taille variable. Les deux mares (AéroM2 et AéroM4) sélectionnées pour cette étude sont représentatives de la tourbière de l'Aéroport. AéroM2 est longue de 30 m et large de 2 à 4 m alors que sa profondeur varie de 4 à 25 cm (moyenne de 15cm). AéroM4 a une longueur de 35 m, une largeur variant entre 1 et 5 m et a une profondeur qui varie entre 2 et 35 cm (moyenne de 10 cm).

1.3.3.2 Tourbière de l'Ours

La tourbière de l'Ours ($54^{\circ}2'56''N$, $72^{\circ}27'25''O$) est un fen pauvre filiforme d'une superficie de $0,03 \text{ km}^2$ dominé par les cypéracées et les sphaignes. Sa surface, plus élevée que celle d'Aéroport, se situe à une altitude variant de 457,2 à 460,7 m au-dessus du niveau de la mer. Similairement à son homologue, la tourbière de l'Ours montre une microtopographie bien développée qui comprend des mares, des lanières, des dépressions, des platières et des buttes de taille variable. L'accumulation de la tourbe y a débuté vers 6400 ans BP après une phase fluviale puis lacustre pour atteindre une épaisseur maximale de 200 cm. La zone centrale de la tourbière comprend de grandes et profondes mares qui montrent des signes d'expansion récente par la présence d'anciennes lanières et buttes en leur sein.

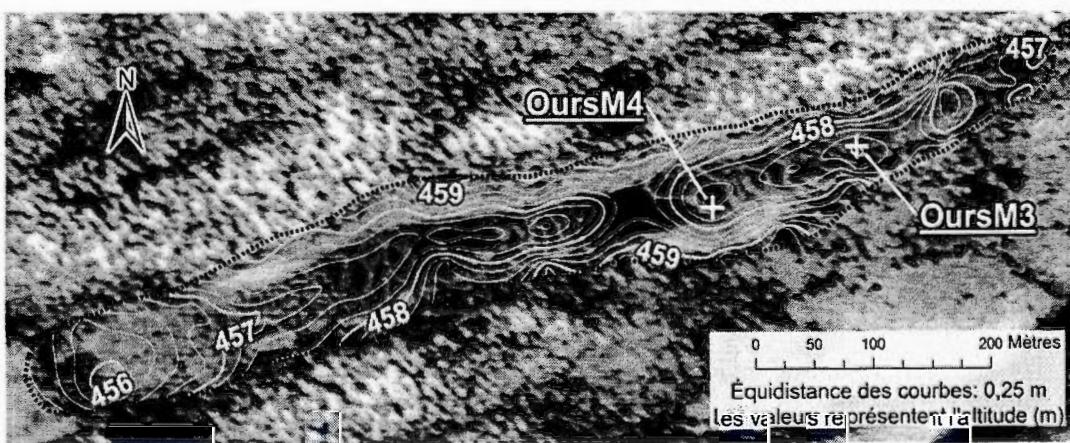


Figure 1.3 Topographie du bassin de la tourbière de l'Ours et sites de carottage

Le bassin minéral de la tourbière de l'Ours est de même orientation que celui de la tourbière de l'Aéroport (ENE-OSO), reflétant le sens d'écoulement du glacier qui a probablement creusé ces dépressions topographiques. Le bassin, taillé dans le roc, est étroit, filiforme et flanqué de collines allongées qui contribuent à circonscrire la tourbière. À l'extrémité ouest, un exutoire recueille une partie des eaux de la tourbière et les transporte à travers une plaine humide assise sur des dépôts silteux. Les dépôts minéraux du bassin de la tourbière de l'Ours reflètent un environnement dynamique et sont dominés par des blocs, des cailloux avec quelques dépôts de sables et de graviers. La forme du bassin est singulière de par son centre proéminent qui induit un écoulement bidirectionnel des eaux de la tourbière ; du centre vers les extrémités. Aucun exutoire n'est visible à l'extrémité est de la tourbière alors que les eaux s'engouffrent dans un champ de blocs délavés de leur matrice. La surface actuelle de la tourbière reflète la topographie du bassin minéral avec un centre plus élevé qui induit une pente douce (environ 1%) vers les extrémités.

De façon comparable à la tourbière de l'Aéroport, les mares de la tourbière de l'Ours sont généralement peu profondes, étroites et allongées. Les mares sélectionnées pour la présente étude (OursM3 et OursM4) reflètent ces caractéristiques. OursM3 est longue de 15 m et large de 1 à 3 m. Sa profondeur varie de 7 à 14 cm mais diminue vers les deux extrémités où le bassin émerge et devient comparable aux dépressions nues (*mud bottoms*) évoquées par Karofeld (2004). OursM4 a une longueur de 20 m et est large de 40 cm à 1m. Sa profondeur varie entre 12 et 20 cm.

CHAPITRE II

REVUE DE LITTÉRATURE

2.1 Les tourbières

2.1.1 Considérations générales

Les tourbières se définissent comme des milieux humides où la tourbe s'accumule plus qu'elle ne se décompose (Payette, 2001b) en raison de leur saturation en eau ainsi que des conditions anoxiques et fraîches qui prévalent à l'intérieur de celles-ci. Un milieu humide doit comprendre une accumulation de tourbe d'une épaisseur minimale de 30 à 40 cm pour être considéré comme une tourbière dans la plupart des définitions (Charman, 2002; Gorham, 1991).

On classifie traditionnellement les tourbières sous deux grandes catégories : les fens et les bogs. Les bogs ou tourbières ombrotrophes ne sont généralement alimentés en eau que par les eaux de pluie de sorte que la disponibilité des nutriments est très faible. Les bogs sont aussi caractérisés par une acidité supérieure aux fens et par une biodiversité plus faible (Charman, 2002; Payette, 2001b). La végétation caractéristique des bogs est composée de sphaignes, d'Éricacées et de Cypéracées calcifuges alors que leur pH est généralement inférieur à 5 (Wheeler and Proctor, 2000). Les fens ou tourbières minérotrophes sont alimentés par des eaux enrichies de minéraux provenant notamment d'écoulements de surface et souterrains. Ces tourbières tendent à être plus alcalines et abritent conséquemment une plus grande biodiversité (Charman, 2002; Payette, 2001b). La végétation caractéristique des fens est riche en herbacées dicotylédones et en mousses brunes alors que leur pH est généralement supérieur à 6 (Wheeler and Proctor, 2000). Les tourbières minérotrophes sont souvent subdivisées entre fens pauvres et fens riches. Cette distinction est basée sur les propriétés

chimiques ainsi que le pH de la tourbe et de l'eau qui y circule, ce qui influence la composition du couvert végétal. Les tourbières minérotrophes riches ont un pH supérieur à 6 et sont caractérisées par une concentration élevée en minéraux et une dominance de mousses brunes de la famille des *Amblystegiaceae* (Thormann et al., 1999). Les tourbières minérotrophes pauvres ont un pH variant de 3,8 à 6,5 (Gorham and Janssens, 1992) et se caractérisent par une concentration faible en minéraux et une dominance des sphaignes (Thormann et al., 1999). De par leur ressemblance avec les bogs, notamment en ce qui concerne l'acidité du substrat tourbeux et la présence massive de sphaignes, certains auteurs questionnent la distinction entre bog et fen pauvre (Wheeler and Proctor, 2000). Les systèmes de classification des tourbières sont variables et ne font pas nécessairement consensus parmi les spécialistes (Charman, 2002).

Si les concepts de fen et de bog sont largement utilisés et reconnus, ils ne peuvent rendre compte de la diversité floristique, trophique, hydrologique, morphologique ou géologique qu'embrassent les tourbières sous toutes leurs formes. Afin de représenter cette diversité, plusieurs systèmes de classification sont utilisés de par le monde et diffèrent selon les pays ou les groupes de recherche (Charman, 2002; Wheeler and Proctor, 2000). Aussi variés soient-ils, ces systèmes s'articulent autour de ces principaux critères : la flore (qui reflète les conditions hydrologiques et physico-chimiques), la physiologie de la végétation (structure d'organisation des plantes dominantes), l'hydrologie, la chimie de l'eau (à la surface et dans la tourbière), la morphologie du dépôt tourbeux (forme tridimensionnelle constituant la tourbière), les caractéristiques de la tourbe (composition botanique, structure, contenu en nutriments et/ou la stratigraphie du dépôt de tourbe (nature des dépôts sous-jacents et ses implications sur le développement de la tourbière) (Moore, 1984b). Le choix des critères et leur hiérarchisation reflète les objectifs et intérêts des concepteurs et usagers de ces systèmes de classification (Charman, 2002).

Le Système canadien de classification des terres humides utilise principalement des critères hydromorphologiques afin de différencier les types de tourbières. Il reconnaît notamment les grands groupes minérotrophes (fens) et ombrotrophes (bogs) selon les types de végétation et les caractéristiques chimiques des eaux à la surface et dans les tourbières

(Payette, 2001b). Ce système subdivise les fens en 19 catégories parmi lesquelles on trouve les tourbières minérotropes structurées (National Wetlands Working Group, 1997) qui font l'objet de ce mémoire. L'idée de structure provient de la surface ridée caractéristique de ces fens qui montrent une alternance de crêtes et de dépressions disposées perpendiculairement au sens de la pente. Les tourbières minérotropes structurées font partie intégrante du paysage boréal et subarctique en Amérique du Nord, en Europe et en Sibérie (Foster and King, 1984).

La répartition géographique des types de tourbière montre l'importance des variables climatiques (températures, précipitations) sur le développement des écosystèmes tourbeux et de leurs caractéristiques morphogénétiques (Belyea, 2007; Damman, 1979; Glaser and Janssens, 1986). En Amérique du Nord, la présence générale de tourbières augmente vers le Nord jusqu'au 60^e parallèle où les basses températures actuelles et la présence de pergélisol inhibent la croissance des végétaux (Charman, 2002). En zone méridionale, c'est le haut potentiel d'évapotranspiration et l'occurrence de déficits hydriques qui limitent le développement des tourbières. Ces écosystèmes se développent massivement dans les ceintures boréales et subarctiques ainsi que dans les régions maritimes (Payette, 2001b). C'est également dans ces régions que les tourbières structurées sont les plus courantes (Sjörs, 1961), plus précisément entre les 50^e et 56^e parallèles (Dionne, 1978) où, en Amérique du Nord, elles sont principalement représentées par des fens (Payette, 2001b). La dominance des tourbières minérotropes structurées est principalement le résultat d'un climat plus frais qui limite la croissance des sphagnes et favorise les écoulements de surface comme lors de la fonte des neiges au printemps (Payette, 2001b). Leur distribution est aussi conditionnée par des paramètres de précipitations, de surplus d'eau en été et de longueur de saison de croissance (Belyea, 2007; Lindsay et al., 1988 ; Sjörs, 1961).

2.1.2 Initiation et développement des tourbières

L'initiation d'une tourbière repose essentiellement sur la mise en place de conditions favorables à l'accumulation de la tourbe, c'est-à-dire où la quantité de matière végétale produite est supérieure à la quantité de matière végétale décomposée (Charman, 2002;

(Payette, 2001b). De façon concrète, la préservation de matière organique morte implique l'existence d'un surplus d'eau et d'un environnement appauvri en oxygène (Lindsay et al., 1988). Ces conditions peuvent être mises en place sous l'influence de facteurs variés et interreliés tels le climat, la géomorphologie, la géologie, la nature des sols, la phytoécologie (présence d'espèces végétales adaptées) ou les activités humaines (Charman, 2002). Il existe deux principaux processus par lesquels une tourbière peut s'initier : le comblement et la paludification. Ces deux processus n'agissent pas nécessairement de manière indépendante (Payette, 2001b). Ils sont souvent impliqués dans le développement d'un même complexe tourbeux bien que leur importance relative soit très variable (Charman, 2002).

L'entourbement par comblement, appelé aussi développement hydroséral, implique la formation d'une tourbière à partir d'un plan d'eau de taille et profondeur généralement modestes (Payette, 2001b). Lorsqu'un tel écosystème aquatique est stagnant, il est colonisé par une végétation aquatique flottante et d'autres plantes hydrophiles. La stagnation du plan d'eau favorise l'établissement de couches sédimentaires anoxiques où les processus de décomposition sont ralentis, favorisant l'accumulation de matière organique (Lindsay et al., 1988). Les rives et bordures se peuplent à leur tour d'une végétation aquatique ancrée au sol ainsi que d'arbustes riverains et de mousses brunes. Ces bandes de végétation produisent une biomasse importante et évoluent au fil du temps vers le centre du bassin sous forme de tapis flottants ou supportées par la tourbe sous-jacente (Payette, 2001b). Le comblement du bassin aquatique s'opère ainsi progressivement jusqu'à ce qu'il soit complètement rempli par la matière organique. La position de la nappe phréatique maintient des conditions anaérobiques qui favorisent l'accumulation de la tourbe. Si les conditions hydroclimatiques sont suffisamment humides, la tourbière poursuivra son développement vertical et horizontal (Lindsay et al., 1988).

L'entourbement par paludification est le processus par lequel un substrat préalablement sec devient humide et couvert de tourbe (Lindsay et al., 1988). Il implique l'intervention de facteurs allogènes afin qu'un bilan hydrique positif soit mis en place sur le substrat concerné. Parmi ces facteurs, mentionnons les changements climatiques. En exemple, citons l'occurrence d'un climat plus chaud entre 12000 et 8000 ans BP qui a favorisé la mise en

place massive des tourbières circumarctiques par paludification des sols (Macdonald et al., 2006). Par ailleurs, il est parfois possible que la paludification soit dérivée d'un changement induit par une succession naturelle comme certains processus de pédogénèse. La podzolisation des sols et leur imperméabilisation subséquente est un facteur important dans la paludification de nombreux sites de la région boréale de l'Amérique du Nord (Charman, 2002). L'entourbement par voie de paludification est un processus beaucoup plus important que le comblement de plans d'eau, phénomène qui demande des conditions très particulières et qui entourbe des espaces limités, circonscrits (Payette, 2001b).

2.1.3 Accumulation de la tourbe

Tel qu'expliqué précédemment, la saturation en eau des sédiments organiques est fortement impliquée dans le processus d'accumulation de la tourbe (i.e. production et décomposition). Plus précisément, la nappe d'eau conditionne l'existence de deux couches distinctes : l'acrotelme et le catotelme. Ces deux zones, situées respectivement au-dessus et au-dessous de la nappe phréatique, fournissent le substrat aux différents mécanismes impliqués dans l'accumulation de tourbe.

La couche supérieure des tourbières, appelée acrotelme, est soumise aux fluctuations de la nappe phréatique (Ingram, 1978) et n'est donc saturée en eau que de façon saisonnière (Clymo, 1984). C'est la zone biologiquement la plus active de la tourbière où se produit la plupart des échanges d'éléments et d'énergie. L'acrotelme est oxygénée et est constituée d'une matrice végétale vivante (Charman, 2002; Ingram, 1978). Elle est riche en bactéries et en microorganismes qui entraînent notamment une décomposition rapide de la matière organique qui s'y trouve (Clymo, 1984; Ingram, 1978). C'est également dans l'acrotelme qu'a lieu l'essentiel de la production végétale, tant aérienne (tiges, branches, feuilles, etc.) que sous-terrasse (système racinaire) (Charman, 2002).

La tourbe se forme alors que la litière dans la partie inférieure de l'acrotelme est graduellement absorbée par la nappe phréatique montante du catotelme (Belyea and Malmer, 2004). Le catotelme représente l'épaisse couche inférieure de la tourbière, saturée d'eau en

permanence et très pauvre en oxygène (Clymo, 1984 ; Payette, 2001b). Malgré les conditions anaérobiques qui y prévalent, la décomposition de la tourbe se poursuit mais à un rythme très lent (Charman, 2002; Ingram, 1978 ; Payette, 2001b). Contrairement à l'acrotelme, le catotelme a une conductivité hydraulique très basse, de sorte que la circulation d'eau y est très lente (Charman, 2002; Ingram, 1978).

On estime que 2 à 15% de la biomasse produite dans les tourbières s'accumule dans le catotelme au fil du temps (Gorham and Janssens, 1992). Si la productivité végétale joue un rôle dans les bilans d'accumulation des tourbières, le faible taux de décomposition en serait le paramètre le plus important (Charman, 2002; Vitt, 1990). Les processus de décomposition sont principalement favorisés par l'oxygénéation de la tourbe, son humidité, une température élevée ainsi que par l'importance de la faune microbienne et animale. De plus, certains tissus végétaux se montrent plus ou moins récalcitrants à la décomposition (Charman, 2002) comme les mousses et les végétaux ligneux (Thormann et al., 1999).

2.1.4 Tourbières structurées et mise en place des patrons de surface

Parmi tous les types de tourbières que l'on peut observer, certaines montrent une alternance de crêtes et de dépressions étroites disposées perpendiculairement à la pente. Ces patrons réguliers caractérisent un ensemble de tourbières minérotrophes et ombratrophes dites « structurées » (Payette, 2001b). À plus grande échelle, ces patrons sont formés d'une variété de micro-habitats d'étendue variable tels que des buttes, des platières, des dépressions et des mares (Charman, 2002; Sjörs, 1946). Ces micro-habitats, aussi appelés « biotopes », sont colonisés par des assemblages végétaux distincts qui reflètent également la prévalence de conditions d'humidité, d'acidité et trophiques très différentes selon la nature du biotope. Dans les fens structurés, les crêtes sont appelées « lanières » et sont de taille modeste, c'est-à-dire qu'elles surplombent les dépressions d'à peine quelques décimètres (Payette, 2001b). Les dépressions peuvent prendre la forme de *flarks* (platières humides) ou de mares selon qu'elles sont remplies par de la végétation (sphaignes et cypéracées) ou de l'eau libre (Charman, 2002; Foster and King, 1984). D'autre part, certaines dépressions nommées *mud-bottoms* ne sont ennoyées que saisonnièrement mais présentent un tapis d'algues qui inhibe la

croissance des mousses (Karofeld, 2004). Si la structuration des patrons change en fonction de la pente, les tourbières à topographie plane montrent un arrangement peu différencié qui peut prendre la forme d'un réticulum (tourbières réticulées) (Payette, 2001b) ou labyrinthique (Rietkerk et al., 2004).

Au sein de la zone de distribution des tourbières structurées de l'hémisphère nord, l'influence du climat s'observe par une répartition nord-sud de différents types de tourbières : alors que les tourbières du Sud sont majoritairement ombrótophiques et bombées, elles sont remplacées par des fens structurés vers le Nord (Glaser and Janssens, 1986; Ruuhijärvi, 1983; Sjörs, 1961) et ensuite par des tourbières pergélisolées (French, 1976). Les tourbières structurées sont essentiellement confinées dans les zones subarctiques et arctiques (Sjörs, 1961 ; Thompson and Worley, 1984) ainsi que dans les zones maritimes et alpines de la zone mi-tempérée (Glaser, 1998), ce qui confirme que les conditions climatiques jouent un rôle dans la mise en place des patrons de surface. Les précipitations, la longueur de la saison de croissance, la température et les surplus d'eau estivaux seraient, en particulier, liés à leur répartition géographique (Lindsay et al., 1988; Sjörs, 1961 ; Thompson and Worley, 1984). D'autre part, les observations de Glaser et al. (1981) faites sur une tourbière drainée (Red Lake Peatland, Minnesota, États-Unis) suggèrent qu'un certain degré d'humidité et qu'un écoulement d'eau près de la surface sont nécessaires au maintien des patrons de surface.

L'initiation et le développement de la microtopographie des tourbières ont suscité l'intérêt des scientifiques depuis plus de cent ans, donnant lieu à de nombreuses hypothèses. Les facteurs principaux évoqués sont d'ordre biologique, hydrologique, mécanique, climatique et polygénétique. Encore aujourd'hui, nous ne savons pas quelle est la part des facteurs autogènes (différences dans les taux d'accumulation, propriétés mécaniques de la tourbe, hydrologie de la tourbière et pente, etc.) et allogènes (changements hydroclimatiques, relief du bassin minéral, etc.) dans le développement de la microtopographie et des patrons de surface (Karofeld, 1998). Néanmoins, un nombre croissant de chercheurs se rallient autour des hypothèses polygénétiques qui impliquent à la fois des processus autogènes et allogènes (Charman, 2002; Glaser, 1998).

2.1.4.1 Hypothèses impliquant les processus périglaciaires et le gel

Plusieurs théories ont mis en cause l'action des processus périglaciaires dans le développement des patrons de surface. Hamelin (1957) a tenté d'expliquer leur formation par le développement de lentilles de glace, le soulèvement discontinu de la tourbe et la gélifluxion subséquente des zones soulevées. Schenk (1959; 1966; 1970), quant à lui, a mis en cause la fonte du pergélisol dans la formation des patrons lanière-mare. Les processus périglaciaires ont toutefois été écartés des causes possibles de la mise en place de ces patrons de surface puisqu'on peut les observer dans des régions où le pergélisol ne s'est jamais installé, au moins du temps de la tourbière (Foster et al., 1983; Glaser et al., 1981). Il n'est évidemment pas exclu que le gel puisse exercer une grande influence sur la morphogenèse des tourbières (mares thermokarstiques, palses, etc.) là où il est présent (Charman, 2002; Foster et al., 1983; Glaser et al., 1981).

D'autres hypothèses font également intervenir le gel pour expliquer le développement de patrons de surface. Helaakoski (1912) a tenté d'expliquer la formation des dépressions allongées par le cisaillement de la tourbe sous l'action du gel, son comblement par du matériel non gelé et la poussée latérale exercée par l'expansion de la glace. Moore et Bellamy (1974) ont proposé que le soulèvement différentiel des surfaces par le gel soit à l'origine des lanières et des reliefs de butte. Tricart (1969) a mentionné que la fonte inégale des surfaces ainsi soulevées expliquerait la forme des tourbières structurées. Foster *et al.* (1983), quant à eux, ont émis l'hypothèse que le gel annuel pourrait accentuer une microtopographie déjà existante sans toutefois être responsable de sa mise en place. Si Sjörs (1983) considère que les mares se sont formées par un excès local d'eau, il propose que les lanières soient notamment érigées par les poussées latérales de la glace et un possible soulèvement par le gel. En réponse à cette théorie, Seppälä et Koutaniemi (1985) ont mentionné que le gel, superficiel (environ 30 cm) dans les tourbières structurées (*aapa mires*) de Finlande, ne pourrait avoir qu'une influence restreinte sur le soulèvement de compartiments tourbeux, contrairement aux fluctuations de la nappe d'eau dont l'influence est considérable (Kurimo, 1983). De façon comparable, Hamelin (1957) prend note que les tourbières structurées sont généralement couvertes d'une épaisse couche de neige en hiver, limitant ainsi la pénétration du gel dans la tourbe, mettant à mal les hypothèses périglaciaires. En ce qui concerne les

poussées latérales de la glace, Seppälä et Koutaniemi (1985) ont démontré que le phénomène était de faible amplitude et ne pouvait déplacer des lanières entières, étant elles-mêmes ancrées par le gel.

2.1.4.2 Les hypothèses gravitaires

Certains auteurs (Anderson and Hesselman, 1907 ; Auer, 1920 ; Pearsall, 1956; Troll, 1944 ; Von Post and Sernander, 1910) ont tenté d'expliquer l'origine des patrons de surface par la solifluxion de la tourbe le long de la pente. Si la majorité des tourbières sont installées sur des plans inclinés ou forment elles-mêmes une pente en leur surface, Rancken (1912) et Sjörs (1961) ont mentionné qu'une majorité de ces mares se sont développées sur des pentes trop faibles pour permettre la solifluxion du matériel tourbeux. Foster *et al.* (1983) ajoutent à cette constatation que la nature fibreuse de la tourbe nuit à d'éventuels mouvements de solifluxion. Ils déplorent aussi l'absence de preuves stratigraphiques pour soutenir cette théorie. Enfin, Seppälä and Koutaniemi (1985) ont démontré que ces déplacements gravitaires étaient minimaux ou inexistantes.

D'autres phénomènes liés à la gravité ont été évoqués pour expliquer la mise en place des patrons lanières-dépressions. Par exemple, lors de la fonte printanière, la couche de tourbe gelée et la saturation en eau de l'écosystème conditionneraient un écoulement en nappe de l'eau excédentaire à la surface de la tourbière. Cet écoulement en nappe entraînerait avec lui des débris de plantes qui, en formant de petits embâcles perpendiculaires au sens de l'écoulement, causerait la mise en place de crêtes, précurseurs des lanières et des patrons microtopographiques (Ruuhiärv, 1960 ; Sakaguchi, 1980; Tanttu, 1915). Ces obstacles de matière organique gêneraient l'écoulement superficiel lors de la saison de croissance, donnant naissance à des accumulations d'eau en aval des monticules (Seppälä and Koutaniemi, 1985).

2.1.4.3 Les hypothèses biotiques

Enfin, toute une série d'hypothèses font intervenir des processus biotiques afin d'expliquer la genèse de la microtopographie. Ceux-ci correspondent essentiellement aux différences de taux d'accumulation de la tourbe et aux boucles de rétroaction qui viennent accentuer ces différences initiales (Charman, 2002). Les processus biotiques et autogènes sont de plus en plus considérés comme les principaux responsables du développement des dépressions et des mares, bien que les mécanismes abordés précédemment fassent également partie de l'équation (Charman, 2002; Seppälä and Koutaniemi, 1985).

L'une des premières théories biotiques, proposée par Von Post (1910), reprise par Osvald (1923) et Kulczynski (1949), supposait que les dépressions avaient un taux d'accumulation supérieur aux buttes, ce qui occasionnait un remplacement cyclique de ces deux biotopes. Des études ultérieures ont toutefois démontré le contraire, à savoir que les dépressions, une fois installées, persistent à travers le temps et que leur remplacement par des buttes est très rare (Barber, 1981; Tolonen, 1980; Tolonen et al., 1985; Walker and Walker, 1961).

Nlisson (1899) a émis l'hypothèse que les colonies de *Scirpus cespitosus* croissaient sous forme de buttes et interceptaient ainsi des débris végétaux lors de la fonte printanière. Ces colonies contribuaient à ériger des lanières propices à la croissance de sphaignes. Reprenant cette hypothèse, Auer (1920) croyait que les buttes formées par certains végétaux tendaient à s'aligner et à former des lanières par coalescence. Il a proposé également que le taux d'accumulation des lanières soit supérieur à celui des mares et des dépressions, contribuant ainsi à leur maintien dans le temps. Rancken (1912) et Cajander (1913) ont attribué la formation des lanières à une succession végétale débutant par une colonie de cypéracées et se terminant par l'établissement de *Sphagnum fuscum*. De façon similaire, Kuznetsov (1982) a avancé que la microtopographie est le résultat de la croissance différentielle d'espèces végétales variées. Les zones surélevées seraient ensuite colonisées par de nouvelles espèces, contribuant à surélever davantage les buttes et les lanières (*waves*).

Sur la base d'observations stratigraphiques, Foster, King et Santelmann (1988) ont émis l'hypothèse que la microtopographie se développerait essentiellement de façon autogène à

partir d'une surface relativement homogène. Ils ont proposé une différenciation graduelle de la surface en fonction des assemblages végétaux et de l'hydrologie. Les dépressions prendraient lentement de l'expansion à cause d'un taux d'accumulation ralenti par rapport aux platières et aux buttes. Dans le même sens, Armstrong et Boatman ont démontré que des taux d'accumulation plus réduits au pourtour des dépressions contribuaient à leur expansion graduelle (Armstrong and Boatman, 1967; Boatman, 1972; Boatman, 1977).

Les hypothèses biotiques ont généralement recours au concept de rétroaction positive afin d'expliquer la différenciation croissante du relief à la surface des tourbières. Dans ce cas, une dépression se formerait en réponse à un taux d'accumulation de plus en plus réduit à mesure que la surface avoisinante s'élèverait relativement à la zone déprimée (Belyea and Lancaster, 2002; Boatman and Tomlinson, 1973; Foster and Fritz, 1987; Hulme, 1986; Tallis, 1994). Selon plusieurs chercheurs, il semblerait que les biotopes humides (dépressions) aient un taux d'accumulation désavantageux par rapport aux buttes à cause d'une productivité végétale réduite, de l'établissement de végétaux moins récalcitrants à la décomposition ou d'autres conditions défavorables à l'accumulation de la tourbe (Charman, 2002). Bien que ce soit le cas dans plusieurs situations (Boatman, 1977; Boatman et al., 1981; Clymo and Hayward, 1982; Damman, 1979; Sonesson, 1972), une étude détaillée sur les processus de production et de décomposition en fonction de la profondeur de la nappe phréatique a révélé la nature complexe de ces interactions. En effet, Belyea et Clymo (1998) ont montré que la relation entre l'accumulation de la tourbe et le gradient butte-dépression n'était pas linéaire. Si l'accumulation de la tourbe est liée à la profondeur de la nappe phréatique, la structure de surface de la tourbière est aussi déterminante (végétation, propriétés de la tourbe, configuration microtopographique...). Cependant, les taux d'accumulation des biotopes environnants influencent également l'évolution de ceux-ci.

Une autre théorie d'intérêt concerne les propriétés mécaniques de la tourbe. En réponse à des conditions environnementales différentes, diverses communautés végétales s'établissent à la surface d'une tourbière. Or la végétation de buttes et de lanières présente une conductivité hydraulique typiquement inférieure à celle des dépressions notamment en raison de leur tourbe plus décomposée (Belyea and Clymo, 2001; Couwenberg and Joosten, 2005; Eppinga

et al., 2008; Swanson and Grigal, 1988). Dans une tourbière inclinée (ou avec un flux d'eau unidirectionnel), cette faible conductivité hydraulique gênerait la circulation des eaux de surface, causant l'accumulation d'eau en amont des buttes et des lanières (Ivanov, 1981). Il s'ensuivrait alors une boucle de rétroaction où l'accumulation d'eau en amont des buttes ou lanières gênerait la productivité végétale, favorisant le développement d'une dépression. La dépression ainsi créée favoriserait également la formation d'une butte en amont par un drainage local accru (Couwenberg and Joosten, 2005). Cette interdépendance entre l'eau, la végétation et les propriétés de la tourbe donnerait lieu à une structure de surface ridée perpendiculaire à la pente, l'existence d'une pente étant une condition *si ne qua non* à cette théorie (Couwenberg, 2005; Couwenberg and Joosten, 2005; Swanson and Grigal, 1988).

Rietkerk *et al.* (2004) ont eu recours à la modélisation pour démontrer qu'une limitation des ressources (i.e. les nutriments dans une tourbière) peut suffire à générer le développement autogène de patrons de surface dans une tourbière plane. Plus précisément, ils ont posé l'hypothèse qu'une population d'espèces vasculaires (Cypéracées, Éricacées) peut générer un transport convectif des nutriments grâce à un potentiel d'évapotranspiration supérieur. Les dépressions, dont la végétation est plus éparses et pauvre en espèces vasculaires, seraient ainsi désavantagées par le transport convectif des nutriments, ce qui occasionnerait une productivité végétale réduite par rapport aux lanières et aux buttes colonisées de plantes vasculaires. En effectuant des mesures dans un fen plat structuré (*maze patterned peatland*) en Sibérie, l'équipe d'Eppinga *et al.* (2008) a confirmé que les lanières (colonisées par de nombreuses plantes vasculaires) accumulaient davantage de nutriments que les dépressions (colonisées surtout par des bryophytes). Ils ont également confirmé la tendance d'une plus grande évapotranspiration dans les lanières, causant ainsi une rétroaction positive qui accentue les différences entre les lanières et les dépressions. Cependant, les tourbières minérotropes planes sont des écosystèmes rares et particuliers. Les mesures effectuées par Eppinga *et al.* (2008) contredisent les résultats d'autres chercheurs ayant travaillé dans d'autres types de tourbière (bogs et fens sur pente). Ainsi, la structuration des tourbières contrôlée par les courants convectifs des nutriments ne s'appliquerait qu'aux tourbières minérotropes planes (Couwenberg, 2005). En d'autres mots, la présence d'une pente et d'un écoulement gravitaire des eaux suffirait à brouiller les courants convectifs et à annuler leur

effet structurant (Eppinga et al., 2008). La modélisation et la simulation de ces paramètres ont malgré tout démontré la capacité d'auto-structuration de la végétation. L'existence de boucles rétroaction semble être essentielle à ce phénomène (Couwenberg and Joosten, 1999).

2.1.5 Initiation des mares

La question des mares de tourbières, bien que reliée à la microtopographie et aux patrons de surface, a donné lieu à un ensemble distinct d'hypothèses sur leur genèse et leur développement ultérieur. D'entrée de jeux, nous savons que les mares se développent généralement de façon secondaire (i.e. postérieurement à l'initiation de la tourbière) à partir de dépressions à la surface des tourbières. C'est du moins ce que suggèrent plusieurs études paléoécologiques et stratigraphiques (Belyea and Lancaster, 2002; Foster and Fritz, 1987; Foster et al., 1988; Karofeld, 2004; Sjörs, 1946). De plus, l'étude de Foster (1983) laisse croire qu'une certaine accumulation de tourbe est nécessaire afin de favoriser un écoulement en nappe à la surface de la tourbière plutôt qu'un écoulement concentré (*channel flow*), limitant la forme érosive de l'eau et permettant la mise en place de la microtopographie. Nous savons également que la morphométrie, l'orientation et la bathymétrie des mares sont corrélées avec la direction de la pente (Belyea and Lancaster, 2002; Foster and Fritz, 1987). Ainsi, les mares sont subcirculaires en terrain plat alors qu'en présence d'une pente, elles sont allongées et perpendiculaires à celle-ci (Foster and Fritz, 1987). Leur fond comporte typiquement une tranchée surcreusée qui s'oriente le long du grand axe, sur la limite aval du bassin, probablement en réponse à la pression hydrostatique de l'eau (Belyea and Lancaster, 2002). Enfin, la distribution géographique des mares est influencée par les conditions hydroclimatiques, comme les patrons de surface en ont fait montre. Ainsi que l'observent Glaser et Janssens (1986) en Amérique du Nord, l'occurrence des mares serait plus élevée vers le Nord. Ce gradient nord-sud serait le résultat des différences dans le bilan des précipitations et de l'évapotranspiration, donnant lieu à des bilans hydrologiques plus humides vers le Nord. Belyea (2007) a démontré l'existence d'un contrôle hydroclimatique sur l'abondance des mares en accordant toutefois une plus grande influence aux variables topographiques (contrôle topographique sur les apports d'eau) sur le ratio mares-lanières.

Enfin, Vorren *et al.* (1999) ont remarqué que l'occurrence de mares dans les tourbières norvégiennes se concentrait dans les régions à précipitations élevées.

2.1.5.1 Hypothèses climatiques

Bien que les mares soient associées à la microtopographie, l'initiation et le développement de plans d'eau au sein des tourbières a suscité ses propres hypothèses. Weber (1902; Weber, 1908) a proposé que les mares naissaient de l'accumulation d'eau de pluie dans les dépressions lors de périodes humides. S'ensuivrait l'installation d'un tapis d'algues qui inhiberait la croissance des sphagnes. D'autres chercheurs ont attribué l'initiation des mares à la transition d'un climat sec vers un climat humide, la tourbe décomposée (conductivité hydraulique faible) héritée du climat sec inhibant le drainage et favorisant ainsi le développement d'un plan d'eau à long terme (Barber, 1981; Boatman and Tomlinson, 1973).

Belyea (2007) considère que les études qui attribuent le développement de biotopes au climat sont sur-simplifiées. En effet, les patrons d'écoulement de l'eau et des nutriments, déjà influencés par la microtopographie existante et la végétation (conductivité hydraulique, potentiel d'évapotranspiration), influencerait à leur tour le développement d'autres biotopes dans un système complexe et dynamique. De façon générale, la formation des mares ne semble pas synchrone dans la même région ou le même site (Foster *et al.*, 1988; Karofeld, 1998; Tallis and Livett, 1994), laissant supposer que le processus est avant tout autogène (Charman, 2002). En revanche, la montée de la nappe phréatique en réponse à un changement hydroclimatique devrait favoriser le développement de nouvelles mares, particulièrement là où la nappe phréatique se maintient près de la surface (Charman, 2002). L'étude paléoécologique de Belyea et Malmer (2004) a suggéré que l'initiation de mares peut avoir lieu rapidement sous l'impulsion d'un petit changement climatique. C'est également ce que croient Foster *et al.* (1983). Si leur théorie est fondamentalement biotique (voir section 2.1.5.2), ils n'excluent pas que le climat puisse induire une augmentation de l'humidité de surface et permettre l'émergence d'eau libre à la surface de la tourbière.

2.1.5.2 Hypothèses biotiques

La théorie de Foster et ses collaborateurs est probablement celle qui a retenu le plus d'attention chez les scientifiques (Foster and King, 1984; Foster et al., 1983). Après le développement autogène d'une microtopographie (voir section 2.1.4.3), l'eau tendrait à poindre dans les dépressions lors de périodes humides, inhibant la croissance des plantes. Les mares se développeraient ainsi à partir des dépressions, par un taux d'accumulation de plus en plus réduit. Cette théorie, initialement formulée par Foster *et al.* (1983) et basée sur des observations stratigraphiques, rejoint plusieurs autres hypothèses biotiques sur le sujet de l'expansion des mares par voie de décomposition. Le développement des mares impliquerait une expansion verticale et horizontale de celles-ci par une productivité végétale réduite et une décomposition active de la tourbe. Foster *et al.* (1983) ont expliqué cette décomposition accrue par l'oxygénéation du milieu par les algues, les processus d'érosion et le soulèvement de matériel tourbeux par l'ébullition de méthane. Les mares pourraient ainsi s'adjoindre par coalescence à mesure que les lanières sont dégradées et cèdent, à la surface ou à la base de celles-ci.

Les travaux de Belyea et Lancaster (2002) sur les relations d'échelle des mares d'un bog ont montré la dominance des processus biotiques dans la formation des mares. Basée sur un postulat qui associe la taille des mares avec leur âge, l'étude a conclu que les premières mares se seraient développées dans le même secteur de la tourbière (*near central focus*) selon une distribution aléatoire, ce qui nuirait aux théories impliquant des processus purement physiques ou hasardeux.

Malgré l'ancienneté de ses travaux, Cajander (1903) soupçonnait déjà une dominance des processus de décomposition dans les mares de par leur dénuement végétal. Ayant observé des dépôts de tourbe sous les mares étudiées, il a conclu que celles-ci se développaient de façon secondaire à un certain stade de développement de la tourbière. Selon Sjörs (1961) et Cajander (1903), le développement des mares serait « régressif », c'est-à-dire qu'il agirait par décomposition de la tourbe exposée. Kuznetsov (1982) a émis l'hypothèse que les lanières, par un taux d'accumulation plus efficace, s'élevaient par rapport aux dépressions, ce qui

aurait comme effet d'élever la nappe phréatique et d'envoyer graduellement les dépressions, causant ainsi la dégradation de leur végétation et l'apparition de mares.

2.1.5.3 Hypothèses topographiques

Bien que l'observation empirique démentît cette hypothèse, Radforth (1969) a d'abord cru que la surface des tourbières, comme une nappe, reproduisait le relief du bassin minéral. Dans le même sens, Goode (1970) a associé des complexes de mares avec des dépressions topographiques sous-jacentes dans deux bogs en Écosse. Boatman et Tomlinson (1973) ont infirmé ces hypothèses en démontrant, dans un bog en Angleterre, que des mares de tourbières surplombaient des dépressions comme des crêtes. Foster et King (1984) n'ont quant à eux identifié aucune correspondance entre la topographie du bassin minéral et celle à la surface de la tourbière Leech Lake au Canada. Comas *et al.* (2004) ont tenté d'établir un lien entre les patrons de végétation et la stratigraphie des sédiments minéraux de par son influence sur la nappe phréatique. Ils ont émis l'hypothèse que la présence des mares serait reliée à des dépôts sous-jacents associés à des eskers (Comas *et al.*, 2005), mais les preuves sont insuffisantes pour entériner leur hypothèse.

2.1.6 Évolution des mares

Si des analyses stratigraphiques ont conclu au développement secondaire des mares à partir d'une surface plane ou d'une dépression, il est logique de croire qu'elles ont pris de l'expansion jusqu'à atteindre leurs tailles actuelles (Belyea and Lancaster, 2002). De plus, plusieurs chercheurs ont observé des marques d'expansion des mares comme d'anciennes buttes et lanières ennoyées ou des arbres submergés (Arlen-Pouliot, 2009; Belyea and Lancaster, 2002; Boatman and Tomlinson, 1973; Foster *et al.*, 1988; Payette, 2001a; Seppälä and Koutaniemi, 1985). Enfin, les travaux de Belyea et Lancaster (2002) ont mis en évidence des relations d'échelle qui nous en apprennent beaucoup sur la dynamique évolutive des mares. D'abord, la taille et la profondeur des mares semblent reliées à leur âge. Il a ensuite été établi que la taille (aire) des mares serait reliée à leur longueur et profondeur. Il y a donc

lieu de penser que les mares s'approfondissent et s'élargissent (perpendiculairement à la pente) avec le temps par une accumulation de tourbe plus lente que les autres biotopes des tourbières. Malgré que les buttes et lanières à proximité des mares puissent continuer de croître par l'accumulation de tourbe, il est possible que les complexes de mares induisent un ralentissement de l'accumulation à l'échelle du secteur qu'elles occupent, menant à l'aplatissement (ou affaissement) de l'unité concernée. Ce phénomène permettrait l'établissement d'une boucle de rétroaction favorisant l'expansion du complexe de mares (Belyea and Lancaster, 2002).

Plusieurs mécanismes sont invoqués pour expliquer cette probable expansion des plans d'eau. D'abord, il semble que les mares favorisent la décomposition de la tourbe. La colonisation du plan d'eau par les algues entraîne une oxygénéation du milieu par voie de photosynthèse, ce qui rend la décomposition de la tourbe plus efficace (Foster et al., 1983; Hogg et al., 1992; Sjörs, 1961). De plus, l'action des cyanobactéries fixatrices d'azote sur la marge des mares rend disponible aux organismes décomposeurs de l'azote atmosphérique, favorisant davantage la décomposition de la tourbe (Hamilton et al., 1994). En été, le réchauffement de l'eau des mares contribue aussi à stimuler l'activité des décomposeurs (Karofeld et al., 2008). Enfin, les mares représentent un lieu particulièrement important d'émission de méthane (Pelletier et al., 2007). L'ébullition de ce gaz contribuerait à détacher des morceaux de tourbe du fond de la mare et à les soulever vers la surface, rendant disponible du nouveau matériel pour la décomposition. La tourbe ainsi détachée serait alors plus vulnérable à la décomposition par la chaleur accrue des eaux de surface (Karofeld et al., 2008).

L'action érosive des vagues et du vent (Pearsall, 1956) n'a pu être démontrée (Belyea and Lancaster, 2002), bien qu'elle puisse agir, en particulier sur de grandes mares ou dans des régions froides où le gel vient exacerber cette érosion potentielle. Outre la décomposition accrue et l'érosion du matériel tourbeux, Weber (1902; 1908) a proposé la subsidence de la tourbe sous le poids de l'eau comme troisième mécanisme d'expansion des mares. La pression hydrostatique exercée par l'eau sur la tourbe en aval, ne semble pas suffisante pour que l'expansion des mares se fasse vers le bas de la pente. En effet, les mares s'agrandissent

préférentiellement le long des lignes de contour topographique par inondation et coalescence (Belyea and Lancaster, 2002), mais les raisons d'un tel schéma de développement demeurent obscures. La présence de lanières bien développées pourrait expliquer en partie ce phénomène, mais une telle structuration des tourbières est occasionnelle. Belyea et Lancaster (2002) ont émis une hypothèse selon laquelle les mares s'agrandiraient préférentiellement le long des biotopes topographiquement plus bas. Selon cette hypothèse, la tourbe issue des dépressions serait plus vulnérable au contact de la colonne d'eau oxygénée de la mare contrairement à la tourbe de buttes et de lanières ayant déjà subi une décomposition aérobie lors de son séjour dans l'acrotelme. De cette façon, la tourbe installée entre deux mares de même élévation serait soumise à une décomposition plus active. Exposée de part et d'autre à la colonne d'eau oxygénée, elle serait décomposée plus efficacement, donnant lieu à une expansion préférentielle des mares par coalescence le long des contours topographiques (Belyea and Lancaster, 2002).

Malgré que le phénomène soit peu fréquent, il arrive que l'ouverture d'une brèche dans une lanière de végétation (à la surface ou en profondeur) entraîne le drainage rapide d'une mare (Foster and Fritz, 1987; Oksanen et al., 2001; Pearsall, 1956). La mare peut alors être recolonisée par la végétation ou évoluer sous la forme d'un *mud-bottom* (Foster et al., 1988). Occasionnellement, la brèche peut se colmater et permettre le rétablissement partiel ou complet de la mare en quelques mois à peine (Belyea and Lancaster, 2002).

Enfin, il semble que les lanières des tourbières structurées soient des unités très dynamiques et mobiles (Foster and Fritz, 1987). Koutaniemi (1999) a enregistré des mouvements de 50 à 150 cm sur une période de 21 ans, les endroits les plus dynamiques des lanières correspondant aux pentes les plus prononcées. Étonnamment, ces mouvements peuvent s'effectuer dans toutes les directions à raison de plusieurs centimètres par année (2 à 5 cm dans leur étude), les déplacements d'hiver étant généralement contraires à ceux d'été. Koutaniemi (1999) attribue ces mouvements de lanières aux poussées latérales de la glace, à la solifluxion et à la pression de l'eau.

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE

3.1 Sélection des sites

3.1.1 Sélection des tourbières

Deux tourbières minérotrophes (fens) ont été sélectionnées en fonction de leur représentativité régionale, notamment en ce qui concerne leur taille, forme, structure et l'occurrence importante de mares. L'accessibilité des sites ainsi que l'absence de perturbations anthropiques ont aussi guidé notre choix. Enfin, nous avons sélectionné les tourbières dans le même bassin versant régional afin de vérifier si le climat a pu exercer une influence similaire sur les deux sites au cours de l'Holocène.

3.1.1 Sélection des mares

À l'intérieur de chaque fen, deux mares représentatives (forme, profondeur) ont été retenues pour l'analyse paléoécologique. La profondeur des sédiments tourbeux ainsi que la présence d'arbres subfossiles au fond des mares (pour d'éventuelles datations) figuraient aussi parmi les critères de sélection. Enfin, les mares devaient représenter des secteurs distincts des tourbières, ainsi elles sont localisées dans les secteurs central et aval de chaque fen.

3.2 Caractérisation des tourbières

3.2.2 Relevés de végétation

Des relevés de végétation ont été effectués au cours de la campagne de terrain de juillet 2006 afin de caractériser la végétation de surface des deux tourbières étudiées mais aussi afin de disposer d'analogues de surface pour la reconstitution paléoécologique. Dans l'idée de représenter l'ensemble des conditions environnementales (gradients topographique, hydrologique et trophique), nous avons échantillonné les huit biotopes suivants sur une surface de 1m² : Butte haute (30 cm et plus), butte moyenne (20 à 30 cm), butte basse (10 à 20 cm), lanière, platière humide, bord de mare, centre de mare et bordure forestière. Les sites d'échantillonnage ont été subjectivement sélectionnés le long d'un transect nord-sud tracé aléatoirement dans l'axe transversal de chaque tourbière. Cette étape a été répétée dans les secteurs aval, central et amont, totalisant 48 relevés de végétation par site.

Tableau 3.1 Classes d'abondance des relevés de végétation terrestre

Classe d'abondance	Pourcentage de recouvrement (%)
Tr (trace)	1-9
1	10-19
2	20-29
3	30-39
4	40-49
5	50-59
6	60-69
7	70-79
8	80-89
9	90-99
10	100

Pour les mêmes raisons que les relevés décrits ci-haut, les mares à l'étude ont aussi fait l'objet de relevés de végétation le long de leurs bordures ainsi qu'au sein du compartiment aquatique. Chaque bordure a été échantillonnée à cinq endroits équidistants. Les portions aquatiques ont été systématiquement échantillonnées en trois points correspondants à la zone centrale de la mare et à ses deux extrémités. L'échantillonnage de la végétation a été réalisé sur une surface de 250 cm² (50X50 cm) pour l'ensemble de ces relevés. Au total, nous avons

réalisé 32 relevés de végétation pour caractériser les mares dont 20 sur leurs bordures et 12 dans les compartiments aquatiques.

Tableau 3.2 Classes d'abondance des relevés de végétation des mares

Classe d'abondance	Estimation du recouvrement
1	Rare
2	Peu présent
3	Moyennement présent
4	Très présent
5	Dominant

Le pourcentage de recouvrement des espèces végétales a été estimé en fonction de la strate (hauteur) occupée par les végétaux : muscinale, herbacée basse, herbacée haute, arbustive ou arborescente. Pour les biotopes terrestres, le pourcentage de recouvrement a été exprimé sur une échelle de 1 à 10 selon le barème présenté dans le tableau 3.1. Les mares présentaient une densité de végétation trop faible, ce qui a nécessité l'utilisation d'un barème différent présenté dans le tableau 3.2. D'autre part, chaque relevé de végétation compilait les informations suivantes :

- 1) Variables géographiques**
 - Latitude, longitude, altitude
- 2) Variable physiographique**
 - Type de biotope (micromorphisme)
- 3) Variable édaphique**
 - Profondeur de la nappe phréatique

Les variables géographiques ont été mesurées à l'aide d'un GPS 72 de marque Garmin. La profondeur de la nappe phréatique a été mesurée à partir de la surface de la tourbe dans un trou creusé à cet effet, sauf pour les sites à nappe affleurante (dépressions humides, mares). Les mesures ont été effectuées après un délai minimal de 30 minutes suite à l'excavation.

3.2.3 Topographie

La topographie de surface des deux tourbières a été mesurée en septembre 2006 à l'aide d'un système global de positionnement différentiel (DGPS) de marque Trimble RTK 5800. Cet appareil est doté d'une précision horizontale (x, y) inférieure ou égale à 2cm et d'une précision verticale (z) inférieure ou égale à 5cm. Afin d'obtenir des résultats détaillés, 739 et 630 points topographiques ont été mesurés sur les tourbières de l'Aéroport et de l'Ours respectivement.

La topographie des bassins minéraux dans lesquels se sont développées les tourbières a été déterminée à partir de sondages fait avec une sonde Hiller (Fries and Hafsten, 1965). Les sondages ont permis de mesurer l'épaisseur du dépôt organique jusqu'au contact minéral ainsi que de caractériser la nature des sédiments minéraux sous-jacents. La tourbière de l'Aéroport compte 53 de ces points systématiquement répartis sur 11 transects disposés à tous les 40 m. La tourbière de l'Ours compte 76 points d'échantillonnage distribués sur 14 transects espacés aux 50 m. Les valeurs de profondeur des sondages ont été soustraites aux mesures d'altitude des relevés topographiques de surface afin d'obtenir des valeurs absolues (altitude) pour la topographie du bassin minéral.

Ces données ont permis l'élaboration de deux modèles numériques d'élévation (MNE). La surface et le bassin minéral de chaque tourbière étudiée ont ainsi été représentés en trois dimensions par le biais du logiciel ArcGIS 9.2 de ESRI et sa plateforme ArcSCENE. Nous avons utilisé la méthode d'interpolation « topo to raster » pour l'obtention de valeurs tridimensionnelles. Cette méthode, conçue spécifiquement pour l'élaboration de modèles d'élévation numériques hydrologiquement corrects, est basée sur le programme ANUDEM développé par Hutchinson (1989). Les deux MNE comprennent aussi une cartographie des sédiments minéraux en place sous les tourbières. Comme aucune méthode d'interpolation n'a donné des résultats satisfaisants, nous avons représenté les classes de sédiments sous la forme de polygones de Voronoï.

3.3 Échantillonnage des carottes de tourbe

Quatre mares ont été échantillonnées dans le cadre de cette étude. Les deux carottes provenant des mares de la tourbière de l'Aéroport portent un nom débutant par « AeroM » alors que les deux carottes récoltées dans les mares de la tourbière de l'Ours portent des noms débutant par « OursM » (voir tableau 3.3). Les quatre mares préalablement sélectionnées ont été échantillonnées au cours de la campagne de terrain de mars 2006. La portion supérieure des sédiments gelée a été récoltée à l'aide d'un carottier mécanique de type CRREL (Brockett and Lawson, 1985) de 75 mm de diamètre. L'épaisseur des sédiments gelés variait de 10 à 25 cm selon les sites. Dans plusieurs cas, les sédiments présents sous l'eau des mares n'étaient pas gelés, le front de gel s'arrêtant précisément à la frontière entre l'eau libre et le fond de la mare. Le carottier CRREL n'a pas été utilisé dans ces cas. Une fois récoltées, les carottes de tourbe gelée et de glace ont été emballées dans des sacs à glissière puis placées dans des contenants de plastique. Les échantillons ainsi emballés ont été disposés dans des glacières pour empêcher leur fonte au cours du transport. Ils ont ensuite été entreposés dans un congélateur à -5°C jusqu'à leur découpage et analyse.

La portion non-gelée des séquences sédimentaires a été échantillonnée à l'aide de deux carottiers, selon qu'il s'agissait de sédiments de surface plus fluides ou de tourbe plus consolidée. Les sédiments de surface fluides ont été récoltés à l'aide d'un carottier à gravité de type Kajak-Brinkhurst (KB) modifié (Brinkhurst et al., 1969; Glew, 1989) d'une longueur de 50 cm et d'un diamètre de 5 cm. Les sédiments ainsi récoltés ont été extraits sur place par tranche de 1 cm à l'aide d'un extracteur adapté (Glew, 1988), placés dans des sacs à glissière puis entreposés dans des boîtiers rigides en chambre froide à 4°C jusqu'à leur analyse. Les dépôts tourbeux mieux consolidés, représentant la majorité des profils, ont été récoltés à l'aide d'un carottier Livingstone (Livingstone, 1955) d'une longueur de 1 m et d'un diamètre de 5 cm jusqu'au contact minéral. Les carottes ont été emballées dans de la pellicule de plastique moulante puis dans du papier d'aluminium avant d'être placées dans des boîtiers en bois. Elles ont été entreposées dans une chambre froide à 4°C jusqu'à leur analyse en laboratoire.

Tableau 3.3 Caractéristiques des carottes échantillonnées

Carottes	Segments	Profondeur (cm)	Carottier	Latitude	Longitude
AeroM2	AeroM2g A	0-11	CRREL		
	AeroM2s B	11-25	KB		
	AeroM2 C	14-84	Livingstone	54,101	-72,516
	AeroM2 D	52-120	Livingstone		
AeroM4	AeroM4 A	0-66	Livingstone	54,101	-72,516
OursM3	OursM3g A	0-12	CRREL		
	OursM3 B	12-96	Livingstone	54,049	-72,455
	OursM3 C	50-118	Livingstone		
OursM4	OursM4g A	0-12	CRREL		
	OursM4s B	12-31	KB		
	OursM4 C	29-89	Livingstone	54,049	-72,456
	OursM4 D	77-141	Livingstone		

3.4 Traitement des échantillons

3.4.1 Description stratigraphique

Une fois en laboratoire, la première étape a été la description stratigraphique des carottes selon la méthode de Troël-Smith (1955) modifiée par Aaby et Berglund (1986). Pour ce faire, 0,25cm³ de tourbe ont été prélevés à tous les quatre centimètres directement sur la carotte. Le pas d'échantillonnage a été resserré à deux ou un centimètre lorsque des changements stratigraphiques étaient observés. La description des échantillons de tourbe a été réalisée à l'aide d'une loupe binoculaire à des grossissements variant de 10 à 40X.

3.4.2 Découpage et entreposage des carottes

L'ensemble des carottes ont été coupées en tranches d'un centimètre (cm) d'épaisseur. Les sédiments issus du carottier Livingstone ont été découpés à l'aide d'un couteau électrique alors que ceux provenant du carottier KB ont été segmentés sur le terrain à l'aide d'un extracteur spécialement adapté (Glew, 1988). Les sédiments de surface gelés, issus du carottier mécanique CRREL, ont été découpés dans une chambre congelée des laboratoires de

la Commission Géologique du Canada à Ottawa à l'aide d'une scie à ruban. Celle-ci a occasionné des pertes d'environ 1,5 mm d'épaisseur par tranche. Chaque tranche de sédiments a été placée dans un sac à glissière et dûment identifiée. La tourbe ainsi segmentée a été entreposée en chambre froide à une température de 4°C.

3.5 Analyse de la perte au feu

La première série d'analyses effectuées a été celle de la perte au feu (PAF). Nous avons procédé selon le protocole modifié de Dean (1974) à savoir une combustion à 600°C pendant 30 minutes pour 1 cm³ d'échantillon (Beaudoin, 2003; Heiri et al., 2001). Les variations dans les valeurs de densité sèche ou de contenu en matière organique, obtenues par la PAF, permettent notamment de valider les changements stratigraphiques des carottes analysées (Dean, 1974). Le protocole est détaillé en annexe A du présent mémoire. Les résultats des analyses de PAF sont présentés dans les diagrammes macrofossiles (figure 4.5) sous la forme d'une courbe de densité sèche (*bulk density*).

3.6 Analyses macrofossiles

3.6.1 Préparation des échantillons

L'analyse macrofossile a été réalisée à un intervalle de 4 cm sur l'ensemble des quatre carottes retenues. Dans chacun des niveaux analysés, 5 cm³ de tourbe ont été sous-échantillonnés par déplacement d'eau dans un cylindre gradué. Ces sédiments ont ensuite été placés dans un bêcher, immergés dans une solution d'hydroxyde de potassium (KOH) diluée à 5% et chauffés pendant dix minutes sur une plaque chauffante afin de permettre la déflocculation de la tourbe. Le matériel était ensuite tamisé avec un tamis de 125 µm pour éliminer les particules trop petites. Au total, on estime que les échantillons ont perdu de 50 à 75% de leur volume en moyenne par voie de tamisage, les sédiments sous-jacents aux mares étant très décomposés. Les préparations résultantes ont été conservées à 4°C dans des sacs scellés. Trois gouttes de chlorure d'hydrogène (HCl) diluée à 5% étaient ajoutées à la préparation afin de faciliter la bonne conservation des macrorestes (Speranza et al., 2000).

3.6.2 Identification et quantification des pièces

Les pièces macrofossiles ont été observées, identifiées et quantifiées à l'aide d'une loupe binoculaire de marque « Wild Heerbrugg » à des grossissements de 6,5 à 40X. Les échantillons étaient disposés dans un plat à pétri gradué et l'observation réalisée par balayage systématique du contenu. Les pièces de petite taille ont été identifiées à l'aide d'un microscope de marque « Leitz-Diaplan » à des grossissements de 100 et 400X lorsque nécessaire. L'identification des macrorestes végétaux et des divers palynomorphes a été facilitée par la consultation des ouvrages de Lévesque *et al.* (1988), Mauquoy et van Geel (2007), Ayotte (2006) et Garneau (1998). Nous avons également utilisé la collection de référence botanique du laboratoire de Michelle Garneau du département de géographie de l'UQÀM (Garneau, 1995a) comme base de comparaison entre des pièces fossiles et récentes.

Parmi les pièces végétales, les graines, les cônes (ou fragments et écailles de cône) de conifères, les feuilles (ou fragments) d'espèces arborescentes et arbustives, les écailles de bourgeon d'Éricacées, les sclérides (ou sclérites) de nymphéacées étaient systématiquement identifiés et dénombrés. Au-delà des dénombrements, une estimation en pourcentage de la contribution de chacune des catégories suivantes a été réalisée : restes de *Picea mariana*, restes de *Larix laricina*, racines ligneuses et radicelles, fragments ligneux, feuilles de vasculaires, feuilles d'herbacées, rhizomes d'herbacées, sphaignes, mousses brunes, hépatiques, algues et matériel indéterminable. Cette dernière catégorie inclut les pièces non-identifiables comme des fragments d'arthropodes ou de la matière organique décomposée. Comme les deux tourbières étudiées ne comprennent à proprement dit que des Cypéracées dans leur population herbacée, nous n'avons pas analysé les tissus des herbacées afin d'en distinguer les familles. Dans la majorité des cas, les macrorestes de bryophytes étaient limités à des feuilles isolées, détachées de leur tige ou rameau. Ces feuilles étaient alors ramassées aléatoirement jusqu'à concurrence de cinquante et disposées entre lame et lamelle pour identification au microscope. Les mousses brunes ont été identifiées à l'espèce alors que l'identification des sphaignes s'est souvent limitée à la section, faute de feuilles caulinaires et d'individus complets. Dans le cas des échantillons pauvres en bryophytes (moins de 50 feuilles), l'entièreté des pièces a été retirée du plat de pétri et identifiée. La composition des assemblages de sphaignes et de mousses brunes a été exprimée en pourcentages à partir de

l'échantillonnage aléatoire. Nous avons aussi dénombré les sclérotes de *Cenococcum graniforme*, les oospores de characées et les statoblastes de *Cristatella mucedo*. Parmi les macrorestes non-végétaux, une attention spéciale a été apportée aux tamis de trichoptères et aux *ephippiums* de *Daphnia* qui ont été dénombrés en raison de l'écologie aquatique de ces organismes.

3.6.3 Nomenclature et représentation graphique des données

Les plantes vasculaires suivent la nomenclature de Marie-Victorin (1997), les sphaignes et les mousses brunes suivent celle de Crum et Anderson (1981) ainsi que Bastien et Garneau (1997). Les diagrammes macrofossiles ont été élaborés avec les logiciels TILIA 2.0 et TGView 2.0.2 (Grimm, 2004) et sont disponibles dans leur version complète en annexe B du présent mémoire. La quantification des pièces a été représentée sous forme d'histogrammes, chaque histogramme étant associé à un taxon. Le titre des histogrammes est suivi d'un « (n) » si le dénombrement correspond à une fréquence alors qu'une estimation du volume en % est identifiée par un « (%) ». Les assemblages de sphaignes et de mousses brunes ont été représentés sur une base de 100% qui correspond au volume estimé dans la colonne synthèse « types de tourbe ». Ainsi, chaque espèce (ou section) de mousse brune ou sphaigne est quantifiée en fonction de sa contribution à l'assemblage total (100%) de son groupe. L'expression « c.f. » a été employée pour exprimer l'incertitude dans l'identification d'une espèce végétale. La composition générale des échantillons macrofossiles a été synthétisée sous la colonne (ou sous-diagramme) « types de tourbe » selon leur appartenance à six catégories : Sphagnaceae, Amblistigiaceae, herbaceae, lignosae, hépatiques et matière organique non-identifiable. L'addition des six catégories représente 100% du volume des assemblages macrofossiles mais ne prend pas en compte les pertes importantes de matière organique (particules < 125 µm) occasionnées par le tamisage des échantillons (préparation des échantillons, voir section 3.6.1). Comme les sédiments originaux comprenaient des volumes importants de tourbe décomposée (jusqu'à 80% du volume dans certains cas), le sous-diagramme « types de tourbe » peut masquer la nature limnique de certains horizons analysés. Afin d'éviter la mésinterprétation des assemblages macrofossiles, une courbe « Fraction fine < 125 µm » a été ajoutée aux diagrammes macrofossiles et représente une

estimation du volume de particules organique fines perdues lors du tamisage. La zonation des diagrammes macrofossiles a été déterminée selon les variations stratigraphiques exprimées dans le sous-diagramme « types de tourbe ». Les sous-zones macrofossiles ont été déterminées en fonction de la composition en espèces des échantillons. Enfin, une courbe « densité sèche (g/cm^3) » a été ajoutée aux diagrammes macrofossiles pour représenter les variations dans le contenu organique des échantillons, les valeurs étant issues des analyses de PAF décrites à la section 3.5.

3.7 Analyse des thécamoebiens (rhizopodes)

Les carottes OursM4 et AeroM2, analysées pour leur contenu en macrorestes, ont aussi été retenues pour l'analyse de leur contenu en thécamoebiens dans le but de réaliser une reconstitution paléohydrologique dans chaque tourbière. L'importance des changements stratigraphiques observés, la longueur (respectivement 141 et 120 cm pour OursM4 et AeroM2) et l'âge des carottes (respectivement 6401 et 5275 cal BP pour OursM4 et AeroM2 selon les dates ^{14}C basales obtenues) ont motivé le choix de ces séquences de tourbe. L'analyse des thécamoebiens a été réalisée à un pas d'échantillonnage de 4 cm. Malheureusement, nous n'avons pas achevé l'analyse des deux carottes en raison de la faible concentration de spécimens et des résultats peu satisfaisants engendrés en regard de nos objectifs. Ainsi la carotte AeroM2 a été analysée entre les centimètres 0 à 45 sur une longueur totale de 120 cm. La carotte OursM4 a été analysée sur toute sa longueur mais le pas d'échantillonnage a été augmenté de 8 à 16 cm en quelques endroits de sorte qu'il manque 9 échantillons pour que les analyses soient complètes à un intervalle de 4 cm.

3.7.1 Préparation des échantillons

Les échantillons ont été préparés selon la méthode établie par Hendon et Charman (1997) modifiée par Booth (2007). À l'aide d'un emporte-pièce cylindrique, un volume de 2 cm^3 de sédiment était sous-échantillonné pour analyse. Dans les cas où la quantité de matériel disponible était insuffisante, seulement 1 cm^3 de sédiment était sous-échantillonné. Ce

matériel était mis dans un bêcher et immergé avec de l'eau distillée (environ 60ml) à laquelle était ajoutée une capsule de spores de lycopodes (*Lycopodium*) comme contaminant exotique, permettant de déterminer la concentration des thécamoebiens (Maher, 1981; Stockmarr, 1971). Le contenu était porté à ébullition et chauffé pendant dix minutes. Le matériel était ensuite tamisé à 355 µm puis à 15 µm afin de conserver les particules se situant entre ces deux fractions. Enfin, le matériel était centrifugé puis coloré avec quelques gouttes de colorant rouge neutre avant d'y ajouter quelques gouttes de glycérol.

3.7.2 Identification et dénombrement des thécamoebiens

Le matériel issu de la préparation a été monté entre lame et lamelle (22 x 50 mm) et observé à l'aide d'un microscope de marque « Leica » (modèle DMLS) avec un grossissement de 400X. Par un balayage systématique de la lame, chaque thécamoebien a été identifié et dénombré jusqu'à l'atteinte d'un total de 150 individus (Booth, 2002). Plusieurs échantillons ont cependant montré une concentration trop faible en thécamoebiens pour que l'atteinte du seuil de 150 se réalise. Une limite de deux lames a donc été fixée par échantillon et un nombre minimal de 50 individus a été retenu pour ces échantillons particuliers.

L'identification des thécamoebiens a été réalisée en consultant les clés d'identification de Booth et Sullivan (2007) et de Charman *et al.* (2000). La nomenclature des espèces suit celle employée par Booth (Booth, 2008). En plus des thécamoebiens, le rotifère *Abrotrocha angusticollis* a été inclus dans les comptages et analyses subséquentes puisque sa présence peut livrer des informations sur l'hydrologie du milieu (Booth, 2008).

3.7.3 Reconstitution des profondeurs de la nappe phréatique

Dans le but d'appliquer une fonction de transfert aux assemblages de thécamoebiens et ainsi obtenir une reconstitution paléohydrologique, ceux-ci ont été compilés en pourcentages. Certains taxons ont été combinés à d'autres étant donné la similarité de leur écologie et la

structure actuelle de la fonction de transfert (Booth, 2008). Le tableau 3.4 résume ces opérations.

Tableau 3.4 Combinaisons d'espèces de thécamoebiens pour la fonction de transfert

<i>Nebela marginata</i>	Ajouté au total de	<i>Nebela carinata</i>
<i>Arcella catinus</i>	Ajouté au total de	<i>Arcella artocrea</i>
<i>Amphitrema stenostoma</i>	Ajouté au total de	<i>Amphitrema wrightianum</i>
<i>Diffugia urceolata</i>	Ajouté au total de	<i>Diffugia globulosa</i>
<i>Diffugia bacilifera</i>	Ajouté au total de	<i>Diffugia oblonga</i>
<i>Diffugia bacilliarum</i>	Ajouté au total de	<i>Diffugia acuminata</i>
<i>Corythion sp. & Trinema sp.</i>	Combinés sous	<i>Corythion/Trinema type</i>

Les assemblages de thécamoebiens ont été convertis en valeurs de profondeur de nappe phréatique grâce à une fonction de transfert développée par Robert K. Booth (Université de Lehigh, Pennsylvanie). Cette fonction de transfert est basée sur 650 échantillons modernes récoltés dans plus d'une cinquantaine de tourbières des États-Unis. La base de données moderne inclut également des échantillons provenant de quinze tourbières des Rocheuses américaines. La fonction de transfert, basée sur un modèle WA-PLS (*weighted average partial least square*), comporte une erreur moyenne de prédiction de 7,6 cm (Booth, 2008).

3.7.4 Représentation graphique des données

Les diagrammes de thécamoebiens ont été élaborés avec les logiciels TILIA 2.0 et TGView 2.0.2 (Grimm, 2004) et sont disponibles dans leur version complète en annexe C du présent mémoire. La quantification des pièces a été représentée sous forme de courbes dont les valeurs représentent la contribution en pourcentage à l'assemblage total. Ainsi que dans Booth (2008) et Charman *et al.* (2000), l'expression « type » a été utilisée lorsque le morphotype des thèques pouvait regrouper plusieurs espèces. La courbe « Prof. de nappe phréatique » présente les résultats des reconstitutions paléohydrologiques et les deux courbes plus pâles représentent l'erreur-type donnée par la fonction de transfert (voir section 3.7.3). Une ligne pointillée, correspondant à la valeur-seuil de 0 cm, a été ajoutée afin de faciliter l'interprétation de la reconstitution paléohydrologique (voir Annexe C). Les histogrammes

intitulés « Thécamoebiens identifiés (n) » représentent le nombre de thèques ayant été identifiées par échantillon (i.e. 100% de l'échantillon). Encore une fois, une ligne pointillée, correspondant à la valeur-seuil de 100 thèques, a été ajoutée afin de faciliter l'interprétation des résultats (voir Annexe C). Enfin, les zonations correspondent aux zones déterminées lors de l'analyse macrofossile et sont présentées pour favoriser la comparaison des résultats.

3.8 Chronologie

3.8.1 Datations au radiocarbone

Afin de déterminer la chronologie et calculer les taux d'accumulation des sédiments, 33 échantillons ont été préparés et soumis à la datation au radiocarbone par spectrométrie de masse par accélération des particules (SMA). Les macrorestes végétaux destinés à la datation ont été sélectionnés et identifiés lors des analyses macrofossiles en privilégiant la sélection de restes de sphaigne ou d'une seule espèce tourbicole (*Picea mariana*, *Larix laricina*, *Ericaceae* ou autres). Dans le cas où le matériel disponible ne le permettait pas, plusieurs espèces végétales ont été combinées pour l'obtention d'une date. Le matériel à dater a été nettoyé de tout débris, disposé dans un godet de porcelaine puis séché sur une plaque chauffante à 70°C pendant 10 minutes afin d'obtenir le poids sec de l'échantillon avant l'expédition. Les échantillons ont été soumis au Keck Carbon Cycle AMS Facility (University of California) pour les traitements et analyses SMA. Bien que datés au même laboratoire, le pré-traitement des quatre échantillons basaux (contact minéral/organique des carottes) a été réalisé au laboratoire du Centre d'Études Nordiques de l'Université Laval.

Les dates au radiocarbone obtenues ont été étalonnées à l'aide du logiciel CALIB 5.0.1 (Stuiver and Reimer, 1993). Les résultats de l'étalonnage se présentent généralement en une série d'intervalles d'âges suivie d'une valeur de probabilité. Afin de faciliter l'interprétation et la manipulation des données, chaque date étalonnée a été convertie en une date unique par la sélection de l'âge médian de l'intervalle 2σ la plus probable à l'exception de l'échantillon UCIAMS-39024 où nous avons retenu la date la plus ancienne de l'intervalle 2σ la plus probable. Tout au long du mémoire, les dates sont présentées en années calendaires, ce que

représente l'expression « cal. BP » (*calibrated Before Present*). Les résultats des datations AMS et de leur étalonnage sont présentés dans le tableau 4.3.

3.8.2 Modèles âge-profondeur et taux d'accumulation

Les modèles âge-profondeur ont été réalisés avec le logiciel Kaleidagraph 3.6 (Synergy Software). Les dates ayant été positionnées aux niveaux des principaux changements stratigraphiques, les modèles ont été élaborés par interpolation linéaire tel que recommandé par Telford *et al.* (2004) dans une telle situation. Cette méthode force le modèle à passer par les dates, ce qui l'empêche de dévier de la réalité. Les valeurs moyennes d'accumulation de la tourbe ont été calculées entre les dates de chaque modèle en nombre d'années/cm.

Les modèles d'âge sont présentés dans la figure 4.3.

CHAPITRE IV

RÉSULTATS

Ce chapitre a été rédigé sous la forme d'un article scientifique, lequel a été soumis à la revue *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* le 18 mai 2010 (manuscrit #PALAEO5580). Les informations relatives à cet article sont d'abord présentées (titre, auteurs, résumé).

Titre : Peatland aquanalysis in *La Grande Rivière* watershed (Québec, Canada): pool development and Holocene paleohydrological reconstruction using macrofossil and testate amoebae analysis.

Auteurs: Louis Tremblay et Michelle Garneau

Résumé

In the north-eastern portion of the La Grande Rivière watershed (Subarctic Quebec, Canada), patterned poor fens show indications of recent water table rise such as tree mortality, physical degradation of strings, pool expansion and coalescence. This recent phenomenon of peatland flooding is defined as "aqualysis" and refers to a hydrologic disequilibrium where aquatic components (pools) expand to the detriment of the peatland's terrestrial compartments. Four peat cores were extracted from pool bottoms of Aéroport ($54^{\circ}6'2''N$, $72^{\circ}30'59''W$; $0,03\text{ km}^2$) and Ours ($54^{\circ}2'56''N$, $72^{\circ}27'25''W$; $0,02\text{ km}^2$) peatlands. In order to investigate the potential relationship between aqualysis and Holocene hydroclimatic fluctuations, plant macrofossil, testate amoebae and loss on ignition analyses were conducted along with AMS ^{14}C chronologies. The lack of indicators associated with pool occurrences, poor preservation of the sediments and potential occurrences of negative accumulation episodes limited the detection of pool initiation to approximate maximal ages. The results indicate that pools were not permanent features in these peatlands through time. They were preceded by wet hollow microforms that developed around 4000, 2000 (AeroM2 an AeroM4 sites) and 5000 cal. BP

(OursM3 and OursM4 sites) under the influence of autogenous and allogenous factors. Wet hollow microforms maintained until they evolved into pools at maximum ages of 4220, 4000, 3420 and 1480 cal. BP at OursM4, OursM3, AeroM2 and AeroM4 respectively. The synchronism of pool and wet hollow development centered around 4000 cal. BP suggests that Neoglacial cooler and wetter climate stimulated the development of these aquatic microtopographic features. Modern indications of drainage deterioration found in Ours and Aéroport peatlands may therefore be the result of a recent intensification of the aquanalysis process through pool expansion.

4.1 Introduction

In the north-eastern portion of the *La Grande Rivière* watershed area (Subarctic Québec, Canada), patterned poor fens show indications of relatively recent (≤ 700 cal. BP) water table rise such as trees mortality, physical degradation of strings, pools expansion and coalescence (Arlen-Pouliot, 2009). This phenomenon of peatland flooding has been defined as "aqualysis" and refers to a hydrologic disequilibrium where aquatic compartments (pools) expand to the detriment of the peatland's terrestrial portion (Arlen-Pouliot, 2009). Knowing that the peatland surface structure is an important factor controlling the rate of carbon sequestration (Belyea and Malmer, 2004), the causes of pool formation and its potential relation to climate changes needs further investigations.

Peatland pools are open water bodies developed secondarily within the peat matrix (Belyea and Lancaster, 2002; Foster and Fritz, 1987; Foster et al., 1983; Foster et al., 1988; Sjörs, 1946). They are associated with a weak primary production and significant peat decomposition (Seppälä and Koutaniemi, 1985) which suggests that pools are time persistent microforms (Foster and Fritz, 1987; Foster et al., 1988; Karofeld, 2004). Multiple decomposition processes have been known to occur in pools, favouring their persistence and possibly contributing to the aqualysis phenomenon. Enhanced decomposer activity in pools is mainly the result of the higher temperature of standing water (in comparison to peat) (Karofeld et al., 2008; Sjörs, 1961) and its oxygenation by algae communities (Rydin and Jeglum, 2006; Sjörs, 1961; Sjörs, 1963) along with N₂ fixing cyanobacteria action at the peat-water interface (Hamilton et al., 1994). Pool bottom uplifting described by Karofeld et al. (2008) is another process that accelerates peat decomposition in these aquatic microforms.

Under the action of methane ebullition (Pelletier et al., 2007), pool bottom material can move up toward surface water where higher temperatures accelerate peat degradation. These active decomposition processes also suggest that pools tend to expand and deepen through a positive feedback mechanism where terrestrial compartments of the peatland (hummocks, strings, and lawns) accumulate peat at a higher rate (Belyea and Clymo, 2001; Hamilton et al., 1994; Karofeld et al., 2008; Sjörs, 1990).

The expansion of pools occurs preferentially along topographic contours and may lead to the coalescence of distinct water bodies (Belyea and Lancaster, 2002; Foster and King, 1984; Foster et al., 1983). As a result of these processes, peatland's pool cover would be expected to grow through time to the detriment of the terrestrial compartments (Foster and Fritz, 1987; Foster et al., 1988) (Karofeld, 2004). Sometimes, drainage of a pool may occur after the breakage of a string or the opening of a subsurface pipe (Foster and Fritz, 1987; Pearsall, 1956). The drained zone may be colonized again by vegetation but the breach may fill in, leading to the re-initiation of the pool (Belyea and Lancaster, 2002).

Pool and pattern genesis have interested peatland scientists since more than a century, generating several publications on the subject (Auer, 1920; Nisson, 1899; Osvald, 1923; Von Post, 1910). Unfortunately, most of the hypotheses that have been formulated are not supported by empirical data (Belyea and Lancaster, 2002). Since Foster *et al.* (Foster and King, 1984; Foster et al., 1983), a growing consensus attributes a dominant role to autogenous biotic processes in the development of hollows and pools (Belyea and Lancaster, 2002; Charman, 2002; Seppälä and Koutaniemi, 1985), although multiple and abiotic processes may also intervene (Charman, 2002; Glaser, 1998; Seppälä and Koutaniemi, 1985). According to paleoecological studies, it is believed that the progressive development of microtopography is necessary before pools can be initiated from the gradual flooding of vegetated hollows (Foster and King, 1984; Foster et al., 1983; Foster et al., 1988; Karofeld, 2004). Decreased plant productivity, colonization by more easily decomposable plants or others conditions unfavorable to peat accumulation (Charman, 2002) can then cause hollows to deepen relatively to the peatland surface and expand laterally (Belyea and Lancaster, 2002; Boatman and Tomlinson, 1973; Charman, 2002; Foster and Fritz, 1987; Hulme, 1986; Tallis,

1994). The formation of an algal mat at the surface may also inhibit further *Sphagnum* growth and the vegetated hollow hence evolve into a mud-bottom hollow where peat accumulation is slowed or even negative (Karofeld, 2004).

Progressive deepening of hollows may eventually lead to the formation of pools (Foster et al., 1983) if water supply is sufficient (Glaser et al., 1981; Swanson and Grigal, 1988). Decomposition processes occurring in pools lower hydraulic conductivity which accentuates water retention (Barber, 1981; Boatman and Tomlinson, 1973). Even on smooth slopes, the presence of hummocks, which have lower hydraulic conductivity compared to hollows (Belyea and Clymo, 2001), may impede water circulation in surface layers and favour the accumulation of water upstream. Resulting waterlogged conditions may then set a feedback loop that accentuates microtopographic differentiation. This interdependence between water conditions, plants and peat physical properties could explain the succession of strings, hollows and/or pools in patterned peatlands (Couwenberg, 2005; Foster et al., 1983; Glaser, 1992; Ivanov, 1981; Swanson and Grigal, 1988).

Finally, the clear geographic pattern in the distribution of patterned peatlands and pool complexes in northern hemisphere suggests the important role of climate on peatland pool initiation and development (Glaser, 1998; Glaser and Janssens, 1986; Sjörs, 1961 ; Thompson and Worley, 1984). Belyea (2007) confirmed the influence of climate on pool abundance but attributed a greater influence to topographic variables as it controls water circulation paths. Thus, it is reasonable to think that a rise of the water table induced by hydroclimatic changes may trigger or facilitate pool development, particularly where water stands near the surface (Charman, 2002; Foster et al., 1983). According to Belyea and Malmer (2004), even a subtle climatic change can trigger pool initiation.

Considering pool propensity to expand, the aquafication phenomenon observed in *La Grande Rivière* (subarctic Québec, Canada) watershed may be operating at a larger scale in subarctic and arctic peatlands. Is this flooding process of structured peatlands the result of a “natural”, autogenic evolution of hollows and pools? Or is it triggered by hydroclimatic-related changes? By studying four peat cores sampled from the pool bottoms of two poor

fens, our objective was to determine if the development of those pools are autogenous or climatically-controlled. The specific objectives of this study were to: (1) Identify phases of pool development (or expansion) from sediment stratigraphy underneath pools. (2) Determine if pool development was autogenous (asynchronism of pool development phases) or alloogenous (synchronism of pool development phases) through time and (3) Demonstrate if the aquanalysis episodes (pool development or expansion) have been synchronous with Holocene hydroclimatic variations in the region.

4.2 Study area and sites

The study area of Laforge-1 is located at the ecotonal limit of the boreal and subarctic ecozones in the northeastern sector of the *La Grande Rivière* watershed, east of James Bay (Canada). In this region, peatlands cover approximately 15% of the land area (Tarnocai et al., 2005) and are mainly represented by poor minerotrophic patterned peatlands (fens) dominated by pools. Following a regional aerial survey, two representative peatlands were selected in this sector: Aéroport ($54^{\circ}6'2''N$, $72^{\circ}30'59''W$) and Ours peatlands ($54^{\circ}2'56''N$, $72^{\circ}27'25''W$) (Figure 1). Both poor fens are located in depressions of the Precambrian Shield and are topographically circumscribed in Quaternary till deposits. This region was covered by the Laurentide Ice Sheet during the last glaciation. Although the melting sequence of the inlandsis is poorly documented in the region, recent data suggests that ice retreat occurred very rapidly from east to west between 7400 and 6800 cal. BP, east of Sakami moraine (Carlson and Clark, 2007). Since the maximum altitude reached by the Tyrrell transgression has been estimated at 315 m, there has been no marine incursion in the Laforge-1 sector. Surficial deposits are therefore dominated by till and glacial inherited landforms such as drumlins, flutings, eskers and extensive ribbed moraines (Dyke and Prest, 1987).

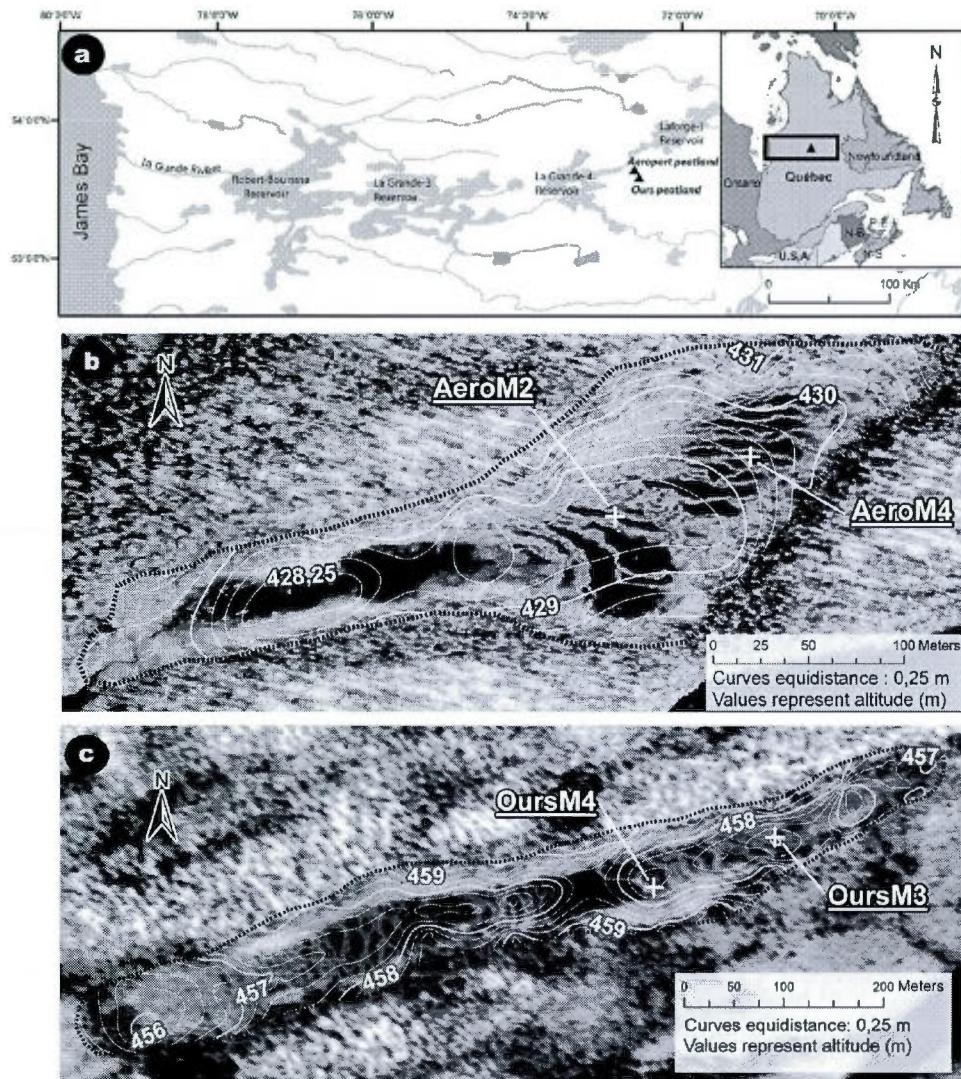


Figure 4.1 Study area, sites and coring locations.

(a) Location of the two study sites in *La Grande Rivière* area, James Bay, Québec, Canada.
 (b) Aéroport peatland mineral basin topography and coring locations. (c) Ours peatland mineral basin topography and coring locations.

Lafarge-1 area is under the influence of humid subarctic climate conditions with a mean annual temperature and precipitations of respectively -4,28 °C and 738 mm and mean January and July temperatures of -24.05°C and 12.76°C (Huchinson et al., 2009). Regional upland vegetation is characterised by open boreal forest dominated by black spruce (*Picea mariana*

(Mill.) BSP), lichens (*Cladina* spp.) and ericaceous shrubs (*Vaccinium* spp., *Ledum groenlandicum* Retzius, *Kalmia* spp.). Other common trees and shrubs species include *Larix laricina* (Du Roi) Koch, *Pinus banksiana* Lamb., *Alnus crispa* (Ait.) Pursh., *Betula glandulosa* Michx. and *Juniperus communis* L.

4.2.1 Aéroport peatland

Aéroport peatland (54°6'2"N, 72°30'59"W; altitude: 430m a.s.l) is a small poor fen dominated by sedges and *Sphagnum* moss that covers approximately 0.02km² (Figure 1b). Since peatland inception around 6690 cal. BP (this study), peat accumulated to a maximum thickness of 165 cm. The peatland microtopography is well developed and comprises hummocks, lawns, hollows and lengthened pools perpendicular to the fen longitudinal axis and slope. A large pool (about 100 m long and 10 to 25 m large) occupies the downstream sector of the peatland next to the lake. Former strings and hummocks are now submerged within its borders, suggesting the coalescence of pools. An outlet emerges from the pool and flows into an adjacent shallow lake.

The mineral basin of Aéroport peatland (Figure 1b) follows an ENE-WSE axis with its deepest part in the west section. The basin is bowl-shaped and well circumscribed with prominent sides, its north limit being the steepest. Carved in the bedrock, the eastern and smooth part of the basin is covered by sand deposits, probably left by former lake shore. The western and deepest part of the basin is covered by fine sands and silts that may have been deposited during the lake's highest and early levels, just after the glacier retreated and melt. The present-day peatland surface displays a gentle slope (about 1%) that runs from the north-eastern sector to its outflow. Pools, perpendicular to the slope, show its global course with the largest ones located above the deepest part of this topographic basin.

To the exception of the downstream sector of the peatland, pools are mainly shallow (e.g. 5 to 30 cm) and narrow (e.g. 1 to 5 m). They are separated by strings characterized by various hummocks, lawns and hollows microforms and associated vegetation. The two selected pools for this study (AeroM2 and AeroM4) are representatives of the ecosystem and were selected

following a detailed survey. AeroM4 pool is 35 m long and 1 and 5 m wide. Water depth ranges between 2 to 35 cm with an average of 10 cm. AeroM2 pool is 30 m long and 2 to 4 m wide. Its depth varies from 25 to 4 cm with an average of 15 cm.

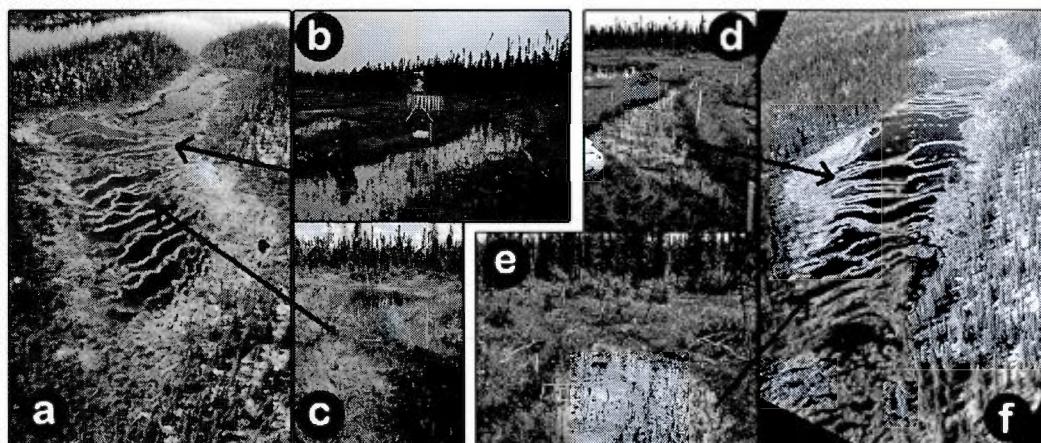


Figure 4.2 Pictures of selected pools from Aéroport and Ours peatlands

(a) Aerial view of Aéroport peatland and selected pools (b) AeroM2 (c) AeroM4 (d) OursM3 (e) OursM4 (f) Aerial view of Ours peatland and selected pools. Photos credits: Hans Asnong (a,f), Louis Tremblay and Valéry Hamel (b,c,d,e)

4.2.2 Ours peatland

Ours peatland ($54^{\circ}2'56''N$, $72^{\circ}27'25''W$; altitude: 460m a.s.l.) is a small elongated poor fen that covers approximately 0.03km^2 (Figure 1). The surface vegetation of this peatland is also dominated by sedges and *Sphagnum* moss. Peat accumulation started around 6400 cal. BP (this study) to a maximum thickness of 200 cm. Its surface presents a microtopographic gradient with hummocks, lawns, hollows, strings and lengthened pools perpendicular to its longitudinal axis and slope. The central and highest zone of the peatland comprises the largest and deepest pools. They enclose hummock-type islands and string-like submerged crests, suggesting that they formed by coalescence of multiple water bodies.

The basin of Ours peatland (Figure 1c) is a linear topographic depression with a similar orientation than Aéroport (ENE-WSW), topographically circumscribed between two parallel fluted hills. At its western extremity, an outlet drains the fen in a vast and humid silt-based

clearing. Mineral deposits under the peatland are dominated by rocky material (boulders and cobbles?) and sands with patches of gravels. Considering the rounded shape of the boulders that emerge from the shallow peat at its extremities, this peatland basin may have been shaped by a river that drained the glacier meltwaters into the downstream lake, sometimes before 6400 cal. BP. Ours mineral basin is singular because of its prominent center (ancient river riffle?) which induces a bidirectional water flow from the center toward its two extremities. No outlet is visible at the eastern end as the water flows into a boulder field completely washed out from its fine matrix.

Pools of this site are elongated, narrow and shallow with strings similar to those of Aéroport peatland. The two study pools (OursM3 and OursM4) are representative of Ours peatland and were chosen after an overall survey was realized. OursM3 longitudinal axis is about 15m long and is 1 to 3 m wide. Its depth ranges from 7 to 14 cm but becomes gradually shallower toward its two extremities where mud bottoms are seasonally inundated. OursM4 is a 20 m long pool with its width varying between 40 cm and 1 m. Its depth varies between 3 to 12 cm with 20 cm in the deepest part.

4.2.3 Vegetation

Ours and Aéroport vegetation assemblages are similar in terms of species representation and their distribution along the microtopographic gradient. Table 4.1 summarizes the principal taxa found on hummock, lawn, hollow and pool microforms of both poor fens. The hydrophilous nature of lawns species reflects the fens wet conditions as most of these microforms are located between pools. Therefore, it is common to observe *Menyanthes trifoliata* L. on lawns when adjacent to a pool or wet hollow when the stolons permit colonization of neighbouring terrestrial habitats. To the exception of algae and abundant *Cladopodiella fluitans* (Nees) Joerg. carpets that invade the bottoms of shallow water bodies, pools are poorly vegetated. *Nuphar variegatum* Engelm. is only observable in sufficiently deep pools.

Table 4.1 Dominant vegetation of Aéroport and Ours microforms

Microsites	Dominant taxa
Hummock	<i>Larix laricina</i> (Du Roi) Koch, <i>Picea mariana</i> (Mill.) BSP, <i>Chamaedaphne calyculata</i> (L.) Moench., <i>Empetrum nigrum</i> L., <i>Gaultheria hispidula</i> (L.) Mühl., <i>Kalmia polifolia</i> Wang., <i>Rubus chamaemorus</i> L., <i>Coptis groenlandica</i> (Oeder) Fern., <i>Sphagnum fuscum</i> (Schimp.) Klinggr.
Lawn	<i>Larix laricina</i> , <i>Betula glandulosa</i> Michx., <i>Andromeda glaucophylla</i> Link, <i>Chamaedaphne calyculata</i> (L.) Moench., <i>Kalmia polifolia</i> , <i>Vaccinium oxycoccus</i> L., <i>Carex exilis</i> Dewey, <i>Carex limosa</i> L., <i>Panicum flexile</i> (Gatt.) Scribn., <i>Scirpus cespitosus</i> L., <i>Sphagnum compactum</i> DC ex Lam. & DC, <i>Sphagnum fallax</i> (Klinggr.) Klinggr., <i>Sphagnum pulchrum</i> (Lindb. ex Braithw.) Warnst.
Hollow	<i>Andromeda glaucophylla</i> , <i>Vaccinium oxycoccus</i> , <i>Carex limosa</i> , <i>Carex oligosperma</i> Michx., <i>Cladopodiella fluitans</i> (Nees) Joerg., <i>Drosera rotundifolia</i> L., <i>Maianthemum trifolium</i> (L.) Sloboda, <i>Menyanthes trifoliata</i> L., <i>Sphagnum compactum</i> , <i>Sphagnum fallax</i> , <i>Sphagnum lindbergii</i> Schimp. ex Lindb., <i>Sphagnum pulchrum</i> .
Pool	<i>Andromeda glaucophylla</i> , <i>Carex limosa</i> , <i>Carex oligosperma</i> , <i>Maianthemum trifolium</i> , <i>Menyanthes trifoliata</i> , <i>Nuphar variegatum</i> Engelm., <i>Cladopodiella fluitans</i> , <i>Algae</i> (unidentified).

4.3 Material and methods

4.3.1 Site characterization

Surface topography of the two studied peatlands have been measured with a Trimble RTK 5800 differential global positioning system (DGPS) with a horizontal and vertical spatial resolution of <2cm and <5cm respectively (Trimble, 2002). More than six hundred topographic measurements were taken in Aéroport (739) and Ours (630) peatlands, covering their entire surfaces. Thickness of peat deposits was determined with a Hiller probe (Fries and Hafsten, 1965) along parallel transects positioned at 40 m (Aéroport) and 50 m (Ours) intervals, totalising 53 and 76 depth surveys respectively. Topography of each peatland basin was plotted using the “Topo to Raster” interpolation method of the ArcGIS 9.2 software (ESRI, Redlands, CA, USA), leading to the creation of two digital elevation models (DEM).

Surface vegetation of Aéroport and Ours peatlands was characterized with several surveys realized on eight different microforms: high hummock (>30 cm), medium hummock (20-30 cm), low hummock (10-20 cm), lawn, string, pool (border and center) and forest border. Species cover percentages have been estimated in 1m² quadrats. Moreover, pool related vegetation have been compiled with 90 relevés, 60 characterising border segments

and 30 located inside the water bodies. Complete surface vegetation dataset is available in Tremblay (2010).

4.3.2 Sampling

Complete profiles of organic deposits were collected at the central part of two representative pools in each of the peatland, totalising four cores. They were sampled in March 2006 from the frozen pools surfaces. A CRREL type mechanical ice-corer (75mm in diameter) (Brockett and Lawson, 1985) was used to extract the superficial frozen peat. The underneath unfrozen and unconsolidated sediments were sampled using a Kajak-Brinkhurst (KB) gravity corer (Brinkhurst et al., 1969; Glew, 1989) (50 cm x 5cm in diameter) while a Livingstone piston-corer (Livingstone, 1955) (100 cm x 5 cm in diameter) was used for the deepest consolidated organic sediments. Frozen sediments were stored in a freezer at -5 °C. Top unconsolidated sediments were segmented in 1cm thick slices in the field using the KB extractor (Glew, 1988). Livingstone peat cores were wrapped in plastic gutters and stored at 4 °C until required for analyses.

4.3.3 Sediment description

Core stratigraphies were described in the laboratory using the Troëls-Smith method (1955) modified by Aaby and Berglund (1986). Frozen cores were cut in 1 cm thick slices with a band saw in the frozen chamber-laboratory of the National Glaciology Laboratory of the Geological Survey of Canada (GSC, Ottawa, Canada). Livingstone cores were cut in 1cm thick slices using an electric knife. A volume of 1 cm³ of sediment were subsampled at every centimetre of each core for loss-on-ignition analysis (Dean, 1974). Samples were then dried at 105°C overnight and burned at 600°C for 30 minutes (Beaudoin, 2003; Heiri et al., 2001) to obtain bulk density and derive organic matter contents of the sediments.

4.3.4 Plant macrofossils analysis

Samples of 5 cm³ were collected at every 4 cm for macrofossil analysis. They were gently heated for ten minutes in a KOH-5% solution and rinsed with distilled water through a 125 µm sieve. Macrofossils were counted (seeds, leaves, etc.) or estimated in volume percentages (*Sphagnum* and brown mosses, herbaceous stems, etc.) following the nature of the material. Volume percentages were estimated as a cover value in a 10 cm squared Petri dish. Vascular plants nomenclature respects Marie-Victorin (1997). *Sphagnum* and brown mosses follow Crum and Anderson (1981) and Bastien and Garneau (1997). Identification of plant remains was confirmed using the reference collection of the Laboratory of continental micro and macropaleoecology (GEOTOP, UQAM) (Garneau, 1995b).

Macrofossil diagrams (figures 5 a,b,c,d) were elaborated with TILIA 2.0 and TGView 2.0.2 softwares (Grimm, 2004) from selected taxa. Overall macroremains composition were synthesized under six categories (Sphagnaceae, Amblistigiaceae, Herbaceous, Ligneous, Liverworts and Unidentified Organic Matter) and represented as cumulated percentages curves. The defined “peat types” curves do not represent the whole sediment volume as up to 80% of original samples volumes was lost through sieving. Hence “Peat type” curves mask the limnic composition of some sediment sections. To avoid interpretation problems, a “Fine particles fraction, < 125 µm (%)” curve was added and represents an estimation of this volume lost by sieving. Counted macroremains were represented with histograms. To enhance the diagrams interpretations, Sphagnaceae and Amblistigiaceae species were grouped into three categories according to their moisture tolerance (Xerophilous, Ubiquitous and Hydrophilous species, see Table 4.2). These categories were then represented as cumulated percentages curves on a base of 100% which refers to the total volume of bryophyte of a given sample even when, for example, that volume represented less than 5% of the sediment. Zonation of the diagrams was determined using peat stratigraphy while sub-zones where subdivided after macrofossil composition. For more details and complete macrofossil diagrams of each core, see Tremblay (2010).

Table 4.2 Bryophytes moisture tolerance classification used in macrofossil diagrams (i.e. Sphagnum and brown moss assemblages in figure 4.5)

	Brown mosses	Sphagnum
Xerophilous species	<i>Pleurozium Schreberi</i> (Brid.) Mitt., <i>Polytrichum strictum</i> Brid., <i>Tomentypnum nitens</i> (Hedw.) Loeske.	<i>Sphagnum centrale</i> C. Jens. <i>Sphagnum</i> sect. ACUTIFOLIA WILS.
Ubiquitous species	<i>Dicranum undulatum</i> Brid.	<i>Sphagnum compactum</i>
Hydrophilous species	<i>Calliergon stramineum</i> (Brid.) Kindb., <i>Drepanocladus</i> spp. <i>Scorpidium scorpioides</i> (Hedw.) Limpr.	<i>Sphagnum papillosum</i> Lindb. <i>Sphagnum</i> sect. SQUARROSA (Russ.) SCHIMP. <i>Sphagnum squarrosum</i> Crome. <i>Sphagnum teres</i> (Schimp.) Ångstr. In Hartm. <i>Sphagnum</i> sect. CUSPIDATA (LINDB.) SCHLIEPH. EX SCHIMP. <i>Sphagnum cuspidatum</i> Ehrh. Ex Hoffm. <i>Sphagnum fallax</i> <i>Sphagnum jensenii</i> H. Lindb. <i>Sphagnum lenense</i> H. Lindb. in Pohle <i>Sphagnum lindbergii</i> <i>Sphagnum majus</i> (Russ.) C. Jens. <i>Sphagnum pulchrum</i> <i>Sphagnum</i> sect. SUBSECUNDA (LINDB.) SCHLIEPH. EX SCHIMP. <i>Sphagnum platyphyllum</i> (Lindb.ex Braithw.) Sull.ex Warnst.

4.3.5 Testate amoebae analysis

Samples for testate amoebae analysis (2 cm^3) were taken at 4 cm intervals in cores AeroM2 and OursM4. Sub-sampling was conducted at the same levels where plant macrofossils had been analysed to assure results comparability. Following Hendon and Charman protocol (1997), samples were boiled in distilled water for 10 minutes, spiked with a *Lycopodium* tablet (Maher, 1981). They were then washed through 355 and 15 μm sieves (Booth, 2001). The material caught in the 15 μm sieve was coloured with neutral red colorant and stored with glycerol. Sample preparations were then mounted on glass slides for the analysis.

Testate amoebae were counted and identified until a number of 150 individuals was reached or four entire slides analysed when concentration was too low. Rotifer *Abrotrocha angusticollis* was included in the total. Taxonomy follows Charman et al. (2000). As concentrations were very low, testate amoebae analysis was limited to the first 45 cm of

AeroM2 core while OursM4 core was completed although some level skipped, leaving intervals of 8 to 16 cm between some analysed samples. Results of testate amoebae analysis results were sent to Dr. Robert K. Booth (Lehigh University, PA, USA) where a transfer function was applied using the North American calibration dataset (Booth, 2008). Testate amoebae data was compiled and treated following (Booth, 2008) and weighted average partial least square (WA-PLS) model was applied. Every sample was included in the water table depth (WTD) reconstructions regardless of how many tests were identified.

Testate amoebae diagrams (figure 4.4) were elaborated with TILIA 2.0 and TGView 2.0.2 softwares (Grimm, 2004). Taxa composition of samples was plotted on a base of 100%. Taxa with insignificant occurrences ($\leq 3\%$) were omitted from the diagrams. WTD reconstructions were also plotted including standard errors margins. As a minimal count of 100 tests was recommended by Payne and Mitchell (2009), levels with counts under 100 were identified on the WTD curve. Total counts achieved were also plotted with histograms. Zonations of the diagram were imported from macrofossil reconstructions (see figure 4.5). For more details and complete testate amoebae diagrams of each core, see Tremblay (2010).

4.3.6 Radiocarbon dating

Thirty-three samples of terrestrial or peatland material along peat sections were extracted for radiocarbon dating (table 4.3). Plant samples were dried and cleaned to avoid any contamination and submitted to the Keck Carbon Cycle AMS Facility of University of California (Irvine, Ca, USA) where AMS ^{14}C dating was processed. Basal samples at the peat-mineral interfaces of the four cores were first prepared by Laval University Radiocarbon Dating laboratory (fractionation of their carbon components followed by oxidation and reduction to graphite) before being sent to Keck Carbon Cycle AMS Facility. Resulting ages were calibrated to calendar years using the CALIB REV 5.0.1 program (Stuivier and Reimer, 1993). The mid-point of the 2σ intervals was chosen as the calibrated age estimates except for the “OursM4 140-141” sample where the selection of the oldest value was chosen because more conform with the peat sequence stratigraphy.

Table 4.3 Chronological data and calibrated ages of peat samples from the Aéroport and Ours peatlands pool cores. *Oldest value of 2 σ range instead of mid-point was selected as calibration result. **Rejected date, see section 4.1 for details.

Core	Depth (cm)	Material dated	Lab. code	^{14}C Age (yr BP)	2 σ range (cal. yr BP)	Selected age (cal. yr BP)
AEROM2	14-15	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-50197	340 ± 15	318-403	360
	24-25	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-50199	615 ± 15	554-613	585
	32-33	<i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-50196	3205 ± 15	3385-3454	3420
	50-51	<i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-50195	3700 ± 15	3984-4085	4030
	90-91	<i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-50194	4515 ± 15	5057-5188	5120
	102-103	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-50193	4680 ± 15	5323-5418	5370
AEROM4	119-120	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-39027	4460 ± 15	5171-5275	5225**
	19-21	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-57431	1600 ± 15	1421-1534	1480
	32-33	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-57432	2310 ± 15	2327-2350	2340
	39-40	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-57433	3010 ± 15	3151-3266	3200
	51-52	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-57434	5260 ± 15	5938-6028	5980
OURSM3	63-66	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-39029	5865 ± 15	6653-6731	6690
	12-13	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-57427	1100 ± 20	961-1057	1010
	33-34	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-57428	2765 ± 15	2793-2891	2840
	48-49	<i>Sphagnum</i> stems and branchlet	UCIAMS-45792	3995 ± 20	4460-4517	4490
	68-69	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-57429	4710 ± 15	5327-5393	5360
	88-89	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-45793	5015 ± 20	5665-5760	5710
	92-93	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-45795	5045 ± 20	5791-5891	5840
	95-96	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-45794	5170 ± 20	5902-5950	5930
	117-118	Terrestrial plants macroremains, <i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-39023	5250 ± 20	5930-6024	5980
	20-21	Terrestrial plants macroremains, <i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-45784	530 ± 20	515-554	540
OURSM4	31-32	Terrestrial plants macroremains, <i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-45787	1740 ± 20	1583-1709	1650
	40-41	Terrestrial plants macroremains, <i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-50201	1050 ± 15	931-973	950**
	46-48	Terrestrial plants macroremains, <i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-57430	2635 ± 15	2742-2768	2760
	55-56	Terrestrial plants macroremains, <i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-45786	3830 ± 20	4150-4299	4220
	75-76	<i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-45785	4450 ± 20	4967-5072	5020
	84-85	<i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-50202	3160 ± 30	3341-3448	3390**
	87-88	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-45788	3855 ± 25	4222-4403	4310**
	99-100	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-45789	4460 ± 25	5159-5281	5220
	119-120	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-45790	5210 ± 25	5918-5998	5960
	131-132	Terrestrial plants macroremains, <i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-45791	5665 ± 20	6406-6487	6450**
	138-139	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-50200	5550 ± 110	6171-6626	6350
	140-141	Terrestrial plants macroremains, <i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-39024	5575 ± 20	6309-6401	6400*

As shown in Table 4.3, five ^{14}C dates out of 33 were rejected from our chronologies because of problematic results in cores OursM4 and AeroM2. For the discrimination of dating results, we considered every date intervals given by the calibration, but every interval of the rejected dates were not conform with the chronologies. As no evidences of reworking or contamination ($\delta^{13}\text{C}$ values were conform with dated material) were found in the sediments, we compared the chronological correspondences between all radiocarbon dates obtained in the two peatlands. Pool cores (this study) and terrestrial cores collected from lawn microforms in the same peatlands (study in progress) were used as comparison bases and are presented in table 4.4. To the exception of UCIAMS-45791 (see Table 4.3), rejected dates were all too young in relation to their positions in the peat sequences, which all comparative chronologies corroborated. Contamination with modern or younger material could explain such deviations. The basal segment of OursM4 core also showed a chronological problem. In that case, the validation of basal date UCIAMS-39024 with a second dating (UCIAMS-50200) led to the rejection of sample UCIAMS-45791 which ^{14}C date was too old in relation to its stratigraphical position. Such an error could have originated from the redeposition of older material in a marsh environment (see AeroM2 paleoecological reconstruction, section 4.4.1.1).

Age-depth models (figure 4.3) were plotted using KALEIDAGRAPH 3.6 software (Synergy Software). Linear interpolation was chosen since the ^{14}C samples were mostly taken from stratigraphic changes interfaces (Telford et al., 2004). Rejected ^{14}C dates were excluded from the age-depth models. All ages mentioned in the text refer to calibrated dates. Dates derived from age-depth models are identified with the term *circa* (ca) in the text.

Table 4.4 AMS radiocarbon results and calibrated ages of peat samples used for the validation of the chronological data.
 Description in parenthesis refers to the microform from which core was extracted. “Basal” refers to the peat/mineral contact.

Core (description)	Depth (cm)	Material dated	Lab. code	^{14}C Age (yr BP)	2σ range (cal. yr BP)	Selected age (cal. yr BP)
AERO_1 (lawn)	78-79	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-39594	3490+-15	3704-3829	3810
	109-110	Terrestrial plants macroremains	TO-12792	4790+-60	5326-5643	5570
AERO_4 (lawn)	68-70	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-33982	4550+-20	5066-5315	5240
	105-106	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-9596	5305+-20	5997-6181	6140
AEROM1 (pool)	75-76	Terrestrial plants macroremains,	UCIAMS-39026	5310+-20	6006-6179	6090
	(basal)	<i>Sphagnum</i> (stems)				
AEROM3 (pool)	63-66	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-39028	5640+-15	6394-6476	6440
	(basal)					
OURS_1 (lawn)	35-36	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-35981	2885+-20	2948-3136	3090
	48-49	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-39035	3825+-20	4105-4345	4270
	87-88	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-39033	4555+-15	5076-5314	5240
OURS_4 (lawn)	109-110	Terrestrial plants macroremains	TO-12787	4810+-60	5328-5654	5490
	27-28	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-39031	1130+-15	979-1064	1070
	49-50	Terrestrial plants macroremains	Beta-226441	2740+-40	2759-2925	2890
OURS_5 (lawn)	74-75	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-39034	4055+-20	4440-4781	4660
	104-105	<i>Sphagnum</i> (stems)	TO-12790	4250+-50	4589-4959	4820
	50-51	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS 36796	4320+-15	4842-4957	4900
OURSM1 (pool)	70-71	Terrestrial plants macroremains	UCIAMS-39032	5020+-15	5664-5886	5770
	109-110	Terrestrial plants macroremains (basal)	TO-12791	5160+-60	5742-6173	5950
OURSM1 (pool)	118-119	Terrestrial plants macroremains, (basal)	UCIAMS-39021	5400+-20	6189-6277	6230
		<i>Sphagnum</i> (stems)				

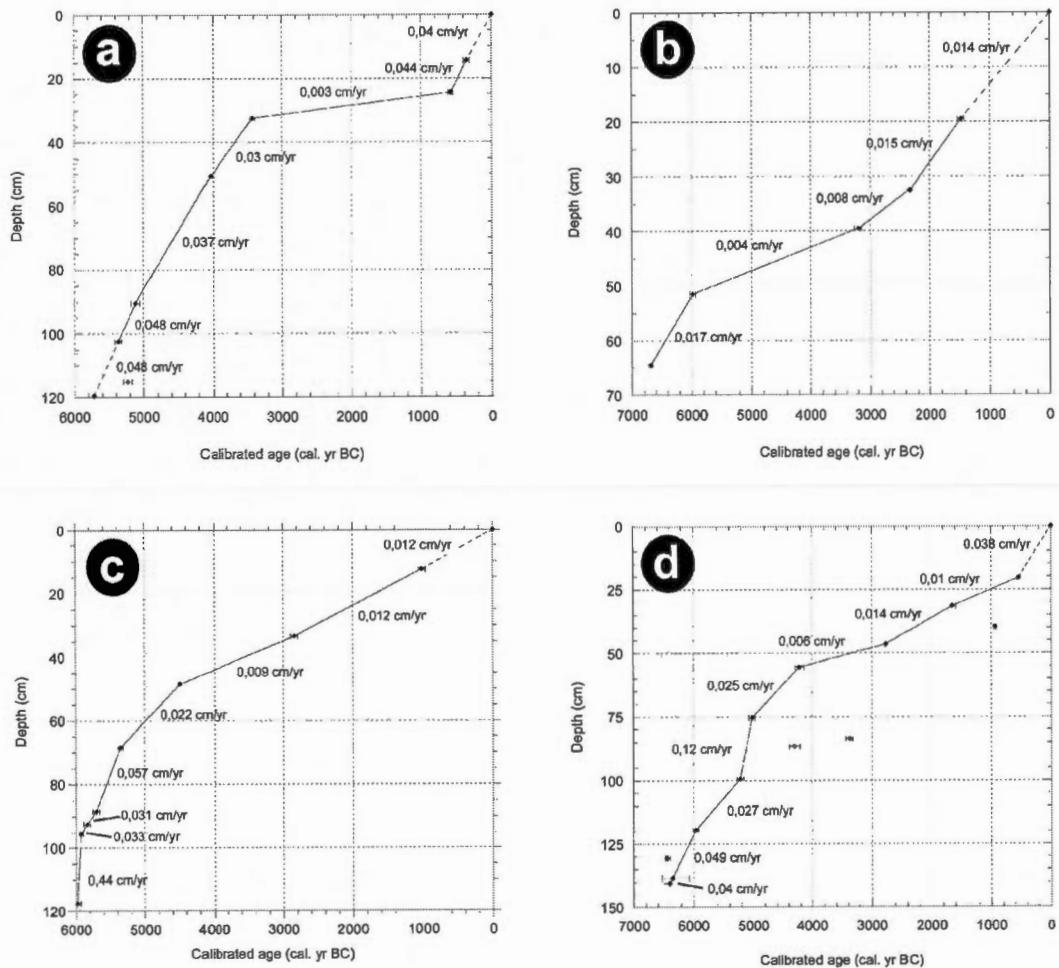
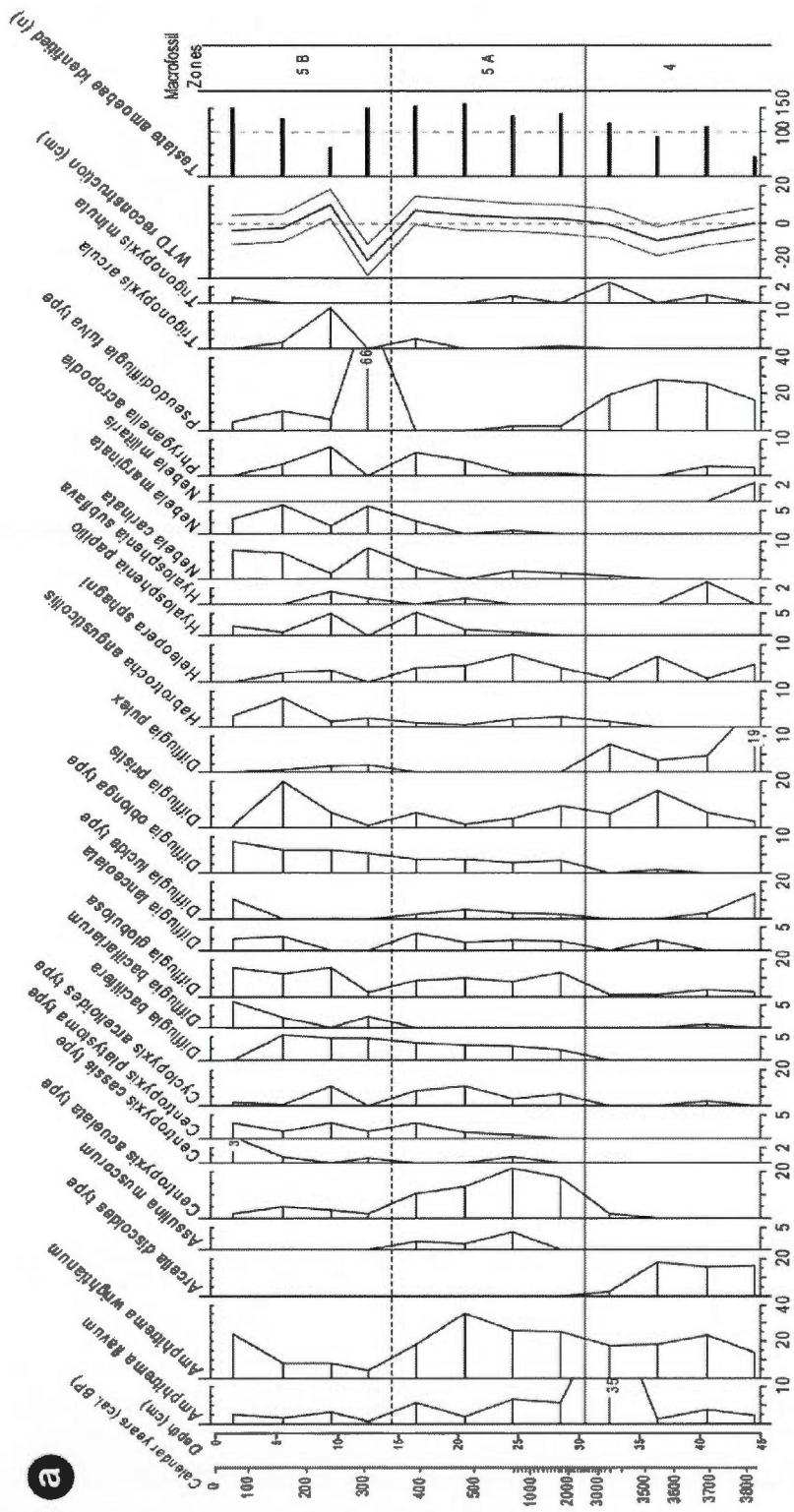


Figure 4.3 Age-depth models for cores (a) AeroM2 (b) AeroM4 (c) OursM3 (d) OursM4
Rejected ^{14}C dates correspond to isolated points outside the age-depth curves



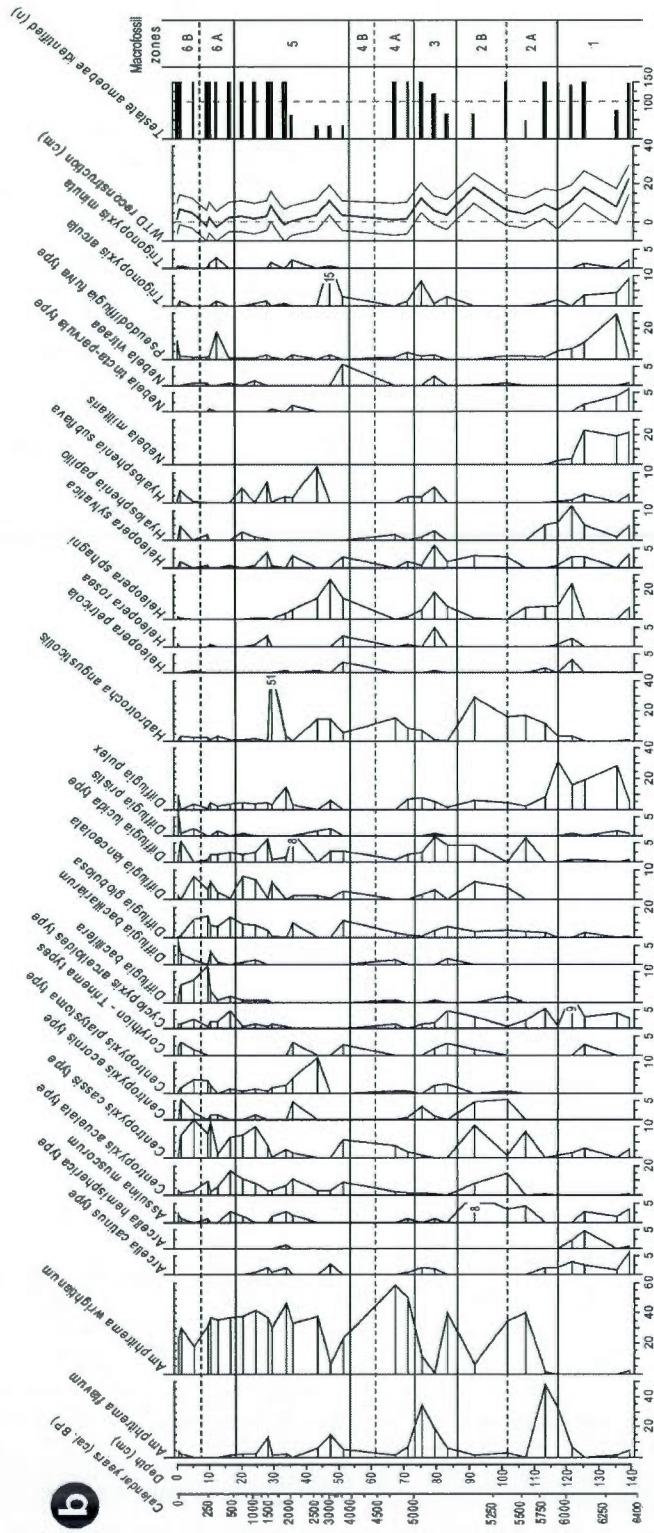


Figure 4.4 Testate amoebae assemblages and water table depth reconstructions (WTD) for cores (a) AeroM2 (b) OursM4

4.4 Results and interpretation

4.4.1 Water table depth reconstructions from testate amoebae analysis

4.4.1.1 AeroM2 core

Results of the 12 levels analyzed give reconstructions of standing water (negative values) or near-surface water tables to the exception of sample at 9.5 cm which presents a reconstructed WTD of 10.2 cm (+/- 7.7 cm) attributable to the high occurrences of two extremely dry species, *Cyclopyxis arcelloides* type and *Trigonopyxis arcula*. Still, other taxa from this sample are representative of a wet environment and comparable to other AeroM2 samples.

With typically wet assemblages, AeroM2 samples are generally characterized by an important representation of *Amphitrema* spp. tests, particularly *Amphitrema wrightianum*, along with *Difflugia* spp. such as *D.globulosa*, *D. lanceolata*, *D. lucida* type and *D. pristis* with *Heleopera sphagni*. Testate amoebae assemblages change in accordance with macrofossil zonation as we observe a succession of different taxa through zones 4 and 5 and WTD reconstructions give a very wet signal in both zones.

Overall, the reconstructed WTD curve stays close to the threshold value of 0 cm in a similar way than surface (top pool) samples of cores AeroM2 and OursM4. If the inherent imprecision of WTD values (see section 5.1.3) impedes any interpretation of past pool occurrences, paleohydrological reconstruction clearly indicates that local environments were very wet with a water table close to the surface from *ca* 3850 cal. BP (44.5 cm, deepest sample analysed with testate amoebae).

4.4.1.2 OursM4 core

Surprisingly, testate amoebae assemblages are quite similar all along OursM4 profile to the exception of zone 1 which is associated with a forested fen. The latter stands apart from subsequent assemblages with significant occurrences of *Difflugia pulex*, *Trigonopyxis arcula*, *Nebela militaris*, *Hyalosphenia papillo*, and *Nebela tincta-parvula*, giving a moderately dry

to dry signals. It also comprises abundant *Amphitrema flavum* and *Pseudodifflugia fulva* type that give a wetter signal at this early period of eutrophisation. (see OursM4 in section 4.2.2) Subsequent zones correspond to hollow and/or pool microforms according to both macrofossil and testate amoebae assemblages that comprise abundant *Amphitrema wrightianum* and *Amphitrema flavum* along with *Difflugia* spp. (*D. globulosa*, mainly *D. lanceolata*, *D. lucida* type and *D. pristis*), *Heleopera sphagni*. *Difflugia pulex* is still present in the assemblages along with constant occurrences of *Centropyxis acuelata*, *Centropyxis platystoma*, *Cyclopyxis arcelloides* type, *Centropyxis ecornis* type and *Heleopera sylvatica* which are more characteristic of dry to relatively dry environments (Booth, 2008). *Difflugia pulex* is generally associated with moderately dry conditions but its poor representation in modern calibration datasets call into question the precision of its signal (Booth, 2008).

After the “dry” episode of zone 1, local water table was maintained near surface (which includes over surface possibilities) until present-day. Unfortunately, the inherent imprecision of WTD values (see section 5.1.3) does not allow the discrimination of hollow from wet hollow occurrences, nor can we detect an eventual hollow to pool transition in the peat profile. In zones 2 to 5, WTD reconstruction exceeds the 0 cm threshold at levels 113.5, 91.5, 75.5, 47.5 and 29.5, giving a terrestrial signal. These “dry peaks” may contradict macrofossil interpretations of local saturated conditions. However, all these samples comprise problematic taxa such as *Habrotrocha angusticollis* and *Difflugia pulex* that may have exaggerated the “dry” signal of the reconstruction. As mentioned earlier, *Difflugia pulex* ecology is poorly documented (Booth, 2008). Moreover, rotifer *Habrotrocha angusticollis* is problematic in paleohydrological reconstructions because of its great tolerance. It is attributed a moderately dry WTD optima (Booth, 2008) even if it is found in a great range of habitats and has previously been classified as a moderately wet indicator (Booth et al., 2004).

4.4.2 Paleoecological reconstructions from macrofossil analysis

Mid to Late Holocene paleoenvironments that preceded pool formation, both in Ours and Aeroport peatlands, are presented in the four macrofossil diagrams (Figure 4.5).

4.4.2.1 Aéroport peatland

The two sampled pools are located in different sectors of Aéroport peatland at a distance of 40 m. AeroM2 is situated at the center of the fen and overlies 120 cm of peat while AeroM4 is located in the upstream sector, overhanging 66 cm of peat.

4.4.2.1.1 AeroM2

AeroM2 core is 120 cm long. The minimal age of peat accumulation has been established at 5370 cal BP at the base, but extrapolation from age-depth model suggests that peat inception occurred around *ca* 5700 cal BP. Five zones were identified from plant macrofossil assemblages. Zone 1 (120-81 cm; *ca* 5700 - *ca* 4900 cal. BP) is associated with very wet conditions when peat started to accumulate at the site in a marsh environment dominated with brown mosses. Zone 2 (81-70 cm; *ca* 4900 - *ca* 4600 cal. BP) represents the gradual terrestrialization of the marsh with *Sphagnum* colonization. Zone 3 (70-50 cm; *ca* 4600 – 4035 cal. BP) and zone 4 (50-30 cm; 4035 – 3420 cal. BP) corresponds to a hollow or lawn microform in a relatively drier environment, with a densification of the ligneous content while testate amoebae WTD reconstructions indicate near-surface water table conditions from 3850 cal BP. A drastic slowing of peat accumulation rates between zones 3 and 4 caused the scarcity of macrofossil remnants between 3420 and 585 cal. BP. Zone 5 (30 cm to the unconsolidated pool bottom; after *ca* 3400 cal. BP) shows a return to wet conditions that influenced pool development somewhere after 3400 cal BP.

*Zone 1: 120-81 cm (*ca* 5700 - *ca* 4900 cal. BP).* This zone contains a lot of aquatic indicators with important volumes of brown mosses suggesting a wet fen environment. Trees remnants are very sparse except in subzone 1B where several leaves of *Larix laricina* have been counted. Aquatic indicators suggest that this early peat accumulation occurred in a marsh environment. Peat accumulation was rapid during this period (around 0,049 cm/year).

*Subzone 1A: 120-92 cm (*ca* 5700 - 5120 cal. BP).* A thin woody layer at the base of subzone 1A suggests terrestrial conditions rapidly followed by a shift to more saturated

conditions around *ca* 5650 cal. BP. An aquatic ecosystem probably developed as expressed by a massive presence of Nymphaeaceae sclerids, Characeae oospores, *Daphnia* ephippium, *Tricoptera* pupal case membranes and statoblasts of *Cristatella mucedo*). The aquatic ecosystem was colonised by dominant brown mosses (*Drepanocladus* spp.) with few *Sphagnum* from Cuspidata and Subsecunda sections. As the first eight centimeters of brown moss peat are mixed with coarse silts (116-120 cm) and fine sands (112-116 cm), some sedimentary inputs from periodic floods might still happened at this period. By the end of subzone 1A, Ericaceae such as *Andromeda glaucophylla* Link and *Vaccinium oxycoccus* L. show their first occurrences.

Subzone 1B: 92-81 cm (5120 – ca 4900 cal. BP). Still dominated by the Amblistigiaceae (*Drepanocladus* spp.), this subzone remained saturated as expressed by the Nymphaeaceae and *Daphnia* remnants found in the sediment. Abundant *Larix laricina* leaves with *Andromeda glaucophylla*, *Chamaedaphne calyculata* (L.) Moench. and *Sphagnum* remnants suggest a fen ecosystem.

Zone 2: 81-70 cm (ca 4900 - ca 4600 cal. BP). In this zone, *Sphagnum* took over brown mosses. The decline of the aquatic conditions is confirmed by the disappearance of Nymphaeaceae and *Daphnia* ephippium. The rising importance of woody remnants (*Andromeda glaucophylla*, *Chamaedaphne calyculata* and *Myrica gale* L.) supports the interpretation of relatively dryer conditions on the site.

Zone 3: 70-50 cm (ca 4600 – 4035 cal. BP). This period started with a drastic drop of *Sphagnum* and ligneous material around *ca* 4600 cal. BP. Combined with an important volume of Cyperaceae material, it suggests a temporary shift to wetter conditions although the rarity of identifiable plant macrofossils limits the interpretation. Following this wet episode, the increase of ligneous remnants (particularly *Chamaedaphne calyculata*) and important volumes of S. section Acutifolia along with *Cenococcum graniforme* indicate dryer conditions and the possible development of hummock microforms.

Zone 4: 50-30 cm (4035 – 3420 cal. BP). The striking feature of this zone is the abundance of *Picea mariana*, ligneous and sedges remnants. The proportion of *Sphagnum* from Acutifolia section has diminished and *Ledum groenlandicum* has been identified for the first time at 45 cm from the top of the core. On the other hand, testate amoebae data from this zone indicates aquatic or near-surface water table conditions (-1.3 ± 8.6 cm to 11.5 ± 7.8 cm) from 3850 cal BP (44.5 cm, deepest sample analysed with testate amoebae). Considering that the sediment was dominated (about 75% in average) by fine decomposed organic particles before its sieving, this peat segment may be associated with a hollow microform registering water table fluctuations with shifts from shallow pool to hollow under slightly variable hydroclimatic conditions. It may as well represent peat from a terrestrial habitat that has been altered *a posteriori* by an overlying pool.

Zone 5: 30-0 cm (after ca 3400 cal. BP). The fifth zone shows the return of the Amblistigiaceae and a partial replacement of the *Picea mariana* with *Larix laricina*. According to contrasting dating results between the end of zone 4 (3420 cal. BP at 32-33 cm) and the first half of zone 5 (585 cal. BP at 24-25 cm), we hypothesise the cessation of peat accumulation in core AeroM2 from 3420 cal. BP. This could be related with a return to the very wet conditions suggested by the presence of *Larix laricina* and aquatic indicators such as *Menyanthes trifoliata*, *Daphnia* and *Tricoptera*. The “muddy” nature of zone 5 peat, as shown by the “Fine particles fraction” curve, is in accordance with the interpretation of saturated conditions also confirmed by the WTD reconstruction from testate amoebae.

Subzone 5A: 30-15 cm (after ca 3400 – 505 cal. BP). In this sub-zone, *Larix laricina* and *Menyanthes trifoliata* take over *Picea mariana* and *Ledum groenlandicum*, indicating more humid conditions along with a rise in hydrophilous *Sphagnum* mosses from Cuspidata section (*S. cuspidatum* Ehrh. ex Hoffm., *S. jensenii* H. Lindb., *S. majus* (Russ.) C.Jens.). The presence of *Daphnia ephippium* suggest the submersion of the local environment.

Subzone 5B: 15-0 cm (last 505 cal. years). A rise in ligneous remnants (mainly *Picea mariana*) with a rise in *Sphagnum* sect. Acutifolia suggest a lowering of the water table and/or the development of a hummock microforms in the local environment around *ca* 250

cal. BP. On the other hand, the persistence of aquatic indicators (*Daphnia* ephippiums, *Tricoptera* pupal case membrane) indicates saturated conditions and possibly the presence of a pool with the input of vegetation debris from surrounding terrestrial microforms. The last level of pool sediments (surface) is exclusively composed of unidentified limnic organic sediments (*gyttja* type) and indicates pool persistence until the present-day.

4.4.2.1.2 AéroM4

AeroM4 core is 66 cm long with a minimal age of 6690 cal. BP at its base. Three ecological zones were identified from plant macrofossil assemblages. Zone 1 (66-50 cm; 6690 – 5980 cal. BP) is associated with rapid peat accumulation in an Amblystigiaceae dominated fen. Zone 2 (50-30 cm; 5980 – ca 2160 cal. BP) shows the setting of drier conditions as the fen is colonized by trees and ericaceous shrubs in a slow peat accumulating environment. In zone 3 (30 cm to the unconsolidated pool bottom; last 2100 cal. years), conditions became wet with the initiation of a hollow/pool microform at a maximal age of 2300 cal. BP. Further drainage degradation occurred from 1480 cal. BP which inhibited tree growth.

Zone 1: 66-50 cm (6690 – 5980 cal. BP). The principal characteristic of this zone is the dominant presence of the Amblystigiaceae during several centuries on the site. As for AeroM2, this brown moss carpet has developed over a thin ligneous horizon previous to 6690 cal. BP. According to the abundant remains of *Picea mariana* and the quasi-absence of mosses at the base of the core, a black spruce forest may have been standing on the site before paludification.

Subzone 1A: 66-59 cm (6690 – ca 6400 cal. BP). The basal peat shows a great number of *Cenococcum graniforme* which is in accordance with the dry conditions depicted by the *Picea mariana* macroremains. *Picea mariana* is rapidly replaced by *Larix laricina* and Amblystigiaceae communities. The rich fen specie *Scorpidium scorpioides* (Hedw.) Limpr. become dominant by the top of this subzone. Large *Cyperaceae* macroremains concords with

the humid conditions depicted by the other plant macrofossils like *Carex oligosperma* Michx., *C. trisperma* Dewey and *Eriophorum spissum* Fern.

Subzone 1B: 59-50 cm (ca 6400 – 5980 cal. BP). As the brown mosses become the principal component of the vegetation assemblages, the trees macroremains become scarcer in this subzone. The dominance of *Drepanocladus* sp. and *Scorpidium scorpioides* mosses as well as the high occurrences of *Myrica gale*, *Carex exilis* Dewey and wet *Sphagnum* species (*Sphagnum platyphyllum* (Lindb.) Card., sections Subsecunda and Cuspidata) indicate saturated and minerotrophic conditions.

Zone 2: 50-30 cm (5980 – ca 2160 cal. BP). This zone that lasted few millennia shows an almost complete disappearance of the moss cover to the exception of a scarce bryophyte community. Cyperaceae remnants become a dominant feature along with ligneous material as the site becomes relatively drier. Subzone 2A accumulation rates suggest a decrease in peat accumulation rate from 5980 to 3240 cal. BP.

Subzone 2A: 50-42 cm (5980 – ca 3600 cal. BP). Subzone 2 A represents a shift to a drier environment compared to zone 1. At the bottom of the subzone, *Myrica gale*, *Carex trisperma*, *Eriophorum spissum* and *Larix laricina* have been identified while volumes of ligneous remnants diminish toward surface. The very low accumulation rate reconstructed from this zone (0,004 cm/year, see figure 4.3) suggests a drastic decrease in peat accumulation while “fine particles fraction” and “peat types” (unidentified organic matter) sediment curves show high values (see figure 4.5b). It is unclear where the cessation or decrease in peat accumulation rates occurred between the two radiocarbon dates that delimit subzone 2 A.

Subzone 2B: 42-30 cm (ca 3600 – ca 2100 cal. BP). From approximately 3200 cal. BP, the rise of *Picea mariana* and Ericaceae remnants depict a shift toward drier conditions. The assemblages include Cyperaceae remnants and few species like *Andromeda glaucophylla*, *Vaccinium angustifolium* Ait. and *Carex oligosperma* along with *Sphagnum* sect. Acutifolia

and *Tomentypnum nitens* (Hedw.) Loeske. This subzone may as well correspond to a transition toward poor fen conditions.

Zone 3: 30-0 cm (last 2100 cal. years). This zone is characterized by the return of Bryophytes, mainly *Sphagnum* and Amblistigiaceae taxa. The combination of brown mosses and aquatic indicators (*Menyanthes trifoliata*, *Daphnia*) suggests that a pool or a wet hollow developed after 2300 cal. BP. The important volumes of ligneous material indicate that trees (*Picea mariana*, *Larix laricina*) and ericaceous shrubs (*Chamaedaphne calyculata*, *Kalmia polifolia*, *Andromeda glaucophylla*) persisted despite the wet conditions. From 1480 cal. BP, the site suffered further drainage deterioration, leading to a possible deepening and expansion of the wet hollow/pool. The setting of local submerged conditions caused a decline of trees and shrubs until present day.

Subzone 3A: 30-7 cm (2300 – ca 500 cal. years). From 2300 cal. BP, local conditions got wetter. *Larix laricina* and Amblistigiaceae (*Drepanocladus exannulatus* Warnst. and *D. fluitans* (Hedw.) Warnst.), wet *Sphagnum* species (*S. jensenii* and *S. majus*) and aquatic indicators (*Menyanthes trifoliata*, *Daphnia*) suggest that a pool or a wet hollow developed sometime during subzone 3 A deposition. After 1480 cal. BP, the gradual decline of trees and shrubs suggests further drainage deterioration as confirmed by the presence of *Scheuchzeria palustris*. The simultaneous apparition of aquatic *Daphnia* suggests a rise in the water table that may have caused the setting of a pool. This interpretation is also associated with the increased volume of the “fine particles fraction” in the sediment which could be associated with *gyttja*-type deposits.

Subzone 3B: 7-0 cm (last ca 500 cal. years). As the peat gets more decomposed at the surface (pool bottom), macroremains of trees and shrubs almost disappear from subzone 3B. Hydrophilous brown mosses and *Sphagnum* remnants (*Drepanocladus exannulatus*; *Sphagnum cuspidatum*, *Sphagnum jensenii* and non-identified *Sphagnum* from Cuspidata and Subsecunda sections) are gradually more abundant along with seeds of *Menyanthes trifoliata* which is consistent with the pool that overlies the sediments.

4.4.2.2 Ours peatland

The two sampled pools are situated in different sectors of Ours peatland at a distance of 85 m. OursM4 is located in the center of the fen and overlies 140 cm of peat while OursM3 is situated in the eastern sector, overhanging 118 cm of peat. If Ours peatland is divided into two sub-basins, the two sampled pools are comprised within the same one, east of the central prominence.

4.4.2.2.1 OursM3

OursM3 core is 118cm long. Minimal age of peat accumulation has been established at 5980 cal. BP at the base. Five zones were identified from plant macrofossil assemblages. Zone 1 (118-102 cm; 5980 – ca 5950 cal. BP) is associated with a marsh environment, colonized by *Sphagnum* and brown mosses, that initiated local peat accumulation. Zone 2 (102-78 cm; ca 5950 – ca 5550 cal. BP) corresponds to a fen environment. Zone 3 (78-58 cm; ca 5550 – ca 5000 cal. BP) is associated with a sedge dominated fen where brown mosses are gradually replaced with *Sphagnum* mosses. This relatively dry episode also shows the colonization of OursM3 sector with trees and shrubs. Zone 4 (58-30 cm; ca 5000 – ca 2600 cal. BP) corresponds to the setting of poor fen conditions and depicts wetter conditions as a wet hollow or even a pool is initiated on the site. Zone 5 (31 cm to the unconsolidated pool bottom; last ca 2600 cal. years) peat is well decomposed and associated with the persistence of the saturated conditions.

Zone 1: 118-102 cm (5980 – ca 5950 cal. BP). The base of OursM3 core shows a noticeable volume of woody material, suggesting that the site may have been terrestrial before flooding occurred. Then, drainage deterioration or enhanced water input triggered peat accumulation in a marsh environment as shown by aquatic indicators like *Nuphar variegatum*, *Nymphaeaceae* and *Menyanthes trifoliata* remnants. Abundant *Myrica gale* remains are consistent with this interpretation as it colonizes wet environments with rich trophic conditions. The *Sphagnum* assemblages are mainly composed of sections Cuspidata

and Acutifolia. Representation of *Sphagnum* section Acutifolia diminishes with time while *Picea mariana* and *Larix laricina* rise by the top of the zone.

Zone 2: 102-78 cm (ca 5950 – ca 5550 cal. BP). Zone 2 is characterized by the co-dominance of *Sphagnum* and Amblistigiaceae mosses in a very humid environment as peat accumulation rates were very high. It also shows the disappearance of aquatic indicators that indicates the transformation of the marsh into a humid and rich fen from *ca* 5940 cal. BP. High accumulation rates (0.031 to 0.44 cm/year, see figure 4.3) are confirmed by the low bulk density of the peat.

Subzone 2A: 102- 96 cm (ca 5950 – 5930 cal. BP). The first level of subzone 2 A contains macroremains of *Nuphar variegatum* and *Daphnia*, but the subsequent absence of aquatic indicators is probably the result of a gradual terrestrialization of the site. Still, the weak representation of trees and shrubs indicates that it remained very humid which the important volume of brown mosses corroborates (53 to 81% of total macrofossil volumes).

Subzone 2B: 96- 86 cm (ca 5930 – 5700 cal. BP). Between 5930 and 5700 cal. BP, *Sphagnum* took over brown mosses during a moderate and temporary dry shift where *Sphagnum* sect. Acutifolia took a big part of the assemblages. This dry episode is confirmed by the slight increase in woody remnants during subzone 2B period (compared to 2A).

Subzone 2C: 86- 78 cm (5700 – ca 5550 cal. BP). Subzone 2 C shows a shift to a dominance of wet Amblistigiaceae mosses (*Drepanocladus exannulatus*), suggesting the setting of a wet hollow as supported by the identification of *Menyanthes trifoliata* seeds. *Sphagnum* mosses vanish from the assemblages and *Myrica gale* prospers indicating minerotrophic conditions.

Zone 3: 78-58 cm (ca 5550 – ca 5000 cal. BP). The principal feature of zone 3 is the rise of ericaceous shrubs and trees remnants in the macrofossil assemblages to the detriment of bryophytes. The radiocarbon date of 5360 cal. BP marks the colonization of the fen by trees. Macrofossils of this segment are well decomposed and bulk density values are higher

compare to zone 2 when peat accumulation was rapid (0.031 to 0.44 cm/year). Reconstructed values of peat accumulation vary between 0.057 to 0.022 cm/year in this zone (see figure 4.3).

Subzone 3 A: 78-70 cm (ca 5550 – 5360 cal. BP). The rise in ligneous material observed in subzone 3 A is mainly represented by *Chamaedaphne calyculata* macroremains. Pieces of *Myrica gale*, *Vaccinium oxycoccus*, and *Andromeda glaucophylla* were also found in the early assemblages as the brown mosses declined, indicating a gradual shift toward drier conditions. Usually growing on hummocks, seeds of *Gaultheria hispida* were found in the basal sediments of the subzone, although *Sphagnum* was absent from the macrofossil assemblage. Macrofossils from the upper level of subzone 3 A are poorly preserved and prevented identification of many taxa except *Chamaedaphne calyculata*.

Subzone 3 B: 70-58 cm (5360 – ca 5000 cal. BP). Around 5360 cal. BP, *Picea mariana* and *Larix laricina* massively recolonize the site along with *Chamaedaphne calyculata* as dry conditions temporarily set up. *Sphagnum* sect. Subsecunda is also present with *Andromeda glaucophylla* and *Vaccinium oxycoccus*. Showing a greater volume of ligneous material, the upper level (64.5 cm) is highly decomposed and is consistent with the interpretation of a dry episode. Upper assemblages of subzone 3 B comprise *Picea mariana* and *Larix laricina* with *Andromeda glaucophylla*, *Chamaedaphne calyculata* and unidentified decomposed vascular leaves.

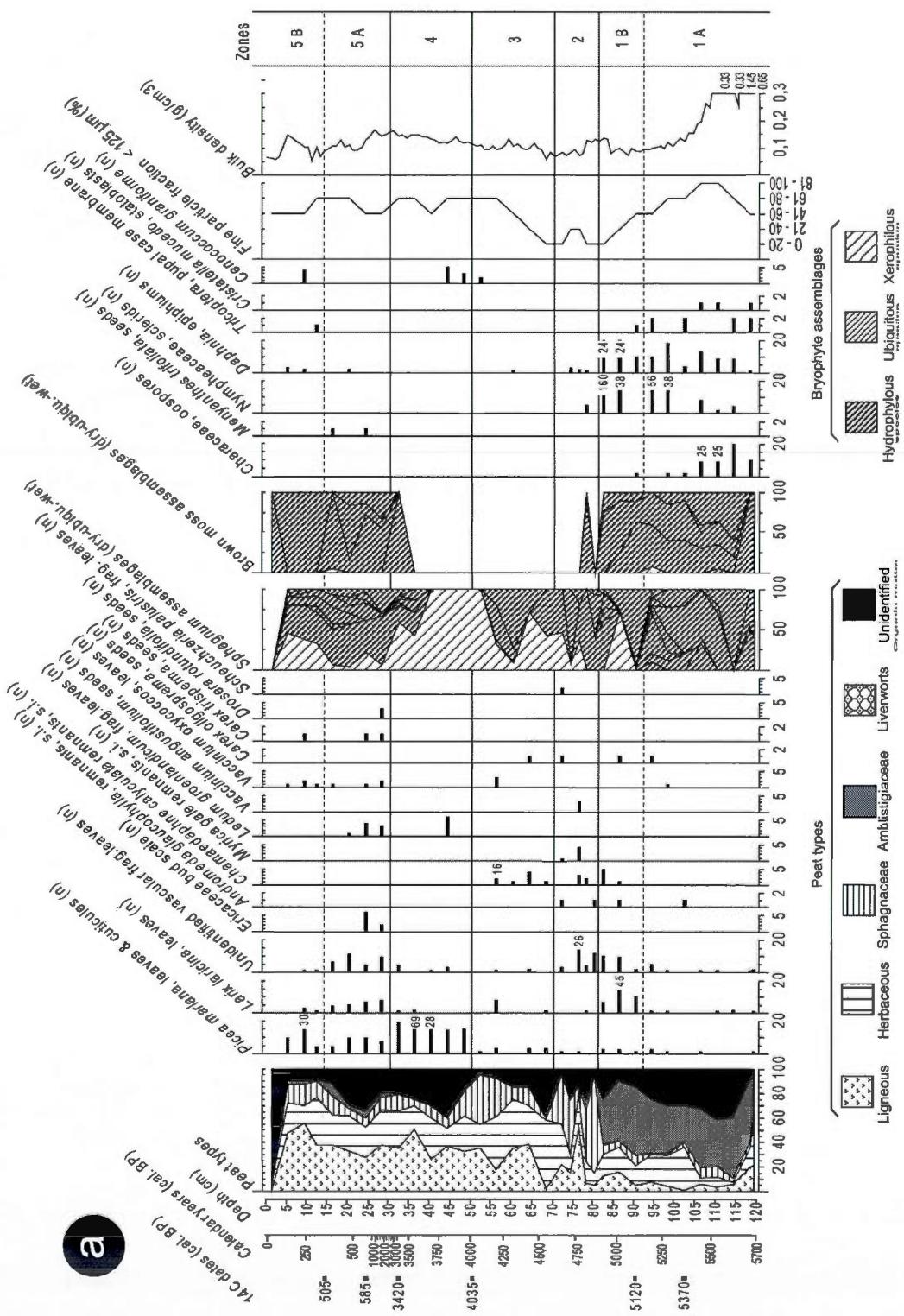
Zone 4: 58-30 cm (ca 5000 – ca 2600 cal. BP). As shown by the “peat types” curves (figure 4.5c), zone 4 is characterized by a decrease in ligneous contents and an increase in cyperaceous remnants with a considerable volume of *Sphagnum* mosses, indicating the setting of poor fen conditions. The occurrence of aquatic indicators suggests a return to saturated conditions (wet hollow?). At the bottom of subzone 4 B, a drop in peat accumulation is dated around ca 4000 cal. BP and may be associated with the setting of a pool which the subsequent “muddy” texture (high volumes of “fine particles fraction”, see figure 4.5c) of the sediments suggests (see sections 5.1 and 5.2). The most dominant

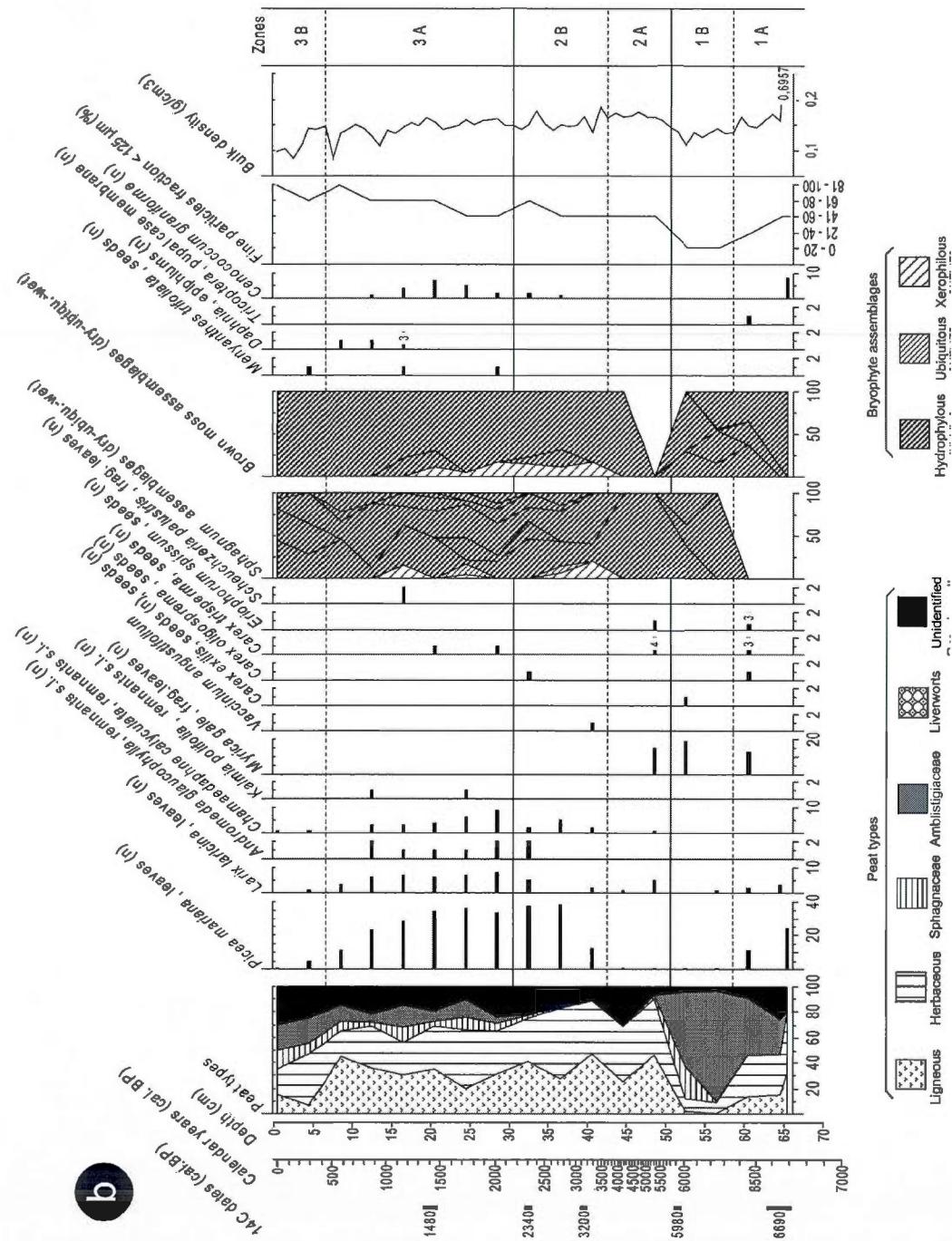
remnants in the *Lignosae* peat correspond to *Picea mariana*, *Larix laricina*, *Andromeda glaucophylla* and *Chamaedaphne calyculata*.

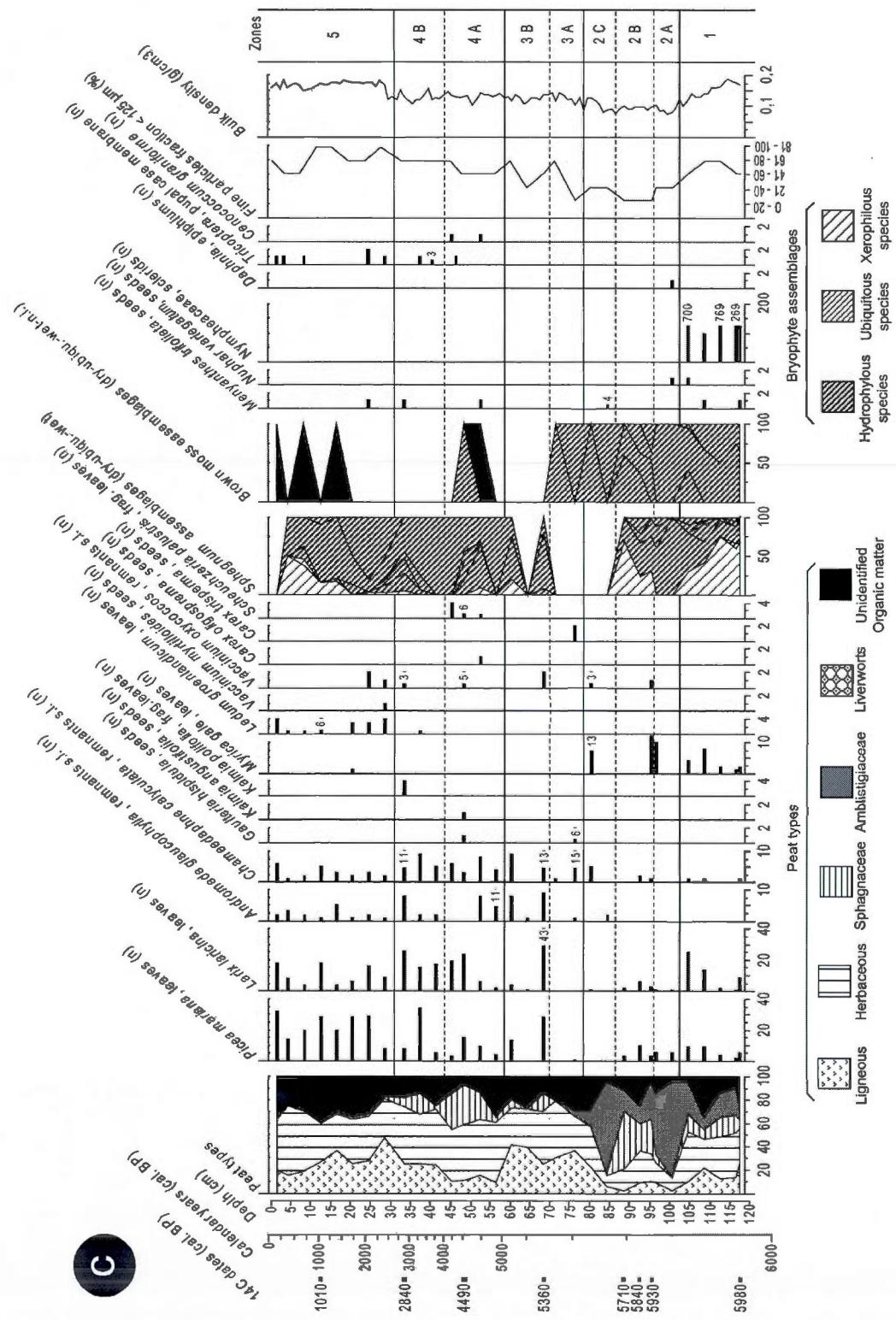
Subzone 4A: 58-43 cm (ca 5000 – ca 4000 cal. BP). From ca 5000 cal. BP, wet *Sphagnum* taxa (sections *Cuspidata* and *Subsecunda*) and *Cyperaceae* become dominant in the macrofossil assemblage to the detriment of ligneous remnants. Wetter conditions are also depicted by the increased presence of *Larix laricina* along with the occurrences of *Scheuchzeria palustris* and *Carex oligosperma* remnants. The presence of *Menyanthes trifoliata* with the subtle and temporary return of wet brown mosses (*Drepanocladus exannulatus*) suggest saturated conditions on the site along with the occurrence of a *Tricoptera* pupal case membrane.

Subzone 4B: 43-30 cm (ca 4000 – ca 2600 cal. BP). From ca 4000 cal. BP, the saturated conditions may have caused the setting of a wet hollow or even a shallow pool according to the drop in peat accumulation rates. Occurrences of *Tricoptera* pupal remnants are consistent with this interpretation as well as the decrease in *Sphagnum* remnants and the presence of *Menyanthes trifoliata*. Ericaceous and ligneous fragments in the sediment suggest their presence in the “relatively” drier vicinity.

Zone 5: 30-0 cm (last ca 2600 cal. years). Peat types of this zone are relatively homogenous and dominated by woody and sedge remnants. Despite its recent deposition, zone 5 is also characterized by badly preserved sediments as shown by the high volumes of “unidentified organic matter” (see “peat types” curve) and “fine particles fraction” (figure 4.5c) which represent 50 to 90% of the peat volumes and could be associated with saturated conditions. At the base of the zone, the occurrence of *Tricoptera* pupal case, *Menyanthes trifoliata* and *Sphagnum platyphyllum* (typically found in pools) remnants also suggest the local persistence of a pool or a wet hollow. If zone 5 also started with a peak in woody macroremains, the importance of trees and shrubs diminish with time and is mainly composed of *Picea mariana*, *Larix laricina*, *Ledum groenlandicum*, *Chamaedaphne calyculata* and *Andromeda glaucophylla*.







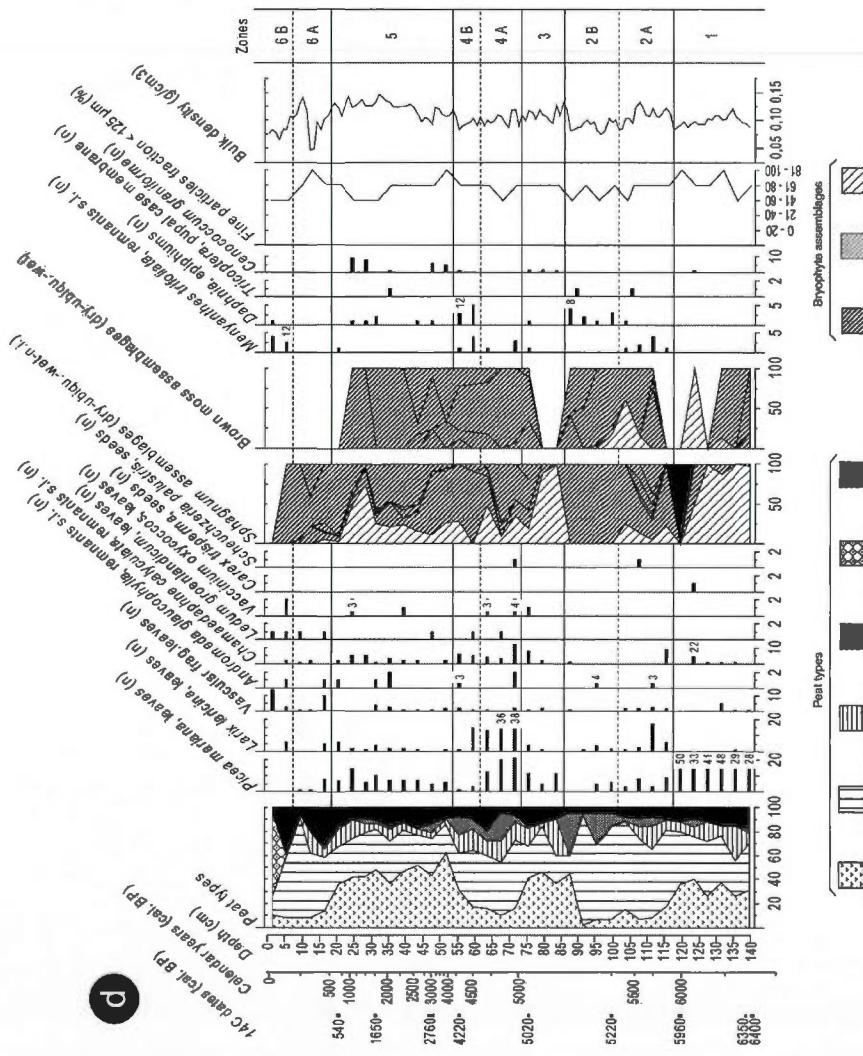


Figure 4.5 Macrofossil diagrams for cores (a) Aerom2 (b) AeroM4 (c) OursM3 (d) OursM4. Radiocarbon dates, macrofossils, bulk density and zonation were plotted. *Sphagnum* and Brown moss assemblages cumulated % curves represent taxa composition of the samples according to the classification presented in Table 4.2. Peat types % cumulated curves represent general composition of peat samples but do not take into account volumes of decomposed organic matter particles (up to 80% of original samples volumes at some levels) lost in the sieving process (see section 3.4).

4.4.2.2.2 OursM4

OursM4 is a 140 cm long core whose peat is very decomposed and *gyttja*-textured on the entire profile. Minimal age has been established at 6400 cal. BP at the base. Six zones were identified from plant macrofossils assemblages. Zone 1 (140-118 cm; 6400 – 5950 cal. BP) corresponds to a relatively dry forested fen with high accumulation rates (0.04 to 0.049 cm/year, see figure 4.3) possibly associated with regional postglacial uplift. Zone 2 (118-86 cm; 5950 – ca 5100 cal. BP) corresponds to a rich fen where peat accumulation was still high even if the conditions were sufficiently wet to influence the development a wet hollow and/or a pool. Indeed, testate amoebae WTD reconstructions showed a corresponding rise of water table from the start of zone 2. Zone 3 (86-74 cm; ca 5100 – 5000 cal. BP) is associated with a shift to a poor fen environment with relatively “drier” conditions. Zone 4 (74-54 cm; 5000 – 4200 cal. BP) accumulated during a wetter episode that influenced the development of a wet hollow or a pool. Zone 5 (54-19 cm; 4200 – 540 cal. BP) refers to the persistence of a wet hollow with litter inputs from surrounding hummocks or strings and possibly submitted to periodic draining. Zone 6 (19 cm to the unconsolidated pool bottom; last 540 cal. years) is associated with very humid and saturated conditions. Despite variations in the paleoenvironments reconstructed from macrofossil analysis, testate amoebae data indicates that the site remained very wet (WTD close to surface or standing water conditions) from zone 2 until present-day.

Zone 1: 140-118 cm (6400 – 5950 cal. BP). The first 22 cm of peat of this core are relatively homogeneous. *Picea mariana* needles were found with *Chamaedaphne calyculata* and *Sphagnum* section *Acutifolia* remnants, indicating relatively dry conditions and the possible existence of a hummock microtopography. The abundance of *Cyperaceae* remnants and *Carex trisperma* seed suggest a shady environment which is consistent with the ligneous macrofossil assemblages. By the top of this zone, *Sphagnum* sect. *Acutifolia* is replaced by *S. sect. Cuspidata* which indicates the setting of wetter conditions around ca 6080 cal. BP. The few brown mosses identified in this zone are represented by wet taxa *Drepanocladus* sp. and *Calliergon stramineum*, although the “peak” at 128 cm is composed of *Pleurozium schreberi* (Brid.) Mitt. which inhabits forested environments. Reconstructed WTD from testate amoebae assemblages corroborated the interpretation of terrestrial conditions.

Zone 2: 118-86 cm (5950 – ca 5100 cal. BP). This zone shows a drastic diminution of ligneous material with a partial replacement of *Picea mariana* by *Larix laricina* and abundant *Cyperaceae* remnants, reflecting humid conditions along with the appearance of aquatic indicators. Bryophytes are still present and show the replacement of *Sphagnum* mosses by Amblistigiaceae. A rise in WTD was derived from testate amoebae data in this zone and indicates the setting of a wet hollow microform or even a shallow pool.

Subzone 2A: 118-101 cm (5950 – ca 5300 cal. BP). The setting of wet conditions is suggested by the occurrences of *Menyanthes trifolata* seeds as *Chamaedaphne calyculata* disappears from the assemblages. The first occurrences of *Andromeda glaucophylla* and *Scheuchzeria palustris* confirms a shift toward wetter conditions along with the decline in tree macroremains. The persistence of drier indicators such as *Sphagnum* sect. *Acutifolia* in subzone 2 A may originate from surrounding hummocks.

Subzone 2B: 101-86 cm (ca 5300 – ca 5100 cal. BP). Subzone 2 B macrofossils depict further drainage deterioration. From ca 5300 cal. BP, brown mosses (*Polytrichum strictum* and *Drepanocladus* sp.) took over *Sphagnum* colonies to the exception of few hydrophilous *Sphagnum* sect. *Cuspidata*. Dry Amblistigiaceae species show a decline along with trees that eventually disappears from the macrofossil assemblages. Aquatic indicators are represented by several *Daphnia* ephippiums which may indicate the setting of a wet hollow or even open water body.

Zone 3: 86-74 cm (ca 5100 – 5000 cal. BP). This period shows a drastic return to relatively dry conditions as aquatic indicators and Amblistigiaceae vanish. Ligneous material becomes a dominant feature of the macrofossil assemblages, mainly represented by *Picea mariana* with, in a lesser measure, *Larix laricina* and *Chamaedaphne calyculata*. *Sphagnum* sect. *Acutifolia* also reinvests the site indicating the setting of poor fen conditions. The occurrence of *Cenococcum graniforme* all along zone 3 confirms the relatively dry conditions of this episode; still testate amoebae assemblages gave reconstructions of a near surface water table, values of WTD varying between 4.2 ± 8 to 13 ± 7.9 cm.

Zone 4: 74-54 cm (5000 – 4200 cal. BP). In the “peat types” diagram (figure 4.5d), zone 4 shows a drop of ligneous material to the profit of Cyperaceae and bryophyte mosses, the latter being represented by both *Sphagnum* and brown mosses. This zone shows a gradual return of humid conditions and the local re-initiation of saturated conditions (wet hollow or pool).

Subzone 4A: 74-61cm (5000 – ca 4600 cal. BP). From 5000 cal. BP, local conditions became more humid as *Sphagnum* sect. *Cuspidata* and *Subsecunda* took over *S. sect. Acutifolia*. The combined presence of *Drepanocladus* sp., *Calliergon stramineum*, *Menyanthes trifoliata* and *Scheuchzeria palustris* strongly suggests the development of wet hollow or a pool. Tree macrofossils are abundant and wetness tolerant *Larix laricina* dominates. *Vaccinium oxycoccus* remnants were also found in the sediments. The presence of *Chamaedaphne calyculata*, *Ledum groenlandicum* and *Sphagnum* sect. *Acutifolia* may have originated from surrounding drier microforms.

Subzone 4B: 61-54cm (ca 4600 – 4200 cal. BP). The macrofossil composition of subzone 4B is similar to the precedent subzone 2 A with the exception of a decline in tree remnants combined with the occurrence of numerous *Daphnia* ephippiums, indicating further drainage deterioration from ca 4600 cal. BP. Remnants of *Sphagnum* sect. *Acutifolia* and *Chamaedaphne calyculata*, still present, refer to a nearby hummock/hollow succession.

Zone 5: 54-19 cm (4200 – 540 cal. BP). This zone presents opposite wet and dry macrofossil indicators while testate amoebae data gives reconstructions of a near-surface water table (or even aquatic conditions). Around ca 4000 cal. BP, an important rise in ligneous material with occurrences of *Cenococcum graniforme* suggest drier conditions on the site. *Larix laricina* remnants drop as well as aquatic indicators, even though some persist throughout zone 5 like *Daphnia* ephippiums and *Tricoptera* pupal case membranes. The volume of *Sphagnum* macrofossils decreases and is dominated by *S. sect. Cuspidata*, notably aquatic taxon *S. majus*. Volumes of woody material are important but mainly composed of roots and rootlets that may have come from surrounding microforms. From ca 2600 cal. BP, wet *Sphagnum* gets gradually dominated by *S. section Subsecunda*. *Andromeda glaucophylla*

was also found in the assemblages. Between 1600 and 900 cal. BP, a drier episode caused a temporary rise in *Sphagnum* section Acutifolia remnants along with *Chamaedaphne calyculata* and *Cenococcum graniforme* while *Andromeda glaucophylla* remnants vanish. Overall, the stability of the reconstructed WTD (near surface to ponding) and the constant presence of aquatic indicators suggests the local persistence of a wet hollow from 4200 cal. BP. Macrofossils of drier environments may have originated in neighbouring microforms but may also refer to periodic fluctuations in local humidity conditions.

Zone 6: 19-0 cm (last 540 cal. years). Zone 6 shows a severe drop in ligneous material (see “peat types” curve, figure 4.5d) to the profit of sedges which indicate wetter conditions. Brown mosses are absent, *Sphagnum* remnants decline and sediments become more decomposed. Typical *Cladopodiella fluitans* carpet is observable in the top most sample of zone 6 and is associated with the present-day pool bottom.

Subzone 6A: 19-8 cm (540 – ca 200 cal. years). *Picea mariana* gradually disappears while *Larix laricina*, more tolerant to wetter conditions, has been identified at 17 cm with *Andromeda glaucophylla*. To the exception of few *Sphagnum* sect. Acutifolia at the base of subzone 6 A, *Sphagnum* mosses belong to sections Cuspidata and Subsecunda (one of which being *S. platyphyllum*) which is consistent with the local presence of a wet hollow or a pool. Remnants of *Chamaedaphne calyculata* and *Ledum groenlandicum* suggest their presence nearby despite local submerged conditions and hence possibly associated to the hummock/hollow topography on the site.

Subzone 6B: 8-0 cm (last ca 200 cal. years). This subzone represents the top of the sediment column, presently a 20 cm deep pool. At 5 cm below the surface, sediments decomposition increases again as *Menyanthes trifoliata* reappears in the assemblages. Wetness tolerant *Larix laricina* leaves were also found with *Andromeda glaucophylla* and *Vaccinium oxycoccus*. The surface gyttja mainly comprises entangled *Cladopodiella fluitans* with *Daphnia ephippium*, *Ledum groenlandicum* remnants and other degraded vascular leaves.

4.5 Discussion

4.5.1 Limits to the paleoecological detection of pool initiation

The detection of pool development phases via pool sediments analysis is complex, notably because of the dynamism and processes associated with these microforms. Active decomposition processes stimulated by oxygenation (Rydin and Jeglum, 2006; Sjörs, 1961; Sjörs, 1963), higher temperatures of open water (Karofeld et al., 2008; Sjörs, 1961) and pool bottoms uplifting (Karofeld et al., 2008) suggest that pools may not be accumulating peat. Combined with poor vegetation productivity (Pelletier and Garneau, submitted; Seppälä and Koutaniemi, 1985), peatland pools may rather cause a regressive degradation of peat along a vertical profile, altering underlying paleoecological archives. These results would explain the highly decomposed state associated with pool sediments. They also imply that pool decomposition dynamics can alter underlying terrestrial peat and falsify paleoecological data. Consequently, the dating of a pool episode in a peat profile should be realized under the *gyttja* deposit (i.e. in underlying terrestrial peat) and interpreted as a maximal age of pool initiation.

On the other hand, the morphology of pools and hollows allows exogenous material to be trapped in such depressions. This input of organic material may be brought by spring floods, surface waters or by gravity from neighbouring microforms. Winds, intense precipitation events and storms may as well stimulate the transport of exogenous material. The water column of pools may as well degrade exposed peat from adjacent terrestrial microforms (pool basin walls) and integrate its organic material (Belyea and Lancaster, 2002; Foster and King, 1984; Foster et al., 1983).

The collection of exogenous plant debris may induce a noise into paleoecological reconstructions. By integrating debris from other terrestrial microforms, macrofossil and testate amoebae analysis may be over representing dry indicators as the narrow morphology of pools favours the influence of surrounding terrestrial microforms.

Finally, the movement of strings is another phenomenon that must be taken into account while interpreting macrofossil data (Koutaniemi, 1999). Koutaniemi (1999) recorded cumulative movements (in various directions) of 50 to 150 cm during a period of 21 years in a string fen (*aapa* mire) similar to Aéroport and Ours peatlands with comparable bioclimatic conditions. As paleoecological studies are based on peat cores extracted in a very precise (and static) location, interpretations of a pool initiation and its subsequent disappearance (filling or terrestrialization) may as well be the consequence of a string movement. This possibility is enforced by the narrow morphology of the pools in the present study.

5.1.1 Macrofossil analysis

The collection of exogenous macroremains in hollow/pool microforms and string movements are not the only bias to be taken into account in the interpretation of macrofossil assemblages. Indeed, the massive loss of fine decomposed organic particles through sample sieving (preparation of macrofossil samples, see section 3.4) masks the muddy and possibly limnic nature of original peat samples as expressed by the “Fine particle fraction, < 125 µm (%)” curve in the macrofossil diagrams (figure 4.5).

Another problem to be addressed is the apparent rarity of aquatic indicators in the macrofossil assemblages. The macrofossil analyses processed on the sub-surface samples (pool bottoms) of the four studied cores reveal the absence of aquatic indicators in two (AeroM2 and AeroM4) out of four cores. Moreover, OursM3 surface sample only comprises one occurrence of aquatic indicator (*Tricoptera* pupal case membrane). This rarity of aquatic indicators hence seriously limits the capacity to detect pool development as the absence of aquatic macrofossil doesn't exclude the local presence of a pool.

Conversely, the occurrence of aquatic indicators may not indicate the former existence of a pool. It may as well denote the occurrence of a wet hollow. Wet hollows can be sparsely vegetated (usually with loose *Sphagnum* and/or brown moss communities) and may present the necessary standing water conditions for the living of several aquatic micro-organisms. In this situation, *Daphnia* invertebrates (Ebert, 2005), *Tricoptera* larvae (Williams, 2006) and

Christatella mucedo (Wood, 2001) may colonize a wet hollow, even if standing water conditions last during a fraction of the growing. In addition, if *Menyanthes trifoliata* is typically present in shallow pools, it may as well colonize wet hollows and even lawn when adjacent to a wet depression. Nymphaeaceae (*Nuphar variegatum* in the present case) is the only aquatic indicator that requires a certain depth of standing water to grow. Unfortunately, the only occurrences of Nymphaeaceae came from the initial marsh episodes that preceded peatlands development. Consequently, the identification of aquatic indicators doesn't permit to distinguish the occurrence of a wet hollow from the occurrence of a pool in this study.

The existence of a macrofossil assemblage associated with shallow pools would resolve this problem. Unfortunately, it seems that pool sediments can include a great variety of plant assemblages according to our surface samples (see figures 4.5 a,b,c,d). AeroM2 surface sediments (pool bottom) are essentially composed of very decomposed organic matter. Those from AeroM4 are greatly degraded but comprise an even mix of woody, herbaceous (Cyperaceae), wet *Sphagnum* (*S. cuspidatum*, *S. jensenii* and unidentified *S. sect. Cuspidata*) and wet brown mosses (*Drepanocladus exannulatus*) assemblage. Pool bottom sediments from OursM3 are as decomposed as AeroM4 but their composition also reflects the occurrence of terrestrial conditions with a woody and Cyperaceae peat and abundant macroremains of *Picea mariana*, *Larix laricina*, *Andromeda glaucophylla*, *Ledum groenlandicum* and *Chamaedaphne calyculata*. Finally, OursM4 top sediments are mainly dominated by *Cladopodiella fluitans*, but also include *Menyanthes trifoliata*, Cyperaceae and woody remnants identified from *Ledum groenlandicum*. If absent in most of the surface levels, *Cladopodiella fluitans* is very typical of Aéroport and Ours peatlands present-day vegetation in pools (Tremblay, 2010). This liverwort forms thick and resistant carpets in shallow pool bottoms by entangling its long stems together. New stems grow on top of the existing tangles, gradually burying older ones. *Cladopodiella fluitans* carpets cover the basin of numerous pools and seems to form artificial pool bottoms as observed in the continuity of gyttja-type unconsolidated deposits underneath. *Cladopodiella fluitans* dominated peats would represent a good pool indicator in paleoecological studies if it was not so easily decomposed. The observation of *Cladopodiella fluitans* carpets revealed that buried stems (basal layers of carpet) were rapidly degraded in the sub-surface horizons and

undistinguishable from herbaceous rootlets once deprived of their leaves, as observed during the macrofossil analysis (this study).

4.5.1.2 Accumulation rates

The negative or weak peat accumulation rates associated with pools should allow the detection of aquatic episodes in the age-depth model. For example, a hiatus could be associated with the setting of a pool if pool evidences are found in overlying sediments. On the other hand, the occurrence of an insignificant accumulation rate could as well be associated with a wet hollow. Pelletier and Garneau (submitted) measured that net primary production is almost non-existent as productivity is equivalent to decomposition in wet hollows and vegetated shallow pools. Strack *et al.* (2006) obtained similar results in a poor fen from a wet hollow (inundated). Still, higher accumulation rates can be expected from a vegetated hollow than from an unvegetated, permanent pool or a mud-bottom hollow because of the difference in primary production. These results suggest that wet hollows typically have weak to negative accumulation rates, which would also leave a characteristic drop of peat accumulation in age-depth models. In accordance with other indicators, peat accumulation rates can therefore contribute to identify saturated/aquatic episodes in the peat profiles. Interpretations of such episodes should include both interpretations of wet hollow or pool as slow accumulation episodes and hiatus are hardly differentiable with limited ^{14}C dating.

4.5.1.3 Testate amoebae analysis

Even if testate amoebae analysis provides quantitative reconstructions of water table depth (WTD), results should be interpreted as a measure of tendencies in the net seasonal hydroclimatic budget (Charman *et al.*, 2009). Moreover, testate amoebae transfer functions are based on one-time WTD measurements which induces a bias in the proper reconstructed WTD values (Mitchell *et al.*, 2007; Payne *et al.*, 2006). The North American testate amoebae transfer function (used in the present study) is no exception to that (Booth, 2008) and resulting WTD reconstructions needs to be interpreted with caution. The fact that modern

testate amoebae samples (transfer function) were collected in distinct regions than samples from the fossil dataset can also induce a bias in the WTD reconstruction results although, it is generally accepted that testate amoebae are geographically cosmopolitan and have similar environmental preferences from one region to another (Booth and Zygmunt, 2005; Lamentowicz and Mitchell, 2005; Payne et al., 2006).

In this context, water table reconstructions cannot achieve sufficient precision to successfully detect pool initiation in a peat profile. Even if WTD values were precise and reliable, the threshold value for pool initiation (0 cm) is almost constantly included within the error margins in AeroM2 and OursM4 profiles (see figure 4.4), masking potential pool initiation phases. On the other hand, the constancy of wet conditions in both WTD reconstructions (water tables close to surface) indicates that AeroM2 and OursM4 pools developed from very wet microforms, which is conform to the present study context. As discussed earlier, interpretations of macrofossil data includes important noise from the inputs of exogenous organic material, exaggerating dry and terrestrial signals. As we interpreted persistent wet hollow/pool microforms from macrofossil data, testate amoebae inferred WTD gave reconstructions of high water table levels (near surface or standing water). Testate amoebae analysis also confirmed that hollow and pool inherited sediments can comprise terrestrial inputs that can lead to misinterpretations of the data.

4.5.2 Pool development

Considering the imprecise footprint of pools in peat cores, we based our interpretations with aquatic indicators without differentiating pool from wet hollow occurrences. We also considered the volumes of fine organic particles (“Fine particle fraction” curve, see figure 4.5) associated with the muddy/limnic (*gyttja*) nature of pool sediments. As observed in the subsurface pool sediments (see section 4.5.1.1), the inherent rarity of aquatic indicators can sometimes induce their absence in the macrofossil assemblages of pool/wet hollow. When located in relatively homogenous and “aquatic” macrofossil zones (i.e. interpretations of wet hollow/pool episodes), we then assumed that wet hollow and pool were resilient and persistent microforms and associated them with reduced peat accumulation rates compared to

those of terrestrial (Karofeld, 2004; Pelletier and Garneau, submitted). Peat accumulation rates were also used (when applicable) as a criteria to identify local wetness rise episodes. Considering modern accumulation data of peatlands microforms, the combined presence of aquatic indicators with important accumulation rates would be interpreted as a vegetated hollow (temporarily or permanently inundated) occurrence. The simultaneous presences of aquatic indicators with a hiatus or weak accumulation rates are interpreted as a pool or wet hollow occurrence, indistinguishable in the present study.

4.5.2.1 Aéroport peatland

After the deglaciation of Laforge-1 sector, Aéroport peatland basin probably went through a short lacustrine episode as glacier melting waters and isostatic land subsidence kept higher water levels in the region. With postglacial isostatic uplift, Aéroport basin was isolated from the adjacent (actual) lake which permitted peat accumulation (stagnation and shallow waters). Because AeroM4 (429.4 m a.s.l. at peat/mineral interface) is higher than AeroM2 (428.6 m a.s.l. at peat/mineral interface), it is plausible that the basin deepest parts were still inundated around 6690 cal. BP when peat started to accumulate at AeroM4 and other emerged site. Early dry conditions, possibly associated with the dry climatic episode between 7250 and 6800 cal. BP detected by Viau and Gajewski (2008) in Northern Quebec and Hughes *et al.* (2006) in Eastern Newfoundland, permitted the colonization of the pond shores with a *Picea mariana* (open?) forest. Then, a shift toward wetter conditions around 6700 cal. BP caused AeroM4 site to be colonized with *Amblystegiaceae*. The rise of the water table was probably climatically induced as Viau and Gajewski (2008) observed a wet shift between 6750 and 6500 cal. BP in their paleoclimatic reconstruction.

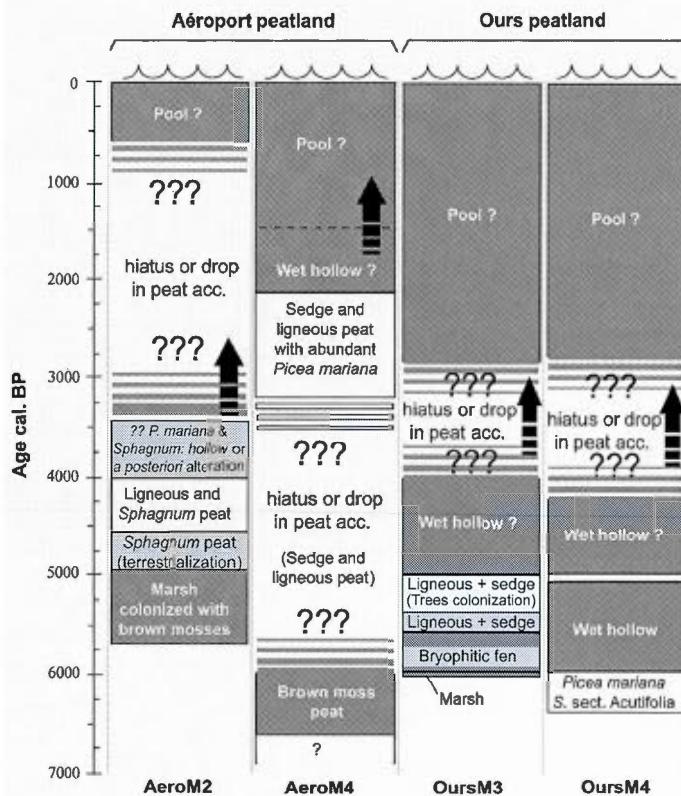


Figure 4.6 Paleoecological interpretation synthesis. Age (cal. BP) are plotted on the Y axis. Zonation schemes correspond to our interpretation of paleoecological data. Coloured regions show interpreted hydrological conditions (dark grey = wet to submerged conditions; light grey = variable conditions; white = relatively dry conditions). Hiatus indications do not exclude cessation or drastic decrease of peat accumulation. Arrows indicate the gradual (and approximate) evolution of a hollow into a pool microform.

From 6000 cal. BP, AeroM4 site became drier as depicted with the rise in ligneous material. This dry shift probably favoured the colonization and gradual filling of the water body with aquatic plants at AeroM2 where peat inception is estimated to have occurred around *ca* 5700 cal. BP. Surrounded by a rich fen ecosystem, the marsh was gradually colonized with brown mosses which caused its terrestrialization. The decline of aquatic conditions corresponds with the setting of a poor fen between *ca* 4600 – 4035 cal. BP at AeroM2 site which was probably influenced by the dry climatic conditions that prevailed in Northern Quebec between 6500 and 3500 cal. BP (Payette and Filion, 1993; Viau and

Gajewski, 2008). Then, AeroM2 probably evolved into a wet hollow according to testate amoebae data and fine particle fraction volumes. This transition may have been triggered by the Neoglacial transition which corresponds to a colder and wetter climate that started between 4000 and 3000 cal. BP and reported in various regional studies (Beaulieu-Audy et al., 2009; Miousse et al., 2003; Payette et al., 1985; Payette and Filion, 1993; Viau and Gajewski, 2008). Peat of AeroM4 deposited between 5980 and 3200 cal. BP (only 12 cm) comprises a hiatus (or cessation of peat accumulation) which limits our paleoecological interpretations for this period.

From 3200 cal. BP, *Picea mariana* colonized AeroM4 sector in a relatively dry phase that lasted until 1480 cal. BP. This episode does not correspond to paleoecological reconstructions in Northern Quebec where higher lake levels were identified from 3200 cal. BP (Miousse et al., 2003; Payette and Filion, 1993). The dry episode recorded in AeroM4 profile must consequently be related to autogenous processes such as peat accumulation-induced drying (or height-induced drying *sensu* (Yu et al., 2003)). AeroM4 site evolved into a wet hollow around *ca* 2160 cal. BP. Its transformation into a pool is believed to have occurred after 1480 cal. BP according to the rise of fine particles fraction volumes (<125 µm particles lost by sieving, see section 3.4 and figure 4.5) and occurrences of aquatic indicators. At AeroM2 site, a hiatus (or a drastic decrease in peat accumulation rates) limits our interpretation of the 3420 to 585 cal. BP time interval, although it is believed to be related with the pool occurrence. As the overlying peat combines aquatic indicators with high volumes of fine particles fraction (<125 µm particles lost by sieving), we hypothesize that AeroM2 pool developed at a maximal age of 3420 cal. BP possibly in accordance with the regional rise of lake levels in northern Québec (Miousse et al., 2003; Payette and Filion, 1993).

Aéroport peatland development seems to be well correlated with Holocene climatic phases. On the other hand, pool development seems to have occurred at different periods according to our indicators as one may have initiated around 3420 cal. BP at AeroM2 site and around *ca* 2160 cal. BP at AeroM4 site. This seemingly asynchronism of pool development

suggest an autogenous influence on the aquafysis phenomenon in Aéroport peatland, although the timing of Ours pools initiation may lead to a different conclusion.

4.5.2.2 Ours peatland

After the deglaciation of Laforge-1 sector, Ours basin was probably occupied by a river. As the glacier melted and retreated from Laforge-1 region, isostatic rebound and reduced melting waters supply probably caused a lowering of the water levels, leaving ponds and marshes in the low lying areas of Ours basin. OursM4 site probably emerged from water under the impulsion of drier conditions from 6500 cal. BP which are reported from various paleoecological studies in North America and Northern Quebec (Payette, 1988; Payette and Filion, 1993; Richard, 1979; Viau and Gajewski, 2008) and registered also in Aéroport peatland. Around 6400 cal. BP, a *Picea mariana* forest with *Sphagnum* carpet colonized the freshly emerged site. Peat accumulation at OursM4 was very rapid (0,049 cm/year) at that time and favoured the vertical build up of the peatland while OursM3 site was still inundated because of its 50 cm altitudinal difference (457,0 m a.s.l. at OusM3 vs 457,5 m a.s.l. at OursM4, see figure 4.1).

From 6000 cal. BP, OursM3 marsh was massively colonized by aquatic plants and surrounding fen species (brown mosses, *Sphagnum*) that triggered peat accumulation and caused a rapid terrestrialization of the aquatic environment (accumulation rate of 0,44 cm/year). By 5950 cal. BP, the latter was already filled with bryophytes but remained a wet habitat. This bryophytic rich fen phase lasted until *ca* 5500 cal. BP. During the same time interval (from 6000 to 5300 cal. BP), OursM4 forested site got gradually wetter and evolved into a wet hollow microform. The initiation of a hollow is probably attributable to autogenous processes as no corresponding wet shift was reported from other studies in the region nor from other sites in the present study. Between *ca* 5300 and *ca* 5100 cal. BP, OursM4 wet hollow suffered further drainage deterioration and became submerged. As high rates of peat accumulation were maintained during this very wet episode, the site probably remained vegetated and productive. During the relatively same period, OursM3 evolved into a drier habitat (possibly a lawn) between *ca* 5550 and *ca* 5000 cal. BP which is consistent with the

persistence of dry climatic conditions (Payette and Filion, 1993; Viau and Gajewski, 2008). Similarly, from ca 5100 to 5000 cal. BP, OursM4 drastically dried out as *Sphagnum* from Acutifolia section and *Picea mariana* colonized the site during a brief dry shift maybe represented by a string movement that encroached upon the wet hollow at that time.

Around 5000 cal. BP, both Ours sites recorded a transition toward humid to submerged conditions as wet hollows simultaneously developed. Both microforms were locally maintained during mid to late Holocene until they evolved into pools. The synchronism of wet hollow development in both sites may be related with a hydrological change that affected Ours peatland. Autogenous processes may also be responsible for the wet hollows development as it occurred during the dry period recorded in Northern Quebec before 4000 cal. BP (Payette and Filion, 1993; Viau and Gajewski, 2008). The development of a hummock microtopography may have changed the surface water circulation patterns and stimulated upstream wet hollow development by impeding water flow, as proposed by Ivanov (1981), Couwenberg and Joosten (2005). This would be supported by the anterior apparition of *Sphagnum* sect. Acutifolia in the assemblages around 5360 and ca 5100 cal. BP at OursM3 and OursM4 respectfully. Thus, it is not clear if the changes in the surface microforms were initiated by autogenous or allogenous factors.

Around ca 4000 cal. BP, OursM3 core simultaneously shows a decrease of peat accumulation rates, a rise of fine particles fraction volumes (<125 µm particles lost by sieving, see figure 4.5c) and occurrence of aquatic indicators. We therefore hypothesize that OursM3 wet hollow evolved into a pool at a maximal age of ca 4000 cal. BP. OursM4 pool setting has left a similar footprint except for the fine particles fraction (<125 µm lost by sieving, see figure 4.5d) that are dominant on the entire core length. The hiatus (or drastic peat accumulation decrease) that occurred between 4220 and 2760 cal. BP could be related with the pool initiation. We therefore hypothesize that OursM4 wet hollow evolved into a pool at a maximal age of ca 4220 cal. BP.

Ours peatland initial development seems to be well correlated with mid Holocene climate according to OursM3 and OursM4 paleoecological reconstructions to the exception of the

early and autogenous development of a hollow around 6000 cal. BP at OursM4 site. It is not clear if the subsequent and simultaneous development of wet hollows around 5000 cal. BP is attributable to allogenous or autogenous processes. It could be related to the development of a hummock microtopography as it does not correspond with any known climate change nor with Aéroport paleoecological changes. It may as well be related to an allogenous hydrological change that only affected Ours peatland. Once again, the synchronism of Ours pools development cannot be confirmed nor infirmed because of pool evidences inaccuracy. Still, our interpretation suggests that Ours pools developed approximately around 4000 cal. BP and could therefore have been stimulated by the general rise in atmospheric humidity associated with the Neoglacial period in Northern Quebec (Viau and Gajewski, 2008).

4.5.2.3 Holocene climate, peatlands and pool development

The early development of Ours and Aéroport peatlands seems to be quite well correlated with Holocene climate. Both fens registered a dry hydroclimatic episode prior to 6000 cal. BP (6700-6000 and 6400-6000 cal. BP for AeroM4 and OursM4 respectively) which corresponds well with multi-proxy climate reconstructions of Viau and Gajewski in Northern Quebec (Viau and Gajewski, 2008). As AeroM4 site gets drier from 6000 cal. BP, OursM3 marsh is submitted to intense plant colonization and filling. Terrestrialization of AeroM2 marsh is triggered only *ca* 300 years later. As a matter of fact, the 6000 to 5500 cal. BP interval was a particularly dry period (Viau and Gajewski, 2008) and must have favoured the terrestrialization of the wetlands. Between 6000 and 5100 cal. BP, OursM4 registered a wet hollow occurrence probably attributed to autogenous factors.

The simultaneous development of wet hollows at OursM4 and OursM3 sites around 5000 cal. BP and their subsequent persistence may therefore be associated with autogenous and allogenous factors since Aéroport sites do not show any corresponding changes at 5000 BP. However, wet hollow initiation at AeroM2 is estimated to have occurred from 4000 cal. BP which may have been triggered by the Neoglacial hydroclimatic change. The synchronism of hiatus (or peat accumulation cessations) episodes in AeroM2, OursM3 and OursM4 sites may also be related with the Neoglacial episode when hydroclimatic conditions became colder and

wetter in northern Quebec (Beaulieu-Audy et al., 2009; Viau and Gajewski, 2008). AeroM4 site evolved into a wet hollow only from *ca* 2000 cal. BP and was probably conditioned by autogenous factors as suggested by drier-cooler climate conditions (Miousse et al., 2003) and the absence of any corresponding events in other sites.

Although we cannot identify pool initiation phases with certitude, the combination of macrofossil data, sediments contents in fine particles (<125 µm lost by sieving) and accumulation rates allowed the identification of maximal ages for pool development. Thus, OursM3, OursM4, AeroM2 and AeroM4 evolved into pools at maximal ages of 4220, 4000, 3420 and 1480 cal. BP respectively. Therefore, OursM3, OursM4 and AeroM2 pools development may be attributable to the cooler and wetter climate of the Neoglacial episode (Payette and Filion, 1993; Viau and Gajewski, 2008).

The absence of a clear transition between wet hollow occurrences and pool initiation phases masks the timing of pool initiation. Consequently, we cannot confirm the autogenous or allogenous nature of their development with certitude. However, since pools develop secondarily within the peat matrix (Belyea and Lancaster, 2002; Foster and Fritz, 1987; Foster et al., 1983; Foster et al., 1988; Sjörs, 1946), they must evolve from a vegetated non-pool microform. Thus, our results suggest that this first step, i.e. the development a wet hollow, can be driven by autogenous mechanisms (e.g. AeroM4 and OursM4 first wet hollow occurrence around 6000 cal. BP), although allogenous processes may also intervene (e.g. AeroM2 wet hollow development during Neoglacial and simultaneous wet hollow initiation of OursM3 and OursM4 around 4000 cal. BP). Moreover, it seems that once a wet hollow or a pool is initiated, autogenous processes may overrule allogenic influences since the aquatic or semi-aquatic microforms were maintained until present-day despite various subsequent climate changes such as the Medieval Warm Period. This warm and dry period lasted from 1100 to 800 cal. BP in Northern Quebec (Viau and Gajewski, 2008; Viau et al., 2002) but did not cause the return of any wet hollow or pool to terrestrial conditions. As suggested by previous studies (Belyea and Clymo, 2001; Hamilton et al., 1994; Karofeld et al., 2008; Sjörs, 1990), pools are probably persistent microforms because of inherent reduced accumulation rates.

4.5.3 Methodological recommendations for paleoecological studies on pools

As discussed earlier, paleoecological analyses in peatlands pools are very limitative because of their complex sedimentation dynamics. Inputs of exogenous material, poor plant productivity, movements of adjacent strings, pool bottoms uplifting and accelerated decomposition processes represent serious challenges for paleoecologists. The resulting sediments are degraded, muddy (*gyttja*) and include a variety of seemingly contradictory signals. According to our results, the detection of pool initiation in peat profiles requires detailed paleoecological analysis. Furthermore, the use of multi-proxy analysis helps to compensate for proxy-specific limitations as for macrofossil analysis in this study. In the present case, testate amoebae analysis, even if realized on a limited number of samples, allowed the validation of wet microforms interpretations despite the seemingly contradictory presence of dry, terrestrial indicators.

Since we didn't achieve to precisely detect aquanalysis phases in the sediment, the actual choice of proxies should be reconsidered for future paleoecological studies on pool development. Testate amoebae analysis required too much time to complete and lacked precision to successfully detect aquanalysis episodes. Macrofossil analysis is well adapted for the observance of detailed paleoecological changes at the scale of a microform (Janssens, 1990). If the method did not allow the precise detection of pool initiation, it did supply valuable paleoecological information. Diatom assemblages analysis has been successfully used by Foster and Fritz (Foster and Fritz, 1987) to identify pool initiation in peat cores and should be considered for paleoecological works on pools.

4.5.3.1 Visual detection

Some paleoecological studies in the past have based their conclusions on pool (or wet hollow) initiation from visual differentiation of peat types (peat color, type of material, etc.) (e.g. Hendon et al., 2001; Hughes et al., 2006; Karofeld, 1998; Seppälä and Koutaniemi, 1985). Considering the complexity of pool (and wet hollow) detection in our study, we doubt that such a methodology can give reliable results. As we first described peat cores

stratigraphies in the laboratory, we visually localized the potential transition from terrestrial to pool deposits at depths of 71, 50 and 70 cm for cores AeroM2, AeroM4 and OursM3 respectfully (no visual transition was detected in OursM4 core). The conclusions from our detailed paleoecological analysis differ significantly from the visual presumptions as pool initiation phases were located at maximal depths of 33 (AeroM2), 20(AeroM4) , 43(OursM3) and 56 cm (OursM4) respectfully.

4.6 Conclusion

This study documents pool development in patterned fens in the northeastern sector of the La Grande river watershed which marks the ecotonal limit of boreal and subarctic region where peatland are under the influence of aquanalysis processes (Arlen-Pouliot, 2009). Macrofossil analyses were realized on four peat cores extracted from sediment underneath pools. Testate amoebae analysis was also tested in order to detect pool development episodes. The identification of pool initiation with macrofossil analysis was limited by the rarity of aquatic indicators, the noise in macrofossil data induced by the collection of potential exogenous material in pools and hollows, the poor preservation of the material in the sediments and the absence of typical macrofossil assemblages indicating pool occurrences. Interpretation of macrofossil data was also complicated by the possibility of negative accumulation rates occurring in pools. These challenges pointed out the necessity of detailed, multi-proxy analysis when working on peatland pool bottom sediments. Testate amoebae analysis did not succeed in detecting pool initiation phases but validated interpretations of seemingly contradictory results from macrofossil data. They also showed that pool developed from very resilient and wet microforms (hollows). Still, better proxies should be used in future paleoecological studies of pool bottom sediments such as diatom flora analysis as Foster and Fritz successfully used in the past (Foster and Fritz, 1987).

Since pools were preceded by wet hollow occurrences in the paleoecological archives, our results suggest that microtopographic differentiation is probably a prerequisite to pool initiation, as pointed out by Foster and Wright (1990). Our study also suggests that wet hollow formation can be autogenously or allogenously driven. In Ours peatland, a wet hollow

was probably autogenously initiated around 6000 cal. BP but eventually returned to dry conditions (lawn?) around 5100 cal. BP. Then, synchronous wet hollow development occurred at OursM3 and OursM4 sites around 5000 cal. BP. In Aéroport peatland, results show that AeroM2 and AeroM4 wet hollows developed at 4000 and 2000 cal. BP respectively. Once installed, hollows seemed to have been stable microforms characterized with close to surface water tables and were probably occasionally flooded. Since hollow to pool transitions are almost indiscernible in paleoecological data, the timing of pool development cannot be precisely identified. Still, our results suggest that OursM3 and OursM4 pools developed synchronously from 4220 and 4000 cal. BP along with AeroM2 wet hollow (4000 cal. BP) under the influence of Neoglacial wetter and colder climate. The subsequent development of a pool at AeroM2 site from 3420 cal. BP may also be related to the Neoglacial episode. Later, AeroM4 pool developed at a maximal age of 1480 cal. BP and must have been autogenously driven. Despite dry conditions associated with the Medieval Warm Period between 1100 and 800 cal. BP in Northern Quebec (Viau et Gajewski, 2008), (Viau and Gajewski, 2008; Viau et al., 2002)(Viau and Gajewski, 2008; Viau et al., 2002) pools/wet hollows of Aéroport and Ours peatlands were not terrestrialized, suggesting that they are resilient, persistent microforms. The development of wet hollows and pools that initiated aquanalysis in patterned fens of Lafarge-1 was influenced by both autogenous factors and Neoglacial wetter climatic conditions between 4000 and 3000 cal. BP. Modern indications of drainage deterioration found in Ours and Aeroport peatlands may therefore be the result of a recent intensification of the aquanalysis process through pool expansion.

4.7 Acknowledgments

Financial contributions from project CRSNG-RDC RDCPJ364636-08, FQRNT (scholarship #117462-2006) and Ouranos Consortium are acknowledged. Thanks to Serge Payette (Laval University, Quebec, Canada) for the initiation of this project. Special thanks to Hans Asnong (Chaire DÉCLIQUE) for his great implication in the whole project (field work, laboratory, discussions and comments in early versions of the manuscript). We are also greatful to Valéry Hamel, Alexandre Lamarre, Caroline L'Heureux, Noémie Cliche-Trudeau, Claire Lacroix, Simon Tardif and Guillaume Saint-Jacques for laboratory and field

assistance. Thanks to Ouranos hydro-climatic scenarios team for having extracted climatic temporal series from the National Land and Water Information Service (NLWIS). We acknowledge Jocelyne Bourgeois for the use of GSC frozen chamber-laboratory (National Glaciology Laboratory of the Geological Survey of Canada, Ottawa) and Alain Larouche for macrofossil identification advices. Special thanks to Dr. Robert K. Booth (Lehigh University, PA, USA) for his short course on testate amoebae, advices and the application of the North American testate amoebae transfer function.

4.8 References

- Aaby, A. and Berglund, B.E., 1986. Characterization of peat and lake deposits. In: B.E. Berglund (Editor), *Handbook of Holocene paleoecology and paleohydrology*. Wiley, Chichester, pp. 231–246.
- Arlen-Pouliot, Y., 2009. Développement holocène et dynamique récente des tourbières minérotrophes structurées du Haut-Boréal québécois, Ph.D. thesis, dept. of Biology, Laval University, Québec, Canada.
- Auer, V., 1920. Über die Entstehung der Strange auf den Torfmooren. *Acta Forestalia Fennica*, 12: 145.
- Barber, K.E., 1981. Peat stratigraphy and climatic change: a palaeoecological test of theory of the cyclic peat bog regeneration. Balkema, Rotterdam, 242 pp.
- Bastien, D.-F. and Garneau, M., 1997. Clé d'identification macroscopique de 36 espèces de sphaignes de l'Est du Canada. Geological Survey of Canada, Natural Resources Canada. Diverse reports 761: 43 p
- Beaudoin, A., 2003. A comparison of two methods for estimating the organic content of sediments. *Journal of Paleolimnology*, 29: 387-390.
- Beaulieu-Audy, V., Garneau, M., Richard, P.J.H. and Asnong, H., 2009. Holocene palaeoecological reconstruction of three boreal peatlands in the La Grande Rivière region, Quebec, Canada. *The Holocene*, 19(3): 459-476.
- Belyea, L.R., 2007. Climatic and topographic limits to the abundance of bog pools. *Hydrological processes*, 21(5): 675-687.
- Belyea, L.R. and Clymo, R.S., 2001. Feedback control of the rate of peat formation. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*, 268(1473): 1315-1321.
- Belyea, L.R. and Lancaster, J., 2002. Inferring landscape dynamics of bog pools from scaling relationships and spatial patterns. *Journal of Ecology*, 90(2): 223-234.
- Belyea, L.R. and Malmer, N., 2004. Carbon sequestration in peatland: patterns and mechanisms of response to climate change. *Global Change Biology*, 10(7): 1043-1052.

- Boatman, D.J. and Tomlinson, R.W., 1973. The Silver Flowe I. Some structural and hydrological features of Brishie bog and their bearing on pool formation. *Journal of Ecology*, 61: 653-666.
- 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., 2008. Testate amoebae as proxies for mean annual water-table depth in *Sphagnum*-dominated peatlands of North America. *Journal of Quaternary Science*, 23(1): 43-57.
- Booth, R.K., Jackson, S.T. and Gray, C.E.D., 2004. Paleoecology and high-resolution paleohydrology of a kettle peatland in upper Michigan. *Quaternary Research*, 61(1): 1-13.
- Booth, R.K. and Zygmunt, J.R., 2005. Biogeography and comparative ecology of testate amoebae inhabiting *Sphagnum*-dominated peatlands in the Great Lakes and Rocky Mountain regions of North America. *Diversity and Distributions*, 11(6): 577-590.
- Brinkhurst, R.O., Chua, K.E. and Batoosingh, E., 1969. Modifications in sampling procedure as applied to studies on the bacteria and tubificid oligochaetes inhabiting aquatic sediments. *Journal of the Fisheries Research Board of Canada*(26): 2581-2593.
- Brockett, B.E. and Lawson, D.E., 1985. Prototype drill for sampling fine-grained perennially frozen ground. CRREL Report 85-1. U.S. Army Engineer Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, NH.
- Carlson, A.E. and Clark, P.U., 2007. Rapid Holocene Deglaciation of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet. *Journal of Climate*, 20(20): 5126-5133.
- Charman, D.J., 2002. Autogenic change. In: D.J. Charman (Editor), *Peatlands and environmental change*. J. Wiley, Chichester, West Sussex, Angleterre ; Rexdale, Ont, pp. 143-165.
- Charman, Dan J., Keith E. Barber, Maarten Blaauw, Pete G. Langdon, Dmitri Mauquoy, Tim J. Daley, Paul D. M. Hughes et Edgar Karofeld, 2009. Climate drivers for peatland palaeoclimate records. *Quaternary Science Reviews*, 28(19-20): 1811-1819.
- Charman, D.J., Hendon, D. and Woodland, W.A., 2000. The identification of testate amoebae (Protozoa, Rhizopoda). *Quaternary Research Association Technical Guide no.9*, London.
- Couwenberg, J., 2005. A simulation model of mire patterning - revisited. *Ecography*, 28(5): 653-661.
- Couwenberg, J. and Joosten, H., 2005. Self-organization in raised bog patterning: the origin of microtopo zonation and mesotope diversity. *Journal of Ecology*, 93(6): 1238-1248.
- Crum, H.A. and Anderson, L.E., 1981. *Mosses of eastern North America*, 1-2. Columbia University Press, New York, 1328 pp.

- Dean, W.E., Jr., 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.
- Dyke, A.S. and Prest, V.K., 1987. Late Wisconsinan and Holocene History of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41(2): 237-263.
- Ebert, D., 2005. Introduction to *Daphnia* biology. In: D. Ebert (Editor), *Ecology, epidemiology, and evolution of parasitism in Daphnia* [Internet]. National Library of Medicine (US), National Center for Biotechnology Information, Bethesda (MD, USA), pp. 5-18.
- Foster, D.R. and Fritz, S.C., 1987. Mire development, pool formation and landscape processes on patterned fens in Dalarna, central Sweden. *Journal of Ecology*, 75(2): 409-437.
- Foster, D.R. and King, G.A., 1984. Landscape Features, Vegetation and Developmental History of a Patterned Fen in South-Eastern Labrador, Canada. *Journal of Ecology*, 72(1): 115-143.
- Foster, D.R., King, G.A., Glaser, P.H. and Wright, H.E., 1983. Origin of string patterns in boreal peatlands. *Nature*, 306(5940): 256-258.
- Foster, D.R., King, G.A. and Santelmann, M.V., 1988. Patterned fens of western Labrador and adjacent Quebec: phytosociology, water chemistry, landform features, and dynamics of surface patterns. *Canadian Journal of Botany*, 66(12): 2402-2418.
- Foster, D.R. and Wright Jr., H.E., 1990. Role of ecosystem development and climate change in bog formation in central Sweden. *Ecology*, 71: 450-463.
- Fries, M. and Hafsten, U., 1965. Asbjørnsen's peat sampler - the prototype of the Hiller sampler. *Geologiska föreningens i Stockholm förhandlingar*, 87: 307-313.
- Garneau, M., 1995. Reference collection of seeds and other botanical macrofossils from Quebec meridional and boreal and arctic Canada. Geological Survey of Canada; Terrains science division; Hazards and environmental geology subdivision. Open files 3048, 3049 and 3050
- Glaser, P.H., 1992. Ecological development of patterned peatlands. In: W.H.E. Jr, B.A. Coffin and N.E. Aaseng (Editors), *The patterned peatlands of Minnesota*. University of Minnesota Press, Minneapolis, pp. 27-43.
- Glaser, P.H., 1998. The distribution and origin of mire pools. In: V. Standen, R. Meade and J.H. Tallis (Editors), *Patterned Mires and Mire Pools: Origin and Development: Flora and Fauna: Proceedings*. British Ecological Society (Mire Research Group), Durham, pp. 4-25.
- Glaser, P.H. and Janssens, J.A., 1986. Raised bogs in eastern North America: transitions in landforms and gross stratigraphy. *Canadian Journal of Botany*, 64(2): 395-415.
- Glaser, P.H., Wheeler, G.A., Gorham, E. and Wright, H.E., Jr., 1981. The Patterned Mires of the Red Lake Peatland, Northern Minnesota: Vegetation, Water Chemistry and Landforms. *Journal of Ecology*, 69(2): 575-599.

- Glew, J.R., 1988. A portable extruding device for close interval sectioning of unconsolidated core samples. *Journal of Paleolimnology*, 1: 235-239.
- Glew, J.R., 1989. A new trigger mechanism for sediment samplers. *Journal of Paleolimnology*, 2: 241-243.
- Grimm, E.C., 2004. Tilia and TGview softwares. Illinois State Museum, Research and Collection Center.
- Hamilton, J.D., Kelly, C.A., Rudd, J.W.M., Hesslein, R.H. and Roulet, N.T., 1994. Flux to the atmosphere of CH₄ and CO₂ from wetland ponds on the Hudson Bay lowlands (HBLs). *Journal of Geophysical Research*, 99: 1495-1510.
- Heiri, O., Lotter, A.F. and Lemcke, G., 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25(1): 101-110.
- Hendon, D. and Charman, D.J., 1997. The preparation of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) samples from peat. *Holocene*, 7(2): 199-205.
- Hendon, D., Charman, D.J. and Kent, M., 2001. Palaeohydrological records derived from testate amoebae analysis from peatlands in northern England: Within-site variability, between-site comparability and palaeoclimatic implications. *Holocene*, 11(2): 127-148.
- Huchinson, Michal F., Dan W. McKenney, Kevin Lawrence, John H. Pedlar, Ron F. Hopkinson, Ewa Milewska and Pia Papadopol, 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(4): 725-741.
- Hughes, P. D. M., A. Blundell, D. J. Charman, S. Bartlett, J. R. G. Daniell, A. Wojatschke and F. M. Chambers, 2006. An 8500 cal. year multi-proxy climate record from a bog in eastern Newfoundland: contributions of meltwater discharge and solar forcing. *Quaternary Science Reviews*, 25(11-12): 1208-1227.
- Hulme, P.D., 1986. The origin and development of wet hollows and pools on Graigearail Mire, South-West Scotland. *International Peat Journal*, 1: 15-28.
- Ivanov, K.E., 1981. Water movements in mirelands. Academic Press, London.
- Janssens, J.A., 1990. Bryophytes. In: s.l.d.d.B.G. Warner (Editor), *Methods in Quaternary ecology*. Geoscience Canada, pp. 23-36.
- Karofeld, E., 1998. The dynamics of the formation and development of hollows in raised bogs in Estonia. *The Holocene*, 8(6): 697-704.
- Karofeld, E., 2004. Mud-bottom hollows: Exceptional features in carbon-accumulating bogs? *The Holocene*, 14(1): 119-124.
- Karofeld, E., Kasemets, M., Szava-Kovats, R. and Tõnisson, H., 2008. Does anticipated warming accelerate bog pool bottom rise, topographic changes and related peat decomposition?, Proceedings of the 13th International Peat Congress. International Peat Society, Tullamore, Ireland, pp. 587-591.

- Koutaniemi, L., 1999. Twenty-one years of string movements on the Liippasuo aapa mire, Finland. *Boreas*, 28(4): 521-530.
- Lamentowicz, M. and Mitchell, E., 2005. The Ecology of Testate Amoebae (Protists) in Sphagnum in North-western Poland in Relation to Peatland Ecology. *Microbial Ecology*, 50(1): 48-63.
- Livingstone, D.A., 1955. A Lightweight Piston Sampler for Lake Deposits, pp. 137-139.
- Maher, L.J., 1981. Statistics for microfossil concentration measurements employing samples spiked with marker grains. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 32: 153-191.
- Marie-Victorin, F., 1997. Flore Laurentienne. Presses de l'Université de Montréal, Montréal, Third edition, 1093 pp.
- Miousse, L., Bhiry, N. and Lavoie, M., 2003. Isolation and water-level fluctuations of Lake Kachishayoot, Northern Québec, Canada. *Quaternary Research*, 60(2): 149-161.
- Mitchell, E., Charman, D. and Warner, B., 2007. Testate amoebae analysis in ecological and paleoecological studies of wetlands: past, present and future. *Biodiversity and Conservation*, 17(9): 2115-2137
- Nilsson, A., 1899. Nagra drag ur de svenska vixtsamhallenas utvecklingshistoria, Botaniska Notiser, pp. 127-128.
- Osvald, H., 1923. Die Vegetation des Hochmoores Komosse, Svenska Växtsociologiska Sällskapets Handlingar.
- Payette, S., 1988. Late-Holocene development of subarctic ombrotrophic peatlands: allogenic and autogenic succession. *Ecology*, 69(2): 516-531.
- Payette, S., Boudreau, F. and Gagnon, R., 1985. Gélfuxion néoglaciale dans une combe à neige à la limite des arbres, Québec nordique. *Géographie physique et Quaternaire*, 39(1): 91-97.
- Payette, S. and Filion, L., 1993. Holocene water-level fluctuations of a subarctic lake at the tree line in northern Québec. *Boreas*, 22(1): 7-14.
- Payne, R.J., Kishaba, K., Blackford, J.J. and Mitchell, E., 2006. Ecology of testate amoebae (Protista) in south-central Alaska peatlands: building transfer-function models for paleoenvironmental studies. *The Holocene*, 16: 403-414.
- Payne, R.J. and Mitchell, E., 2009. How many is enough? Determining optimal count totals for ecological and paleoecological studies of testate amoebae. *Journal of Paleolimnology*, 42(4): 483-495.
- Pearsall, W.H., 1956. Two blanket bogs in Sutherland. *Journal of Ecology*, 44: 493-516.
- Pelletier, L. and Garneau, M., submitted.
- Pelletier, L., Moore, T.R., Roulet, N.T., Garneau, M. and Beaulieu-Audy, V., 2007. Methane fluxes from three peatlands in the La Grande Rivière watershed, James Bay lowland, Canada. *Journal of Geophysical Research*, 112.
- Richard, P.J.H., 1979. Contribution à l'histoire post-glaciaire de la végétation au nord-est de la Jamésie, Nouveau-Québec. *Géographie Physique et Quaternaire*, 36(1-2): 63-90.

- Rydin, H. and Jeglum, J.K., 2006. The biology of peatlands. Oxford University Press, Oxford, 360 pp.
- Seppälä, M. and Koutaniemi, L., 1985. Formation of a string and pool topography as expressed by morphology, stratigraphy and current processes on a mire in Kuusamo, Finland. *Boreas*, 14(4): 287-309.
- Sjörs, H., 1946. Myrvegetation i ovre Langanområdet i Jamtland, *Arkiv för botanik*. 33 A: 1-120.
- Sjörs, H., 1961. Surface patterns in Boreal peatland. *Endeavour*, 20: 217-224.
- Sjörs, H., 1963. Bogs and fens on Attawapiskat River, northern Ontario. *Bulletin of Natural Museum of Canada*, 186: 45-133.
- Sjörs, H., 1990. Divergent successions in mires, a comparative study. *Aquilo Serio Botanica*, 28: 67-77.
- Strack, M., Waddington, J.M., Rochefort, L. and Tuitila, E.S., 2006. Response of vegetation and net ecosystem carbon dioxide exchange at different peat land microforms following water table drawdown. *Journal of Geophysical Research*, 111, GO2006.
- Stuiver, M. and Reimer, P.J., 1993. Extended ^{14}C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, 35: 215-230.
- Swanson, D.K. and Grigal, D.F., 1988. A Simulation Model of Mire Patterning. *Oikos*, 53(3): 309-314.
- Tallis, J.H., 1994. Pool and hummock patterning in a southern pennine blanket Mire II. The formation and erosion of the pool system. *Journal of Ecology*, 82: 789-803.
- Tarnocai, C., Kettles, I.M. and Lacelle, B., 2005. Peatlands of Canada Database, Research Branch, Agriculture and Agri-Food Canada. Ottawa, Ontario, Canada, digital database.
- Telford, R.J., Heegaard, E. and Birks, H.J.B., 2004. All age-depth models are wrong: but how badly? *Quaternary Science Reviews*, 23: 1-5.
- Thompson, E.H. and Worley, I.A., 1984. On the distribution of string patterned peatlands in North America : climatic considerations, Proceedings of the 7th International Peat Congress. International Peat Society, Dublin, pp. 509–516.
- Tremblay, L., 2010. Reconstitution paléoécologique du développement des mares dans deux tourbières minérotropes structurées du Québec subarctique. Master thesis, dept. of Geography, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec.
- Trimble, 2002. 5700/5800 GPS Receiver User Guide, Version 1.0, Revision A. Trimble Navigation Limited.
- Troëls-Smith, J., 1955. Karakterisering af lose jordarter. Characterization of unconsolidated sediments. Geological survey of Denmark 3. C. A. Reitzels forlag Kobenhavn 73 p.
- Viau, A.E. and Gajewski, K., 2008. Reconstructing millennial-scale, regional paleoclimates of boreal Canada during the Holocene. *Journal of Climate*, 22: 316-330.

- Viau, A.E., Gajewski, K., Fines, P., Atkinson, D.E. and Sawada, M., 2002. Widespread evidence of 1500 yr climate variability in North America during the past 14000 yr. *Geology*, 30(5): 455-458.
- Von Post, L., 1910. Das Skagershultmoor. In: L. Von Post and L. Sernander (Editors), *Pflanzen-physiognomische Studien auf Torfmooren in Närke - Livret-guide des excursions en Suède du XI Congrès Géologique International*. XI Congrès Géologique International, Stockholm, pp. 1-24.
- Williams, D.D., 2006. The biota. In: D.D. Williams (Editor), *The biology of temporary waters*. Oxford University Press, USA New York, pp. 40-121.
- Wood, T.S., 2001. Bryozoans. In: J.H. Thorp and A.P. Covich (Editors), *Ecology and Classification of North American Freshwater Invertebrates*. Academic press, San Diego (CA, USA), pp. 481-499.
- Yu, Z., Vitt, D.H., Campbell, I.D. and Apps, M.J., 2003. Understanding Holocene peat accumulation pattern of continental fens in western Canada. *Canadian Journal of Botany*, 81: 267-282.

CONCLUSION

La présente étude a tenté de reconstituer la mise en place et l'évolution de quatre mares de fens pauvres par l'étude stratigraphique de leurs dépôts. Ces mares étaient situées dans deux tourbières minérotrophes structurées typiques du secteur nord-est du bassin versant de La Grande Rivière (région de Lafarge-1, Baie James). Les tourbières de cette région sont fortement aqualysées, c'est-à-dire que la surface occupée par les mares indique une expansion récente des compartiments aquatiques au détriment des compartiments terrestres (platières, lanières, buttes) : mortalité des arbres, dégradation des lanières de végétation s'inscrivant entre les mares, coalescence des plans d'eau. Au-delà de notre volonté de comprendre le fonctionnement des écosystèmes tourbeux, la nécessité de documenter le phénomène d'aqualyse a été motivée par ses impacts potentiels sur le régime hydrologique des tourbières ainsi que sur la dynamique d'accumulation du carbone, tant à l'échelle du biotope (Karofeld, 2004; Pelletier et al., 2007) que de l'écosystème (Belyea and Lancaster, 2002). Quant aux facteurs responsables du développement des mares, leur nature, leur importance respective, leur caractère autogène ou allogène sont encore peu connus (Belyea and Lancaster, 2002; Seppälä and Koutaniemi, 1985), surtout dans un contexte de phénomène d'aqualyse qui n'a encore jamais été mentionné dans la littérature.

Les quatre profils de tourbe récoltés dans les mares ont été soumis à des analyses de perte au feu, macrofossiles ainsi que des thécamoebiens afin de reconstituer l'évolution des sites étudiés ainsi que le développement holocène des mares associées. L'interprétation des données s'est avérée complexe et limitée de par la dynamique de sédimentation particulière ayant cours dans les mares et les dépressions humides des tourbières. Dans les mares, il semble que les processus de décomposition y soient particulièrement actifs grâce à l'oxygénéation de l'eau libre (Rydin and Jeglum, 2006; Sjörs, 1961; Sjörs, 1963), sa température plus élevée (Karofeld et al., 2008; Sjörs, 1961) et le phénomène du soulèvement

des fonds de mares (Karofeld et al., 2008). La décomposition active ayant cours laisse conséquemment des sédiments mal préservés, ce qui limite la présence d'indicateurs paléoécologiques et entraîne un remaniement potentiel de certains horizons. La faible productivité végétale ayant cours à la fois dans les dépressions humides que dans les mares est un autre facteur limitant la présence d'indicateurs aquatiques au sein des assemblages macrofossiles. Enfin, un taux de décomposition élevé peut entraîner une décomposition de la tourbe sous-jacente lorsque non-compensé par une productivité végétale suffisante, détruisant du fait même l'information paléoécologique associée (Foster and King, 1984; Foster et al., 1983). Dans son étude sur les dépressions *mud-bottoms* (dépressions caractérisées par une tourbe « nue », recouverte d'un tapis algueux), Karofeld (2004) a démontré l'occurrence de bilans d'accumulation négatifs dans ces biotopes qui sont, en quelque sorte, un hybride entre une mare et une dépression. D'autre part, des mesures de productivité végétale réalisées dans différents biotopes de tourbières nordiques montrent des taux d'accumulation à peu près nuls dans les dépressions humides et même négatifs dans les mares (Pelletier and Garneau, soumis).

Une étude plus détaillée sur le rôle des apports de matière organique exogène dans la dynamique d'accumulation des mares serait nécessaire pour statuer sur le sujet. En l'absence de telles données, nous posons l'hypothèse que les taux d'accumulation des dépressions humides et des mares varient entre des bilans négatifs et faiblement positifs en fonction de la productivité végétale autogène, l'apport de matériel exogène et un ensemble de paramètres environnementaux affectant la décomposition comme la température de l'eau, son oxygénation, son pH, la nature et l'abondance d'organismes décomposeurs, etc. Malgré l'ambiguïté relative aux bilans d'accumulation dans les mares proprement dites, l'apport de matériel exogène peut induire un biais dans l'information paléoécologique contenue dans les sédiments et a dû être pris en compte dans les interprétations de la présente étude.

L'occurrence d'une décomposition active, la faible productivité végétale et la sédimentation de matériaux exogènes expliquent probablement l'absence d'une empreinte macrofossile caractéristique des mares, ce qui n'a pas simplifié l'interprétation des assemblages de macrorestes. En effet, la comparaison des assemblages macrofossiles

modernes de mares, i.e. les échantillons de surface des quatre profils analysés, révèle une absence marquée de traits communs : AéroM2 est essentiellement composé de particules organiques décomposées ; les sédiments d'AéroM4, au-delà de leur décomposition avancée, comprennent une part égale de matière ligneuse, herbacée (Cypéracées), de sphaignes humides (*S. cuspidatum*, *S. jensenii* et *S. sect. Cuspidata* non-identifiées) et de mousses brunes (*Drepanocladus exannulata*) ; la surface d'OursM3, malgré son état de décomposition prononcé, ressemble davantage à un assemblage d'origine terrestre de par sa tourbe herbacée et ligneuse comprenant d'abondants macrorestes de *Picea mariana*, *Larix laricina*, *Andromeda glaucophylla*, *Ledum groenlandicum* and *Chamaedaphne calyculata* ; enfin, la surface d'OursM4 est dominée par un enchevêtrement de *Cladopodiella fluitans*, mais comprend aussi du matériel herbacé, ligneux et une présence marquée d'indicateurs secs comme *Ledum groenlandicum*. Pas étonnant que la détection des phases d'aqualyse dans les sédiments ait été difficile, la seule caractéristique commune des sédiments de mares étant leur état de décomposition prononcé.

Même si cette hépatique est absente de la majorité de nos analogues modernes (trois sur quatre), *Cladopodiella fluitans* semble être un grand colonisateur de mares peu profondes. Sa présence a été observée dans de nombreuses mares des tourbières de l'Aéroport et de l'Ours, formant des tapis par l'enchevêtrement de ses tiges. Les tiges plus récentes croissent par-dessus les anciennes, causant du fait même l'ensevelissement des anciennes colonies et l'épaississement du tapis. Il semble que les colonies de *Cladopodiella fluitans* puissent ainsi former des fonds artificiels car les dépôts de type « *gyttja* » ont été observés sous leurs enchevêtements. Cette hépatique aurait pu constituer un bon indicateur de mare, seulement elle se dégrade très rapidement et devient inidentifiable lorsque dénudée de ses feuilles. Rapidement, les cicatrices associées aux feuilles deviennent indistinctes et les tiges se confondent avec des radicelles d'herbacées.

Ces difficultés ont mis en relief les limites de l'analyse macrofossile et la nécessité de recourir à des analyses multi-proxy afin de combler les lacunes intrinsèques aux méthodes choisies et ainsi renforcer la validité des interprétations. Dans cet ordre d'idée, nous avons testé l'analyse des thécamoebiens sur les carottes OursM4 et AéroM2. La réalisation de ces

analyses s'est avérée éprouvante de par le temps requis pour compléter le compte de 150 thèques par échantillon recommandé par le protocole de Hendon et Charman (1997). En effet, les thèques subfossiles étaient diluées dans un volume important de particules fines (matière organique, entre 15 et 355 µm), limitant la concentration d'individus dans les échantillons. La mauvaise préservation des thèques a également allongé les temps d'analyse. Dans la situation, un compte de 100 thèques par échantillon (plutôt que 150), tel que recommandé par Payne et Mitchell (Payne and Mitchell, 2009), ainsi qu'un tamisage à 300 µm (plutôt que 355 µm) tel qu'appliqué par Charman, Hendon et Woodland (2000) et le protocole d'ACROTELM auraient pu accélérer l'analyse des échantillons tout en fournissant des assemblages de thécamoebiens représentatifs.

D'autre part, les résultats des reconstitutions paléohydrologiques par l'analyse des thécamoebiens n'ont pas permis la détection des phases d'initiation de mares. Si ces analyses fournissent des reconstitutions quantitatives de la profondeur de nappe phréatique, les résultats doivent être interprétés comme des mesures de tendance. Même dans un cas contraire (et purement hypothétique), la valeur-seuil indiquant le développement d'une mare (0 cm) est presque constamment incluse par la marge d'erreur de nos reconstitutions paléohydrologiques, camouflant toute variation autour du seuil critique. Ces résultats nous permettent cependant de conclure que les mares se sont développées à partir de biotopes humides tels que des dépressions ou des platières humides. Mieux encore, la constance d'une nappe phréatique élevée indiquée par l'analyse des thécamoebiens a permis de valider nos interprétations des assemblages macrofossiles selon lesquelles la combinaison contradictoire d'indicateurs secs et humides (voire aquatiques) correspond à une dépression/mare ayant reçu des apports de macrorestes exogènes. Cependant, les temps d'analyse associés à la méthode des thécamoebiens étaient beaucoup trop importants considérant son incapacité à détecter l'initiation de mares, notre principal objectif.

En l'absence d'indicateurs clairs, la détection des phases d'aqualyse a d'abord été basée sur la présence de macrorestes aquatiques, bien que ceux-ci puissent aussi dénoter l'occurrence d'une dépression humide (conditions semi-aquatiques ou périodiquement aquatique). Nous avons également considéré le volume de particules organiques estimé

lors de la description initiale des sédiments (Troëls-Smith), une proportion élevée de particules fines étant associée à la nature boueuse (*gyttja*) des sédiments de mare. Enfin, nous avons également pris en compte les taux d'accumulation de la tourbe pour détecter la présence de dépressions humides ou l'initiation de mares. Des études récentes ont effectivement associé les dépressions humides et les mares à des taux d'accumulation nuls ou faibles (Pelletier and Garneau, soumis; Strack et al., 2006). Dans certaines conditions, il est également possible que les processus de décomposition ayant cours dans les mares engendrent une accumulation négative (Foster and King, 1984; Foster et al., 1983; Karofeld, 2004; Pelletier and Garneau, soumis), laissant des hiatus dans les séquences sédimentaires. La possibilité d'altérations *a posteriori* des sédiments limite ainsi notre capacité à dater la mise en place des mares dans la tourbe de par l'éventualité d'une contamination des échantillons par du ^{14}C (datations au radiocarbone) plus jeune. Un tel processus peut également entraîner un remaniement sédimentaire. La datation des phases de développement des mares implique donc l'utilisation d'échantillons de tourbe « saine » et terrestre sous les dépôts de mare. Le résultat de telles datations résultent conséquemment en âges maximums pour l'initiation de mares dans cette étude.

Il serait essentiel que les futures études paléoécologiques sur les mares de tourbières conservent une approche multi-proxy mais fassent appel à de nouveaux indicateurs afin de mieux détecter leur initiation. Bien que nous ayons éprouvé des difficultés à interpréter les assemblages macrofossiles, cette méthode est l'une des mieux adaptée pour observer les changements à l'échelle d'un biotope (Janssens, 1990). Par contre, l'analyse des thécamoebiens aurait avantage à être remplacée étant donné le temps important requis par les analyses et le peu d'information paléoécologique qu'elle a fourni. L'analyse des assemblages de diatomées a déjà prouvé son efficacité pour détecter le développement des mares (Foster and Fritz, 1987) et devrait conséquemment être remise à profit.

Nos résultats indiquent que des dépressions humides ont précédé l'initiation des mares, ce qui suggère qu'une différenciation microtopographique préalable est nécessaire à la mise en place des mares, ainsi que l'ont suggéré Foster et Wright (1990). Notre étude suggère également que les dépressions humides peuvent se développer sous l'impulsion de facteurs

autogènes et allogènes. Une première dépression humide s'est développée de manière autogène à OursM4 entre 6000 et 5100 cal. BP alors que les conditions climatiques étaient sèches dans le nord du Québec (Payette and Filion, 1993; Viau and Gajewski, 2008). Vers 5000 cal. BP, deux dépressions humides se sont simultanément développées aux sites OursM3 et OursM4, mais il est difficile de déterminer sous l'impulsion de quels facteurs étant donné l'absence d'un signal comparable dans la tourbière de l'Aéroport à cette période. Il est possible qu'un changement hydrologique allogène ait affecté la tourbière de l'Ours. Il est également possible que le développement des dépressions humides soit relié à des facteurs autogènes comme la mise en place d'un gradient microtopographique avec des buttes ayant affecté la dynamique d'écoulement de l'eau à la surface de la tourbière, selon le modèle de développement proposé par Ivanov (1981) ainsi que Couwenberg et Joosten (2005). Dans la tourbière de l'Aéroport, nos résultats suggèrent que des dépressions humides se sont développées vers 4000 et 2000 cal. BP sur les sites AéroM2 et AéroM4 respectivement. Il est possible que l'établissement de biotopes humides vers 4000 ait été conditionné par le Néoglaciale qui est associé à des conditions fraîches et humides et qui se serait mis en place entre 4000 et 3000 cal. BP dans le nord du Québec (Viau and Gajewski, 2008). D'autre part, il est probable que le développement d'une dépression vers 2000 cal. BP (AéroM4) ait été occasionné par des facteurs autogènes, le signal ne trouvant pas de correspondance dans les autres sites étudiés. Enfin, il semble que les dépressions humides étaient caractérisées par une nappe phréatique élevée, périodiquement inondées et qu'elles se soient localement maintenues jusqu'à leur transformation en mare.

Bien que la datation du développement des mares soit sujette à de nombreuses imprécisions, il semble que les sites OursM3 et OursM4 aient évolués en biotopes aquatiques à partir de 4200 et 4000 cal. BP. Si le développement des mares de la tourbière Ours semble synchrone, il correspond également à l'épisode Néoglaciale et pourrait être associé à la mise en place de la dépression humide au site AéroM2. L'évolution de cette dépression en mare à partir de 3420 cal. BP pourrait également être associée aux conditions fraîches et humides du Néoglaciale (Viau and Gajewski, 2008). Quant au site AéroM4, nos résultats suggèrent qu'une mare s'y serait développée à partir de 1480 cal. BP. L'originalité du signal, qui ne

trouve écho dans aucune autre carotte, suggère que la mare AéroM4 se serait développée sous l'impulsion de facteurs autogènes.

Il est également intéressant de constater que l'occurrence de conditions climatiques sèches lors de l'Optimum Climatique Médiéval n'ait pas causé la «*terrestrialisation*» des mares étudiées. Cet épisode a eu lieu entre 1100 et 800 cal. BP dans le Nord du Québec (Viau and Gajewski, 2008) et n'est associé à aucun signal dans les carottes étudiées, ce qui suggère que les mares et/ou dépressions humides sont des biotopes résilients. Il est possible que les faibles (et/ou négatifs) taux d'accumulation qui leur sont associés (Belyea and Clymo, 2001; Hamilton et al., 1994; Karofeld, 2004; Sjörs, 1990; Strack et al., 2006) favorisent l'approfondissement des dépressions relativement à la surface de la tourbière (Foster and King, 1984; Foster et al., 1983; Karofeld, 2004) et conditionnent la persistance de biotopes humides malgré l'occurrence de conditions défavorables. En d'autres mots, la dynamique d'accumulation des mares et dépressions humides induirait une prévalence des facteurs autogènes sur les facteurs autogènes.

La présente étude cherchait à déterminer si l'aqualyse des tourbières du secteur de Lafarge-1 était liée aux changements hydroclimatiques de l'Holocène. Nous ne pouvons répondre à cette question avec certitude, cependant les résultats montrent que le développement des mares des tourbières de l'Ours et de l'Aéroport s'est articulé autour de l'épisode Néoglaciaire, i.e. entre 4000 et 3000 ans BP, et que les conditions fraîches et humides d'alors auraient influencé l'initiation de dépressions humides. Ainsi, l'action de facteurs allogènes induisant une hausse de l'humidité atmosphérique semble avoir influencé le développement des mares des tourbières dans la mesure où une microtopographie s'y est préalablement développée. L'influence de facteurs autogènes n'est cependant pas exclue et peut suffire à mettre en place et à maintenir des dépressions humides et des mares. Enfin, nos résultats suggèrent que les symptômes récents de dégradation du drainage, observés à la surface des tourbières de l'Aéroport et de l'Ours, sont le résultat d'une intensification récente du phénomène d'aqualyse à travers une expansion des mares.

RÉFÉRENCES

- Aaby, A. and Berglund, B.E., 1986. Characterization of peat and lake deposits. In: B.E. Berglund (Editor), *Handbook of Holocene paleoecology and paleohydrology*. Wiley, Chichester, pp. 231–246.
- Anderson, G. and Hesselman, H., 1907. Vegetation och flora i Hamra kronopark. *Meddelanden Från Statens Skogsforskningsinstitut*, 4(2): 401-417.
- Arlen-Pouliot, Y., 2009. Développement holocène et dynamique récente des tourbières minérotrophes structurées du Haut-Boréal québécois. Thèse de doctorat, département de Biologie, Université Laval, Québec, Canada.
- Armstrong, W. and Boatman, D.J., 1967. Some field observations relating the growth of bog plants to conditions of soil aeration. *Journal of Ecology*, 55: 101-110.
- Auer, V., 1920. Über die Entstehung der Strange auf den Torfmooren. *Acta Forestalia Fennica*, 12: 145.
- Ayotte, G. and Rochefort, L., 2006. Clé dichotomique des sphaignes du Québec, Notes de cours du cours «Ecologie des tourbières» non-publiées. Université Laval, Québec.
- Barber, K.E., 1981. Peat stratigraphy and climatic change: a palaeoecological test of theory of the cyclic peat bog regeneration. Balkema, Rotterdam, 242 pp.
- Bastien, D.-F. and Garneau, M., 1997. Clé d'identification macroscopique de 36 espèces de sphaignes de l'Est du Canada. Commission géologique du Canada, Ressources naturelles Canada. Rapport divers 761: 43 p
- Beaudoin, A., 2003. A comparison of two methods for estimating the organic content of sediments. *Journal of Paleolimnology*, 29: 387-390.
- Beaulieu-Audy, V., Garneau, M., Richard, P.J.H. and Asnong, H., 2009. Holocene palaeoecological reconstruction of three boreal peatlands in the La Grande Rivière region, Quebec, Canada. *The Holocene*, 19(3): 459-476.
- Bégin, Y., 2000. Ice-push disturbances in high-Boreal and Subarctic lakeshore ecosystems since AD 1830, northern Québec, Canada. *The Holocene*, 10(2): 179-189.
- Bégin, Y., 2001. Tree-Ring Dating of Extreme Lake Levels at the Subarctic-Boreal Interface. *Quaternary Research*, 55(2): 133-139.
- Bégin, Y. and Payette, S., 1988. Dendroecological evidence of lake-level changes during the last three centuries in subarctic Québec. *Quaternary Research*, 30(2): 210-220.
- Belyea, L.R., 2007. Climatic and topographic limits to the abundance of bog pools. *Hydrological processes*, 21(5): 675-687.
- Belyea, L.R. and Clymo, R.S., 2001. Feedback control of the rate of peat formation. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*, 268(1473): 1315-1321.
- Belyea, L.R. and Lancaster, J., 2002. Inferring landscape dynamics of bog pools from scaling relationships and spatial patterns. *Journal of Ecology*, 90(2): 223-234.
- Belyea, L.R. and Malmer, N., 2004. Carbon sequestration in peatland: patterns and mechanisms of response to climate change. *Global Change Biology*, 10(7): 1043-1052.

- Belyea, L.R.L. and Clymo, R.S., 1998. Do hollows control the rate of peat bog growth? In: V. Standen, J.H. Tallis and R. Meade (Editors), Patterned mires and mire pools. British Ecological Society, London, pp. 55-65.
- Boatman, D.J., 1972. Pools on blanket mires in Scotland, Proceedings of the 4th International Peat Congress, Otaniemi, Finland, pp. 111-119.
- Boatman, D.J., 1977. Observations on the growth of *Sphagnum cuspidatum* in a bog pool on the Silver Flowe National Nature Reserve. Journal of Ecology, 65: 119-126.
- Boatman, D.J., Goode, D.A. and Hulme, P.D., 1981. The Silver Flowe. III. Pattern development on Long Loch B and Craigeazle Mires. Journal of Ecology, 69: 897-918.
- Boatman, D.J. and Tomlinson, R.W., 1973. The Silver Flowe I. Some structural and hydrological features of Brishie bog and their bearing on pool formation. Journal of Ecology, 61: 653-666.
- 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., 2002. Testate amoebae as paleoindicators of surface-moisture changes on Michigan peatlands: Modern ecology and hydrological calibration. Journal of Paleolimnology, 28(3): 329-348.
- 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(1): 43-57.
- Booth, R.K., Jackson, S.T. and Gray, C.E.D., 2004. Paleoecology and high-resolution paleohydrology of a kettle peatland in upper Michigan. Quaternary Research, 61(1): 1-13.
- Booth, R.K. and Sullivan, M.E., 2007. Testate amoebae as paleohydrological proxies in peatlands: Key to testate amoebae inhabiting *Sphagnum*-dominated peatlands with an emphasis on taxa preserved in Holocene sediments. Earth & Environmental Science Department, Lehigh University, Bethlehem (PA, USA), pp. 35.
- Booth, R.K. and Zygmunt, J.R., 2005. Biogeography and comparative ecology of testate amoebae inhabiting *Sphagnum*-dominated peatlands in the Great Lakes and Rocky Mountain regions of North America. Diversity and Distributions, 11(6): 577-590.
- Brinkhurst, R.O., Chua, K.E. and Batoosingh, E., 1969. Modifications in sampling procedure as applied to studies on the bacteria and tubificid oligochaetes inhabiting aquatic sediments. Journal of the Fisheries Research Board of Canada(26): 2581-2593.
- Brockett, B.E. and Lawson, D.E., 1985. Prototype drill for sampling fine-grained perennially frozen ground. CRREL Report 85-1. U.S. Army Engineer Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, NH.
- Cajander, A.K., 1903. Ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der nordfinnischen Moore. Fennia, 20(6): 1-37.
- Cajander, A.K., 1913. Studien über die Moore Finnlands. Acta Forest. Fenn., 2(3): 1-208.
- Carlson, A.E. and Clark, P.U., 2007. Rapid Holocene Deglaciation of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet. Journal of Climate, 20(20): 5126-5133.
- Charman, D.J., 2002. Peatlands and environmental change. J. Wiley, Chichester, West Sussex, Angleterre ; Rexdale, Ont., 301 pp.

- Charman, Dan J., Keith E. Barber, Maarten Blaauw, Pete G. Langdon, Dmitri Mauquoy, Tim J. Daley, Paul D. M. Hughes et Edgar Karofeld, 2009. Climate drivers for peatland palaeoclimate records. *Quaternary Science Reviews*, 28(19-20): 1811-1819.
- Charman, D.J., Hendon, D. and Woodland, W.A., 2000. The identification of testate amoebae (Protozoa, Rhizopoda), Quaternary Research Association Technical Guide no.9, London.
- Clymo, R.S., 1984. The Limits to Peat Bog Growth. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences*, 303(1117): 605-654.
- Clymo, R.S. and Hayward, P.M., 1982. The ecology of *Sphagnum*. In: A.J.E. Smith (Editor), *Bryophyte ecology*. Chapman and Hall, London, pp. 229-289.
- Comas, X., Slater, L. and Reeve, A., 2004. Geophysical evidence for peat basin morphology and stratigraphic controls on vegetation observed in a Northern Peatland. *Journal of Hydrology*, 295: 173-184.
- Comas, X., Slater, L. and Reeve, A., 2005. Stratigraphic controls on pool formation in a domed bog inferred from ground penetrating radar (GPR). *Journal of Hydrology*, 315(1-4): 40-51.
- Couwenberg, J., 2005. A simulation model of mire patterning - revisited. *Ecography*, 28(5): 653-661.
- Couwenberg, J. and Joosten, H., 1999. Pools as missing links: the role of nothing in the being of mires. In: V. Standen, J.H. Tallis and R. Meade (Editors), *Patterned mires and mire pools - origin and development, flora and fauna*. British Ecological Society, London, pp. 87-102.
- Couwenberg, J. and Joosten, H., 2005. Self-organization in raised bog patterning: the origin of microtote zonation and mesotope diversity. *Journal of Ecology*, 93(6): 1238-1248.
- Crum, H.A. and Anderson, L.E., 1981. *Mosses of eastern North America*, 1-2. Columbia University Press, New York, 1328 pp.
- Damman, A.W.H., 1979. Geographic patterns in peatland development in eastern North America, Proceedings of the International Symposium of Classification of Peat and Peatlands. International Peat Society, Hyvijärvi, Finlande, pp. 41-57.
- Dean, W.E., Jr., 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.
- Dionne, J.-C., 1978. Formes et phénomènes périglaciaires en Jamésie, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire*, 32: 187-247.
- Dyke, A.S., 2004. An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. In: J. Ehlers and P.L. Gibbard (Editors), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, part II*. Elsevier B.V., Amsterdam, pp. 373-424.
- Dyke, A.S. and Prest, V.K., 1987. Late Wisconsinan and Holocene History of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41(2): 237-263.
- Ebert, D., 2005. Introduction to Daphnia biology. In: D. Ebert (Editor), *Ecology, epidemiology, and evolution of parasitism in Daphnia* [Internet]. National Library of Medicine (US), National Center for Biotechnology Information, Bethesda (MD, USA), pp. 5-18.
- Eppinga, Maarten, Max Rietkerk, Wiebe Borren, Elena Lapshina, Wladimir Bleuten et Martin Wassen, 2008. Regular Surface Patterning of Peatlands: Confronting Theory with Field Data. *Ecosystems*, 11: 520-536.

- Foster, D.R. and Fritz, S.C., 1987. Mire development, pool formation and landscape processes on patterned fens in Dalarna, central Sweden. *Journal of Ecology*, 75(2): 409-437.
- Foster, D.R. and King, G.A., 1984. Landscape Features, Vegetation and Developmental History of a Patterned Fen in South-Eastern Labrador, Canada. *Journal of Ecology*, 72(1): 115-143.
- Foster, D.R., King, G.A., Glaser, P.H. and Wright, H.E., 1983. Origin of string patterns in boreal peatlands. *Nature*, 306(5940): 256-258.
- Foster, D.R., King, G.A. and Santelmann, M.V., 1988. Patterned fens of western Labrador and adjacent Quebec: phytosociology, water chemistry, landform features, and dynamics of surface patterns. *Canadian Journal of Botany*, 66(12): 2402-2418.
- Foster, D.R. and Wright Jr., H.E., 1990. Role of ecosystem development and climate change in bog formation in central Sweden. *Ecology*, 71: 450-463.
- French, H.M., 1976. The periglacial environment. Longman Scientific and Technical, Harlow.
- Fries, M. and Hafsten, U., 1965. Asbjørnsen's peat sampler - the prototype of the Hiller sampler. *Geologiska föreningens i Stockholm förhandlingar*, 87: 307-313.
- Garneau, M., 1995a. Collection de référence de graines et autres macrofossiles végétaux de taxons provenant du Québec méridional et boréal et de l'Arctique canadien. Commission Géologique du Canada; Division des sciences des terrains; Sous-division des environnements géologiques et des risques. Dossiers publics 3048, 3049 et 3050
- Garneau, M., 1995b. Reference collection of seeds and other botanical macrofossils from Quebec meridional and boreal and arctic Canada. Geological Survey of Canada; Terrains science division; Hazards and environmental geology subdivision. Open files 3048, 3049 and 3050
- Garneau, M., 1998. Paléoécologie d'une tourbière littorale de l'estuaire maritime du Saint-Laurent, L'isle-Verte, Québec. Commission géologique du Canada, Ressources naturelles Canada. Bulletin 514: 145 p
- Glaser, P.H., 1992. Ecological development of patterned peatlands. In: W.H.E. Jr, B.A. Coffin and N.E. Aaseng (Editors), *The patterned peatlands of Minnesota*. University of Minnesota Press, Minneapolis, pp. 27-43.
- Glaser, P.H., 1998. The distribution and origin of mire pools. In: V. Standen, R. Meade and J.H. Tallis (Editors), *Patterned Mires and Mire Pools: Origin and Development: Flora and Fauna: Proceedings*. British Ecological Society (Mire Research Group), Durham, pp. 4-25.
- Glaser, P.H. and Janssens, J.A., 1986. Raised bogs in eastern North America: transitions in landforms and gross stratigraphy. *Canadian Journal of Botany*, 64(2): 395-415.
- Glaser, P.H., Wheeler, G.A., Gorham, E. and Wright, H.E., Jr., 1981. The Patterned Mires of the Red Lake Peatland, Northern Minnesota: Vegetation, Water Chemistry and Landforms. *Journal of Ecology*, 69(2): 575-599.
- Glew, J.R., 1988. A portable extruding device for close interval sectioning of unconsolidated core samples. *Journal of Paleolimnology*, 1: 235-239.
- Glew, J.R., 1989. A new trigger mechanism for sediment samplers. *Journal of Paleolimnology*, 2: 241-243.

- Goode, D.A., 1970. Ecological studies on the Silver Flowe Natural Reserve. Thèse de doctorat, University of Hull.
- Gorham, E., 1991. Northern Peatlands: Role in the Carbon Cycle and Probable Responses to Climatic Warming. *Ecological Applications*, 1(2): 182-195.
- Gorham, E. and Janssens, J.A., 1992. Concepts of fen and bog re-examined in relation to bryophyte cover and the acidity of surface waters. *Acta societatis botanicorum poloniae*, 61(1): 7-20.
- Grimm, E.C., 2004. Tilia and TGview softwares. Illinois State Museum, Research and Collection Center.
- Hamelin, L.-E., 1957. Les tourbières réticulées du Québec-Labrador subarctique: interprétation morpho-climatique. *Cahiers de Géographie de Québec*, 2(3): 87-106.
- Hamilton, J.D., Kelly, C.A., Rudd, J.W.M., Hesslein, R.H. and Roulet, N.T., 1994. Flux to the atmosphere of CH₄ and CO₂ from wetland ponds on the Hudson Bay lowlands (HBLs). *Journal of Geophysical Research*, 99: 1495-1510.
- Hardy, L., 1976. Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses terres de la baie de James. Thèse de doctorat, département de Géographie, McGill University, Montréal, 264 pp.
- Hardy, L., 1977. La déglaciation et le épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des basses terres de la baie de James. *Géographie Physique et Quaternaire*, 31(3-4): 261-273.
- Heiri, O., Lotter, A.F. and Lemcke, G., 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25(1): 101-110.
- Helaakoski, A.R., 1912. Havaintoja jäätymisilmiöiden geomorfologisista vaikutuksista (Referat: Beobachtungen über die geomorfologischen Einflüsse der Gefriererscheinungen), *Meddelanden af Geografiska Föreningen i Finland*, pp. 1-108.
- Hendon, D. and Charman, D.J., 1997. The preparation of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) samples from peat. *Holocene*, 7(2): 199-205.
- Hendon, D., Charman, D.J. and Kent, M., 2001. Palaeohydrological records derived from testate amoebae analysis from peatlands in northern England: Within-site variability, between-site comparability and palaeoclimatic implications. *Holocene*, 11(2): 127-148.
- Hogg, E.H., Lieffers, V.J. and Wein, R.W., 1992. Potential carbon losses from peat profiles: Effects of temperature, drought cycles, and fire. *Ecological Applications*, 2: 298-306.
- Huchinson, Michal F., Dan W. McKenney, Kevin Lawrence, John H. Pedlar, Ron F. Hopkinson, Ewa Milewska et Pia Papadopol, 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(4): 725-741.
- Hughes, P. D. M., A. Blundell, D. J. Charman, S. Bartlett, J. R. G. Daniell, A. Wojatschke et F. M. Chambers, 2006. An 8500 cal. year multi-proxy climate record from a bog in eastern Newfoundland: contributions of meltwater discharge and solar forcing. *Quaternary Science Reviews*, 25(11-12): 1208-1227.
- Hulme, P.D., 1986. The origin and development of wet hollows and pools on Graigearze Mire, South-West Scotland. *International Peat Journal*, 1: 15-28.

- Hutchinson, M., 1989. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. *Journal of Hydrology*, 106: 45-58.
- Ingram, H.A.P., 1978. Soil layers in mires: function and terminology. *Journal of Soil Science*, 29(2): 224-227.
- IPCC, 2007. Climate change 2007: Synthesis report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Geneva (Switzerland), 104 pp.
- Ivanov, K.E., 1981. Water movements in mirelands. Academic Press, London.
- Janssens, J.A., 1990. Bryophytes. In: Warner (Editor), *Methods in Quaternary ecology*. Geoscience Canada, pp. 23-36.
- Karofeld, E., 1998. The dynamics of the formation and development of hollows in raised bogs in Estonia. *The Holocene*, 8(6): 697-704.
- Karofeld, E., 2004. Mud-bottom hollows: Exceptional features in carbon-accumulating bogs? *The Holocene*, 14(1): 119-124.
- Karofeld, E., Kasemets, M., Szava-Kovats, R. and Tõnisson, H., 2008. Does anticipated warming accelerate bog pool bottom rise, topographic changes and related peat decomposition?, Proceedings of the 13th International Peat Congress. International Peat Society, Tullamore, Ireland, pp. 587-591.
- Koutaniemi, L., 1999. Twenty-one years of string movements on the Liippasuo aapa mire, Finland. *Boreas*, 28(4): 521-530.
- Kulczynski, S., 1949. Peat bogs of Polesie (Torfowiska Polesia), Mémoires de l'Académie Polonaise des Sciences et des Lettres. Classe des Sciences Mathématiques et Naturelles. Série B: Sciences Naturelles: 356 p.
- Kurimo, H., 1983. Surface fluctuations in three virgin pine mires in Eastern Finland. *Sylva Fenn.*, 17(1): 45-64.
- Kuznetsov, O.L., 1982. Struktura i dinamika aapa bolot severnoj Karelii (The structure and dynamics of aapa bogs in northern Karelia), Botaničeskij Žurnal, pp. 1394-1400.
- Lamentowicz, M. and Mitchell, E., 2005. The Ecology of Testate Amoebae (Protists) in *Sphagnum* in North-western Poland in Relation to Peatland Ecology. *Microbial Ecology*, 50(1): 48-63.
- Lévesque, P.E.M., Dinel, H. and Larouche, A., 1988. Guide to the identification of plant macrofossils in Canadian peatlands. Land Resource Research Center. Ottawa, Research branch, Agriculture Canada. Publication 1817: 65 p
- Lindsay, R. A., D. J. Charman, Everingham F., O'Reilly R. M., Palmer M. A., Rowell T. A. et Stroud D. A., 1988. The Flow Country: The Peatlands of Caithness and Sutherland. Interpretive Services Branch, Nature Conservancy Council, Peterborough.
- Livingstone, D.A., 1955. A Lightweight Piston Sampler for Lake Deposits, pp. 137-139.
- Macdonald, G.M. et al., 2006. Rapid early development of circumarctic peatlands and atmospheric CH₄ and CO₂ variations. *Science*, 314(5797): 285-288.
- Maher, L.J., 1981. Statistics for microfossil concentration measurements employing samples spiked with marker grains. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 32: 153-191.
- Marie-Victorin, F., 1997. Flore Laurentienne. Presses de l'Université de Montréal, Montréal, 3e édition, 1093 pp.

- Mauquoy, D. and van Geel, B., 2007. Mire and peat macros. In: Encyclopedia of Quaternary science, Elsevier (Editor).
- Miousse, L., Bhiry, N. and Lavoie, M., 2003. Isolation and water-level fluctuations of Lake Kachishayoot, Northern Québec, Canada. *Quaternary Research*, 60(2): 149-161.
- Mitchell, E., Charman, D. and Warner, B., 2007. Testate amoebae analysis in ecological and paleoecological studies of wetlands: past, present and future. *Biodiversity and Conservation*, vol. 17, no 9, p. 2115-2137.
- Moore, P.D., 1984b. The classification of mires: an introduction. In: P.D. Moore (Editor), European Mires. Academic Press, London, pp. 1-10.
- Moore, P.D. and Bellamy, D.J., 1974. Peatlands. Elek Science, London, 221 pp.
- National Wetlands Working Group, 1997. The Canadian Wetland Classification System - Second Edition. Wetland Research Center, University of Waterloo, Waterloo, Canada, 68 pp.
- Nlisson, A., 1899. Nagra drag ur de svenska vixtsamhallenas utvecklingshistoria, Botaniska Notiser, pp. 127-128.
- Oksanen, P.O., Kuhry, P. and Alekseeva, R.N., 2001. Holocene development of the Rogovaya River peat plateau, European Russian Arctic. *The Holocene*, 11(1): 25-40.
- Osvald, H., 1923. Die Vegetation des Hochmoores Komosse, Svenska Växtsociologiska Sällskapets Handlingar. Uppsala. 1: 436 p
- Consortium OURANOS, 2004. S'adapter aux changements climatiques. Consortium OURANOS, Montréal, 83 pp.
- Payette, S., 1988. Late-Holocene development of subarctic ombrotrophic peatlands: allogenic and autogenic succession. *Ecology*, 69(2): 516-531.
- Payette, S., 2001a. La stratigraphie. In: S. Payette et L. Rochefort (Éditeurs), *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Presses de l'Université Laval, Sainte-Foy, pp. 345-370.
- Payette, S., 2001b. Les principaux types de tourbière. In: S. Payette et L. Rochefort (Éditeurs), *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Presses de l'Université Laval, Sainte-Foy, pp. 39-90.
- Payette, S. et Bouchard, A., 2001. Le contexte physique et biogéographique. In: S. Payette et L. Rochefort (Éditeurs), *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Presses de l'Université Laval, Sainte-Foy, pp. 9-38.
- Payette, S., Boudreau, F. and Gagnon, R., 1985. Géfluxion néoglaciaire dans une combe à neige à la limite des arbres, Québec nordique. *Géographie physique et Quaternaire*, 39(1): 91-97.
- Payette, S. et Delwaide, A., 1991. Variations séculaires du niveau d'eau dans le bassin de la rivière Boniface (Québec nordique) : une analyse dendroécologique. *Geographie physique et Quaternaire*, 45(1): 59-67.
- Payette, S. and Delwaide, A., 2000. Recent permafrost dynamics in a subarctic floodplain associated with changing water levels, Québec, Canada. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 32(3): 316-323.
- Payette, S. and Delwaide, A., 2004. Dynamics of subarctic wetland forests over the past 1500 years. *Ecological Monographs*, 74(3): 373-391.
- Payette, S. and Filion, L., 1993. Holocene water-level fluctuations of a subarctic lake at the tree line in northern Québec. *Boreas*, 22(1): 7-14.

- Payne, R.J., Kishaba, K., Blackford, J.J. and Mitchell, E., 2006. Ecology of testate amoebae (Protista) in south-central Alaska peatlands: building transfer-function models for paleoenvironmental studies. *The Holocene*, 16: 403-414.
- Payne, R.J. and Mitchell, E., 2009. How many is enough? Determining optimal count totals for ecological and paleoecological studies of testate amoebae. *Journal of Paleolimnology*, 42(4): 483-495.
- Pearsall, W.H., 1956. Two blanket bogs in Sutherland. *Journal of Ecology*, 44: 493-516.
- Pelletier, L. and Garneau, M., soumis.
- Pelletier, L., Moore, T.R., Roulet, N.T., Garneau, M. and Beaulieu-Audy, V., 2007. Methane fluxes from three peatlands in the La Grande Rivière watershed, James Bay lowland, Canada. *J. Geophys. Res.*, 112.
- Radforth, N.W., 1969. Environmental and structural differentials in peatland development. In: E.C. Dapples and M.E. Hopkins (Editors), *Environments of coal deposition*. Geological Society of America, pp. 87-104.
- Rancken, H., 1912. Lapin suomaiden kehityksestä, Suomen suoviljelysyhdistiksen Vuosikirja, pp. 238-274.
- Richard, P.J.H., 1979. Contribution à l'histoire post-glaciaire de la végétation au nord-est de la Jamésie, Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 36(1-2): 63-90.
- Rietkerk, M., Dekker, S.C., Wassen, M.J., Verkroost, A.W.M. and Bierkens, M.F.P., 2004. A Putative Mechanism for Bog Patterning. *The American Naturalist*, 163(5): 699-708.
- Ruuhiärvi, R., 1960. Über die regionale Einteilung der Nord-finnischen Moore. *Annales Botanici Societatis Zoologicae Botanicæ Fennicæ*, "Vanamo" 31(1): 360.
- Ruuhiärvi, R., 1983. The Finnish mire types and their regional distribution. In: A.J.P. Gore (Editor), *Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor*. Elsevier, Amsterdam, pp. 47-67.
- Rydin, H. and Jeglum, J.K., 2006. The biology of peatlands. Oxford University Press, Oxford, 360 pp.
- Sakaguchi, Y., 1980. On the genesis of banks and hollows on peat bogs. *Bulletin of the department of Geography*, University of Tokyo, 12: 35-58.
- Schenk, E., 1959. Origin of aapa-moors (strang- and ring-moore), *Geological Society of America Bulletin*, pp. 1797.
- Schenk, E., 1966. Zur Entstehung der Strangmoore und Aapa-moore des Arkis und Subarkis, *Zeitschrift fuer Geomorphologie*, pp. 345-368.
- Schenk, E., 1970. On the string formation in the aapa moors and raised bogs of Finland, *Ecology of the subarctic regions. Proceedings of the Helsinki Symposium*. UNESCO, Paris, pp. 335-342.
- Seppälä, M. and Koutaniemi, L., 1985. Formation of a string and pool topography as expressed by morphology, stratigraphy and current processes on a mire in Kuusamo, Finland. *Boreas*, 14(4): 287-309.
- Sjörs, H., 1946. Myrvegetation i ovre Langanområdet i Jämtland. *Arkiv för botanik*, 33 A: 120 p
- Sjörs, H., 1961. Surface patterns in Boreal peatland. *Endeavour*, 20: 217-224.
- Sjörs, H., 1963. Bogs and fens on Attawapiskat River, northern Ontario. *Bulletin of Natural Museum of Canada*, 186: 45-133.
- Sjörs, H., 1983. Mires of Sweden, *Ecosystems of the world* 4B: *Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor*. Gore, A. J. P., Amsterdam, pp. 69-94.

- Sjörs, H., 1990. Divergent successions in mires, a comparative study. *Aquilo Serio Botanica*, 28: 67-77.
- Sonesson, M., 1972. Studies in production and turnover of bryophytes at Stordalen. Swedish Tundra Biome Proj. Tech. Rep. No.14.
- Speranza, A., van der Plicht, J. and van Geel, B., 2000. Improving the time control of the Subboreal/Subatlantic transition in a Czech peat sequence by ^{14}C wiggle-matching. *Quaternary Science Reviews*, 19: 1589-1604.
- Stockmarr, J., 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Spores*, 13: 615-621.
- Strack, M., Waddington, J.M., Rochefort, L. and Tuittila, E.S., 2006. Response of vegetation and net ecosystem carbon dioxide exchange at different peatland microforms following water table drawdown. *Journal of Geophysical Research*, 111, GO2006.
- Stuiver, M. and Reimer, P.J., 1993. Extended ^{14}C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, 35: 215-230.
- Swanson, D.K. and Grigal, D.F., 1988. A Simulation Model of Mire Patterning. *Oikos*, 53(3): 309-314.
- Tallis, J.H., 1994. Pool and hummock patterning in a southern pennine blanket Mire II. The formation and erosion of the pool system. *Journal of Ecology*, 82: 789-803.
- Tallis, J.H. and Livett, E.A., 1994. Pool and hummock patterning in a southern pennine blanket Mire I. Stratigraphic profiles for the last 2800 years. *Journal of Ecology*, 82: 775-788.
- Tanttu, A., 1915. Ueber die Entstehung der Bülten und Stränge der Moore. *Acta Forestalia Fennica*, 4(1): 1-24.
- Tarnocai, C., Kettles, I.M. and Lacelle, B., 2005. Peatlands of Canada Database, Research Branch, Agriculture and Agri-Food Canada. Ottawa, Ontario, Canada, digital database.
- Telford, R.J., Heegaard, E. and Birks, H.J.B., 2004. All age-depth models are wrong: but how badly? *Quaternary Science Reviews*, 23: 1-5.
- Thompson, E.H. and Worley, I.A., 1984. On the distribution of string patterned peatlands in North America : climatic considerations, Proceedings of the 7th International Peat Congress. International Peat Society, Dublin, pp. 509-516.
- Thormann, M.N., Szumigalski, A.R. and Bayley, S.E., 1999. Aboveground peat and carbon accumulation potentials along a bog-fen-marsh wetland gradient in southern boreal Alberta, Canada. *Wetlands*, 19(2): 305-317.
- Tolonen, K., 1980. On regeneration of Notheuropean bogs. II. Stratigraphic records from Germany, Denmark and S. Sweden. Proceedings of the 6th International Peat Congress, Duluth, Minnesota.
- Tolonen, K., Huttunen, P. and Jungner, H., 1985. Regeneration of two coastal raised bogs in eastern North America. *Anales Academicae Scientiarum Fennicae A139*: 1-51.
- Tricart, J., 1969. *Geomorphology of cold environments*. Macmillan, London, 320 pp.
- Trimble, 2002. 5700/5800 GPS Receiver User Guide, Version 1.0, Revision A. Trimble Navigation Limited.
- Troëls-Smith, J., 1955. Karakterisering af lose jordarter. Characterization of unconsolidated sediments Geological survey of denmark 3. C. A. Reitzels forlag Kobenhavn 73 pp.
- Troll, C., 1944. Strukturboden, Solifluktion und Frostklimatc der Erde. *Geologische Rundschau*, 34: 545-694.

- Viau, A.E. and Gajewski, K., 2008. Reconstructing millennial-scale, regional paleoclimates of boreal Canada during the Holocene. *Journal of Climate*, 22: 316-330.
- Viau, A.E., Gajewski, K., Fines, P., Atkinson, D.E. and Sawada, M., 2002. Widespread evidence of 1500 yr climate variability in North America during the past 14000 yr. *Geology*, 30(5): 455-458.
- Vincent, J.-S., 1977. Le Quaternaire récent de la région du cours inférieur de La Grande rivière, Québec, Commission Géologique du Canada, Étude 76-19.
- Vitt, D.H., 1990. Growth and production dynamics of boreal mosses over climatic, chemical and topographic gradients. *Bot. J. Linn. Soc.*, 104(1-3): 35-59.
- Von Post, L. and Sernander, L., 1910. Pflanzen-physiognomische Studien auf Torfmooren in Närke - Livret-guide des excursions en Suède du XI Congrès Géologique International, Stockholm.
- Vorren, K.-D., Jensen, C. and Alm, T., 1999. Klimautviklingen i Troms og Vesterålen de siste 26 000 år. *Ottar*, 4: 29-35.
- Walker, D. and Walker, P.M., 1961. Stratigraphic evidence of regeneration in some Irish bogs. *Journal of Ecology*, 49: 169-185.
- Weber, C.A., 1902. Über die Vegetation und Entstehung des Hochmoors von Augstumal im Memeldelta mit vergleichenden Ausblicken auf andere Hochmoore der Erde. Paul Parey (Editor), Berlin.
- Weber, C.A., 1908. Aufbau und Vegetationen deer Moore Nord-deutschlands Englers, Botanische Jahrbücher für Systematik, pp. 29-34.
- Wheeler, B.D. and Proctor, M.C.F., 2000. Ecological Gradients, Subdivisions and Terminology of North-West European Mires. *Journal of Ecology*, 88(2): 187-203.
- Williams, D.D., 2006. The biota. In: D.D. Williams (Editor), *The biology of temporary waters*. Oxford University Press, New York, USA, pp. 40-121.
- Wood, T.S., 2001. Bryozoans. In: J.H. Thorp and A.P. Covich (Editors), *Ecology and Classification of North American Freshwater Invertebrates*. Academic press, San Diego, CA (USA), pp. 481-499.
- Yu, Z., Vitt, D.H., Campbell, I.D. and Apps, M.J., 2003. Understanding Holocene peat accumulation pattern of continental fens in western Canada. *Canadian Journal of Botany*, 81: 267-282.

ANNEXE A

Protocole de l'analyse de la perte au feu (PAF)

Protocole de PAF appliqué à toutes les tranches de 1 cm des carottes de tourbe récoltées (Dean, 1974) .

- Sous-échantillonner 1 cm³ de tourbe à l'aide d'un emporte-pièce
- Peser l'échantillon (poids humide)
- Sécher l'échantillon dans une étuveuse à 105°C pendant 12 heures
- Peser l'échantillon (poids sec)
- Mettre dans un four et chauffer à 600°C pendant 1h30
- Peser l'échantillon (poids résiduel)

La densité sèche (g/cm³) est obtenue par la formule suivante :
(poids sec) ÷ (volume échantillonné)

La proportion de matière organique (%) est obtenue par la formule suivante :
(((poids sec) – (poids résiduel)) ÷ (poids sec)) x 100

ANNEXE B

Diagrammes macrofossiles

(aussi disponibles sur le CD en pochette)

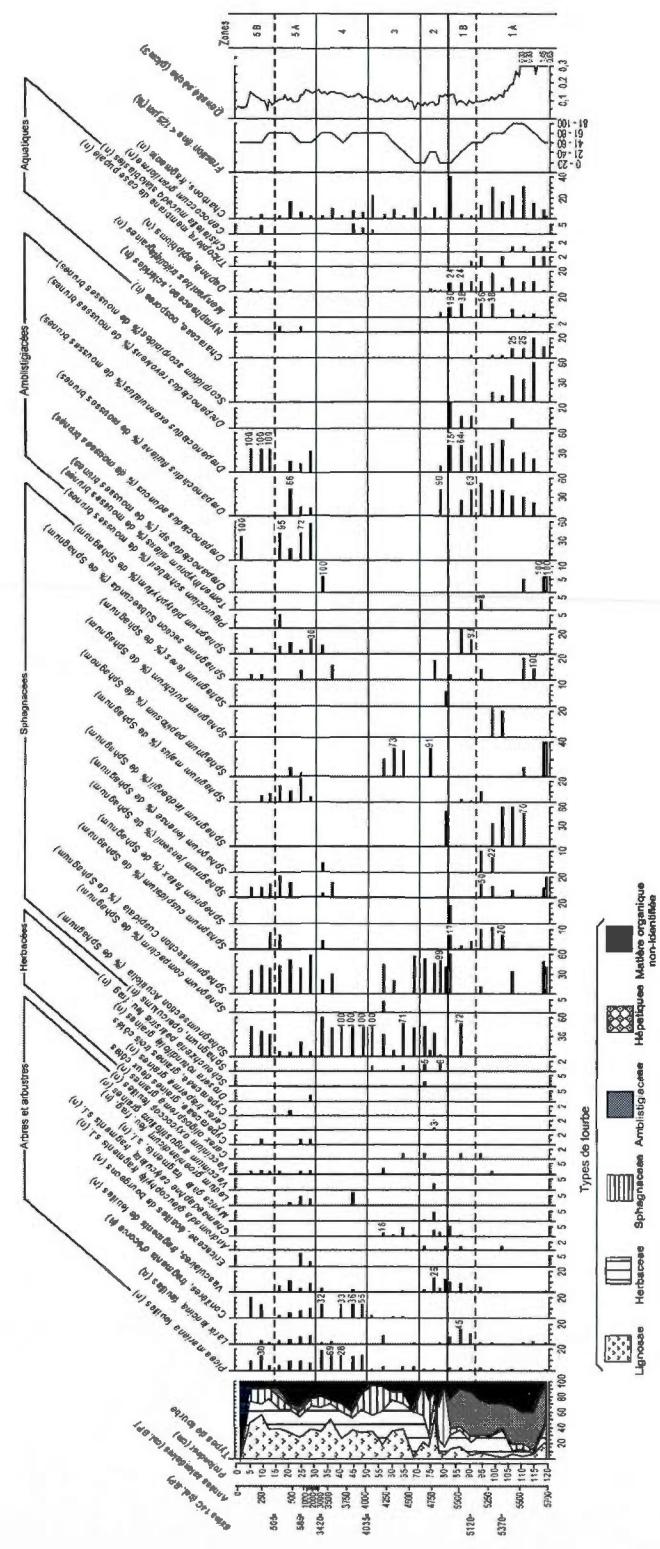


Diagramme macrofossile de la carotte AéroM2

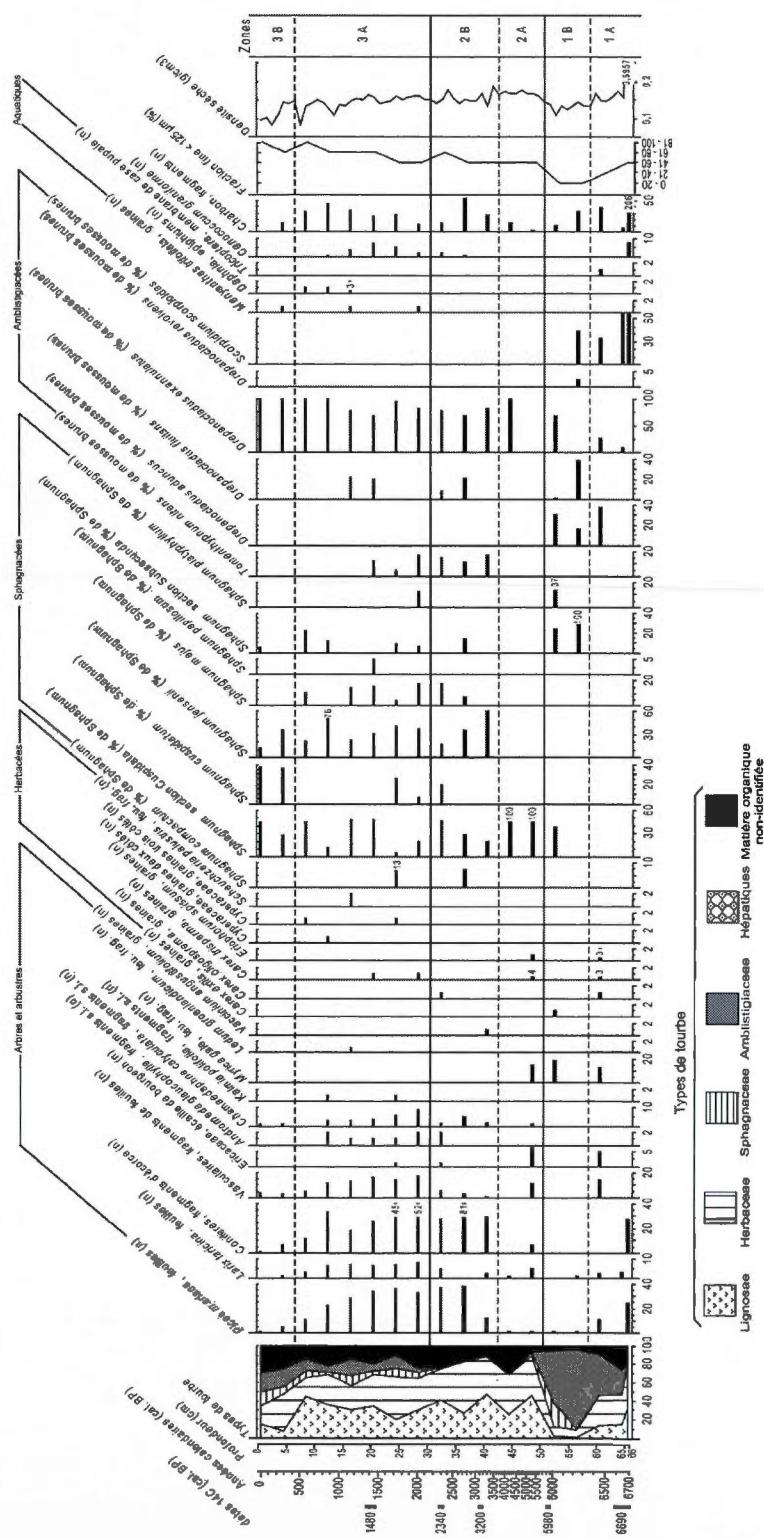


Diagramme macrofossile de la carotte AéroM4

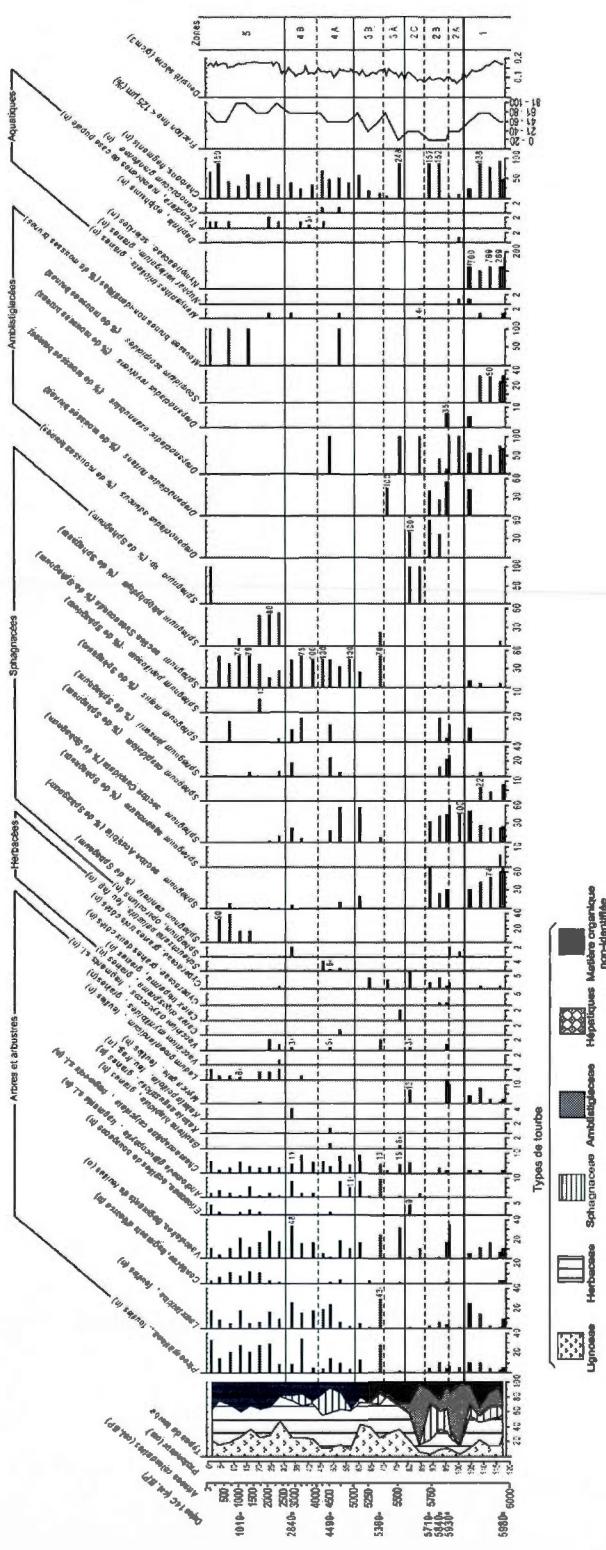


Diagramme macrofossile de la carotte OursM3

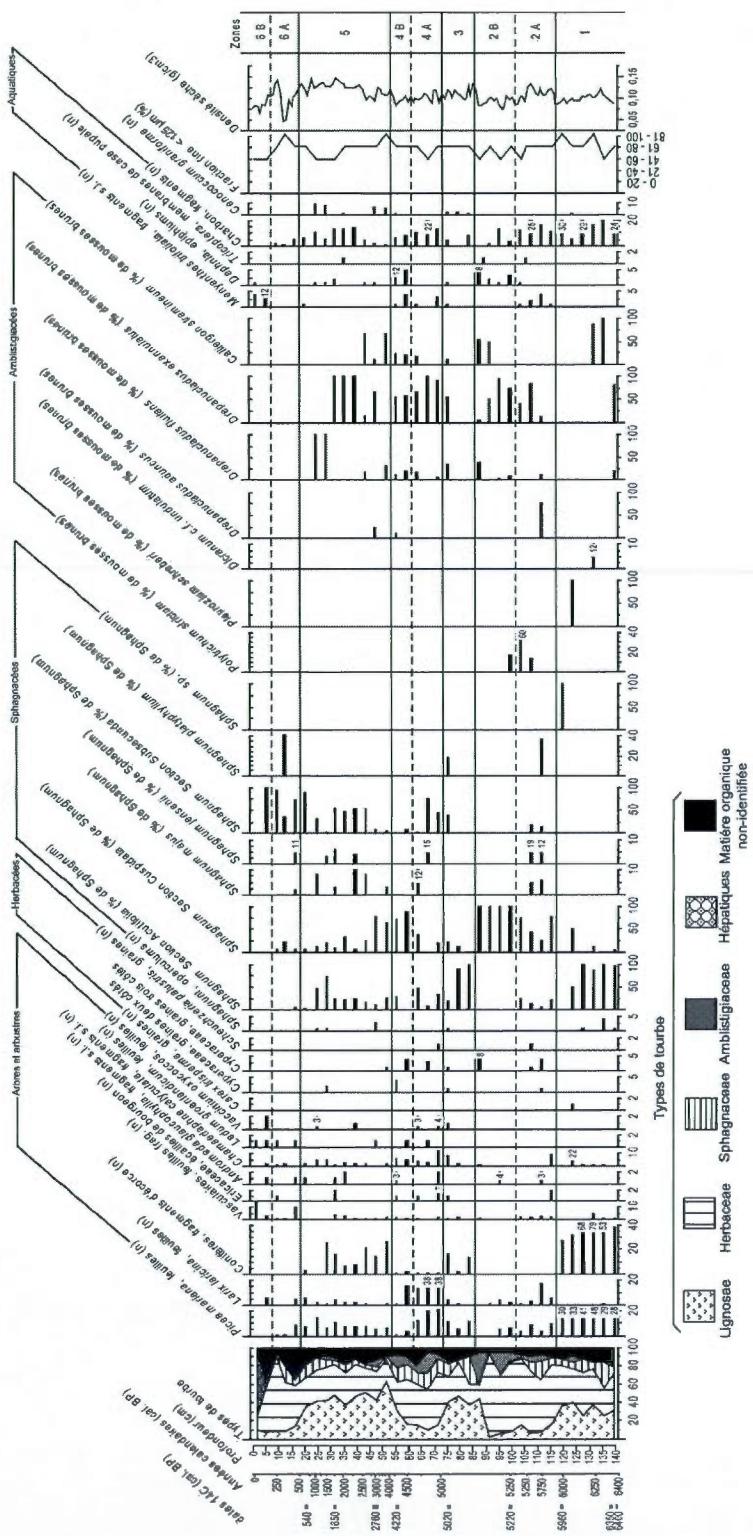


Diagramme macrofossile de la carotte OursM3

ANNEXE C

Diagramme des assemblages de thécamoebiens et reconstitution de la nappe phréatique

(Aussi disponibles sur le CD en pochette)

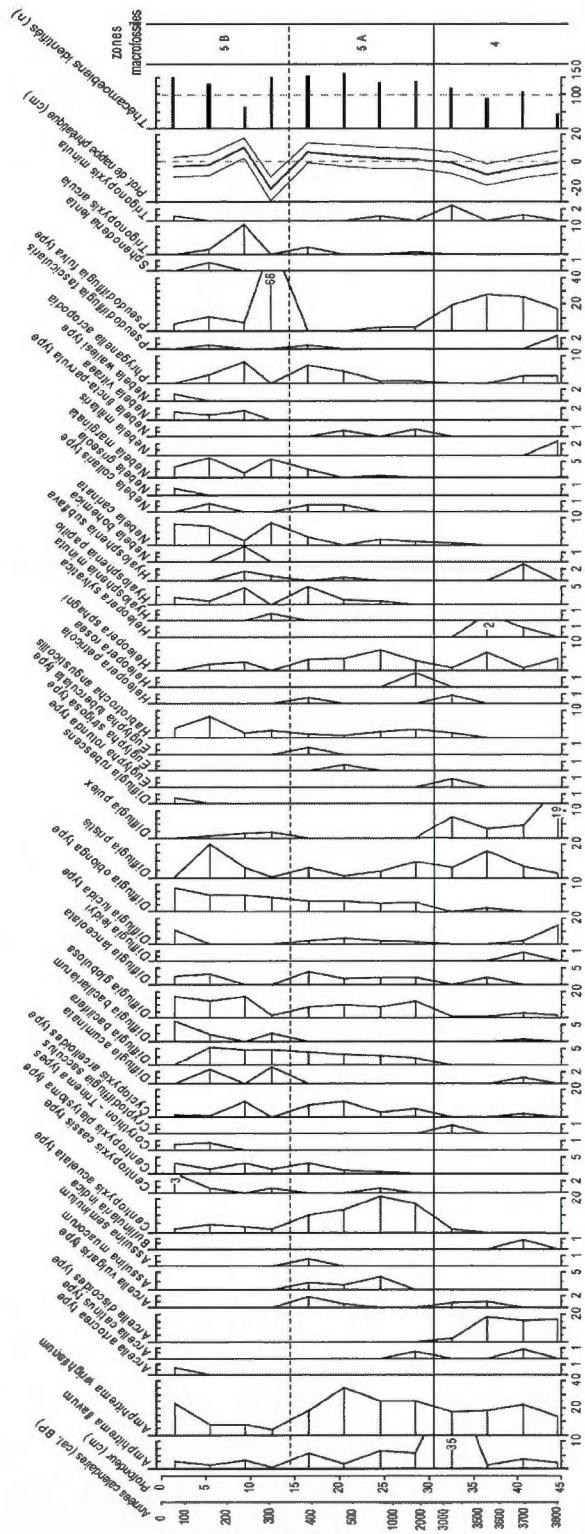


Diagramme des assemblages de thécamoebiens de la carotte AéroM2 et reconstitution de la profondeur de nappe phréatique

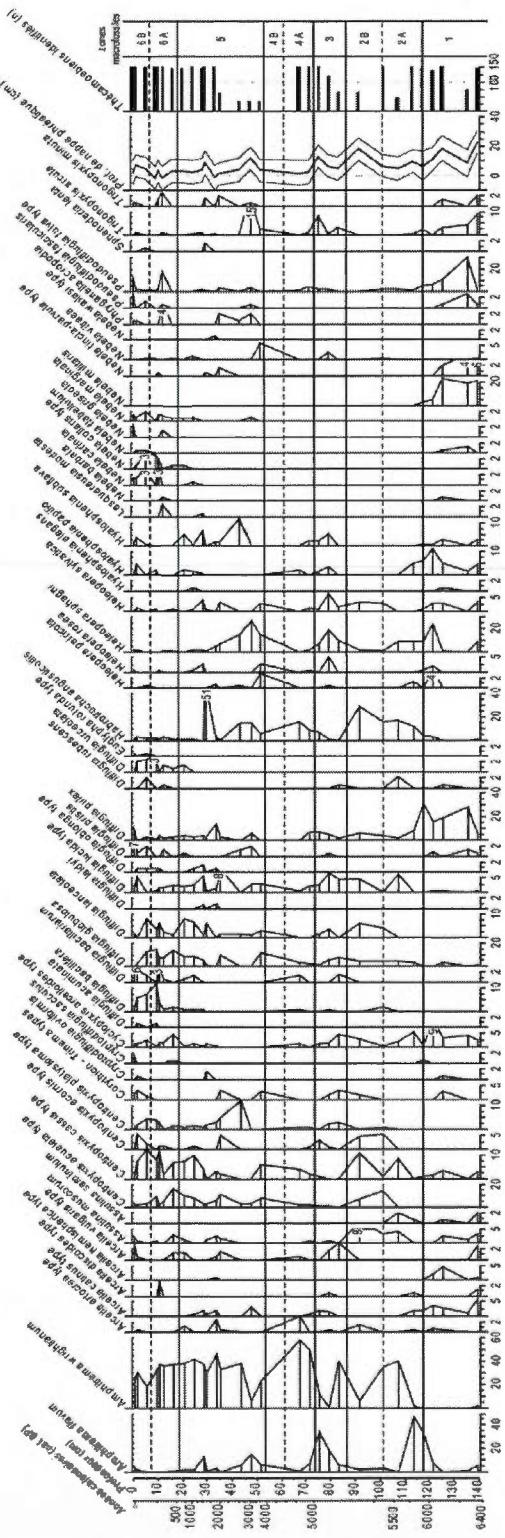


Diagramme des assemblages de thécamoebiens de la carotte OursM4 et reconstitution de la profondeur de nappe phréatique