

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

DÉVELOPPEMENT D'UNE FONCTION DE TRANSFERT AU MOYEN DES
THÉCAMOEBIENS ET RECONSTITUTION DES CONDITIONS
PALÉOENVIRONNEMENTALES HOLOCÈNES D'UNE TOURBIÈRE À PALSES,
KUUJJUARAPIK, QUÉBEC NORDIQUE

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR
ALEXANDRE LAMARRE

MARS 2011

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

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

REMERCIEMENTS

Pour débiter, je me dois de remercier ma directrice de recherche, Dr. Michelle Garneau (UQAM), pour l'intérêt qu'elle a su me transmettre envers la recherche en milieu tourbeux. Je dois également la remercier pour la grande confiance qu'elle m'accorde depuis mon arrivée dans son équipe de recherche en 2007. Grâce à son écoute et ses conseils, j'ai acquis de nombreuses qualités et expériences qui me seront utiles autant dans ma future vie professionnelle que personnelle. Je ne peux passer sous silence l'aide inestimable de Hans Asnong, professionnel de recherche au GEOTOP. Sa patience, sa disponibilité et son professionnalisme ont énormément contribué à la réussite de ce projet de recherche.

Je tiens également à remercier monsieur Bertrand Fournier, professionnel de recherche au département de mathématique à l'UQAM, sans qui une part importante des analyses statistiques de cette étude aurait été impossible. Sa disponibilité et sa volonté de participer à la réussite de ce projet ont été grandement appréciées. À ce même titre, je me dois de remercier monsieur Bassam Ghaleb, agent de recherche au GEOTOP, qui a rendu possible la datation au ^{210}Pb au cours de mon projet d'étude. Je le remercie également pour le temps qu'il a su me consacrer afin de m'initier au monde intrigant de la datation radio-isotopique. Je remercie tout particulièrement les professeurs Dan J. Charman (Université d'Exeter, Angleterre) et Edward A. D. Mitchell (UNINE, Suisse), pour leurs judicieux conseils et leur aide au cours de cette recherche. Je tiens à saluer le professeur Edward A. D. Mitchell pour son hospitalité lors de mon passage à son laboratoire de recherche en Suisse. Un merci aux professeurs Robert K. Booth (Université LeHigh, É.-U.) et Steve Juggins (Université de Newcastle, Angleterre) pour leurs commentaires et leurs réponses à certaines de mes interrogations survenues au cours de mon étude.

Un merci particulier à Maxime Boivin qui a participé au carottage de mon site d'étude pendant l'été 2008. Un grand merci à mon assistant de laboratoire Maxime Huot pour sa patience et son professionnalisme en plus des moments partagés devant les microscopes du laboratoire. Ce projet a

été rendu possible grâce à son bon travail et son souci du travail bien fait. Je tiens également à saluer tous les étudiants qui ont contribué, de proche ou de loin, à la présente étude. À ce titre, je remercie Sébastien Lacoste, Alexandre Turcotte, Antoine Thibault et Yan Bilodeau. Merci à mes collègues et ami(e)s, Marilou Hayes, Pierre-Luc Dallaire, Louis Tremblay, Simon Van Bellen, Aurélie Genries, Anne Quillet, Noémie Cliche Trudeau, Gabriel Magnan, Julie Loisel pour leur amitié, leur écoute, leurs conseils et pour tous les merveilleux moments que nous avons partagés au cours des deux dernières années.

D'un point de vue personnel, je remercie évidemment mes proches, Marjolaine, André et Catherine ainsi que tous les autres membres de ma famille qui m'ont toujours appuyé dans mes démarches. Ils m'ont également amené à me surpasser, malgré les nombreuses embûches que nous avons vécues ensemble, et toujours croire en moi. Un merci particulier à Anny Tadros qui au cours des dernières années m'a toujours encouragé dans mes démarches. Je tiens également à saluer tous mes ami(e)s qui malgré leur incompréhension de mon si grand intérêt envers les « petites bibites de peat moss », m'ont démontré leur support au cours de ces deux dernières années.

Finalement, je remercie le Programme de formation scientifique dans le Nord (PFSN) du Ministère des Affaires Indiennes du Canada ainsi que le Programme du gouvernement du Canada pour l'Année polaire internationale (API) pour avoir financé le projet « Climate Change Impacts on the Canadian Arctic Tundra » (CiCAT) et ainsi rendu possible la réalisation de mon projet de recherche.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	vii
LISTE DES TABLEAUX	ix
LISTE DES ABRÉVIATIONS	x
LISTE DES SYMBOLES	xiii
LISTE DES ESPÈCES VÉGÉTALES CITÉES	xiv
RÉSUMÉ.....	xvi
CHAPITRE I	
INTRODUCTION.....	1
1.1 Les tourbières	1
1.1.1 Les tourbières et leurs généralités	1
1.1.2 Les tourbières dans la recherche moderne.....	3
1.1.3 Les tourbières à pergélisol.....	5
1.2 Présentation de la recherche	7
1.2.1 Les thécamoebiens comme outil de recherche en paléoécologie	8
1.2.2 Objectifs du projet	9
CHAPITRE II	
SITES D'ÉTUDE.....	11
2.1 Sites d'échantillonnage du volet fonction de transfert	11
2.2 Contexte géologique, géomorphologique et historique du site du volet paléoécologique de la tourbière de Kuujuarapik.....	14
2.2.1 Contexte géologique et géomorphologique	14
2.2.2 Historique du développement de la tourbière.....	15
2.2.3 Spécificité du site d'étude	16

CHAPITRE III	
MÉTHODOLOGIE	18
3.1 Méthodes et analyses du volet moderne	18
3.1.1 Échantillonnage de surface et paramètres physiques.....	18
3.1.2 Analyse des échantillons de surface	20
3.1.3 Préparation et analyses des échantillons de surface	21
3.1.4 Analyses statistiques et développement de la fonction de transfert	21
3.2 Méthodes et analyses du volet paléoécologique.....	23
3.2.1 Échantillonnage fossile.....	23
3.2.2 Analyse de la perte au feu	24
3.2.3 Détermination de la composition des dépôts tourbeux.....	25
3.2.4 Analyses des thécamoebiens fossiles	26
3.2.5 Datations des dépôts tourbeux.....	27
3.2.6 Calculs des taux d'accumulation sédimentaires et de carbone	29
CHAPITRE IV	
RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS - FONCTION DE TRANSFERT	30
4.1 Résultats d'analyse des échantillons modernes	30
4.1.1 Résultats de l'analyse des paramètres physiques de la tourbière	30
4.1.2 Résultats de l'analyse des assemblages de thécamoebiens.....	34
4.1.3 Résultats des analyses statistiques du rapport thécamoebiens/environnement.....	34
4.1.4 Modélisation du rapport thécamoebiens/nappe phréatique	38
4.1.5 Évaluation de la fonction de transfert.....	40
4.2 Interprétation et discussion des résultats du volet moderne	43
4.2.1 Relation thécamoebiens/environnement.....	43
4.2.2 Développement des modèles de fonctions de transfert.....	45
CHAPITRE V	
RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS DU VOLET PALÉOÉCOLOGIQUE	52
5.1 Données chronologiques	52
5.1.1 Données stratigraphiques et taux d'accumulation	57
5.2 Analyses des thécamoebiens et de la composition de la tourbe	62
5.2.1 Carotte de la palse dégradée (KUJU PD2)	63
5.2.2 Carotte de la bordure forestière (KUJU BF2)	70

CHAPITRE VI	
INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS ET DISCUSSION DU VOLET	
PALÉOÉCOLOGIQUE..	76
6.1 Reconstitution des conditions trophiques et hydrologiques du centre de la tourbière.....	76
6.2 Reconstitution des conditions trophiques et hydrologiques de la marge de la tourbière.....	82
6.3 Influence du climat sur la dynamique des conditions hydrologiques de la tourbière de Kuujuarpaik.....	85
6.4 Dynamique du pergélisol dans la tourbière de Kuujjuarapik	88
6.5 Dynamique du carbone dans la tourbière de Kuujjuarapik	93
CONCLUSION	96
ANNEXE A	
DIAGRAMMES D'ASSEMBLAGE DE THÉCAMOEBIENS FOSSILES	99
RÉFÉRENCES	102

LISTE DES FIGURES

Figure 2.1	Localisation des sites échantillonnés pour le développement de la fonction de transfert. Se référer au tableau 2.1 pour les caractéristiques des sites	12
Figure 2.2	Exemples de microformes (biotopes) de surfaces de la tourbière de a) Val-d'or (VLD) et de b) La Grande (LG2 Fen).....	14
Figure 3.1	Échantillonnage de surface : a) Échantillon de surface b) Cavité laissée après l'échantillonnage de la tourbe.....	20
Figure 3.2	Sites de carottage du volet paléocéologique a) Palse dégradée (PD2) b) Palse active (PA2) c) Bordure forestière (BF2).....	24
Figure 4.1	Relation entre le pH et le niveau de la nappe phréatique (NP) des 93 échantillons analysés.....	32
Figure 4.2	Matrice du résultat de l'analyse en composantes principales (PCA) des assemblages de thécamoebiens en fonction du site et du régime trophique (Vert : Fen; Orange : Bog)	37
Figure 4.3	Comparaisons des valeurs inférées normalisées issues des modèles de la présente étude à celles issues du modèle WA PLS _{Boot} de Booth (2008).....	41
Figure 4.4	Reconstitutions des courbes de la nappe phréatique (NP) normalisées issues des modèles de la présente étude et WA PLS _{Boot} de Booth (2008).....	42
Figure 4.5	Comparaisons de diverses fonctions de transfert en fonction de leur RMSEP _{jack} et de leur gradient de nappe phréatique (NP) (cm).....	46
Figure 4.6	Comparaisons des résultats des mesures de l'optimum de la profondeur de nappe phréatique de plusieurs espèces de thécamoebiens. Figure tirée de Mitchell <i>et al.</i> (2008)	48
Figure 4.7	Optimums et intervalles de tolérance de profondeur de la nappe phréatique (NP) selon les différents thécamoebiens rencontrés en surface pour la présente étude	49

Figure 5.1	Modèles âge-profondeur des carottes KUJU PD2 (A) et KUJU BF2(B); les lignes pointillées montrent les modèles âge-profondeur obtenus sans les dates au ^{210}Pb ; les lignes noires montrent les modèles âge-profondeur obtenus avec les dates au ^{210}Pb ajustées.....	56
Figure 5.2	Résultats de la perte au feu de la carotte de la palse dégradée (KUJU PD2); courbes de la densité sèche, de la perte au feu 550 °C, de la teneur en matière organique (MO) et de la teneur en carbone.	58
Figure 5.3	Densité sèche en fonction de l'âge des dépôts tourbeux et taux d'accumulation à long terme du carbone de la carotte de la palse dégradée (KUJU PD2) excluant l'acrotelme. La ligne rouge correspond au LORCA moyen pour chaque segment daté. La courbe de la reconstitution du niveau de la nappe phréatique a été obtenue à l'aide du modèle WA_{boot} de cette étude.	59
Figure 5.4	Résultats de la perte au feu de la carotte de la bordure forestière (KUJU BF2); courbes de la densité sèche, de la perte au feu 550 °C, de la teneur en matière organique (MO) et de la teneur en carbone.	61
Figure 5.5	Densité sèche en fonction de l'âge des dépôts tourbeux et taux d'accumulation à long terme du carbone de la carotte de la palse dégradée (KUJU BF2) excluant l'acrotelme. La ligne rouge correspond au LORCA moyen pour chaque segment daté. La courbe de la reconstitution du niveau de la nappe phréatique a été obtenue à l'aide du modèle WA_{boot} de cette étude.	62
Figure 5.6	Diagramme résumé des résultats des principales composantes de la tourbe, des thécamoebiens et du taux d'accumulation à long terme en carbone de la carotte de la palse dégradée (KUJU PD2).....	65
Figure 5.7	Diagramme résumé des résultats des principales composantes de la tourbe, des thécamoebiens et du taux d'accumulation à long terme en carbone de la carotte de la bordure forestière (KUJU BF2).....	73
Figure 6.1	Composition du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des sphaignes (noire) pour la carotte KUJU PD (Hayes, 2010) et reconstitution du niveau de la NP (gris) de KUJU PD2 (Figure tirée de Hayes, 2010).....	82
Figure 6.2	Comparaison de la reconstitution des niveaux de NP entre les deux secteurs de la tourbière (KUJU PD2 (bleue) et KUJU BF2 (noire)); les zones grises correspondent aux variations synchrones entre les deux sites.....	83

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1	Caractéristiques des sites échantillonnés pour la fonction de transfert. Tableau modifié de Hayes (2010)	13
Tableau 4.1	Sites d'échantillonnage et résultats des mesures de surface.....	33
Tableau 4.2	Listes des espèces identifiées dans les échantillons de surface de cette étude, nombre d'occurrence (Nb.O.) et abréviation utilisées pour les développements de la fonction de transfert	35
Tableau 4.3	Résultats de l'analyse en redondance appliquée RDA (R^2).....	
Tableau 4.4	Résultats de l'analyse de la partition de la variance	38
Tableau 4.5	Performances des modèles avant et après filtrage de la base de données.....	39
Tableau 5.1	Âges ^{210}Pb de la carotte centrale du secteur à pales (KUJU PD2) et de la carotte de la bordure forestière (KUJU BF2)	54
Tableau 5.2	Datations ^{14}C et âges étalonnés des carottes KUJU PD2 et KUJU BF2.....	55

LISTE DES ABRÉVIATIONS

Âge conv.	Âge conventionnel
AD	<i>Anno Domini</i> An du seigneur (après Jésus-Christ)
AMS	<i>Accelerator Mass Spectrometry</i> Spectrométrie de masse par accélérateur de particules
BP	<i>Before present</i> Avant l'actuel
Bog	Tourbière ombrotrophe
Boot	<i>Bootstrap</i>
C	Carbone
CEN	Centre d'études nordiques
CH ₄	Méthane
CO ₂	Dioxyde de carbone
COD	Carbone organique dissous
conduc.	Conductivité
DS	Densité sèche
écha.	Échantillon
étal. BP	Âge étalonné avant l'actuel
Fen	Tourbière minérotrophe

ffeu	Fragments de feuilles
Fig.	Figure
GEOTOP	Centre de recherche en géochimie et en géodynamique
GES	Gaz à effet de serre
GIEC	Groupe d'expert Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat
gra	Graines
HCL	Acide chlorhydrique
HNO ₃	Acide nitrique
Jack	<i>Jack-knifed</i>
KOH	Hydroxyde de potassium
LORCA	<i>Long-term apparent rate of carbon accumulation</i> Taux apparent d'accumulation du carbone à long terme
Max Biais	Erreur maximale de la mesure de prédiction par rapport à la mesure observée
ML	<i>Maximum Likelihood</i> Maximum de vraisemblance
MO	Matière organique
N	Nord
Nb.	Nombre
Nb. O.	Nombre d'occurrences
NP	Nappe phréatique
O	Ouest
<i>P</i>	<i>P-value</i> Valeur de P
PAG	Petit Âge Glaciaire
PCA	<i>Principal Component Analysis</i>

	Analyse en composante principale
PLS	<i>Partial Least Square</i> Moindres carrés partiels
R ²	Coefficient de détermination
RERCA	<i>Recent apparent rate of carbon accumulation</i> Taux apparent d'accumulation du carbone récent
RMSEP	<i>Root Mean Square Error Prediction</i> Moyenne de la racine carré de l'erreur sur la prédiction
sp.	Espèce
spp.	Sous-espèce
Tabl.	Tableau
TAC	Taux d'accumulation en carbone
tig	Tiges
TPM	Tours par minutes
WA	<i>Weighted Average</i> Moyenne pondérée
WA-PLS	<i>Weighted Average-PLS</i> Moyenne pondérée des moindres carrés partiels

LISTE DES SYMBOLES

cm	Centimètre
cm ³	Centimètre cube
dpm/g	<i>Degradation per minute per g</i> Dégradation par minute par gramme
g	gramme
Gt	Gigatonne (10 ⁹ tonnes)
km	Kilomètre
km ²	Kilomètre carré
m	Mètre
m ²	Mètre carré
ml	Millilitre
mm	Millimètre
T	Température
#	Numéro
±	Plus ou moins
%	Pourcent
δ	Delta
σ	Sigma
°C	Degré celcius
μm	Micromètre
μS	Micro siemens

LISTE DES ESPÈCES VÉGÉTALES CITÉES

Betula glandulosa Michx.

Calliergon giganteum (Schimp.) Kindb.

Calliergon stramineum (Brid.) Kindb.

Drepanocladus spp. (Müll. Hal.) G. Roth

Kalmia angustifolia L.

Lycopodium spp. L.

Larix laricina (Du Roi) K. Koch

Menyanthes trifoliata L.

Myrica gale L.

Picea mariana (Mill.)

Potamogeton sp. L.

Potentilla palustris (L.) Scop.

Rhododendron groenlandicum (Oeder) Kron & Judd.

Scorpidium scorpioides (Hedw.) Limpr.

Sphagnum capillifolium (Ehrhart) R. Hedwig

Sphagnum riparium Ångstr.

Sphagnum teres. (Schimper) Angstrom

Sphagnum warnstorffii (Russow)

Triglochin sp. L.

RÉSUMÉ

Les changements climatiques en cours affectent particulièrement les écosystèmes des régions nordiques, dont les tourbières situées dans les secteurs à pergélisol continu et discontinu. Dans ce contexte, les modifications des conditions climatiques régionales peuvent perturber l'évolution des écosystèmes tourbeux et indirectement affecter leur bilan en carbone. Comme les changements climatiques actuels sont grandement attribuables aux contenus de l'atmosphère en gaz à effet de serre (GES) tel que le CO₂ et le CH₄, il devient important de mieux connaître l'influence du climat sur la dynamique des tourbières à pergélisol et sur le bilan de carbone dans ces milieux. L'objectif principal de ce projet de recherche est d'évaluer les effets des changements climatiques sur l'évolution des tourbières des régions à pergélisol discontinu par la reconstitution de la paléohydrologie d'une tourbière à palses du secteur de Kuujjuarapik sur la côte est de la baie d'Hudson. La relation entre les thécamoebiens et les niveaux de nappe phréatique des tourbières a été bien démontrée au cours des dernières années. La première étape pour réaliser ce projet a été de développer une fonction de transfert adaptée aux contextes de développement des tourbières du Québec au moyen de ces organismes afin d'inférer des valeurs d'élévation de la nappe phréatique (NP). Cette fonction de transfert a été construite à partir de thécamoebiens provenant d'échantillons de surface (modernes) de six tourbières ombrotrophes et six minérotrophes réparties sur l'ensemble du territoire québécois. Ensuite, cet outil a été utilisé pour reconstituer les changements de conditions hydrologiques holocènes, à partir du contenu en thécamoebiens fossiles de deux profils tourbeux provenant d'une tourbière à palses dans la zone de pergélisol discontinu du secteur de Kuujjuarapik.

Les résultats des échantillons modernes de thécamoebiens et des tests statistiques ont permis de développer une fonction de transfert pour la reconstitution des niveaux passés de NP des tourbières ombrotrophes et minérotrophes bien adaptée aux différents contextes québécois (Nb. : 86; RMSEP : 4,73 cm ; R² : 0,77). La comparaison des valeurs de NP inférées par cette fonction de transfert à celles d'une autre fonction de transfert nord-américaine déjà existante (Booth, 2008), confirme le potentiel de cet outil pour les recherches portant sur la paléohydrologie des tourbières. Les résultats des analyses stratigraphiques et de thécamoebiens de deux profils de tourbe indiquent un développement et des conditions d'accumulation du carbone distincts entre la zone à palses au centre de la tourbière et la bordure forestière en marge du bassin. Ces différences sont attribuées en partie à l'influence des processus autogènes variables entre ces deux secteurs de la tourbière. Les résultats des conditions hydrologiques du centre de la tourbière présentent plusieurs événements synchrones avec des épisodes de changement de niveau d'eau de lacs du Québec nordique. Deux phases de développement du pergélisol ont été identifiées entre 1420 – 600 ans étal. BP et entre 440 ans étal. BP et l'actuel. Les résultats montrent aussi l'influence du pergélisol sur les taux d'accumulation en carbone avec des baisses de 11,12 g.m⁻².an⁻¹ et 9,23 g.m⁻².an⁻¹ lors des épisodes froids.

Mot-clés: tourbière, pergélisol, thécamoebiens, fonction de transfert, Holocène, carbone

CHAPITRE I

INTRODUCTION

Les milieux humides se caractérisent par la particularité des conditions hydrologiques et physico-chimiques de leurs dépôts, ainsi que par la végétation qui les colonise (Buteau *et al.*, 1994 ; Charman, 2002). Les tourbières constituent un des divers types de milieux humides (Buteau *et al.*, 1994 ; Charman, 2002 ; Payette et Rochefort, 2001a). Les tourbières couvrent de 12 à 20 % des milieux terrestres du territoire canadien et entre 9 et 12 % de ceux de la province du Québec (Payette et Rochefort, 2001b ; Tarnocai, 2006). Au Québec, une grande proportion des tourbières se retrouve dans la zone boréale du territoire couvert par le Bouclier canadien, mais il y en a aussi plusieurs qui sont localisées dans les Basse-Terres du Saint-Laurent et dans les Appalaches (Payette et Bouchard, 2001).

1.1 Les tourbières

1.1.1 Les tourbières et leurs généralités

Les tourbières sont caractérisées par un sol organique d'une épaisseur supérieure à 40 cm ainsi que des conditions hydrologiques contrôlées principalement par deux types d'apports en eau dans l'écosystème soit : ceux provenant des précipitations et ceux provenant du ruissellement et de l'infiltration. Le type d'apport en eau au système permet de

différencier deux catégories de tourbière, soit les tourbières ombrotrophes (bog) et les tourbières minérotrophes (fen) (Charman, 2002 ; Limpens *et al.*, 2008 ; Payette, 2001a). Les précipitations sont la principale source en eau et en nutriments pour les milieux ombrotrophes. Dans le cas des tourbières minérotrophes, le ruissellement et l'infiltration, en plus des précipitations, alimentent ces milieux. Cette catégorisation des tourbières peut également être faite selon d'autres critères tels que les propriétés physico-chimiques des sols organiques ainsi que la différenciation des espèces végétales colonisant ces milieux (Charman, 2002 ; Payette, 2001a).

Les conditions particulièrement humides des milieux tourbeux permettent l'accumulation de dépôts organiques constitués de deux parties, l'acrotelme et le catotelme (Charman, 2002 ; Payette, 2001a). L'acrotelme compose la partie supérieure du dépôt dans laquelle les conditions d'oxygénation sont suffisantes pour permettre une activité biologique. Il s'agit également de la portion dans laquelle la plupart des processus de production et de décomposition de la matière organique se produisent. Sous cette « couche active » se trouve le catotelme, caractérisée par des conditions anoxiques très particulières. En effet, la saturation en eau de cette couche permet difficilement l'activité biologique et les conditions anaérobiques favorisent une accumulation plus grande de matière organique que sa décomposition (Charman, 2002).

Cette particularité d'avoir un taux d'accumulation de matière organique nettement supérieur au taux de décomposition fait des tourbières des puits naturels de carbone (C) (Francez, 2000). On estime qu'au cours de l'Holocène, les tourbières de la planète auraient accumulé entre 473 et 621 Gt de C (Gorham, 1991 ; Turunen *et al.*, 2002 ; Yu *et al.*, 2010). Au Canada, il est estimé que les tourbières contiennent plus de 50 % du stock total en C contenu dans les divers types de sol du pays, soit approximativement 147 milliards de tonnes de C organique (Tarnocai, 2006 ; Tarnocai *et al.*, 2009).

L'accumulation de la matière organique et du C dans les tourbières ne se produit pas à un rythme constant à travers le temps. L'accumulation du C est contrôlée par les processus internes (autogènes) et externes (allogènes) au système (Charman, 2002 ; Payette, 2001a).

Les processus autogènes se rapportent à tous processus internes du milieu exerçant une influence sur le développement de la tourbière, telles que la productivité et la succession végétale. Un facteur est dit allogène lorsqu'il est externe au milieu comme par exemple, les facteurs climatiques. Il est difficile de déterminer lequel a exercé une plus grande influence sur le milieu au cours de son évolution (Payette, 2001a). Néanmoins, Charman (2002) propose que les processus autogènes dictent l'évolution des sites tourbeux alors que les facteurs allogènes seraient la source de divers stress, ou pressions, qui modifient à plus ou moins long terme le développement de ces écosystèmes.

1.1.2 Les tourbières dans la recherche moderne

Les conditions anoxiques des tourbières permettent à ces écosystèmes d'accumuler une grande quantité de matière organique ainsi que de nombreux marqueurs biologiques (ex. : thécamoebiens) et paléobotaniques (ex. : pollen et macrorestes végétaux). Ces traceurs conservés dans les dépôts tourbeux constituent des archives naturelles qui permettent de reconstituer les conditions passées ayant caractérisé les différentes étapes du développement des tourbières. Ils permettent aussi d'établir la chronologie des événements locaux, voire même régionaux, ayant exercé une influence directe ou indirecte sur leur évolution, tels que les variations hydroclimatiques, les feux ou autres (Birks et Birks, 1980 ; Charman, 2002 ; Payette et Rochefort, 2001a ; Warner, 1990). Les tourbières offrent donc un grand potentiel de recherche afin de mieux comprendre et documenter les conditions climatiques passées, actuelles et même futures de notre planète ainsi que leurs effets sur les écosystèmes qui nous entourent (Blackford, 2000 ; Chambers et Charman, 2004 ; Mauquoy et Yeloff, 2008 ; Parish *et al.*, 2008). Bien que les différents marqueurs permettent de retracer les modifications qu'ont pu subir les milieux, il reste tout de même difficile de bien distinguer l'influence des processus autogènes de celle des processus allogènes. L'intégration de plusieurs types de paléoindicateurs permet de remédier à ce problème lors de l'interprétation des résultats d'analyses d'un profil de tourbe (Arlen-Pouliot, 2003b).

L'analyse des archives paléoécologiques rend possible l'étude de l'évolution des milieux tourbeux et de leurs interactions avec le climat du passé, permettant ainsi d'améliorer notre

compréhension de l'importance du rôle que jouent ces écosystèmes dans le cycle biogéochimique du C terrestre. Effectivement, les tourbières, par leur capacité de rétention et d'émission de C sous diverses formes (CO_2 ; CH_4 et COD), joueraient un rôle majeur dans la régulation des taux de C dans notre environnement, et plus spécialement dans l'atmosphère (Francez, 2000 ; Gorham, 1991 ; Limpens *et al.*, 2008 ; Moore, 2001). Dans le contexte du changement climatique actuel, il devient primordial d'approfondir notre connaissance de ces interactions avec l'atmosphère afin d'établir des plans d'interventions adéquats quant à la préservation de ces écosystèmes. Plusieurs recherches se sont consacrées à l'étude du cycle biogéochimique du C entre les tourbières et leur environnement (Billett et Moore, 2008 ; Nilsson *et al.*, 2008 ; Pelletier *et al.*, 2007 ; Roulet *et al.*, 2007 ; Turetsky *et al.*, 2002 ; Turetsky *et al.*, 2007). Les résultats des taux d'accumulation actuels ou passés du carbone, les valeurs des quantités de C stocké dans les tourbières, ainsi que les données concernant les conditions environnementales qui y sont associées, donnent le moyen d'élaborer de nouvelles projections climatiques en intégrant la contribution des écosystèmes tourbeux (Frolking *et al.*, 2002 ; Frolking et Roulet, 2007). Comme ces écosystèmes jouent un rôle important dans le cycle biogéochimique des deux principaux gaz à effet de serre, c'est-à-dire le gaz carbonique (CO_2) et le méthane (CH_4), il est intéressant d'évaluer si ces écosystèmes peuvent avoir eu un effet rétroactif à long terme sur le climat. Frolking et Roulet (2007) ont d'ailleurs proposé que le stockage du C par les tourbières aurait contribué à un refroidissement global des températures au cours de l'Holocène. Des études récentes suggèrent qu'une augmentation de la température moyenne terrestre engendrerait une augmentation du stockage en C par les milieux tourbeux nordiques (Dorrepaal *et al.*, 2009). Par contre, selon les modèles climatiques, une détérioration significative des milieux humides est projetée et les impacts sur les écosystèmes tourbeux demeurent encore peu documentés (GIEC, 2007). De plus, le GIEC (2007) prévoit une augmentation de la couche de dégel dans les zones à pergélisol. Or, les tourbières à pergélisol couvrent près de 37 % du territoire occupé par les tourbières du Canada, soit approximativement $421\,530\text{ km}^2$ (Tarnocai, 2006). De plus, on estime que ce type de tourbière contiendrait près de 45 Gt de carbone organique, soit 30 % du contenu en carbone organique total des tourbières du Canada dont 84 % est affecté par les changements climatiques actuels (Tarnocai, 2006). Ceci renforce donc l'importance d'approfondir nos

connaissances concernant l'influence des processus allogènes sur le cycle du carbone en milieu tourbeux pergélisolé.

1.1.3 Les tourbières à pergélisol

Le pergélisol est défini comme « tout terrain minéral ou organique, dont la température est inférieure à 0°C pendant deux ans ou plus » (Payette, 2001b). Durant la période estivale (ou saison chaude), le pergélisol présente une couche dégélée à sa surface appelée mollisol, dans laquelle une certaine activité biologique peut se manifester. Il existe divers types de pergélisol, soit le pergélisol sporadique, discontinu ou encore continu (Payette, 2001b). Dans les tourbières, l'installation du pergélisol représente un facteur influençant grandement leur dynamique. La propriété thermique de la tourbe favorise le maintien des conditions de gel en profondeur et l'assèchement de la tourbe, au cours de la période estivale, serait favorable au maintien du gel dans les couches sous-jacentes (Kujala *et al.*, 2008 ; Payette, 2001b ; Seppälä, 1986, 2010). D'autres facteurs joueraient un rôle clé sur le développement et le maintien du pergélisol, tel que le climat, la végétation de surface et le couvert de neige. Les systèmes tourbeux pergélisolés maintiennent des conditions qui peuvent être défavorables à la production annuelle de biomasse végétale (production primaire), menant ainsi à un ralentissement de la dynamique de séquestration, voire même à un arrêt complet de leur accumulation (Arlen-Pouliot, 2003b ; Payette, 2001b). Les sites tourbeux à pergélisol développent parfois des formes de plus grande ampleur à leur surface en lien avec l'installation du gel et la formation d'une lentille de glace. Ainsi, il est parfois possible d'observer à la surface des tourbières des paises, des plateaux palsiques et des pingos temporaires (Gurney, 2001 ; Payette, 2001b ; Seppälä, 1982b).

Les paises sont définies comme étant des buttes de tourbe émergeant de la surface d'une tourbière comportant un noyau de tourbe gelée et/ou de silt, de cristaux de glaces, de lentilles de glaces et de glace de ségrégation, résistants aux conditions estivales (Payette, 2001b ; Seppälä, 1986). Ces formes périglaciaires sont généralement associées aux zones de pergélisol discontinu (Gurney, 2001 ; Payette, 2001b). Elles peuvent atteindre une hauteur de 10 m et parfois plus de 100 m de largeur (Gurney, 2001 ; Payette, 2001b). Durant la période

estivale, une couche de tourbe non gelée de plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur apparaît à la surface des palses. Plusieurs facteurs et théories expliqueraient l'origine de ces formes, dont l'épaisseur du couvert de neige combiné à la force des vents (Gurney, 2001 ; Kujala *et al.*, 2008 ; Payette, 2001b ; Seppälä, 1986, 1995, 1982a). En effet, les faibles couverts neigeux permettent l'installation du gel dans les strates plus profondes de la tourbe, favorisant ainsi la formation de lentilles de glace (Seppälä, 1986). Cette formation de glace engendrerait une attraction de l'eau souterraine vers les zones de gel, augmentant ainsi la proportion de la glace de ségrégation (Pissart, 1987). La nature du dépôt minéral sous-jacent aux dépôts tourbeux aurait également un rôle à jouer dans le développement de ces formes périglaciaires. Les sédiments fins, tels que l'argile, peuvent être soumis à des processus de gel menant à la formation de palses.

Les palses auraient une dynamique évolutive de formation et de dégradation menant à la création de mares thermokarstiques (Gurney, 2001 ; Payette, 2001b ; Seppälä, 1988). Néanmoins, la durée, les étapes et les causes de cette dynamique demeurent mal connues. Les palses atteindraient leur maturité au moment où le gel atteint le contact minéral/organique (Gurney, 2001). La dégradation et la fonte de ces formes favoriseraient la formation de mares (Gurney, 2001).

L'évolution du pergélisol au fil du temps se fait selon un cycle dynamique ponctué de périodes d'aggradation et de périodes de dégradation (Allard et Seguin, 1987a, 1987b ; Matthews *et al.*, 1997). Au Canada, plusieurs sites pergélisolés sont en cours de dégradation en raison de la hausse graduelle des températures depuis la fin du Petit Âge Glaciaire (PAG), c'est-à-dire depuis ~1850 AD (Allard et Seguin, 1987a, 1987b ; Arlen-Pouliot, 2003a ; Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005 ; Halsey *et al.*, 1995 ; Payette, 2001b ; Vitt *et al.*, 2000). Il est évident que ce changement dans les conditions climatiques influence la dynamique biogéochimique du carbone contenu dans l'écosystème pergélisolé (Bubier *et al.*, 1995 ; Gorham, 1991 ; Liblik *et al.*, 1997 ; Turetsky *et al.*, 2002 ; Turetsky *et al.*, 2007). Le GIEC (2007) prévoit une augmentation de la dégradation des sites pergélisolés au cours des prochaines décennies, et la fonte du pergélisol pourrait accélérer le processus de réchauffement planétaire par l'émission de GES (Schuur *et al.*, 2008). Ce phénomène soulève l'importance d'approfondir nos

connaissances sur les interactions entre les tourbières à pergélisol, le cycle biogéochimique du carbone et le climat. D'autre part, les modèles climatiques pourront bénéficier de l'apport de ces connaissances afin d'améliorer leurs projections.

Au Québec, quelques études se sont consacrées à la genèse du pergélisol en milieu tourbeux (Bhiry *et al.*, 2007 ; Dionne et Richard, 2006 ; Payette et Delwaide, 2000 ; Thibault et Payette, 2009 ; Vallée et Payette, 2007 ; Zimmermann et Lavoie, 2001). Néanmoins, rares sont celles qui se sont intéressées à la dynamique du C par rapport aux processus d'aggradation et de dégradation du pergélisol.

1.2 Présentation de la recherche

La présente étude vise à approfondir les connaissances portant sur la dynamique des tourbières pergélisolées. Pour ce faire, cette recherche se divise en deux axes, soit un volet contemporain et un volet paléoécologique. Le volet contemporain se consacre au développement d'un outil en support aux reconstitutions paléoécologiques. En effet, la recherche vise le développement d'une fonction de transfert permettant d'inférer des valeurs de profondeur de nappe phréatique (NP) au moyen de thécamoebiens. Ces micro-organismes vivent à la surface des tourbières et possèdent des seuils de tolérances très serrés par rapport aux niveaux de nappe phréatique. La présente étude permettra d'approfondir nos connaissances sur l'écologie et la tolérance hydrologique de ces organismes dans les systèmes tourbeux du Québec.

Le second volet de la recherche vise à reconstituer l'évolution hydrologique d'une tourbière à palsa depuis sa formation. Parallèlement à ceci, l'étude tente de déterminer les conditions paléoenvironnementales qui ont favorisé la mise en place et le développement de cette tourbière. Finalement, ces reconstitutions sont mises en relation avec la dynamique boréale du carbone.

1.2.1 Les thécamoebiens comme outil de recherche en paléocéologie

Les dépôts organiques des tourbières contiennent des paléoindicateurs qui permettent de reconstituer les conditions holocènes du milieu et également d'en déduire l'influence des facteurs autogènes et allogènes sur leur développement (Birks et Birks, 1980 ; Charman, 2002 ; Martini *et al.*, 2006 ; Payette et Rochefort, 2001a ; Warner, 1990). Les tests sécrétés par les thécamoebiens sont des paléoindicateurs qui sont de plus en plus utilisés et permettent de reconstituer les variations hydrologiques enregistrées dans les milieux tourbeux. Les thécamoebiens peuvent également être utilisés comme traceurs de variation du niveau marin (Charman *et al.*, 1998 ; Charman *et al.*, 2010), comme indicateurs pour la restauration des systèmes tourbeux (Davis et Wilkinson, 2004) ou encore comme bioindicateurs de métaux traces (Asada et Warner, 2009). Ces organismes pourraient même être employés en science légale (Swindles et Ruffell, 2009). Les thécamoebiens sont des microorganismes (20-200 μm) colonisant de nombreux environnements, dont la surface des tourbières (Mitchell *et al.*, 2008). Ces organismes unicellulaires forment un test calcaire siliceux ou protéiné. Certains de ces tests résultent de l'agglutinement de particules présentes dans l'environnement. La morphologie des tests est très diversifiée et permet une identification jusqu'au niveau de l'espèce.

L'étude de l'écologie de ces espèces vivant à la surface des tourbières démontre qu'il existe un lien étroit entre ces organismes et l'humidité de surface, le niveau de la nappe phréatique et le pH (Bobrov *et al.*, 1999 ; Booth, 2001, 2002 ; Booth et Zygmunt, 2005 ; Booth, 2008 ; Charman, 1997 ; Charman et Warner, 1997 ; Charman *et al.*, 2007 ; Lamentowicz et Mitchell, 2005 ; Mitchell *et al.*, 1999 ; Mitchell *et al.*, 2008 ; Payne *et al.*, 2006 ; Payne et Mitchell, 2007 ; Swindles *et al.*, 2009 ; Woodland *et al.*, 1998). Ces travaux antérieurs ont été en mesure de calculer l'optimum de tolérance de chaque espèce en fonction du niveau de la nappe phréatique, de l'humidité relative de surface et parfois même du pH. Comme ces organismes se régénèrent plusieurs fois au cours d'une année, les populations de thécamoebiens à la surface des tourbières sont sans cesse représentatives des conditions hydrologiques (Charman *et al.*, 2000). Par conséquent, la fossilisation des tests permet l'utilisation de ces derniers comme paléoindicateurs des conditions hydrologiques. Plusieurs

études ont employé les thécamoebiens comme traceurs paléohydrologiques et des fonctions de transfert ont été développées (Booth et Jackson, 2003 ; Booth *et al.*, 2004 ; Booth, 2010 ; Hendon *et al.*, 2001 ; Hughes *et al.*, 2006 ; Kokfelt *et al.*, 2009 ; Lamentowicz *et al.*, 2010b ; Loisel *et al.*, 2010 ; Mitchell *et al.*, 2008 ; Swindles *et al.*, 2009 ; Tremblay, 2010 ; Warner, 1990 ; Warner et Charman, 1994 ; Wilmshurst *et al.*, 2003). Il est tout de même conseillé de combiner l'analyse des thécamoebiens à une autre méthode telle que l'analyse des macrorestes végétaux afin de renforcer les interprétations (Mitchell *et al.*, 2008).

Comparativement aux travaux européens, les études paléoécologiques et paléoenvironnementales canadiennes employant cet indicateur sont rares. L'utilisation des thécamoebiens s'est faite surtout en limnologie (Patterson et Kumar, 2002). Les études ayant développé un outil statistique afin d'inférer des valeurs de certains paramètres physiques en milieu tourbeux demeurent, elles aussi, encore très peu nombreuses (Charman et Warner, 1997 ; Woodland *et al.*, 1998).

1.2.2 Objectifs du projet

Le projet vise à reconstituer l'évolution des conditions hydrologiques d'une tourbière à pergélisol au cours de l'Holocène et de retracer, à l'aide de l'analyse des thécamoebiens, les principaux changements survenus pendant de sa genèse. Pour ce faire, la présente étude se divise en deux volets, soit un volet moderne et un volet paléoécologique.

L'étude cherche d'abord à développer une fonction de transfert permettant d'inférer des valeurs d'élévation de la nappe phréatique pour les tourbières boréales et subarctiques à l'aide d'assemblages modernes de thécamoebiens provenant d'échantillons de tourbe de surface. La fonction de transfert sera ensuite appliquée sur les assemblages fossiles de thécamoebiens provenant d'une tourbière à paises du Québec subarctique dans le secteur de Kuujjuarapik afin d'y reconstruire les conditions hydrologiques passées.

Le second volet du projet de recherche porte sur la reconstitution paléoécologique d'une tourbière à paises dans la région de Kuujjuarapik qui correspond à la zone de pergélisol

discontinu du Québec nordique. Ce volet vise la reconstitution de la chronologie des diverses phases de développement de la tourbière à pales par l'analyse des assemblages de thécamoebiens fossiles, de la composition de la tourbe et du contenu en carbone de deux profils de tourbeux. Les résultats permettront d'identifier les multiples changements qu'a connus la tourbière au cours de son évolution en s'attardant aux variations des conditions hydrologiques, aux assemblages végétaux ainsi qu'aux stades trophiques associés. Un autre objectif sera de déterminer le rythme d'accumulation en carbone (C) dans ce type d'écosystème. Ultiment, l'étude vise à mettre en relation l'importance des processus allogènes et autogènes sur le développement de la tourbière au cours de l'Holocène. L'étude permettra aussi de valider l'utilisation de l'analyse des thécamoebiens dans les tourbières à pergélisol.

Le chapitre II présente une description détaillée des sites à l'étude. Le contexte régional et l'historique du développement de la tourbière de Kuujuarapik y sont également présentés. Le chapitre III décrit les nombreuses méthodes et techniques d'analyse employées dans le cadre cette recherche. Les chapitres IV et V présentent les résultats issus des volets moderne et paléoécologique, respectivement. Les résultats du volet moderne sont interprétés et discutés à la fin du chapitre IV. Le chapitre VI se consacre à l'interprétation des résultats obtenus dans le volet paléoécologique. Finalement, une conclusion générale permet de valider l'usage thécamoebiens dans les tourbières à pergélisol. Elle soulève de plus les limites de certaines méthodes par rapport aux objectifs de la présente recherche.

CHAPITRE II

SITES D'ÉTUDE

Le chapitre II présente une description détaillée des sites à l'étude concernant les deux volets de l'étude. On y décrit d'abord la distribution ainsi que les principales caractéristiques des sites échantillonnés pour l'élaboration de la fonction de transfert. Par la suite, le contexte géologique et géomorphologique dans lequel s'est développée la tourbière du volet paléoécologique est détaillé. Le chapitre s'achève en présentant la genèse ainsi que les principales caractéristiques actuelles de la tourbière étudiée.

2.1 Sites d'échantillonnage du volet fonction de transfert

Au total, douze tourbières ont été sélectionnées afin de procéder à un échantillonnage de tourbe de surface (Fig. 2.1). Cet échantillonnage avait comme principal but de couvrir un large spectre de tourbière à la fois pour leurs propriétés physico-chimiques que leurs assemblages de thécamoebiens. Le choix des tourbières a été effectué en fonction des critères suivants :

1. le type de tourbière (ombrotrophe/minérotrophe)
2. le gradient de nordicité
3. l'accessibilité du site

La localisation des sites et leurs caractéristiques climatiques respectives sont présentées au tableau 2.1 et correspondent aux sites de Hayes (2010) échantillonnés pour leur contenu isotopique en ^{18}O . Six tourbières minérotrophes et six tourbières ombrotrophes ont été sélectionnées afin de procéder à l'échantillonnage de leur surface. La tourbière de Kuujjuarapik (KUJU) est le site le plus au nord alors que celui de Frontenac (Front) est celui localisé le plus au sud. La distribution spatiale de ces tourbières a permis de couvrir sept domaines bioclimatiques soit : le domaine de la pessière à lichens, le domaine de la pessière à mousses (sous-domaines ouest et est), le domaine de la sapinière à bouleau blanc (sous-domaines ouest et est) et le domaine de la sapinière à bouleau jaune (sous-domaines ouest et est) (MRNF, 1990). La majeure partie des échantillons a été prélevée dans le domaine de la pessière à mousses (sous-domaine ouest). La végétation colonisant la surface des tourbières est très diversifiée d'un site à l'autre. Les tourbières affichent également une grande diversité de microformes (biotopes) en surface (Fig. 2.2) (MRNF, 1990).

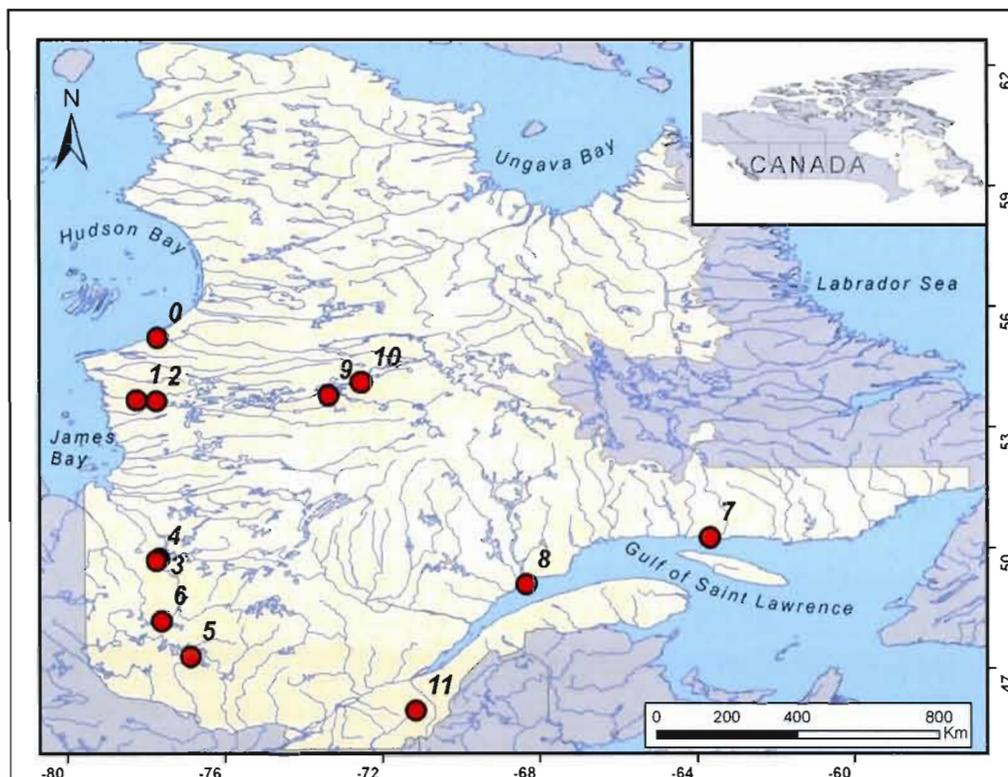


Figure 2.1 Localisation des sites échantillonnés pour le développement de la fonction de transfert. Se référer au tableau 2.1 pour les caractéristiques des sites.

Tableau 2.1 Caractéristiques des sites échantillonnés pour la fonction de transfert. Tableau modifié de Hayes (2010).

#	Nom	Code	Latitude	Longitude	Type de tourbière	Station météo	Températures moyennes (°C)			Précipitations (mm.an ⁻¹)	
							juillet	janvier	annuelle	totale	neige
0	Kuujuarapik	KUJU	55°13'32,1"N	077°41'44,4"O	Fen	Kuujuarapik	10,6	-23,4	-4,4	649	241
1	La Grande	LG2 Fen	53°40'38,8"N	078°12'58,0"O	Fen	La Grande rivière A	13,7	-23,2	-3,1	684	267
2	La Grande	LG2 Bog	53°39'01,1"N	077°43'32,3"O	Bog	La Grande rivière A	13,7	-23,2	-3,1	684	267
3	Matagami	MTG Bog2	49°41'06,5"N	077°43'54,3"O	Bog	Matagami A	16,1	-20	-0,7	906	314
4	Matagami	MTG Bog1	49°45'05,6"N	077°39'24,5"O	Bog	Matagami A	16,1	-20	-0,7	906	314
5	Verendrye	VER	47°18'09,2"N	076°51'16,4"O	Fen	Interpolé	17,7	-15,6	2,3	n.d.	n.d.
6	Val-d'Or	VLD	48°11'13,2"N	077°35'43,7"O	Bog	Val-d'Or	17,2	-17,2	1,2	914	300
7	Pointe des Morts	MORTS	50°15'51,6"N	063°40'08,7"O	Bog	Havre-Saint-Pierre	14,5	-14,2	0,9	1025	263
8	la Baie	BAIE	49°05'47,4"N	068°14'37,6"O	Bog	Baie-Coméau	15,6	-14,4	1,5	1014	361
9	Pylône	PYL	53°47'50,4"N	073°19'38,4"O	Fen	Barrage vincelotte	16,1	-25,9	n.d.	742	n.d.
10	Abeille	ABE	54°06'54,7"N	072°30'03,2"O	Fen	La Grande IV	15,6	-24,6	-4,3	773	299
11	Frontenac	FRONT	45°57'59,3"N	071°08'21,8"O	Fen	Theiford Mines	18,4	-12,1	4	1297	355

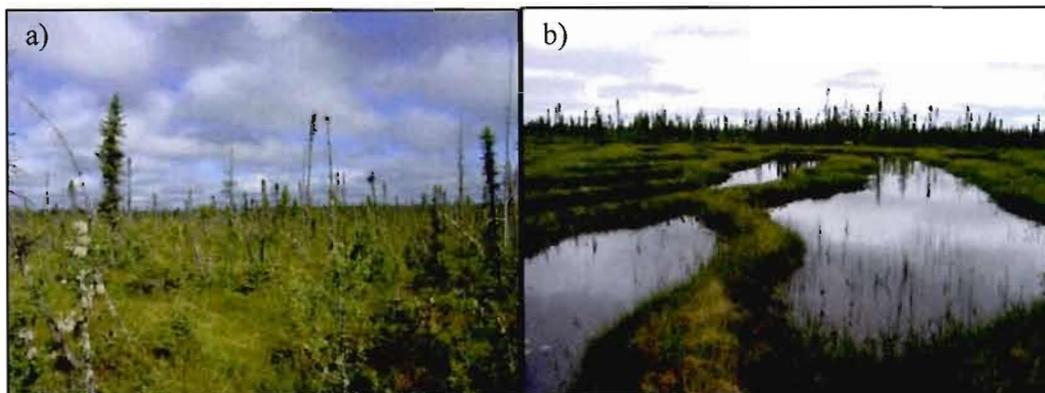


Figure 2.2 Exemples de microformes (biotopes) de surfaces de la tourbière de a) Val-d'Or (VLD) et b) La Grande (LG2 Fen).

2.2 Contexte géologique, géomorphologique et historique du site du volet paléocéologique de la tourbière de Kuujjuarapik

Deux carottes de tourbe provenant d'une tourbière à pases située à environ huit kilomètres au sud-est du village de Whapmagoostui-Kuujjuarapik ($55^{\circ}17'N$; $77^{\circ}47'O$), au Nunavik (Nord du Québec), ont été échantillonnées. Ce site d'étude a été sélectionné car il représente la limite sud de la zone à pergélisol discontinu (Allard et Seguin, 1987b). Il correspond à la limite nord-ouest du domaine bioclimatique de la pessière à lichens dans la sous-zone bioclimatique de la taïga de la zone boréale du Québec (MRNF, 1990). La végétation régionale est caractérisée par d'importantes superficies couvertes par un tapis lichénique parsemé d'épinettes noires (*Picea mariana*) (MRNF, 1990). Ce site est caractérisé par un champ de pases où plusieurs d'entre elles présentent des signes de dégradation contemporaine ou récente (Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005). Cette tourbière couvre une superficie d'environ 5 km^2 et est scindée en deux parties par la rivière Sasapimakwananistikw (Arlen-Pouliot, 2003a). L'accessibilité ainsi que la présence de la station de recherche du Centre d'études nordiques (CEN) furent des critères importants lors de son choix.

2.2.1 Contexte géologique et géomorphologique

Dans le secteur d'étude, la déglaciation et la submersion marine subséquente par la mer de Tyrrell se sont produites il y a environ 8000 à 7500 ans BP (Dyke et Prest, 1987 ;

Dyke, 2005 ; Hillaire-Marcel, 1976). Le soulèvement glacio-isostatique qui suivit ces événements a permis l'isolement d'une baie peu profonde dans laquelle s'est développé un marais. L'accumulation de la matière organique associée au marais a ultérieurement mené à la formation d'un milieu tourbeux il y a un peu moins de 6000 ans étal. BP (Arlen-Pouliot, 2003a ; Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005 ; Miousse *et al.*, 2003).

2.2.2 Historique du développement de la tourbière

L'analyse des macrorestes végétaux, d'une séquence de la tourbière de Kuujjuarapik, réalisée par Arlen-Pouliot (2003) a permis de reconstituer l'évolution végétale de milieu. Le site à l'étude aurait évolué en un marais salin puis en un marécage d'eau douce entre 5950 et 5640 ans étal. BP (Arlen-Pouliot, 2003a ; Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005). La transition entre ces deux stades serait liée au retrait de la mer de Tyrrell dû au soulèvement glacio-isostatique qui fût particulièrement rapide dans le secteur (Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005 ; Hillaire-Marcel, 1976 ; Miousse *et al.*, 2003).

Entre 5640 et 1760 ans étal. BP, des conditions minérotrophiques auraient prévalu sur le site (Arlen-Pouliot, 2003a ; Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005). Au cours de cette période, le taux d'accumulation de la tourbe aurait été particulièrement élevé entre 5640 et 4200 ans étal. BP. Ce phénomène fut également enregistré dans le secteur de la baie James (La Grande rivière) et de la baie d'Hudson (Lac À l'Eau Claire) au cours de cette même période (Beaulieu-Audy *et al.*, 2009 ; Payette, 1984). Une baisse du niveau de la NP dans la tourbière, en plus d'une diminution du taux d'accumulation sédimentaire, serait survenue entre 3100 et 1760 ans étal. BP (Arlen-Pouliot, 2003a ; Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005). Une diminution des taux d'accumulation a également été enregistrée dans deux tourbières du secteur de La Grande entre 4500 et 1500 ans étal. BP (Beaulieu-Audy *et al.*, 2009).

Il y a 1760 ans étal. BP, le statut trophique de la tourbière passa de fen pauvre à bog. Cette transition est marquée par une diminution du taux d'accumulation de la tourbe ainsi que par une diminution de la diversité végétale. Selon Arlen-Pouliot et Bhiry (2005), l'ombrotrophisation aurait principalement été favorisé par l'épaisseur de la tourbe qui aurait

alors atteint 2 m et engendré un appauvrissement en nutriments et l'acidification du site. Néanmoins, le secteur de Kuujuarapik aurait enregistré un refroidissement climatique à partir de 3000 ans BP jusqu'à la fin du Petit Âge Glaciaire (PAG) (Cayer, 2002) et ces conditions auraient aussi pu influencer le passage à des conditions ombrotrophiques sur le site (Arlen-Pouliot, 2003a ; Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005).

Selon Arlen-Pouliot (2003) et Arlen-Pouliot et Bhiry (2005), le développement des paises à Kuujuarapik se serait produit au cours du PAG soit vers 400 ans étal. BP. Au moment de la formation des paises, la tourbière était un bog forestier. L'installation de la sphaigne ainsi que certaines espèces ligneuses auraient permis la mise en place de conditions favorables à l'installation du pergélisol dans la tourbière. Néanmoins, la datation du sommet de paises provenant de différents secteurs de la tourbière démontre que certaines paises se sont développées vers 950 et 500 ans étal. BP (Arlen-Pouliot, 2003a ; Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005). La dégradation actuelle des paises de Kuujuarapik serait associée à la hausse des températures et des précipitations liée aux changements climatiques actuels (Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005).

2.2.3 Spécificité du site d'étude

La tourbière est délimitée par une ceinture forestière majoritairement composée d'épinettes noires et de mélèzes (*Larix laricina*). Les conditions topographiques locales ont permis l'installation et le maintien de conditions minérotrophes et ombrotrophes dans le même système tourbeux. En effet, la portion nord-ouest du site, correspondant à un ancien chenal, présente des conditions particulièrement humides dans laquelle une végétation de fen pauvre s'est développée. Trois types de microformes de surfaces (biotopes) dominent ce secteur, soit les mares, les dépressions et les platières. La végétation de ce secteur de la tourbière est dominée à la fois par des plantes herbacées et des sphaignes. Quelques espèces semi-aquatiques occupent les mares et les dépressions, dont le trèfle d'eau (*Menyanthes trifoliata*). À quelques endroits, des tapis de mousses brunes ainsi que quelques espèces arborescentes, telles que l'épinette noire et le mélèze, et arbustives, dont le myrique baumier (*Myrica gale*) sont présentes.

Le centre de la tourbière présente une combinaison des conditions de fen pauvre et de bog. On y observe six types de biotopes, soit des buttes, des platières, des dépressions, des mares, et de taille plus imposante, des paises et des mares thermokarstiques. Certaines des mares thermokarstiques ont été comblées par la végétation. Sur les buttes et les platières, le mélèze, la kalmie à feuilles étroites (*Kalmia angustifolia*), le thé du labrador (*Rhododendron groenlandicum*), le bouleau glanduleux (*Betula glandulosa*) et l'épinette noire sont présents. Autour des mares et dans les dépressions, plusieurs espèces herbacées sont observées de même que du myrique baumier.

Les paises présentent des tailles pouvant atteindre 5 m de hauteur dans le secteur étudié (Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005). La végétation de surface de cette portion de la tourbière est principalement dominée par les sphaignes. Certaines parties de la surface des paises sont couvertes de lichens accompagnés par endroits de quelques individus d'épinette noire et de bouleau glanduleux. En général, les conditions de surface extrêmement sèches de ces paises ne favorisent pas le maintien d'un couvert continu de végétation ce qui résulte en une forte érosion de la surface (Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005 ; Seppälä, 2003, 2005).

Selon Arlen-Pouliot et Bhiry (2005), il existerait une dynamique simultanée de paises en formation et en dégradation dans le site à l'étude. Néanmoins, il semble que la dégradation des paises soit beaucoup plus évidente. En effet, plusieurs paises montrent des signes clairs de dégradation et une végétation éparse en surface permettant ainsi une plus grande action des processus érosifs d'origine hydroclimatique et éolienne (Seppälä, 2003). Certaines paises sont fissurées et se fragmentent en gros blocs. Cette caractéristique a été associée au stade de maturité de la forme périglaciaire (Seppälä, 1986). Des mares sont présentes autour de ces paises en cours de dégradation. Une fois de plus, la formation de ces mares serait typiquement associée au stade de dégradation. Les mares semblent toutefois se combler rapidement par des sphaignes (*Sphagnum riparium*), par des mousses brunes (*Calliergon giganteum*) et par des plantes herbacées (Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005).

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE

Le chapitre III présente les méthodes utilisées pour la réalisation du projet de recherche. Ce chapitre se divise en deux parties. La première partie porte sur les méthodes utilisées pour volet contemporain (3.1). La seconde partie concerne celles utilisées dans le cadre du volet paléoécologique de la recherche (3.2).

3.1 Méthodes et analyses du volet moderne

3.1.1 Échantillonnage de surface et paramètres physiques

Le nombre d'échantillons de surface récoltés à chacun des sites était déterminé en fonction de la variété des microformes de surface (ex. butte basse, butte haute, dépression, mare, lanière. etc.). Un minimum de deux échantillons par biotope a été récolté afin d'obtenir une plus grande représentativité des paramètres environnementaux et des assemblages de thécamoebiens en plus de diminuer les risques de biais analytique liés à la variabilité spatiale au sein d'une même tourbière.

Au total, 101 échantillons de surface ont été récoltés au cours de l'été 2009. Le volume prélevé ainsi que la méthode d'échantillonnage employée suivent les protocoles de Charman *et al.* (2007) et Booth (2008). Chacun des échantillons correspondait à un cube de tourbe (10 X 10 X 10 cm) prélevé à l'aide d'un couteau dentelé (Fig. 3.1). Une fois récolté, l'échantillon était déposé dans un contenant en plastique préidentifié avec la nomenclature suivante (Nom du site; biotope; numéro d'échantillon; Ex. : KUJU Butte Haute #9). En plus des échantillons de tourbe, les informations suivantes ont été récoltées à chacun des points d'échantillonnage :

- Coordonnées géographiques à l'aide d'un GPS;
- Description générale de la végétation de surface avoisinante;
- Température de la nappe phréatique ($T^{\circ}C_{NP}$);
- Température de la tourbe ($T^{\circ}C_{tourbe}$);
- Niveau de la nappe phréatique (NP)

Les températures ont été mesurées à l'aide d'un thermomètre électronique immédiatement après l'échantillonnage de la tourbe. La profondeur (ou position) de la NP était mesurée manuellement à l'aide d'un ruban à mesurer, dans le même trou que celui où était récoltée la tourbe, après un délai d'au moins 30 minutes. Ce délai permettait à la NP d'atteindre son niveau initial et de se stabiliser suite au prélèvement. Une fois récoltés, les échantillons ont été déposés dans des glacières pour qu'ils conservent leur fraîcheur. Au laboratoire, ils ont été entreposés dans une chambre froide à une température de 5 °C jusqu'à leur préparation et leur analyse.



Figure 3.1 Échantillonnage de surface : a) Échantillon de surface b) Cavité laissée après l'échantillonnage de la tourbe.

La récolte des échantillons de surface a été réalisée au cours de l'été 2009. En raison de l'étendue du territoire couvert par l'étude et de la très grande distance géographique entre les tourbières sélectionnées, tous les sites n'ont pu être échantillonnés au cours d'une même période restreinte, c'est-à-dire en quelques jours. En conséquence, ils ont été récoltés à différents moments de la saison estivale et entre le début du mois de juillet et la fin du mois d'août 2009.

3.1.2 Analyse des échantillons de surface

En laboratoire, les échantillons ont été taillés de manière à ne conserver que les cinq centimètres situés juste sous le capitulum des tiges de sphaignes puisque cette portion des tiges contient généralement la plus grande diversité de thécamoebiens (Booth, 2008 ; Mitchell et Gilbert, 2004). Ensuite, le matériel restant a été tranché en deux parts égales de manière à obtenir des volumes de tourbe de 10 X 5 X 5 cm. L'eau interstitielle a été extraite de l'une des parts en compressant la tourbe et ensuite, le pH ainsi que la conductivité (σ) de l'eau ont été mesurés (Booth, 2008). Pour les sites BAIE et MORTS de la région de la Côte-Nord, ces mesures ont été effectuées à même l'eau provenant de la nappe phréatique. Un problème technique des appareils de mesure de pH ainsi que de conductivité survenu au début de la campagne d'échantillonnage a obligé l'emploi de deux différentes méthodes.

Néanmoins, la comparaison des résultats issus des deux méthodes n'a pas démontré de différences importantes.

3.1.3 Préparation et analyses des échantillons de surface

Les thécamoebiens ont été extraits de la seconde part des échantillons de surface suivant un protocole inspiré de divers travaux portant sur l'analyse des thécamoebiens (Booth et Sullivan, 2007 ; Booth, 2008 ; Charman *et al.*, 2000 ; Charman *et al.*, 2007 ; Hendon et Charman, 1997 ; Payne et Mitchell, 2007). Les échantillons ont été submergés d'eau distillée et portés à ébullition pendant une période de 10 à 15 minutes. Par la suite, le matériel a été tamisé avec des tamis de maille 355 et 15 μm . Dans une éprouvette, le résidu compris entre 355 et 15 μm a été mélangé à deux ou trois gouttes de rose Bengale avant d'être centrifugé pendant 10 minutes à 3000 TPM. Après la centrifugation, le surnageant a été vidé et le matériel restant a été mélangé à de l'eau glycinée à 30 % avant d'être centrifugé de nouveau à la même puissance pendant 10 minutes. Le surnageant a été vidé et les éprouvettes ont été entreposées au réfrigérateur jusqu'à leur analyse au microscope.

3.1.4 Analyses statistiques et développement de la fonction de transfert

Les échantillons traités ont été analysés au microscope à un grossissement de 400X. L'identification des thécamoebiens a été réalisée grâce à la nomenclature décrite dans Charman *et al.* (2000). Pour chaque échantillon, un total de 150 thécamoebiens a été identifié. Cette somme permettrait de couvrir la plus grande part de la diversité des espèces contenues dans un échantillon en vue d'augmenter la performance des modèles de fonctions de transfert (Payne et Mitchell, 2009).

Les résultats, ainsi que les données sur les paramètres physiques mesurés sur le terrain, ont été compilés dans une matrice de données. Les résultats des analyses des thécamoebiens ont été convertis en pourcentages. Des analyses statistiques de redondance (polynomiale RDA) ont été effectuées à partir de cette matrice de données (Legendre et Gallagher, 2001 ;

Makarenkov et Legendre, 2002). Des distances Hellinger ont été calculées avant de procéder à la RDA (Legendre et Gallagher, 2001). Les résultats des distances Hellinger et des RDA ont été obtenus grâce à un logiciel de transformation ainsi qu'au logiciel RdaCca, tous deux disponibles gratuitement sur le web (Legendre et Legendre, 1998 ; Legendre et Gallagher, 2001 ; Makarenkov et Legendre, 2002). Des analyses RDA ont été effectuées selon trois regroupements de données, soit :

1. en utilisant l'ensemble des données;
2. en n'utilisant que les données provenant des tourbières de type ombrotrophe;
3. en n'utilisant que les données provenant des tourbières de type minérotrophe.

La fonction de transfert a été réalisée en employant le logiciel C2 (version 1.6.5) (Juggins, 2010). Ce logiciel a permis de générer divers types de modèle tel que la moyenne pondérée (WA), la moyenne pondérée des moindres carrés partiels (WA-PLS), les moindres carrés partiels (PLS) et le maximum de vraisemblance (ML). Tous les modèles ont été validés au moyen de deux méthodes, soit la méthode « Bootstrap » (Boot) et la méthode « Jack-knife » (Jack). La performance de ces modèles a été évaluée selon leur coefficient de détermination (R^2), la valeur maximale de résidus (Max biais) et l'erreur de prédiction (RMSEP). Les modèles ont été améliorés en retirant les taxons ayant une faible occurrence ainsi que les échantillons ayant de hautes valeurs résiduelles (Booth, 2008 ; Charman *et al.*, 2007 ; Payne *et al.*, 2006 ; Payne et Mitchell, 2007). La particularité des modèles qui sont générés est qu'ils intègrent des résultats provenant à la fois de tourbières ombrotrophes et minérotrophes. Les études qui se consacrent au développement de fonctions de transfert issues de milieux minérotrophes sont peu nombreuses. Néanmoins, certaines études ont démontré qu'il existait un lien entre les conditions hydrologiques et les assemblages de thécamoebiens vivant à la surface des tourbières mésotrophes (fen pauvre) (Hughes *et al.*, 2006 ; Payne et Mitchell, 2007). Ces études ont donc créé une fonction de transfert intégrant des échantillons provenant de ce type de milieu comme ceux intégrés dans la présente étude.

3.2 Méthodes et analyses du volet paléocologique

3.2.1 Échantillonnage fossile

En juillet 2008, trois carottes de tourbe ont été extraites de la tourbière à pales de Kuujjuarapik. Chacune de ces carottes a été prélevée à partir de biotopes représentatifs du site d'étude, soit une palse active (KUJU PA2), une palse dégradée (KUJU PD2) et une carotte provenant de la marge de la tourbière (bordure forestière (KUJU BF2)) (Fig. 3.2). L'échantillonnage provenant de la palse active a été effectué à l'aide d'un carottier mécanique de type CRREL (Brockett et Lawson, 1985 ; Veillette et Nixon, 1980). Les monolithes provenant de la palse dégradée et de la marge de la tourbière ont été recueillis à l'aide d'un carottier à boîtier (Box) pour le premier mètre et d'une sonde « Russe » pour les horizons sous-jacents (Barber, 1984 ; Jeglum *et al.*, 1991). Tous les échantillons ont été sectionnés, emballés et entreposés dans des boîtiers de PVC préalablement identifiés. Ces derniers ont été expédiés au laboratoire de micropaléontologie continentale du GEOTOP à l'UQAM.

La carotte KUJU PA2, qui atteint 3,01 m de profondeur, a été tranchée à chaque centimètre en chambre froide à la Commission Géologique du Canada à Ottawa. Les échantillons KUJU PD2 et KUJU BF2, mesurant respectivement 2,71 m et 1,62 m, ont également été tranchés à une résolution d'un centimètre dans le laboratoire de micropaléontologie continentale du GEOTOP à l'UQAM. Tout le matériel tourbeux recueilli a été entreposé dans les réfrigérateurs de ce laboratoire.

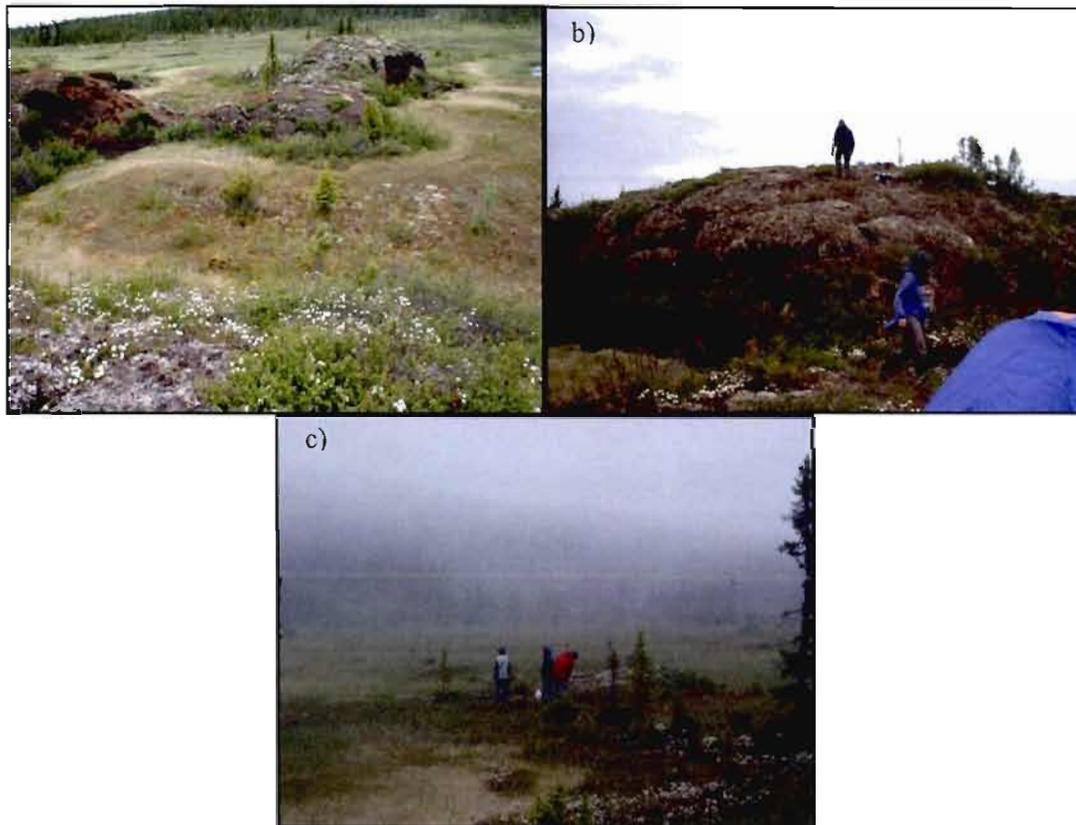


Figure 3.2 Sites de carottage du volet paléoécologique a) Palse dégradée (PD2) b) Palse active (PA2) c) Bordure forestière (BF2).

3.2.2 Analyse de la perte au feu

Des sous-échantillons de tourbe d'un volume de 1 cm^3 ont été prélevés tous les centimètres sur les carottes KUJU PD2 et KUJU BF2 et soumis à la perte au feu afin de déterminer leur teneur en matière organique et en carbone associé (Dean, 1974 ; Heiri *et al.*, 2001). Les sous-échantillons ont été d'abord déposés dans des godets en porcelaine préalablement pesés afin d'obtenir le poids net frais de la tourbe. Ensuite, ils ont été chauffés à $100 \text{ }^\circ\text{C}$ dans une étuve pendant 12 heures afin de les faire sécher et d'obtenir le poids sec (densité sèche, g.cm^{-3}). Les échantillons séchés ont ensuite été brûlés à $550 \text{ }^\circ\text{C}$ pendant trois heures afin que la matière organique soit totalement consommée (Heiri *et al.*, 2001 ; Santisteban *et al.*, 2004). Une fois brûlés, les échantillons ont été à nouveau pesés pour

connaître le poids du résidu. La teneur en matière organique des échantillons est ensuite obtenue selon la formule suivante :

$$\frac{(\text{Poids sec, après séchage à } 100 \text{ }^{\circ}\text{C}) - (\text{Poids du résidu, après combustion à } 550 \text{ }^{\circ}\text{C})}{\text{Volume initial (1 cm}^3\text{)}}$$

La teneur en carbone organique est obtenue en multipliant par 0,5 les résultats de la teneur en matière organique (Roulet *et al.*, 2007). Les résultats ont été compilés et présentés graphiquement à l'aide des logiciels KaleidaGraph (Synergy software, version 3.6) et C2 (version 1.6.5) (Juggins, 2010).

3.2.3 Détermination de la composition des dépôts tourbeux

Les conditions anoxiques exceptionnelles des tourbières permettent la préservation d'innombrables résidus de plantes dans les dépôts et leur identification peut apporter certaines informations relatives aux conditions locales d'accumulation. L'analyse détaillée du contenu macrofossile de la tourbière à pales de Kuujuarapik a été réalisée par Arlen-Pouliot et Bhiry (2005). L'analyse de la composition sommaire de la tourbe des carottes KUJU PD2 et KUJU BF2 a été effectuée dans cette étude à une résolution de quatre centimètres. Il s'agit d'une description qualitative de la composition de la tourbe, exprimée en pourcentage, et divisée selon six classes :

1. Minéral
2. Tourbe décomposée
3. Tourbe herbacée
4. Tourbe de sphaignes
5. Tourbe de mousses brunes
6. Tourbe ligneuse

Les méthodes de préparation des échantillons et l'extraction des macrorestes végétaux ont été inspirées d'un protocole déjà établi (Bhiry et Filion, 2001). Des sous-échantillons d'un volume de 5 cm³ ont d'abord été prélevés. Le volume a été mesuré par déplacement d'eau distillée dans un cylindre gradué. Par la suite, le matériel a été déposé dans un bécher dans

lequel ont été ajoutés 30 ml de KOH dilué (5 %). La solution a ensuite été portée à ébullition pendant cinq minutes sur une plaque chauffante pour permettre la défloculation des du matériel tourbeux. La solution a ensuite été tamisée à l'aide d'un tamis de maille 125 µm et rincée à l'eau distillée. La fraction supérieure à 125 µm a été conservée, déposée dans un contenant hermétique et gardée au réfrigérateur jusqu'à son analyse. Les résidus ont été analysés à la loupe binoculaire (Leica) à des grossissements de 6.5X et 10X. Les résultats finaux ont été compilés dans une base de données avant d'être illustrés sous forme graphique.

3.2.4 Analyses des thécamoebiens fossiles

Le protocole qui a été utilisé pour d'extraire les thécamoebiens des échantillons de tourbe fossile des carottes KUJU PD2 et KUJU BF2 est le même que celui qui a été utilisé pour les échantillons de surface. Toutefois, seuls 2 cm³ de matériel furent employés dans ce procédé et à une résolution stratigraphique de quatre centimètres. Au début du traitement des échantillons, des tablettes de spores de *Lycopodium sp* ont été ajoutées aux matériel tourbeux afin de pouvoir déterminer la concentration en thécamoebiens des échantillons (Stockmarr, 1971).

Les résidus ont été analysés au microscope (Leica) à un grossissement 400X. L'identification des thécamoebiens a été réalisée grâce à la nomenclature décrite dans Charman *et al.* (2000). Un nombre total de 150 thécamoebiens était ciblé pour chaque échantillon. Une fois compilées, les valeurs de dénombrement ont été converties en pourcentages afin d'évaluer l'abondance relative de chaque espèce identifiée.

Les résultats d'assemblages ont été compilés et présentés graphiquement à l'aide du logiciel C2 version 1.6.5 (Juggins, 2010). Les zones et sous-zones des graphiques ont été établies visuellement en fonction des principales variations des assemblages de thécamoebiens et de végétation. Seules les espèces comportant les plus grandes abondances relatives le long des profils tourbeux furent intégrées aux graphiques. L'ensemble des résultats d'analyses ont été compilés et présentés en annexe A.

3.2.5 Datations des dépôts tourbeux

Comme il en fut mention précédemment, les tourbières offrent des conditions anoxiques exceptionnelles assurant la préservation des pièces botanique s'y accumulant. Par conséquent, diverses techniques de datation peuvent être appliquées afin d'obtenir une chronologie événementielle de l'évolution de la tourbière. Il devient possible de reconstituer le développement de la tourbière à partir de sa formation jusqu'à la surface actuelle. De plus, par l'entremise des résultats de la perte au feu, il est possible de déterminer le taux d'accumulation de matière organique et du même coup celui de l'accumulation du carbone de l'écosystème tourbeux tout au long de son développement.

Datations au radiocarbone (^{14}C)

Afin de déterminer la chronologie et les taux d'accumulation de la tourbe, 14 échantillons de macrorestes de plantes tourbicoles ont été soumis pour datations au laboratoire KECK-Carbon Cycle AMS Facility (Université Irvine, Californie, É.-U.). De ces 14 échantillons, cinq proviennent de la carotte KUJU BF2 et neuf de la carotte KUJU PD2. À l'aide de la méthode de spectrométrie de masse par accélérateur de particules (SMA), il est possible d'étudier les isotopes radiogéniques de carbone (^{14}C) contenu dans chaque sous-échantillon. Cette technique permet donc de dater les événements survenus au cours des 50 000 dernières années (van der Plicht, 2004). L'analyse des isotopes de radiocarbone est une méthode fréquemment employée en recherches paléoclimatiques et paléoécologiques afin de déterminer l'âge de certains événements. De plus, elle permet de développer des modèles âge-profondeur un peu plus précis que la technique conventionnelle de datation (Grimm *et al.*, 2009).

Tous les âges obtenus ont été étalonnés en années calendaires à l'aide du logiciel Calib 6.0 et la courbe d'étalonnage INTCAL09 (Stuiver et Reimer, 1993). Dans cette étude, les âges étalonnés retenus correspondent à la médiane des intervalles de 2σ . Les âges sont présentés en années étalonnées avant l'actuel (étal. BP). Avec ces résultats, des modèles âge-

profondeur ont été construits à l'aide du logiciel KaleidaGraph (Synergy software, version 3.6) pour chacune des carottes analysées.

Datations au ^{210}Pb

La datation au ^{210}Pb permet de couvrir un spectre temporel plus récent et qui n'est pas couvert par la datation au ^{14}C . En effet, cette méthode permet de déterminer l'âge des événements s'étant produits au cours des derniers 150 ans. Selon des études, plusieurs processus peuvent mener à un surenrichissement, à une dissolution ou même à un mixage du ^{210}Pb contenu dans les dépôts tourbeux (Appleby *et al.*, 1997 ; MacKenzie *et al.*, 1998 ; Oldfield *et al.*, 1995). Le manque de marqueurs chronostratigraphiques permet difficilement de confirmer ou d'infirmer des datations ^{210}Pb . Toutefois, plusieurs recherches récentes ont démontré la pertinence de la technique de la datation au ^{210}Pb afin de reconstituer la chronologie récente des milieux tourbeux (Ali *et al.*, 2008 ; Bao *et al.*, 2010 ; Bauer *et al.*, 2009 ; Booth, 2010 ; Camill *et al.*, 2001 ; Farmer *et al.*, 2009 ; Kokfelt *et al.*, 2009 ; Loisel *et al.*, 2010 ; Payne et Pates, 2009 ; Turetsky *et al.*, 2007). Ces études se sont principalement consacrées à des tourbières ombrotrophes dominées par les sphaignes. Nos résultats permettront de mieux évaluer l'efficacité de cette technique en milieu minérotrophe (fen pauvre), ce qui reste est encore très peu connu malgré quelques travaux récents (Ali *et al.*, 2008).

Au total, 20 échantillons d'un poids de 0,3 g ont été extraits des carottes KUJU PD2 (11 échantillons) et de KUJU BF2 (9 échantillons). Ils ont été prélevés à des intervalles de deux centimètres à l'exception du sous-échantillon KUJU PD2 à 24,5 cm. Les échantillons sont composés de tourbe à partir de laquelle les fragments ligneux ont été retirés. Tous les sous-échantillons ont été séchés pendant une période de 12 heures à 70 °C avant d'être broyés à l'aide d'un mortier et d'un pilon. Les dépôts tourbeux ont ensuite été traités selon une procédure standard (Houel *et al.*, 2006). Le traceur Polonium 209 (^{209}Po) a été ajouté au matériel avant de procéder à diverses digestions aux acides (HCL; HNO_3). Les résidus ont été recueillis à l'aide d'une pastille d'argent avant d'être analysés à l'aide d'un spectromètre alpha (EGG Ortec 776a) au laboratoire de radiochimie du GEOTOP (UQAM).

L'ensemble des datations ^{14}C et ^{210}Pb a permis de générer des modèles âge-profondeur afin d'identifier les principales variations en terme d'accumulation sédimentaire. Cependant, les datations ^{14}C , une fois étalonnées, sont calculées selon une date originelle de 1950. Ceci se distingue donc de la méthode de datation au ^{210}Pb dont la date originelle est l'année d'échantillonnage. Pour faciliter le développement des modèles âge-profondeur, 58 ans ont par conséquent été soustraits des âges ^{210}Pb afin de ramener les datations à la date de référence des datations ^{14}C , soit 1950. Ces âges sont donc exprimés en âges ^{210}Pb ajustés (Stuiver et Reimer, 1993).

3.2.6 Calculs des taux d'accumulation sédimentaires et de carbone

Les données chronologiques de ^{210}Pb et de ^{14}C combinées aux résultats des analyses de la perte au feu ont permis de déterminer le taux d'accumulation récent et à long terme de la matière organique et du carbone. Les taux (apparents) d'accumulation du carbone récent (RERCA) ont été calculés au moyen des résultats de datation ^{210}Pb et de la perte au feu (Ali *et al.*, 2008 ; Loisel et Garneau, 2010). Les taux (apparents) d'accumulation du carbone à long terme (LORCA) ont aussi été calculés pour chacune des carottes (Tolonen et Turunen, 1996). Les LORCA ont été obtenus en divisant la quantité totale de carbone s'étant accumulé dans la colonne de tourbe par la date basale déterminée par une datation au ^{14}C . Cependant, ceci suppose que l'écosystème tourbeux n'a été soumis à aucun processus ayant mené à un ralentissement ou une accélération des taux d'accumulation. Or, la tourbière à l'étude présente des formes associées à des processus de formation et de dégradation du pergélisol (Arlen-Pouliot, 2003a ; Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005 ; Hayes, 2010). La dynamique du pergélisol entraîne diverses modifications, telles que l'érosion éolienne ou la formation de mares; exerçant une influence sur l'accumulation de la tourbe par le milieu (Payette, 2001b ; Robinson et Moore, 2000 ; Seppälä, 2003, 2005). Conséquemment, l'interprétation des résultats de LORCA doit être faite avec une certaine réserve.

CHAPITRE IV

RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS - FONCTION DE TRANSFERT

Le chapitre IV présente les résultats de l'analyse des échantillons de surface (moderne) et du traitement statistique de ces résultats pour le développement de la fonction de transfert pour la reconstitution des niveaux de la nappe phréatique des tourbières boréales et subarctiques du Québec. Les résultats des analyses des échantillons de surface ainsi que les données utilisées dans la fonction de transfert sont présentés en première partie du chapitre. La seconde partie porte sur les différents modèles statistiques qui ont été testés. Enfin, la dernière partie du chapitre discute de l'interprétation des différents résultats des analyses statistiques.

4.1 Résultats d'analyse des échantillons modernes

4.1.1 Résultats de l'analyse des paramètres physiques de la tourbière

Parmi les 101 échantillons de surface prélevés, 93 ont été retenus pour le développement de la fonction de transfert. Sept échantillons présentaient des valeurs manquantes (ex. : Valeur de pH, de conductivité, d'élévation de la NP etc.) ou n'avaient pas été prélevés selon le protocole défini pour l'étude. Un autre échantillon (BAIE 1) n'a pas été retenu, en raison de son trop faible contenu en thécamoebiens.

Parmi les échantillons utilisés, ceux de la tourbière ombrotrophe #2 de Matagami (MTG Bog2) affichent le plus fort gradient de variation de la nappe phréatique, avec des mesures comprises entre 7,5 et 47 cm de profondeur (Tabl. 4.1). Les échantillons de la tourbière Pylone (PYL) du secteur de Laforge-1 à la baie James sont ceux qui présentent les valeurs les plus faibles de variation profondeur de nappe phréatique (allant de 0 à 14,5 cm de profondeur).

Les valeurs de pH des échantillons de la tourbière MTG Bog1 de Matagami sont celles qui affichent les plus grandes variations avec des valeurs comprises entre 3,71 et 5,64. Avec des valeurs comprises entre 3,81 et 4,01, la tourbière BAIE de la région de Baie-Comeau sur la Côte-Nord affiche le plus petit gradient de pH. La figure 4.1 présente les relations entre la nappe phréatique et le pH des différents sites échantillonnés. On y observe un certain regroupement des points en fonction du type de milieu. De manière générale, les sites ombrotrophes (bogs) affichent une grande variabilité de profondeur de nappe phréatique (NP) et une plus faible variation de leurs mesures de pH (regroupement le long de l'axe des Y). Les sites minérotrophes (fen) montrent les résultats inverses (regroupement le long de l'axe des X ; Fig. 4.1). Néanmoins, le site MTG Bog2 présente une tendance distincte. En effet, six de ses dix échantillons montrant de très faibles variations d'élévations de la nappe phréatique malgré l'étendue des valeurs mentionnées précédemment. Ceci peut s'expliquer par le type de biotope qui a été échantillonné. À ce site, la plupart des échantillons proviennent de dépressions et de platière offrant ainsi une moins grande diversité de valeurs des paramètres mesurés. Les valeurs dont l'écart est le plus prononcé proviennent de deux buttes générant ainsi le fort gradient de variation de nappe pour ce site. On constate également que les mesures de pH des sites classifiés minérotrophes de la présente étude procurent des valeurs plus ou moins similaires à celle des bogs. L'imprécision quant à la catégorisation du statut trophique des tourbières peut expliquer ce résultat. Il est possible que la plupart des fens soient davantage associés à des fen pauvres dont les propriétés physico-chimiques s'apparentent légèrement à ceux des bogs. Pour ce qui est des autres paramètres physiques mesurés c'est-à-dire la conductivité (σ), la température de l'eau de la nappe phréatique ($T^{\circ}C_{NP}$) et celle de la tourbe ($T^{\circ}C_{tourbe}$), les données n'affichent aucune tendance claire. Les

valeurs moyennes respectives de ces paramètres étaient de $54,57 \mu\text{s}$ (σ), $15,32 \text{ }^\circ\text{C}$ ($T^{\circ}\text{C}_{\text{NP}}$) et $17,95 \text{ }^\circ\text{C}$ ($T^{\circ}\text{C}_{\text{tourbe}}$).

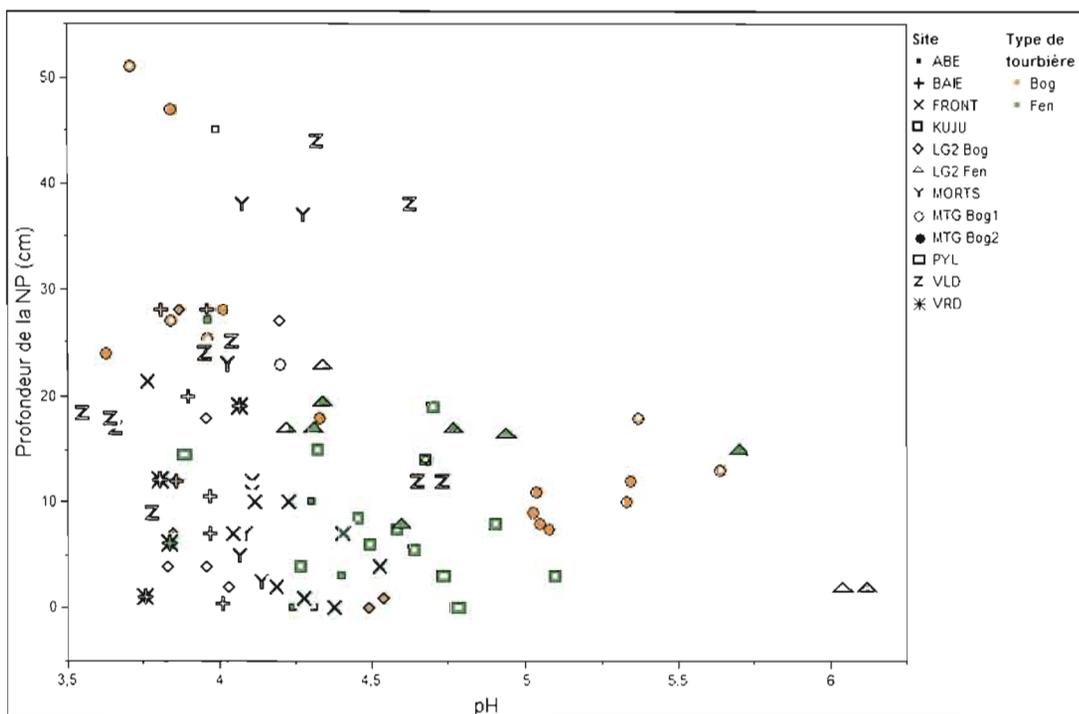


Figure 4.1 Relation entre le pH et le niveau de la nappe phréatique (NP) des 93 échantillons analysés.

Tableau 4.1 Sites d'échantillonnage et résultats des mesures de surface

#	Nom	Code	Localisation		Nb.* éch.	Gradients					
			Latitude	Longitude		Type de tourbière	NP (cm)	pH	Conduc. (μ s)	T°C _{sp}	T°C _{tourbe}
0	Kuujuarapik	KUJU	55°13'32,1"N	077°41'44,4"O	10	Fen	3,0-18,0	4,3-5,1	15,3-148,5	9,5-21,3	14,1-24,9
1	La Grande	LG2 Fen	53°40'38,8"N	078°12'58,0"O	10	Fen	2,0-23,0	4,2-6,1	26,1-63,8	12,8-18,9	16,8-20,5
2	La Grande	LG2 Bog	53°39'01,1"N	077°43'32,3"O	10	Bog	0,0-28,0	3,8-4,5	32,2-172,6	10,1-20,4	15,4-23,9
3	Matagami	MTG Bog2	49°41'06,5"N	077°43'54,3"O	10	Bog	7,5-47,0	3,6-5,3	37,4-136,2	12,0-16,4	13,5-21,2
4	Matagami	MTG Bog1	49°45'05,6"N	077°39'24,5"O	6	Bog	13,0-51,0	3,7-5,6	33,7-190,5	9,5-11,1	12,9-19
5	Verendrye	VER	47°18'09,2"N	076°51'16,4"O	4	Fen	1,0-19,0	4,3-4,7	42,8-58	14,2-16,2	15,8-18,2
6	Val-D'Or	VLD	48°11'13,2"N	077°35'43,7"O	10	Bog	9,0-44,0	3,6-4,1	25,9-88,9	11,5-15,3	14,4-18,7
7	Pointe des Morts	MORTS	50°15'51,6"N	063°40'08,7"O	7	Bog	3,0-38,0	4,0-4,3	36,2-223,8	12,4-18,7	18,9-20,3
8	la Baie	BAIE	49°05'47,4"N	068°14'37,6"O	7	Bog	0,5-28,0	3,8-4,0	31,4-56,8	12,9-17,8	13,3-18,9
9	Pylône	PYL	53°47'50,4"N	073°19'38,4"O	3	Fen	0,0-14,5	3,9-4,8	28,3-238,3	11,1-13,9	10,9-13,5
10	Abeille	ABE	54°06'54,7"N	072°30'03,2"O	6	Fen	0,0-45,0	4,0-4,4	32,8-48,6	10,6-13,7	9,9-4,4
11	Frontenac	FRONT	45°57'59,3"N	071°08'21,8"O	10	Fen	0,0-21,5	3,8-4,5	21,4-53,8	19,5-23,9	20,5-23,4

* Nombre après retrait des échantillons erronés (Total : 93)

4.1.2 Résultats de l'analyse des assemblages de thécamoebiens

Un total de 14 280 thécamoebiens, divisés en 58 espèces, a été dénombré (Tabl. 4.2). Cinq des 58 espèces identifiées composent un peu plus de 50 % du nombre total d'individus identifiés. Il s'agit d'*Amphitrema flavum*, *Hyalosphenia elegans*, *Assulina muscorum*, *Hyalosphenia papilio* et *Nebela militaris*. L'ensemble des échantillons analysés était composé en moyenne 19,43 espèces. La tourbière FRONT est la plus riche en diversité spécifique avec une valeur moyenne de 24,1 espèces par échantillon. Avec une moyenne de 12,14 espèces par échantillon, la tourbière Pointe des Morts est le site présentant la plus faible diversité spécifique.

4.1.3 Résultats des analyses statistiques du rapport thécamoebiens/environnement

Une analyse en composantes principales (PCA) a été effectuée afin de faire ressortir les différences entre les assemblages de surface en fonction des sites où ils ont été échantillonnés (Payne et Mitchell, 2007). La figure 4.2 permet d'observer différents regroupements en fonction des axes 1 et 2. D'abord, on constate que la plupart des sites ombrotrophes semblent varier davantage le long de l'axe 1, contrairement aux sites minérotrophes qui affichent une variabilité accrue le long de l'axe 2. Néanmoins, les sites minérotrophes semblent présenter aussi une certaine variabilité en fonction de l'axe 1. En termes d'assemblages par site, ceux issus de MTG Bog2, un site ombrotrophe, montrent une plus grande variabilité le long de l'axe 2 contrairement à la plupart des sites du même type. Ceci pourrait être attribuable à une modification des propriétés physico-chimiques puisque la marge de la tourbière présentait des évidences d'activités anthropiques liées à la coupe forestière. Il est possible que les modifications environnementales liées à cette activité puissent avoir exercé une influence sur les assemblages des thécamoebiens. Néanmoins, les effets de cette industrie sur les propriétés physico-chimiques des tourbières demeurent peu connus. Il est également possible que cette divergence de tendances reflète l'influence d'un autre paramètre environnemental n'ayant pas été mesuré dans le cadre de cette étude.

Tableau 4.2 Liste des espèces identifiées dans les échantillons de surface de cette étude, nombre d'occurrence (Nb.O.) et abréviations utilisées pour le développement de la fonction de transfert.

Espèces	Nb .O.¹	Abréviations
<i>Amphitrema flavum</i> Penard 1902	75	Amp fla
<i>Amphitrema wrightianum</i> Archer 1869	33	Amp wri
<i>Arcella artocrea</i> Leidy 1876	22	Arc art
<i>Arcella catinus</i> Penard 1890 type	42	Arc cat
<i>Arcella discoides</i> Ehrenberg 1872 type	31	Arc dis
<i>Arcella gibbosa</i> Penard 1890 type	6	Arc gib ²
<i>Arcella hemisphaerica</i> Perty 1852	3	Arc hem ²
<i>Arcella vulgaris</i> Ehrenberg 1830	10	Arc vul
<i>Assulina muscorum</i> Greeff 1888	89	Ass mus
<i>Assulina seminulum</i> Leidy 1879	47	Ass sem
<i>Bullinularia indica</i> Penard 1907	14	Bul ind
<i>Centropyxis aculeata</i> von Stein 1859 type	52	Cen acu
<i>Centropyxis cassis</i> Deflandre 1929 type	29	Cen cas
<i>Centropyxis ecornis</i> Ehrenberg 1841	23	Cen eco
<i>Centropyxis platystoma</i> Deflandre 1929 type	4	Cen pla ²
<i>Cyclopyxis arcelloides</i> Deflandre 1929 type	45	Cyc arc
<i>Diffugia bacilliarum</i> Perty 1849	18	Dif bac
<i>Diffugia bacillifera</i> Penard 1890	12	Dif bacf
<i>Diffugia globulosa</i> Dujardin 1937	20	Dif glo
<i>Diffugia lanceolata</i> Penard 1890	4	Dif lan ²
<i>Diffugia leidy</i> Wailes 1912	13	Dif lei
<i>Diffugia lucida</i> Penard 1890	17	Dif luc
<i>Diffugia oblonga</i> Ehrenberg 1830	11	Dif obl
<i>Diffugia pristis</i> Penard 1902 type	33	Dif pri
<i>Diffugia pulex</i> Penard 1902 type	20	Dif pul
<i>Diffugia rubescens</i> Penard 1891	2	Dif rub ²
<i>Diffugia urceolata</i> Carter 1864	8	Dif urc
<i>Euglypha rotunda</i> Wailes et Penard 1911 type	50	Eug rot
<i>Euglypha strigosa</i> Leidy 1878	6	Eug str
<i>Euglypha tuberculata</i> Dujardin 1841	63	Eug tub
<i>Heleopera rosea</i> Penard 1890	31	Hel ros
<i>Heleopera sphagni</i> Leidy 1874	58	Hel sph
<i>Heleopera sylvatica</i> Penard 1890	42	Helr syl
<i>Hyalosphenia elegans</i> Leidy 1875	79	Hya ele
<i>Hyalosphenia minuta</i> Cash 1891	26	Hya min
<i>Hyalosphenia papilio</i> Leidy 1875	75	Hya pap
<i>Hyalosphenia subflava</i> Cash et Hopkinson 1909	16	Hya sub ²
<i>Nebela barbata</i> Leidy 1876	3	Neb bar ²
<i>Nebela bohémica</i> Taranek 1882	43	Neb boh
<i>Nebela carinata</i> Leidy 1876	19	Neb car
<i>Nebela collaris</i> Leidy 1879	16	Neb col

<i>Nebela flabellulum</i> Leidy 1876	10	Neb fla
<i>Nebela griseola</i> Penard 1911 type	48	Neb gri
<i>Nebela marginata</i> Penard 1902	28	Neb mar
<i>Nebela militaris</i> Penard 1890	64	Neb mil
<i>Nebela parvula</i> Cash et Hopkinson 1909	48	Neb par
<i>Nebela tinctoria</i> Awerintzew 1906	52	Neb tin
<i>Nebela tubulosa</i> Penard 1890	9	Neb tub
<i>Nebela vitrea</i> Penard 1899 type	34	Neb vit
<i>Phryganella acropodia</i> Hertwig & Lesscr 1874 type	70	Phr acr
<i>Placocista spinosa</i> Leidy 1879 type	47	Pla spi
<i>Pseudodiffugia fulva</i> Penard 1901 type	46	Pse ful
<i>Quadrullella symmetrica</i> Schulze 1875	11	Qua sym
<i>Sphenoderia lenta</i> Schlumberger 1845	14	Sph len
<i>Trigonopyxis arcuata</i> Penard 1912 type	36	Tri arc
<i>Trigonopyxis minuta</i> Schönborn 1988	17	Tri cor
<i>Trinema</i> et <i>Corythion</i>	45	Tri min
<i>Habrotrocha angusticollis</i> Murray 1905	27	Hab ang ²

¹ Le nombre d'occurrences fait ici référence au nombre d'échantillons dans lequel le taxon est identifié.

² Valeur non calculée puisque l'espèce n'est pas incluse dans la base de données filtrée.

Les relations entre les paramètres environnementaux et les thécamoebiens ont été étudiées au moyen d'une analyse de redondance (RDA) appliquée sur les distances d'Hellinger (Legendre et Gallagher, 2001). En employant l'ensemble des 93 échantillons de surface retenus, l'analyse RDA montre que les paramètres environnementaux (pH, NP, T°C_{tourbe}, T°C_{NP}, σ) et le paramètre site expliqueraient 43,06 % ($P < 0.001$) de la variance des thécamoebiens (Tabl. 4.3). Les valeurs de variances attribuables aux paramètres NP et pH sont respectivement 12.34 % ($P < 0.001$) et 7.88 % ($P < 0.001$). En employant une technique de partition de la variance, la NP expliquerait 4,38 % ($P < 0.001$) de la variance des thécamoebiens, alors que le pH en explique 2,67 % ($P < 0.002$) (Tabl. 4.4).

En subdivisant la base de données en fonction du type de tourbière, le pourcentage de variance (RDA) attribuable à l'ensemble des paramètres est de 50,93 % ($P < 0.001$) pour les milieux ombrotrophes et de 45,00% ($P < 0.001$) dans le cas des milieux minérotrophes. Ainsi, en milieu ombrotrophe, la variabilité des assemblages de thécamoebiens de surface serait plus sensible aux modifications des paramètres environnementaux qu'en milieu minérotrophe. En appliquant la partition de la variance, les paramètres NP et pH expliqueraient respectivement 5.54 % ($P < 0.001$) et 3.11 % ($P < 0.007$) en milieu ombrotrophe. La variance attribuable à ces

mêmes variables est de 6.77 % ($P < 0.001$) et 3.14 % ($P < 0.040$) pour les sites minérotophiques.

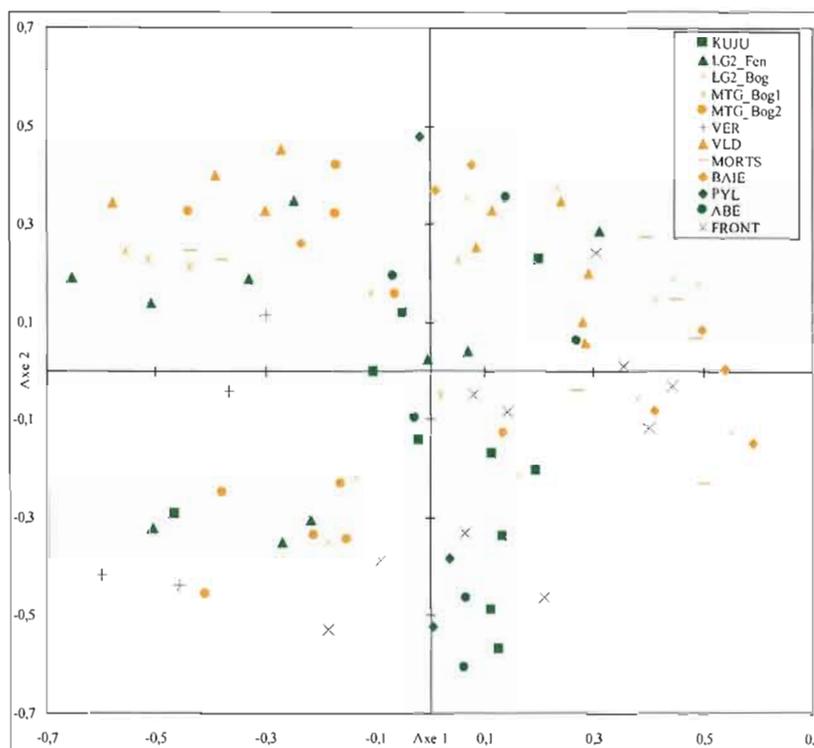


Figure 4.2 Matrice du résultat de l'analyse en composantes principales (PCA) des assemblages de thécamoebiens en fonction du site et du régime trophique (Vert : Fen; Orange : Bog).

Tableau 4.3 Résultats de l'analyse en redondance appliquée RDA (R^2).

Variables	Tous les types		Bog		Fen	
	R^2	P	R^2	P	R^2	P
Tous les paramètres	0,4306	0,001	0,5093	0,001	0,4500	0,001
Paramètres environnementaux	0,2343	0,001	0,3160	0,001	0,2244	0,001
NP et pH	0,1470	0,001	0,2473	0,001	0,1467	0,001
NP	0,1234	0,001	0,1892	0,001	0,1104	0,001
pH	0,0788	0,001	0,1020	0,001	0,0663	0,002

Tableau 4.4 Résultats de l'analyse de la partition de la variance.

Variables	Tous les types		Bog		Fen	
	R ²	P	R ²	P	R ²	P
NP	0,0438	0,001	0,0554	0,001	0,0677	0,001
pH	0,0267	0,002	0,0311	0,007	0,0314	0,040

4.1.4 Modélisation du rapport thécamoebiens/nappe phréatique

En dépit des différences dans les résultats des analyses RDA en fonction du type de milieu, il a été décidé qu'il serait pertinent d'élaborer les premiers modèles de fonctions de transfert en retenant l'ensemble des 93 échantillons de surface. Ce choix a été principalement influencé par le nombre d'échantillons qui a été considéré minimal, dans le cadre de cette étude, pour générer des modèles fiables ainsi que par le faible écart de valeurs de RDA entre groupements ombrotrophe et minérotrophe.

Le modèle maximum de vraisemblance (ML) est le plus performant de tous les modèles générés et ce peu importe la technique de validation (Tabl. 4.5). Ainsi, les résultats de nappe phréatique inférés par ce modèle se rapprochent davantage des résultats mesurés manuellement que les autres modèles. Ces résultats, en termes de R², de Max biais et de RMSEP, sont de loin supérieurs aux résultats des autres modèles. Des divers types de modèles de moyenne pondérée (WA) que le logiciel C2 permet de générer, c'est-à-dire « inverse deshrinking », « classical deshrinking », « tolerance downweighted inverse deshrinking » et « tolerance downweighted classical deshrinking », le modèle WA « inverse deshrinking » offre les meilleures performances et ce, peu importe la technique de validation. Dans le cas du modèle de moyenne pondérée des moindres carrés partiels (WA-PLS), le modèle intégrant deux composantes offre de bonnes performances tant en utilisant la méthode « Jack-knife » que la méthode « Bootstrap ». La méthode de validation influence le choix du nombre de composantes nécessaires afin d'obtenir le meilleur modèle dans le cas du modèle des moindres carrés partiels (PLS). En effet, la méthode « Jack-knife » suggère l'emploi de cinq composantes alors que la méthode « Bootstrap » en propose trois.

Un filtrage de la base de données a été effectué afin d'augmenter la performance de ces modèles. Par conséquent, toutes les espèces ayant moins de cinq occurrences ont été retirées

(~5 % du nombre total d'échantillons). Certaines espèces affichant une distribution bimodale le long du gradient de profondeur de la nappe phréatique ont aussi été retirées des échantillons puisque celles-ci peuvent affecter la performance des modèles (Payne et Mitchell, 2007). Finalement, le rotifère *Habrotrocha angusticollis* a également été retiré de notre base de données en raison du faible signal hydrologique qu'il procure envers l'élévation de la nappe phréatique. Après la filtration, il reste 50 des 58 espèces identifiées dans la base de données originelle. Un second filtrage a été effectué en éliminant les échantillons atteignant des valeurs résiduelles supérieures à 10 cm (~20 % du gradient de NP couvert par notre base de données) (Booth, 2008). Le nombre d'échantillons ayant été retirés est spécifique à chaque modèle et à chaque technique de validation.

Tableau 4.5 Performances des modèles avant et après filtrage de la base de données.

Modèles	Nb. éch.	RMSEP _{Jack}	Max biais _{Jack}	R ²	Nb. éch.	RMSEP _{Boot}	Max biais _{Boot}	R ²
Base de données originale								
WA	93	5,91	16,82	0,74	93	6,18	17,63	0,74
WAPLS	93	5,58	15,61	0,77	93	5,94	16,17	0,77
PLS	93	6,33	18,84	0,70	93	6,74	20,85	0,69
ML	93	5,26	8,18	0,80	93	5,44	14,32	0,81
Après filtration de la base de données								
WA _{filtré}	86	4,48	9,61	0,77	86	4,73	10,69	0,77
WAPLS _{filtré}	85	3,66	5,85	0,85	85	4,09	7,75	0,84
PLS _{filtré}	83	4,15	7,97	0,81	84	4,65	13,81	0,81
ML _{filtré}	85	4,03	2,79	0,83	87	4,18	2,80	0,86

En employant les bases de données filtrées, la performance de chacun des modèles a grandement été améliorée. Une fois de plus, le modèle ML offre, de manière générale, les meilleures performances selon les deux types de validation (Tabl. 4.5). Les résultats montrent une baisse considérable des valeurs *Max biais* passant de 8,18 cm à 2,79 cm avec une méthode de validation « Jack-knife » et de 14,32 cm à 2,80 cm avec une méthode « Bootstrap ». Parmi les modèles WA, le WA « inverse deshrinking » est une fois de plus celui offrant de meilleures performances et ce, peu importe la technique de validation. Il s'agit toutefois du modèle ayant le moins bénéficié du filtrage de la base de données. En employant la base de données filtrée, le nombre de composantes générant les modèles les

plus performants est différent selon la technique de validation dans le cas du modèle WA-PLS. En effet, la technique « Jack-knife » nécessite désormais quatre composantes alors que trois composantes suffisent pour la méthode « Bootstrap ». Ce modèle offre les plus faibles valeurs de RMSEP. De façon générale, il est le second modèle, après le ML, à très bien performer en permettant d'inférer des niveaux de NP se rapprochant de ceux mesurés sur le terrain. Le phénomène est similaire pour le modèle PLS. En « Jack-knife », le modèle nécessite cinq composantes alors que la technique « Bootstrap » en utilise trois. De manière générale, les modèles employant une technique de validation « Bootstrap » obtiennent des performances moindres, en termes de RMESP, *Max biais* et R^2 , comparativement à ceux issus de la technique « Jack-knife ». Néanmoins, la méthode « Bootstrap » est privilégiée en raison du grand nombre de cycles qu'elle permet d'utiliser (Payne et Mitchell, 2007).

4.1.5 Évaluation de la fonction de transfert

Afin de vérifier l'efficacité des différents modèles, ceux-ci ont été testés sur des échantillons fossiles pour reconstituer les fluctuations du niveau de la NP au cours du développement d'une tourbière ombrotrophe. Le profil tourbeux provient de la tourbière du lac le Caron localisée dans le secteur d'Eastmain à la baie James (52° 17' N; 75° 50' O). De ce profil, atteignant 4,8 m de profondeur, 133 horizons ont été analysés afin d'y obtenir un spectre varié d'assemblages de thécamoebiens. Au total, 51 espèces de thécamoebiens ont été dénombrées. Les espèces *Amphitrema flavum* et *Diffugia pulex* composent plus de 50 % du nombre total d'individus comptés. Les résultats obtenus sur ces échantillons fossiles ont ensuite été comparés à ceux issus du modèle WA PLS_{Boot} de la fonction de transfert de Booth (2008). Pour ce faire, une normalisation des résultats a été effectuée (Charman *et al.*, 2006). En comparant les résultats avec ceux du modèle de Booth (2008) et au moyen d'une régression linéaire simple, il est possible de constater qu'il existe d'importantes différences entre les modèles. Les modèles WA_{Boot} et WA PLS_{Boot} sont ceux s'approchant le plus de la reconstruction issue du modèle de Booth (2008) avec des valeurs de R^2 de 0,63 ($P < 0.001$) et de 0,53 ($P < 0.001$) (Fig. 4.3). Les modèles ML_{Boot} et PLS_{Boot} obtiennent respectivement des R^2 de 0,33 ($P < 0.001$) et de 0,49 ($P < 0.001$). Par conséquent, il semble que certains modèles ne discernent pas les mêmes tendances que celles issues des résultats de reconstitution de la NP

par le modèle de WA PLS de Booth (2008). Néanmoins, lorsque l'on compare visuellement les courbes de reconstitutions, on peut constater que les principales variations de nappe sont détectées par chaque modèle (Fig. 4.4). Toutefois, des 133 échantillons contenus dans le profil, quelques-uns affichent des différences de valeurs inférées supérieures à 10 cm lorsque comparés aux résultats inférés du modèle de Booth (2008) avant normalisation. Le modèle ML_{Boot} est celui dont le nombre d'échantillons présente le plus de différences de valeurs inférées supérieures à 10 cm avec un total de 14 échantillons alors que le modèle WA_{Boot} n'en dénombre que six. En retirant ces échantillons de chacun des modèles, on observe une augmentation marquée des valeurs de R^2 . Ceci signifie donc que les résultats inférés, au moyen des modèles de cette étude, sont davantage comparables à ceux provenant du modèle de Booth (2008). Ainsi, WA_{Boot} et $WA\ PLS_{Boot}$ atteignent respectivement des valeurs de 0,77 ($P<0.001$) et 0,71 ($P<0.001$). En ce qui concerne les modèles ML_{Boot} et PLS_{Boot} , leurs valeurs de R^2 s'améliorent considérablement, atteignant désormais 0,55 ($P<0.001$) et 0,76 ($P<0.001$).

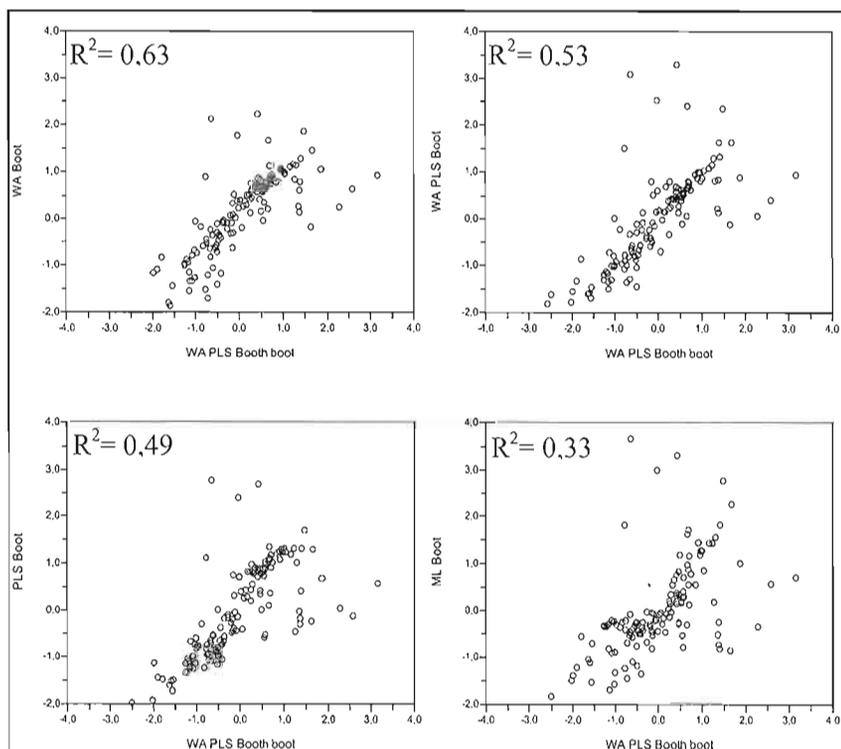


Figure 4.3 Comparaisons des valeurs inférées normalisées issues des modèles de la présente étude à celles issues du modèle $WA\ PLS_{Boot}$ de Booth (2008).

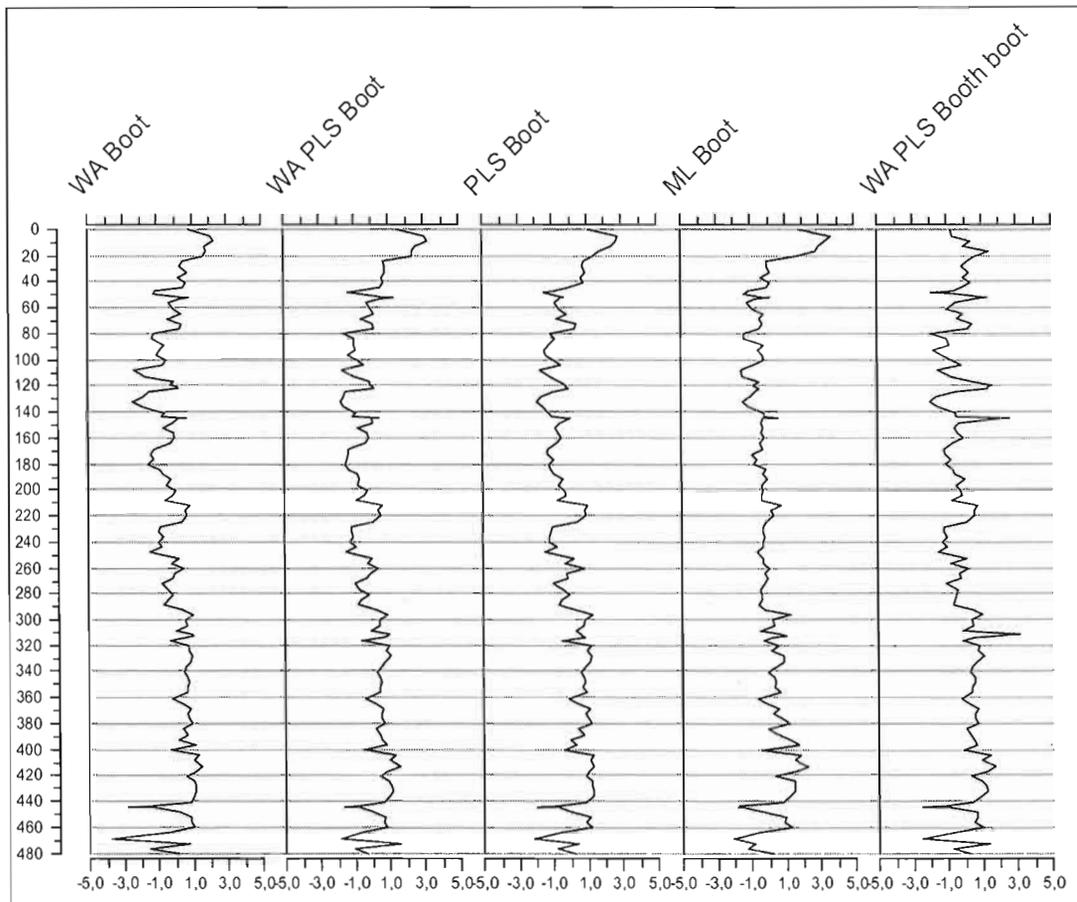


Figure 4.4 Reconstitutions des courbes de la nappe phréatique (NP) normalisées issues des modèles de la présente étude et WA PLS_{Boot} de Booth (2008)

En dépit de ses bonnes performances et de ses résultats comparables à la courbe de reconstitution de NP issue du modèle WA PLS_{Boot} Booth (2008), l'utilisation du modèle PLS demeure ambiguë. En effet, les modèles PLS calculent la relation linéaire entre les espèces et un paramètre environnemental. Ceci est problématique pour inférer des valeurs passées de profondeur de NP lorsque ce type de modèle est appliqué à un échantillon fossile contenant une forte abondance d'une espèce ayant peu d'analogues modernes. L'application des modèles PLS a déjà été reconnue comme étant potentiellement problématique en recherches paléocéologiques (Wilmshurst *et al.*, 2003). L'étude de Wilmshurst *et al.* (2003) a démontré que l'utilisation de ce genre de modèle offre d'excellentes performances en modélisation, mais qu'elle peut inférer des valeurs de nappe phréatique irréalistes lorsqu'elle est appliquée à des assemblages fossiles.

4.2 Interprétation et discussion des résultats du volet moderne

4.2.1 Relation thécamoebiens/environnement

L'analyse en composantes principales (PCA) permet de distinguer deux distributions particulières selon le type de tourbière. En effet, les sites ombrotrophes présentent une plus grande variabilité le long de l'axe 1 alors que les sites minérotrophes affichent une variabilité plus accrue le long de l'axe 2 sans égard à la nature de la variable (ex. : NP, T°C_{tourbe}, pH etc.). Ceci suggère que les assemblages de thécamoebiens sont influencés par certains paramètres environnementaux selon le type de tourbière dans lequel ils vivent. Néanmoins, la distribution des assemblages des sites minérotrophiques indique également une certaine variation selon l'axe 1. Ainsi, il est possible que les thécamoebiens issus de ce type de milieu répondent à des paramètres communs aux deux types de tourbière. D'un point de vue des assemblages par site, la distribution particulière de ces derniers dans le site MTG Bog2 a déjà été mentionnée précédemment. En plus de présenter des variations selon les biotopes, ce site semble avoir été perturbé par une intervention anthropique (canal de drainage). Par conséquent, les conditions naturelles ont fort probablement été modifiées par cette activité. Il est donc possible que cette tourbière ait été classée ombrotrophe alors qu'elle présente davantage de propriétés physico-chimiques s'apparentant à celles d'un fen pauvre, expliquant la grande variabilité des assemblages issus de ce site le long de l'axe 2 contrairement à la majorité des autres sites ombrotrophes.

Les résultats des analyses RDA, en terme de variance des thécamoebiens liée à la variabilité du paramètre NP, sont comparables à ceux d'autres études qui ont employé la même approche statistique (Lamentowicz et Mitchell, 2005 ; Payne *et al.*, 2006 ; Payne et Mitchell, 2007). Cependant, les résultats de partitions de la variance sont quelque peu inférieurs à ceux de Payne *et al.* (2006) et Payne et Mitchell (2007). Plusieurs facteurs peuvent expliquer cette différence. Les résultats de Payne *et al.* (2006), dont l'étude couvrait un large territoire, suggèrent que les faibles valeurs de variance obtenues avec les variables NP et pH étaient possiblement liées au peu de variabilité hydroclimatique entre les secteurs d'étude. Le territoire de la présente étude couvre plusieurs régimes bioclimatiques (Tabl. 2.1). Ainsi, il

est possible que cette variété soit à l'origine des variations au sein des assemblages de thécamoebiens. D'autre part, la méthode d'échantillonnage, l'absence de mesure de certains paramètres physiques et environnementaux, la période d'échantillonnage et la variabilité des assemblages selon les sites sont des facteurs qui peuvent avoir exercé une influence sur les résultats des analyses statistiques réalisées. Par conséquent, il est probable que les résultats varient d'une étude à l'autre en raison des différentes méthodes utilisées pour la prise des mesures, des types de milieux échantillonnés, ainsi que de la classification des espèces (Mitchell *et al.*, 2008). Néanmoins, nos résultats statistiques démontrent qu'il existe non seulement un lien entre les assemblages de thécamoebiens et la position de la nappe phréatique, mais aussi entre les thécamoebiens et le pH, ce qui est conforme avec plusieurs études récentes portant sur l'écologie des thécamoebiens (Booth, 2001, 2008 ; Lamentowicz et Mitchell, 2005 ; Payne *et al.*, 2006 ; Payne et Mitchell, 2007).

La comparaison des résultats des analyses RDA, ainsi que ceux de la partition de la variance en fonction du groupement de données, a permis de constater une différence importante d'assemblages selon le type de milieu. En effet, une plus grande part de la variance des assemblages de thécamoebiens des sites ombrotrophes est attribuable à la variabilité des valeurs de profondeurs de la NP. Pour les sites minérotrophes, la part attribuable au paramètre NP est plus faible. Ainsi, les thécamoebiens issus de milieux ombrotrophes sont plus dépendants de la NP que ceux provenant de milieux minérotrophes. Ceci est probablement dû au fait que les conditions d'humidité en milieu ombrotrophe sont dépendantes des précipitations contrairement aux milieux minérotrophes où ces conditions sont principalement dépendantes des apports souterrains. Par conséquent, la plus grande variabilité des conditions d'humidité en milieu ombrotrophe engendre une plus grande variabilité des assemblages des thécamoebiens. Ceci supporte donc les résultats RDA obtenus dans cette étude. Comme l'objectif du volet concernant l'élaboration d'une fonction de transfert est de construire une fonction basée sur des échantillons reflétant les conditions des milieux tourbeux du Québec, il a tout de même été décidé, de procéder au développement de modèles en utilisant les échantillons issus non seulement de sites ombrotrophes, mais également de sites minérotrophes. Par conséquent, il est possible que la capacité de ces derniers à inférer des valeurs de NP ait été amoindrie en raison de la relation moins

importante entre les thécamoebiens des milieux minérotrophes et les valeurs de profondeurs de NP.

4.2.2 Développement des modèles de fonctions de transfert

Les modèles qui ont été testés et développés affichent des performances comparables à celles de fonctions de transfert qui ont été publiées récemment (Booth, 2001, 2008 ; Charman *et al.*, 2007 ; Payne *et al.*, 2006 ; Payne et Mitchell, 2007 ; Wilmshurst *et al.*, 2003). En comparant les valeurs de $RMSEP_{Jack}$ de diverses fonctions de transfert avec leurs spectres de mesures de NP, il apparaît que le modèle (ML_{Jack}) de cette étude est l'un des plus performants ayant été construits au cours des deux dernières décennies (Fig. 4.5). De plus, cette fonction de transfert offre de meilleurs résultats que celle de Charman et Warner (1997) pour l'est du Canada. Néanmoins, le gradient de NP couvert par notre base de données filtrée est plus réduit que plusieurs des fonctions de transfert qui ont été publiées. De plus, dans le cadre de la présente étude, moins d'échantillons de surface ont été utilisés pour élaborer les modèles de fonction de transfert comparativement à certaines autres études. L'ajout de nouveaux échantillons de surface à la base de données permettra sans doute d'améliorer davantage la performance des modèles de la présente étude. Toutefois, les résultats obtenus ici semblent être assez similaires à ceux de nombreuses études s'étant consacrées à l'élaboration de tels outils, ce qui indique leur qualité et leur fiabilité.

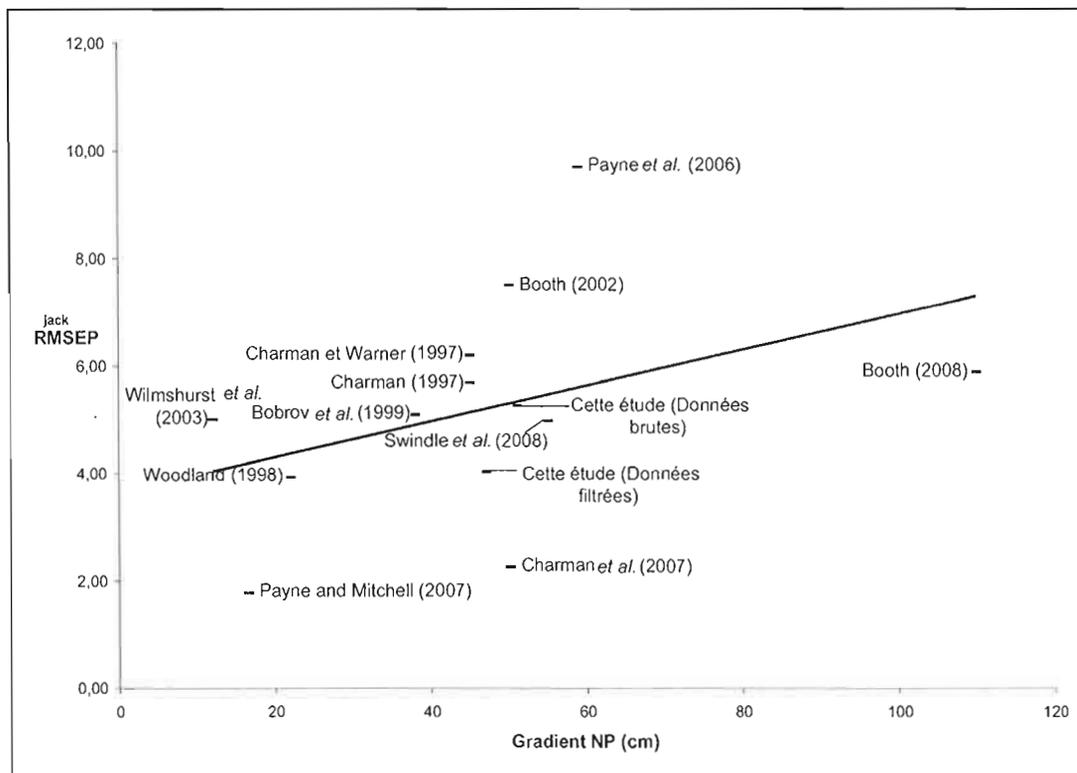


Figure 4.5 Comparaisons de diverses fonctions de transfert en fonction de leur $RMSEP_{jack}$ et de leur gradient de nappe phréatique (NP) (cm).

Comme il a été souligné précédemment dans ce chapitre, la comparaison entre les résultats de différentes études portant sur l'écologie des thécamoebiens et l'élaboration de fonctions de transfert est souvent difficile en raison des différentes approches méthodologiques utilisées (Booth, 2001 ; Mitchell *et al.*, 2008 ; Payne *et al.*, 2006 ; Payne et Mitchell, 2007). Certaines études emploient la technique de la mesure ponctuelle de la nappe phréatique lors de l'échantillonnage de surface. Cette technique complexifie la comparaison des optimums calculés puisqu'elle ne tient pas compte des événements de pluies pouvant influencer l'élévation de la NP, créant ainsi un biais au niveau du calcul des optimums de tolérance des espèces (Booth, 2001 ; Mitchell *et al.*, 2008 ; Payne *et al.*, 2006 ; Payne et Mitchell, 2007). De plus, certaines espèces ne semblent pas être cosmopolites. Ainsi, certaines espèces ne peuvent pas être comparées à d'autres sites d'étude puisqu'elles n'ont été observées que dans des territoires spécifiques (Mitchell *et al.*, 2008 ; Smith *et al.*, 2008). Par exemple, *Apodera vas* (Certes) est observé en Amérique du Sud, en Amérique Centrale et en Afrique

subsaharienne, mais ne l'est pas en Europe et en Amérique du Nord. Il est néanmoins possible de comparer des travaux antérieurs par rapport au positionnement relatif de certaines espèces en fonction du gradient d'élévation de la NP. Il semble donc y avoir une certaine cohérence du positionnement relatif des espèces en fonction des conditions d'humidité mesurées. Certaines espèces sont généralement associées à des conditions d'humidité spécifiques, et ce, invariablement du gradient du niveau de NP (Mitchell *et al.*, 2008). La figure 4.6 illustre cette affirmation. On constate que d'une étude à l'autre, certaines espèces se retrouvent généralement aux extrêmes des gradients de NP. À titre d'exemple, *Trigonopyxis arcula* et *Bulinaria indica* sont deux espèces généralement associées à des conditions sèches. Le phénomène inverse se produit en ce qui concerne *Amphitrema wrightianum* et *Nebela carinata* qui sont associés à des conditions humides. On constate alors que ce positionnement relatif fait fi du gradient de NP mentionné dans les travaux antérieurs. En comparant le positionnement relatif des espèces de thécamoebiens de la présente recherche (Fig. 4.7) à ceux illustrés à la figure 4.6, on constate que nos résultats corroborent de manière générale les résultats antérieurs.

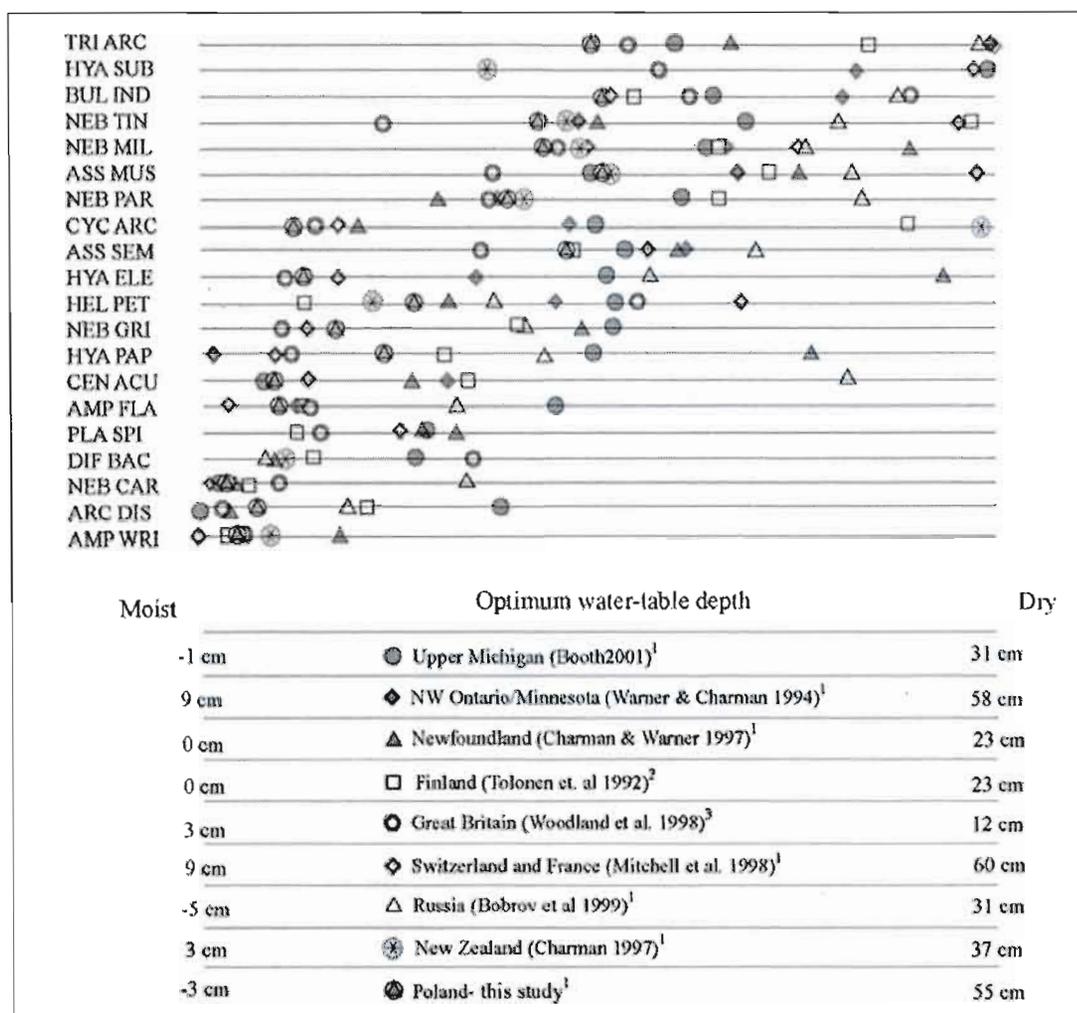


Figure 4.6 Comparaisons des résultats des mesures de l'optimum de la profondeur de nappe phréatique de plusieurs espèces de thécamoebiens. Figure tirée de Mitchell *et al.* (2008).

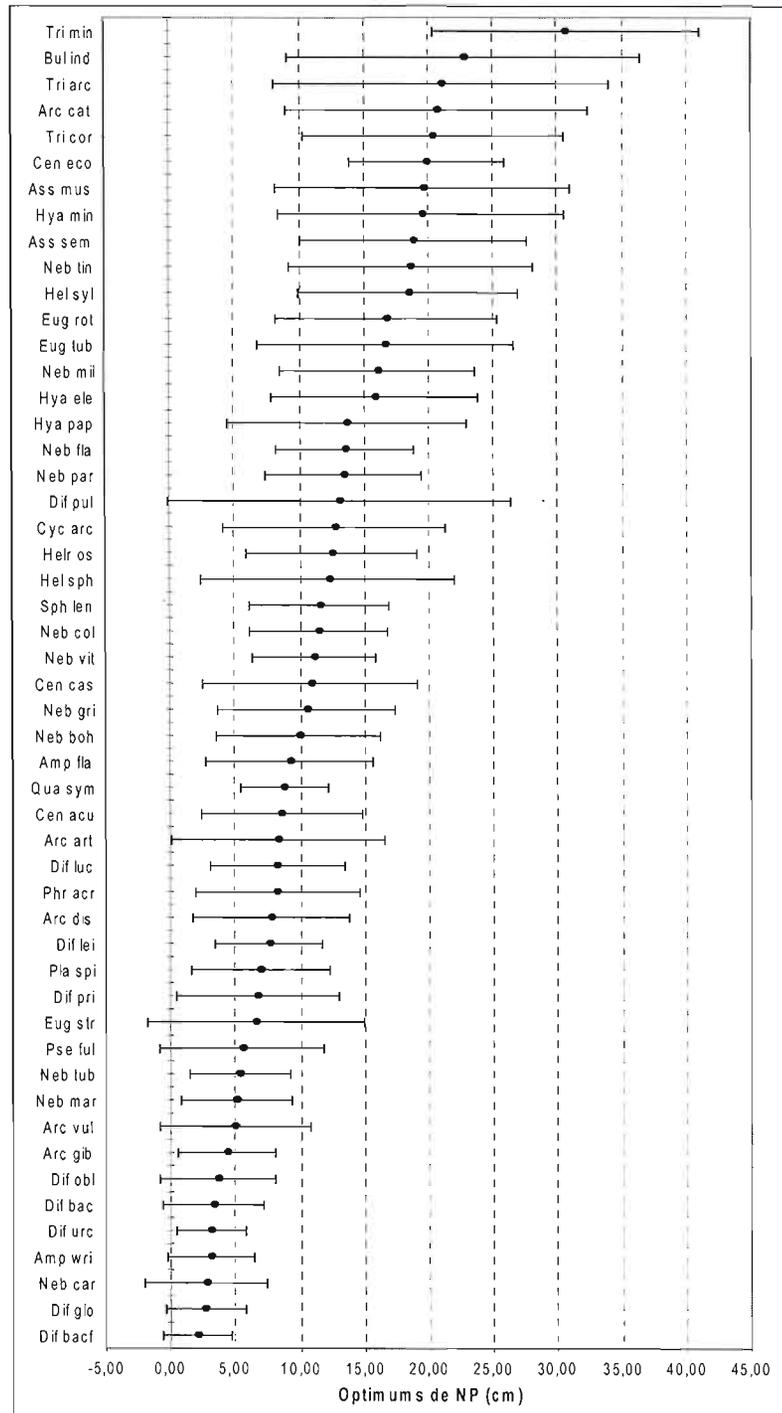


Figure 4.7 Optimums et intervalles de tolérance de profondeur de la nappe phréatique (NP) selon les différents thécamoebiens rencontrés en surface pour la présente étude.

La comparaison des reconstitutions des conditions paléohydrologiques et celles provenant des modèles basés sur les échantillons de surface de la présente étude avec celle issue de la fonction de transfert de Booth (2008) permet de constater qu'en dépit de certaines différences d'amplitude, la majorité des tendances et des changements hydrologiques est similaire. À titre d'exemple, l'abaissement de la NP observé à 120 cm à la figure 4.4 est enregistré par l'ensemble des modèles. Néanmoins, on constate que l'amplitude de cet événement est beaucoup moins importante dans les reconstitutions issues des modèles de la présente étude de celle issue de la fonction de transfert de Booth (2008). Le but de l'exercice n'était pas de reproduire une copie conforme des fonctions de transfert nord-américaines, mais d'en développer une adaptée aux conditions environnementales des tourbières boréales et subarctiques du Québec.

Un dilemme demeure quant au choix du modèle pour la reconstitution paléohydrologique. Même si le modèle ML offre de bien meilleures performances que les autres fonctions de transfert qui ont été élaborées au cours de cette recherche, c'est le modèle WA qui est préféré dans plusieurs études (Charman et Warner, 1997 ; Lamentowicz et Mitchell, 2005 ; Mitchell *et al.*, 1999 ; Warner et Charman, 1994 ; Wilmshurst *et al.*, 2003 ; Woodland *et al.*, 1998). Par conséquent, le modèle WA a aussi été retenu pour la reconstitution paléohydrologique des carottes KUJU PD2 ainsi que KUJU BF2, et ce, en dépit des performances moindres qu'il offre par rapport au modèle ML. Les reconstitutions offertes par ce modèle offrent une plus grande clarté des variations paléohydrologiques facilitant ainsi l'interprétation ainsi que la comparaison des résultats.

La technique d'échantillonnage ainsi que les méthodes d'analyses, afin de développer une fonction de transfert, présentent de nombreux risques de biais pouvant diminuer sa précision et son efficacité. L'échantillonnage ponctuel du niveau de la nappe phréatique est une méthode simple qui associe directement la mesure d'élévation de la nappe phréatique à l'assemblage de surface. Or, les mesures ponctuelles peuvent être influencées par des événements de pluies survenues au cours des jours précédents l'échantillonnage. Par conséquent, les assemblages de thécamoebiens des échantillons de surface peuvent ne pas être en lien direct avec le niveau de la nappe phréatique mesuré au moment de

l'échantillonnage. L'utilisation de la technique de mesure du ruban de PVC permettant d'obtenir une valeur moyenne de l'élévation de la NP au cours de la période estivale serait une bonne solution afin de diminuer les risques de biais associés à la prise de mesures ponctuelles (Booth *et al.*, 2005a ; Booth, 2008 ; Schnitchen *et al.*, 2006). Néanmoins, cette technique semble tout de même avoir certaines imprécisions quant à la décoloration du ruban de PVC en fonction du niveau moyen de la NP (Booth *et al.*, 2005a). D'autre part, l'identification des espèces basée exclusivement sur la morphologie du test peut mener à d'autres biais. Au cours des analyses, nous avons remarqué que les tests de *Centropyxis aculeata* présentaient certaines différences morphologiques d'un individu à l'autre, telles que l'emplacement des pointes, la largeur de l'aperture ou la composition du test lui-même. Ils ont pourtant tous été identifiés comme appartenant à *Centropyxis aculeata* même si ce taxon peut regrouper d'autres espèces. Le phénomène d'espèces de thécamoebiens dites « cryptées » est déjà bien connu (Mitchell *et al.*, 2008). Ces espèces, bien que similaires sur le plan morphologique de leur test, pourraient privilégier différents types d'environnements, menant ainsi à un biais lors du développement de fonctions de transfert et lors de l'interprétation des données paléoécologiques. Une autre lacune de l'utilisation de ces clés d'identification lors des analyses de thécamoebiens est le manque de critères de différenciation de certaines espèces. À titre d'exemple, *Diffflugia pulex* ne se différencie de *Pseudodiffflugia fulva* que par l'aspect piriforme de son test. Or, ce caractère morphologique du test est souvent difficile à discerner en raison de la taille des espèces ainsi que par le degré de préservation. Ce manque est d'autant plus flagrant entre *Diffflugia pristis* et *Pseudodiffflugia fulva*, qui sont uniquement différenciées par leur taille. Par conséquent, il est fort probable que certains individus aient été mal identifiés, menant ainsi à quelques erreurs tant au niveau du volet moderne que du volet paléoécologique de cette étude. Quoiqu'il en soit, nos résultats semblent plaider en faveur de l'utilisation de la fonction de transfert développée dans ce travail pour des fins de reconstitutions de NP.

CHAPITRE V

RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS DU VOLET PALÉOÉCOLOGIQUE

Ce chapitre présente les données chronologiques (^{14}C et ^{210}Pb), sédimentologiques (perte au feu) et paléoécologiques (thécamoebiens et composition de la tourbe) des carottes KUJU PD2 et KUJU BF2, récoltées respectivement dans le secteur à palses au centre de la tourbière et à la marge forestière du bassin. Les résultats des analyses de la composition de la tourbe et des assemblages de thécamoebiens contenus dans les profils tourbeux sont décrits et interprétés en termes paléoécologiques. Les reconstitutions des nappes phréatiques sont présentées et mises en relation avec les assemblages de thécamoebiens. Finalement, les taux d'accumulation sédimentaire et de carbone des deux secteurs de la tourbière sont présentés et discutés en relation avec les reconstitutions paléoécologiques.

5.1 Données chronologiques

Les analyses au ^{210}Pb ont permis de dater les parties supérieures et récentes des profils tourbeux étudiés. En tout, 11 niveaux de la carotte KUJU PD2 et 9 niveaux de la carotte KUJU BF2 ont été analysés. Les résultats sont présentés au tableau 5.1. Un seul échantillon de KUJU PD2 (24-25 cm) parmi les 11 ayant été soumis à la datation ^{210}Pb était trop âgé pour pouvoir livrer un âge fiable.

Pour cette même carotte (KUJU PD2), neuf datations au ^{14}C ont été obtenues (Tabl. 5.2). Une seule de ces dates (KUJU PD2 18-19 cm) n'a pu être étalonnée en raison de son âge moderne. Une autre datation, soit KUJU PD2 226-227 cm (^{14}C), a été exclue du modèle âge-profondeur en raison du peu de différence entre cette dernière et le niveau KUJU PD2 242-245 engendrant un taux d'accumulation de $2,5 \text{ mm.an}^{-1}$. Pour cette même période, Arlen-Pouliot et Bhiry (2005) avaient obtenu un taux d'accumulation de $0,64 \text{ mm.an}^{-1}$.

La valeur centrale des intervalles d'âges obtenus a été utilisée afin d'élaborer les modèles âge-profondeur des deux carottes. Seul l'âge de KUJU PD2 24-25 cm (^{14}C) ne correspond pas à cette valeur centrale. Une des cinq datations ^{14}C obtenues pour la carotte de la bordure forestière (KUJU BF2) a été rejetée car sa valeur était trop moderne pour en permettre l'étalonnage. Il s'agit de KUJU BF2 12-13 cm (Tabl. 5.2). Les modèles âge-profondeur des deux carottes ont été déterminés en combinant les âges au ^{210}Pb et ^{14}C (Fig. 5.1). Les âges ^{210}Pb ont été ajustés à ceux de ^{14}C en soustrayant 58 ans (Chapitre III). Les âges de tous les niveaux de la carotte ont été obtenus en appliquant une interpolation linéaire à l'ensemble des âges ^{210}Pb et ^{14}C .

Tableau 5.1 Âges ^{210}Pb de la carotte centrale du secteur à paleses (KUJU PD2) et de la carotte de la bordure forestière (KUJU BF2).

	Profondeur (cm)	^{210}Pb (dpm/g)	+/-	Âge ^{210}Pb	Âge min.	Âge max.	Âge ajusté	Âge min. ajusté	Âge max. ajusté
KUJU PD2	0 - 1	25,29	0,87	2,80	2,63	3,04	-55,20	-55,37	-54,96
	2 - 3	27,40	0,91	6,52	6,11	7,11	-51,48	-51,89	-50,89
	4 - 5	29,70	1,09	9,85	9,19	10,80	-48,15	-48,81	-47,20
	6 - 7	23,17	0,82	12,80	11,90	14,12	-45,20	-46,10	-43,88
	8 - 9	23,06	0,81	15,40	14,28	17,07	-42,60	-43,72	-40,93
	10 - 11	19,53	0,71	18,08	16,70	20,15	-39,92	-41,30	-37,85
	12 - 13	16,48	0,62	20,70	19,05	23,20	-37,30	-38,95	-34,80
	14 - 15	21,57	0,72	33,64	30,38	38,91	-24,36	-27,62	-19,09
	16 - 17	29,07	0,97	52,74	45,85	66,07	-5,26	-12,15	8,07
	18 - 19	20,11	0,69	136,63	85,05	- ¹	78,53	(27,05)	- ¹
	24 - 25	1,93	0,10	- ¹	- ¹	- ¹	- ¹	- ¹	- ¹
KUJU BF2	0 - 1	14,11	0,52	2,00	1,88	2,17	-56,00	-56,12	-55,83
	2 - 3	13,74	0,54	3,19	2,99	3,48	-54,81	-55,01	-54,52
	4 - 5	21,00	0,76	6,31	5,89	6,90	-51,69	-52,11	-51,10
	6 - 7	20,32	0,76	10,11	9,40	11,13	-47,89	-48,60	-46,87
	8 - 9	26,38	0,92	15,86	14,66	17,63	-42,14	-43,34	-40,37
	10 - 11	22,03	0,76	23,88	21,85	26,98	-34,12	-36,15	-31,02
	12 - 13	21,21	0,73	32,71	29,53	37,81	-25,29	-28,47	-20,19
	14 - 15	16,86	0,58	41,23	36,66	49,05	-16,77	-21,34	-8,95
16 - 17	16,41	0,58	53,00	45,93	66,74	-5,00	-12,07	8,74	

¹ Âge au ^{210}Pb rejeté, car considéré comme étant trop vieux.

Tableau 5.2 Datations ^{14}C et âges étalonnés des carottes KUJU PD2 et KUJU BF2.

Profondeur (cm)	Matériel daté	Numéro de laboratoire	Âge ^{14}C conv. (années BP)	Delta ^{13}C	Intervalle 2σ (année ^{14}C étal. BP)	Âge étalonné (années ^{14}C étal. BP)	
KUJU PD2	18 - 19	<i>Ericaceae</i> sp. (ffeu)	UCIAMS-67517	-1265 ± 25	-27,2	- ²	- ²
	24 - 25	<i>Sphagnum</i> (tig)	UCIAMS-73852	100 ± 25	-25,1	23-142	142 (140)
	30 - 31	<i>Sphagnum</i> (tig)	UCIAMS-67518	285 ± 25	-25,6	355-437	396 (400)
	43 - 44	<i>Sphagnum</i> (tig)	UCIAMS-73853	695 ± 25	-26,2	644-682	663 (660)
	58 - 59	<i>Ericaceae</i> sp. <i>Larix laricina</i> (ffeu)	UCIAMS-67519	1510 ± 30	- ¹	1321-1427	1374 (1370)
	61 - 62	<i>Larix laricina</i> (ffeu)	UCIAMS-67520	1550 ± 35	- ¹	1366-1526	1446 (1450)
116 - 117	<i>Ericaceae</i> sp. (ffeu)	UCIAMS-67521	2850 ± 25	-27,5	2877-3039	2958 (2960)	
226 - 227	<i>Larix laricina</i> (ffeu)	UCIAMS-67522	4440 ± 60	- ¹	4873-5144	5008 ³ (5000)	
242 - 245	<i>Ericaceae</i> sp. (ffeu); <i>Carex</i> sp. (gra)	UCIAMS-67523	4450 ± 90	- ¹	4862-5305	5084 (5080)	
KUJU BF2	12 - 13	<i>Sphagnum</i> (tig)	UCIAMS-67524	-1415 ± 25	-29,8	- ²	- ²
	30 - 32	<i>Picea</i> sp. (ffeu), <i>Carex</i> sp. (gra)	UCIAMS-79495	955 ± 15	-26,6	799-875	837
	48 - 50	<i>Picea</i> sp. (ffeu), <i>Carex</i> sp. (gra)	UCIAMS-67525	2000 ± 25	-25,9	1889-2003	1946
	133 - 134	<i>Picea</i> sp. et <i>Larix laricina</i> (ffeu)	UCIAMS-67526	3390 ± 25	-27,9	3575-3693	3634
	161 - 162	<i>Picea</i> sp. et <i>Larix laricina</i> (ffeu)	UCIAMS-67527	3610 ± 25	-27,6	3850-3978	3914

¹ Échantillon trop petit pour permettre le calcul du Delta ^{13}C ;² Date n'ayant pu être étalonnée en raison de son âge trop jeune;³ Âge rejeté

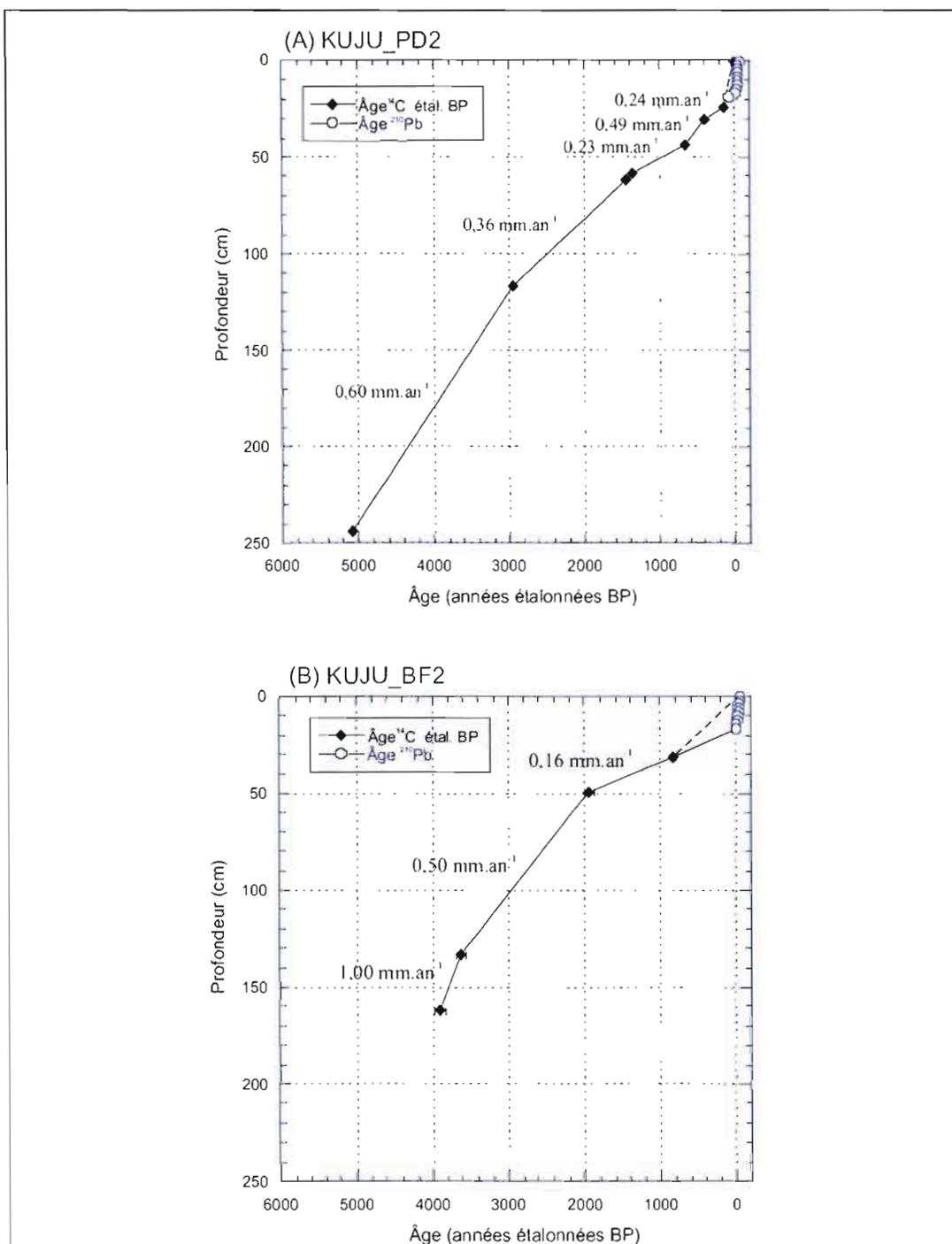


Figure 5.1 Modèles âge-profondeur des carottes KUJU PD2 (A) et KUJU BF2(B); les lignes pointillées montrent les modèles âge-profondeur obtenus sans les dates au ^{210}Pb ; les lignes noires montrent les modèles âge-profondeur obtenus avec les dates au ^{210}Pb ajustées.

5.1.1 Données stratigraphiques et taux d'accumulation

Carotte de la palse dégradée (KUJU PD2)

Les résultats montrent que l'accumulation de la tourbe dans ce secteur de la tourbière a débuté vers 5080 ans étal BP et que son taux a grandement varié tout au long de l'Holocène. Le taux apparent d'accumulation du carbone à long terme (LORCA) pour l'ensemble du dépôt (excluant l'acrotelme : 14,5 cm à la surface) est de $23,64 \text{ g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (Fig 5.2). Le taux apparent récent d'accumulation du carbone (RERCA) (14,5 à 0,5 cm) est de $169,68 \text{ g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Les valeurs de la densité sèche (DS) sont particulièrement élevées (moyenne de $1,64 \text{ g.cm}^{-3}$) pour les horizons minéraux (270,5 à 244,5 cm), mais ces mêmes horizons ont un très faible contenu en matière organique et en carbone (Fig. 5.2). Pour la portion catotelme (243,5 à 14,5 cm) de la carotte, les valeurs de DS affichent une moyenne de $0,11 \text{ g.cm}^{-3}$ et $0,07 \text{ g.cm}^{-3}$ dans l'acrotelme (14,5 à 0,5 cm) (Fig. 5.3).

Le modèle âge-profondeur obtenu permet de reconnaître plusieurs variations du taux d'accumulation sédimentaire dont une accumulation rapide ($0,60 \text{ mm.an}^{-1}$) entre 5080 et 2960 ans étal. BP (243,5 à 116,5 cm). Cette dernière est observée simultanément à un taux apparent d'accumulation en carbone relativement élevée ($28,69 \text{ g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$) et une valeur de DS moyenne de $0,10 \text{ g.cm}^{-3}$. Deux diminutions importantes du taux d'accumulation sédimentaire ($0,23$ et $0,24 \text{ mm.an}^{-1}$) sont observées entre 1440 – 660 ans étal. BP (61,5 à 43,5 cm) et 400 à 140 ans étal. BP (30,5 à 24,5 cm) (Fig. 5.1). À ces périodes, on constate également une baisse majeure du taux apparent d'accumulation en carbone qui atteint alors $11,65$ et $10,83 \text{ g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (Fig 5.3). On y associe également de légères baisses de la DS (moyenne de $0,10$ et de $0,08 \text{ g.cm}^{-3}$). Une courte période comprise entre 660 et 400 ans étal. BP (43,5 à 30,5 cm) affiche une hausse marquée du taux d'accumulation sédimentaire avec un maximum de $0,49 \text{ mm.an}^{-1}$. Pour cette même période, on dénote une augmentation du taux apparent d'accumulation du carbone ($25,33 \text{ g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$) ainsi que des valeurs moyennes de DS de $0,10 \text{ g.cm}^{-3}$.

La partie supérieure (plus récente) du profil de tourbe, entre 80 et -5 ans ^{210}Pb ajustés (137 et 53 ans ^{210}Pb) (18,5 à 16,5 cm), a enregistré une baisse importante du taux d'accumulation sédimentaire qui passe alors à $0,24 \text{ mm.an}^{-1}$. Cette baisse n'est cependant pas observée en terme de taux apparent d'accumulation du carbone qui demeure presque inchangé avec une valeur de $25,71 \text{ g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Cette valeur de taux d'accumulation du carbone est attribuée à une légère hausse de la DS (moyenne de $0,15 \text{ g.cm}^{-3}$). Finalement, au cours des 53 dernières années à l'année 2008 (soit l'année du carottage) (16,5 à 0,5 cm), le taux d'accumulation sédimentaire a été de $3,12 \text{ mm.an}^{-1}$ alors que le taux moyen d'accumulation de carbone atteint $133,09 \text{ g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$. La moyenne de la DS pour cette période est de $0,08 \text{ g.cm}^{-3}$.

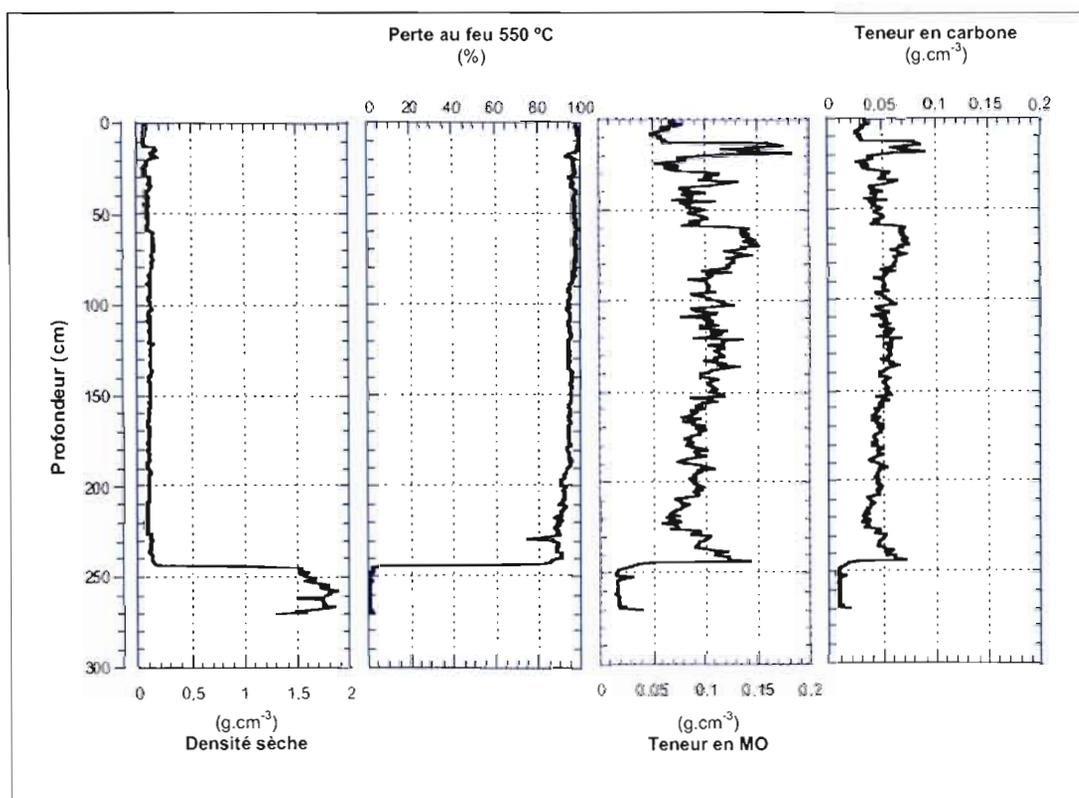


Figure 5.2. Résultats de la perte au feu de la carotte de la palse dégradée (KUJU PD2); courbes de la densité sèche, de la perte au feu 550 °C, de la teneur en matière organique (MO) et de la teneur en carbone.

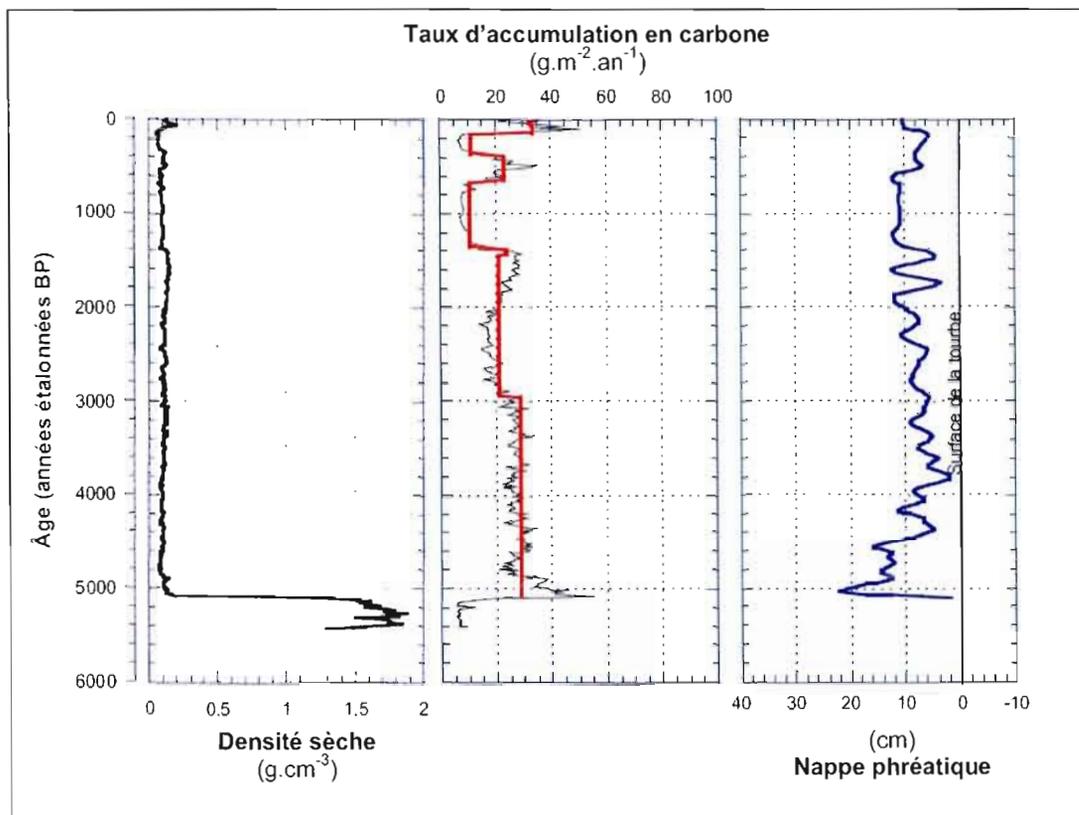


Figure 5.3 Densité sèche en fonction de l'âge des dépôts tourbeux et taux d'accumulation à long terme du carbone de la carotte de la palse dégradée (KUJU PD2) excluant l'acrotelme. La ligne rouge correspond au LORCA moyen pour chaque segment daté. La courbe de la reconstitution du niveau de la nappe phréatique a été obtenue à l'aide du modèle WA_{boot} de cette étude.

Carotte de la bordure forestière (KUJU BF2)

Les résultats montrent que l'accumulation de la tourbe le long de la bordure forestière de la tourbière a débuté il y a environ 4000 ans étal BP. Le taux apparent d'accumulation à long terme du carbone (LORCA) pour l'ensemble du dépôt (excluant l'acrotelme) est de $21,58 \text{ g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (Fig. 5.4). Le taux apparent récent d'accumulation du carbone (RERCA) ($13,5$ à $0,5 \text{ cm}$) est de $164,66 \text{ g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Ces valeurs sont légèrement inférieures à celles du site de la palse dégradée. Les valeurs de la densité sèche (DS) indiquent des valeurs moyennes de $0,40 \text{ g.cm}^{-3}$ aux horizons compris entre $161,5$ et $134,5 \text{ cm}$ (Fig. 5.5). Il s'agit d'horizons à la base du profil qui sont composés de particules minérales.

Pour la portion catotélme, entre 161,5 à 14,5 cm de la carotte, la densité sèche moyenne des sédiments est de $0,17 \text{ g.cm}^{-3}$ et elle est de $0,10 \text{ g.cm}^{-3}$ dans l'acrotélme (14,5 cm à la surface).

Les valeurs de DS de la bordure forestière sont plus élevées que celles du centre de la tourbière et le taux d'accumulation sédimentaire de KUJU BF2 est moins variable que celui de KUJU PD2 (Fig. 5.1). Entre 3910 et 3630 ans étal. BP (161,5 à 133,5 cm), le taux d'accumulation sédimentaire de KUJU BF2 a été particulièrement élevé avec une valeur maximale de $1,00 \text{ mm.an}^{-1}$, de même qu'un taux moyen d'accumulation du carbone atteignant $68,25 \text{ g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Une légère diminution du taux d'accumulation ($0,50 \text{ mm.an}^{-1}$) est observée entre 3630 – 1950 ans étal. BP (133,5 à 49,0 cm) (Fig. 5.1) et on constate également une baisse majeure du taux apparent d'accumulation du carbone qui atteint alors $25,20 \text{ g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (Fig 5.4). Les valeurs de DS baissent également au cours de cette période pour atteindre une valeur moyenne de $0,11 \text{ g.cm}^{-3}$. Une baisse majeure du taux d'accumulation sédimentaire suit immédiatement cette dernière séquence. On y calcule un taux de $0,16 \text{ mm.an}^{-1}$ a été calculé entre 1950 et 840 ans étal. BP (49,0 à 31,0 cm). Cette diminution coïncide à celle du taux apparent d'accumulation en carbone atteignant $12,27 \text{ g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$. D'un point de vue de la DS, on n'observe aucune variation importante (moyenne de $0,15 \text{ g.cm}^{-3}$). L'interpolation des datations ^{14}C à ceux de ^{210}Pb ne présente pas de changement majeur de ces valeurs entre 840 ans étal. BP et -5 ans ^{210}Pb ajustés (53 ans ^{210}Pb) (31,0 à 16,5 cm). En effet, les résultats affichent une stabilité du taux d'accumulation sédimentaire ($0,17 \text{ mm.an}^{-1}$), du taux apparent d'accumulation du carbone ($11,20 \text{ g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$) ainsi que de la moyenne de la DS ($0,14 \text{ g.cm}^{-3}$).

Finalement, au cours des 50 dernières années (jusqu'à la date de carottage, soit 2008) (16,5 à 0,5 cm), le taux d'accumulation sédimentaire au site KUJU BF2 a été de $3,11 \text{ mm.an}^{-1}$ alors que le taux apparent d'accumulation de carbone atteint $147,07 \text{ g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$. La moyenne de la DS pour cette période est de $0,10 \text{ g.cm}^{-3}$. Ces valeurs sont sensiblement équivalentes à celles de la carotte KUJU PD2.

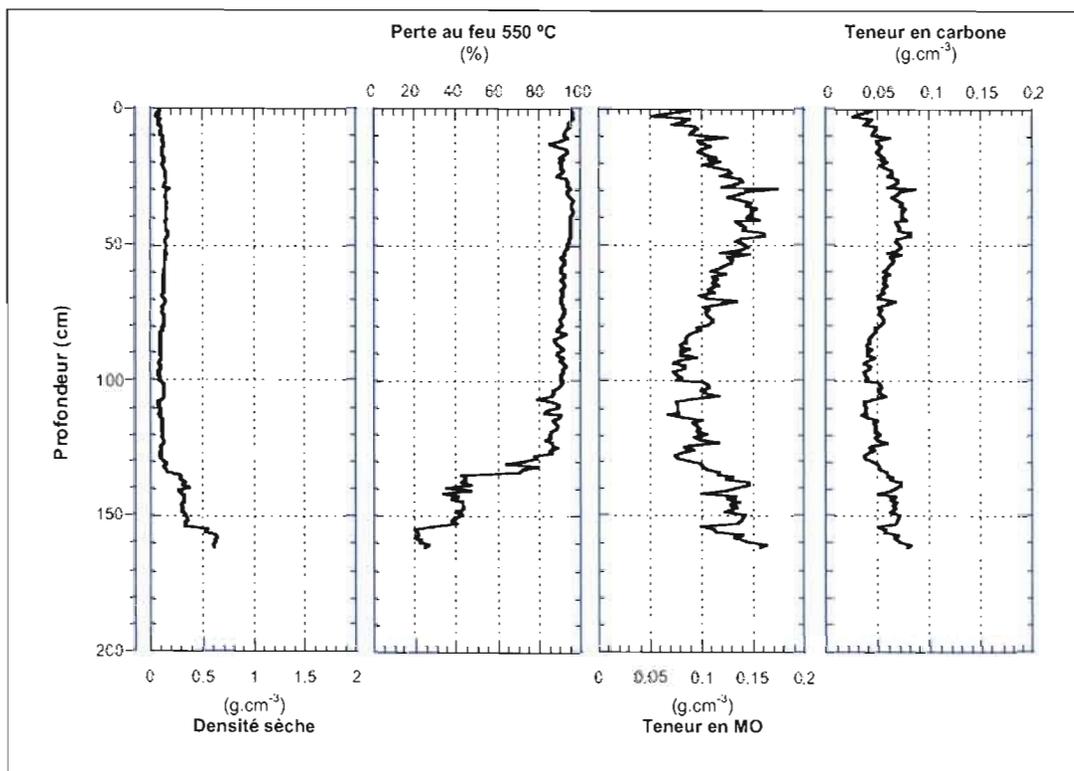


Figure 5.4 Résultats de la perte au feu de la carotte de la bordure forestière (KUJU BF2); courbes de la densité sèche, de la perte au feu 550 °C, de la teneur en matière organique (MO) et de la teneur en carbone.

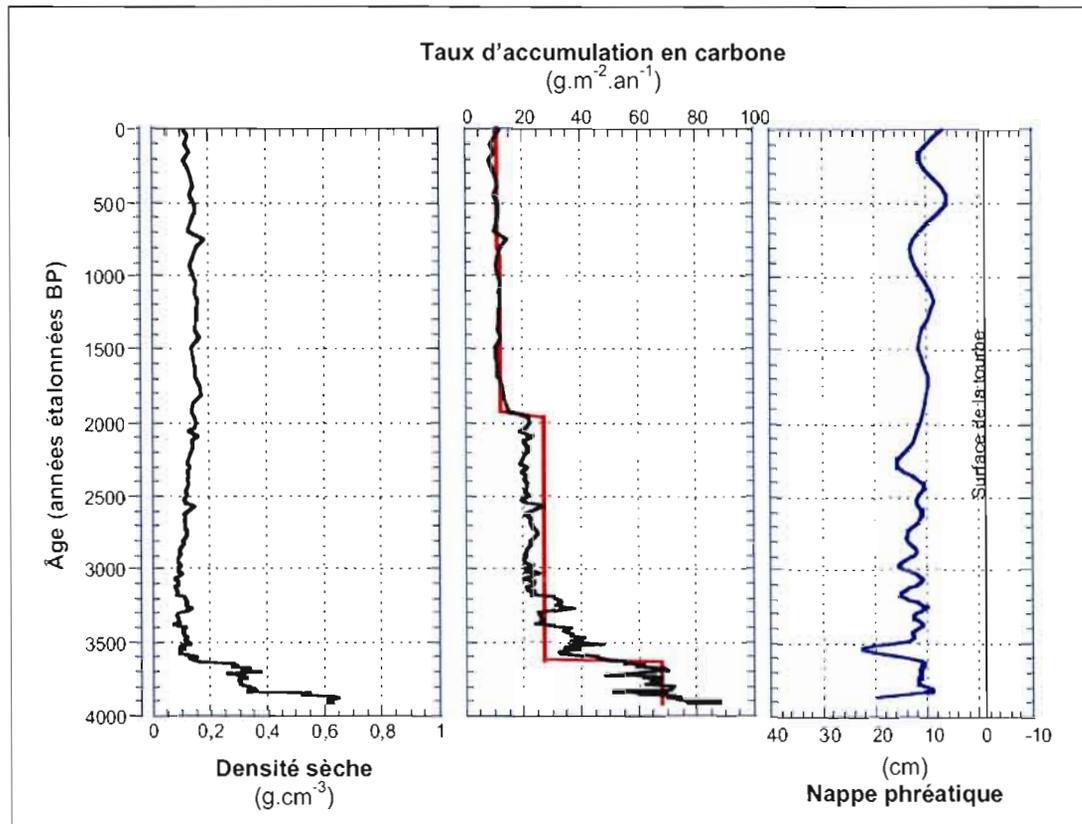


Figure 5.5 Densité sèche en fonction de l'âge des dépôts tourbeux et taux d'accumulation à long terme du carbone de la carotte de la bordure forestière (KUJU BF2) excluant l'acrotelme. La ligne rouge correspond au LORCA moyen pour chaque segment daté. La courbe de la reconstitution du niveau de la nappe phréatique a été obtenue à l'aide du modèle WA_{boot} de cette étude.

5.2 Analyses des thécamoebiens et de la composition de la tourbe

L'ensemble des résultats de l'analyse de la composition de la tourbe et des assemblages de thécamoebiens a été compilé. Ceci a permis l'élaboration de deux diagrammes illustrés aux figures 5.6 et 5.7. Les résultats sont affichés conjointement aux valeurs inférées de nappe phréatique et aux résultats d'accumulation du carbone. Les âges affichés sont ajustés aux profondeurs et sont issus de l'interpolation des résultats de datations au ^{210}Pb et au ^{14}C .

5.2.1 Carotte de la palse dégradée (KUJU PD2)

L'analyse des assemblages des thécamoebiens contenus dans les dépôts tourbeux de la carotte KUJU PD2 a permis de dresser un diagramme composé de 57 espèces différentes. Un peu plus de 57 % du nombre total d'individus dénombrés est regroupé entre six espèces soit, en ordre décroissant d'abondance, *Diffflugia pulex*, *Habrotocha angusticollis*, *Centropyxis cassis*, *Centropyxis aculeata*, *Pseudodiffluagia fulva* et *Amphitrema flavum*. L'analyse des thécamoebiens de la carotte KUJU PD2 a été effectuée depuis le sommet de la carotte jusqu'à 244,5 cm de profondeur. Au-delà de cette profondeur, la concentration en tests était trop basse pour en permettre une analyse complète et fiable. De plus, moins de 50 individus ont été identifiés à 244,5 cm de profondeur. Les descriptions des courbes des positions de la nappe phréatique inférées sont basées sur les valeurs issues du modèle WA_{Boor} développé dans le cadre de la présente recherche. Le spectre complet d'assemblage de thécamoebiens chaque niveau est présenté à l'annexe A. La compilation des résultats des analyses de la composition de la tourbe et celle des thécamoebiens a permis d'identifier six zones principales d'assemblages et 11 sous-zones. L'ensemble des résultats est présenté sous forme de diagramme (Fig. 5.6). La section suivante présente la description et l'interprétation des différentes zones d'assemblages qui ont été identifiées.

Zone 1 : 270,5 à 228,5 cm (5430 à 4880 ans étal. BP)

Cette zone correspond au début de l'accumulation de la matière organique sur le site (Fig. 5.6). Elle a un faible contenu en thécamoebiens et son dépôt est riche en matière décomposée ainsi qu'en matière minérale argileuse. On y distingue deux sous-zones.

Sous-zone 1A : 270,5 à 240,5 cm (5430 à 5070 ans étal. BP)

Cette sous-zone est caractérisée par une rareté de thécamoebiens et une dominance de matière minérale (argile) ainsi que de matière organique décomposée. Seul l'horizon à 240,5 cm contenait suffisamment de thécamoebiens pour permettre un dénombrement de 150 individus. L'assemblage est principalement dominé par *Arcella discoides* ainsi que *Diffflugia pristis*,

deux espèces associées à des conditions humides, en plus de *Centropyxis aculeata* et de *Cyclopyxis arcelloides* qui sont associées à des conditions intermédiaires à sèches. Cette sous-zone correspond sans doute à la de transition entre la phase lacustre et la phase de marais sur le site.

Sous-zone 1B : 242,4 à 228,5 cm (5070 à 4880 ans étal. BP)

La sous-zone 1B affiche une augmentation du contenu en reste d'herbacées, de fragments ligneux et en mousses brunes dont l'état est moins décomposé que dans la sous-zone 1A. On y observe des assemblages en thécamoebiens principalement dominés par des espèces associées à des conditions sèches soient *Habrotrocha angusticollis*, *Arcella catinus*, *Centropyxis cassis* et *Cyclopyxis arcelloides*. Les valeurs de NP obtenues du modèle WA_{boot} donnent une profondeur moyenne de 17,22 cm (Fig. 5.6). Ainsi, des conditions relativement sèches auraient prévalu sur le site entre 5070 à 4880 ans étal. BP.

Zone 2 : 228,5 à 200,5 cm (4880 à 4480 ans étal. BP)

Cette zone est caractérisée par une augmentation du contenu en sphaignes, une présence de restes de plantes herbacées, ligneuses ainsi que de mousses brunes et par une diminution du volume de matière organique décomposée. Les assemblages des thécamoebiens sont dominés par *Amphitrema flavum*, *Diffugia pulex*, *Habrotrocha angusticollis* et *Hyalosphenia papilio*. Les résultats indiquent des niveaux intermédiaires de NP avec une profondeur moyenne de 12,99 cm.

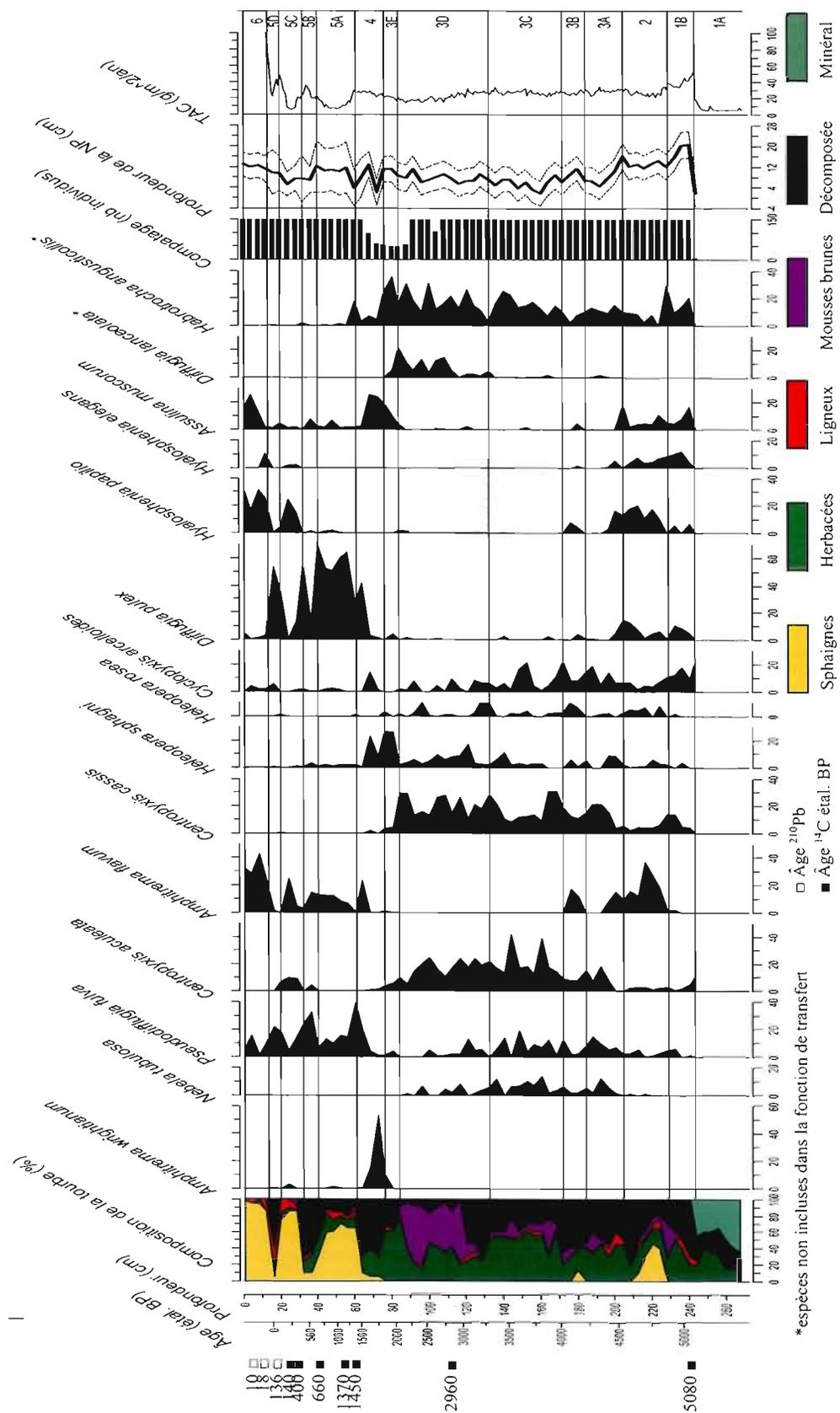


Figure 5.6 Diagramme résumé des résultats des principales composantes de la tourbe, des thécamoebiens et du taux d'accumulation à long terme en carbone de la carotte de la palse dégradée (KUJU PD2).

Zone 3 : 200,5 à 76,5 cm (4480 à 1840 ans étal. BP)

Cette zone est principalement composée de restes de plantes herbacées, de mousses brunes et d'un contenu en matière organique décomposée plus élevée que dans la zone 2. *Centropyxis aculeata*, *Centropyxis cassis* et *Habrotrocha angusticollis* composent la plus grande partie des assemblages de cette zone. Cinq sous-zones caractérisées par leurs assemblages en thécamoebiens et leur contenu macrofossile ont été identifiées.

Sous-zone 3A : 200,5 à 184,5 cm (4480 à 4230 ans étal. BP)

Cette sous-zone se caractérise par une disparition des sphaignes, une augmentation du contenu en restes herbacées et ligneux et un volume important de restes botaniques décomposés. Elle est aussi caractérisée par une diminution de l'abondance d'*Amphitrema flavum*, *Diffugia pulex* et *Hyalosphenia papilio*. Parallèlement, les valeurs d'abondances de *Centropyxis aculeata*, *Centropyxis cassis* ainsi que celles de *Pseudodiffugia fulva* et de *Cyclopyxis arcelloides* augmentent. Ceci se traduit, à l'aide de la fonction de transfert, par une augmentation du niveau de la NP qui atteint alors une moyenne de 7,29 cm en dessous de la surface. Le site d'étude aurait donc connu une phase plus humide au cours de cette période.

Sous-zone 3B : 184,5 à 174,5 cm (4230 à 4070 ans étal. BP)

Il s'agit d'une très courte période au cours de laquelle on note un retour des restes de sphaignes combinés à ceux de plantes herbacées et à des mousses brunes. Une fois de plus, le volume de matière décomposée abonde à ce niveau. Du point de vue des thécamoebiens, cette sous-zone est caractérisée par une augmentation d'*Amphitrema flavum* au détriment de *Pseudodiffugia fulva*, *Centropyxis cassis* et *Cyclopyxis arcelloides*. On observe également une hausse de l'abondance relative d'*Hyalosphenia papilio* ainsi que d'*Heleopera rosea*. Cet assemblage génère peu de changement du niveau de la NP avec une profondeur moyenne de 9,31 cm. Néanmoins, les résultats traduisent un très léger assèchement des conditions de surface.

Sous-zone 3C : 174,5 à 132,5 cm (4070 à 3290 ans étal. BP)

Cette sous-zone se caractérise par une introduction de restes de plantes herbacées ainsi que de mousses brunes au détriment des sphaignes. Sur le plan des thécamoebiens, la sous-zone 3C est dominée par *Habrotricha angusticollis*, *Centropyxis aculeata*, *Centropyxis cassis* et *Cyclopyxis arcelloides*. La reconstitution de NP montre une hausse de l'humidité du milieu avec une profondeur moyenne de 5,74 cm.

Sous-zone 3D : 132,5 à 84,5 cm (3290 à 2070 ans étal. BP)

De fortes abondances de mousses brunes et de restes de plantes herbacées distinguent cette sous-zone de la précédente. Elle contient très peu de matière organique décomposée. *Scorpidium scorpioides*, *Calliergon stramineum* et *Drepanocladus* spp. sont les principales espèces de mousses brunes observées à ces niveaux et correspondent à des conditions relativement humides. À l'instar de la sous-zone 3C, les assemblages de cette sous-zone sont dominés par *Habrotricha angusticollis*, *Centropyxis aculeata*, *Centropyxis cassis* et *Cyclopyxis arcelloides*. On dénote également la présence de taxons rares tels que *Centropyxis ecornis*, *Diffugia lanceolata* et *Diffugia urceolata*. La reconstitution du niveau de la NP indique des conditions humides au cours de cette période (profondeur de moyenne de la NP de 7,76 cm).

Sous-zone 3E : 84,5 à 76,5 cm (2070 à 1840 ans étal. BP)

Il s'agit d'une très courte période dominée par un cortège d'herbacées. On note également une hausse du contenu en matière décomposée comparativement à la sous-zone précédente. Les horizons composant cette séquence sont pauvres en tests de thécamoebiens. Par conséquent, il a été difficile d'atteindre un dénombrement de 150 tests. Ce sont les espèces *Habrotricha angusticollis*, *Heleopera sphagni* et *Assulina muscorum* qui étaient relativement abondants dans les assemblages. Les valeurs de NP montrent un léger abaissement avec une moyenne 10,25 cm en dessous de la surface. Cependant, il ne faut pas oublier que ces valeurs sont issues d'abondances calculées sur une base de 50 thécamoebiens contrairement aux

autres niveaux où le dénombrement a atteint 150 individus. Ainsi, les valeurs doivent être considérées avec une certaine réserve.

Zone 4 : 74,5 à 60,5 cm (1840 à 1420 ans étal. BP)

Cette zone est caractérisée par une hausse importante du volume de matière organique décomposée. On observe également quelques restes de sphaignes et de plantes herbacées. Du point de vue des thécamoebiens, on constate deux principaux assemblages. Un premier est caractérisé par une grande abondance des *Amphitrema wrightianum* conjointement à de fortes proportions d'*Heleopera sphagni* et d'*Assulina muscorum*. Cependant, ces abondances correspondent à des niveaux où un dénombrement de 150 thécamoebiens n'a pu être atteint. Un second assemblage, composé d'*Amphitrema flavum*, de *Pseudodifflugia fulva* et de *Difflugia pulex* a été identifié. Ces deux types d'assemblage de cette zone sont quelque peu complexes à interpréter en raison de la surdiversité d'optimums de tolérance. Par exemple, *Amphitrema wrightianum* est une espèce associée à des conditions très humides alors qu'*Assulina muscorum* et *Difflugia pulex* sont liées à des conditions plus sèches. Par conséquent, lorsque la fonction de transfert est appliquée à ces assemblages, les valeurs inférées affichent plusieurs oscillations passant de conditions très humides à intermédiaires (profondeur de nappe phréatique : maximum : 12,94 cm; minimum : 2,16 cm; moyenne : 6,68 cm).

Zone 5 : 60,5 à 16,5 cm (1420 ans étal. BP à -5 ans ²¹⁰PB ajustés)

La zone 5 présente de nombreuses oscillations tant en termes de composition botanique de la tourbe que d'assemblage de thécamoebiens et de valeurs inférées de NP. Elle est principalement caractérisée par des restes de sphaignes et de la matière organique décomposée. Quatre espèces de thécamoebiens dominent ces assemblages, soient *Amphitrema flavum*, *Pseudodifflugia fulva*, *Difflugia pulex* et *Hyalosphenia papilio*. Cette zone est subdivisée en quatre sous-zones en raison des nombreux changements enregistrés.

Sous-zone 5A : 60,5 à 40,5 cm (1420 à 600 ans étal. BP)

Dans cette sous-zone, une importante hausse du contenu en restes de sphaignes accompagnés de restes de plantes herbacées, de mousses brunes et de fragments ligneux a été identifiée. Le matériel est peu décomposé. *Diffugia pulex* domine les horizons. On y trouve également de fortes abondances d'*Amphitrema flavum* et de *Pseudodiffugia fulva*. Cette composition de thécamoebiens suggère l'installation et le maintien de conditions intermédiaires d'humidité avec une profondeur moyenne de la nappe de 9,96 cm. Toutefois, on remarque une large marge d'erreur des résultats inférés. Ceci est principalement dû au fait que la valeur de tolérance calculée par le modèle WA_{Boot} de *Diffugia pulex*, est parmi la plus grande (optimum : 13,63 cm; tolérance : 11,60 cm) et est associée au manque d'analogues modernes afin d'évaluer avec précision l'écologie de cette espèce. Dans le cas échéant, 20 individus ont dénombrés et 19 ont été utilisés afin de calculer l'optimum et la tolérance de l'espèce. Dans la littérature, *Diffugia pulex* est en effet reconnu comme étant un taxon problématique lors des reconstitutions paléohydrologiques (Mitchell *et al.*, 2008).

Sous-zone 5B : 40,5 à 32,5 cm (600 à 440 ans étal. BP)

Une forte augmentation de la proportion de matière organique décomposée, au dépen des autres composantes botaniques, distingue cette sous-zone. *Pseudodiffugia fulva* est le taxon le plus abondant dans les assemblages de thécamoebiens. On observe également de fortes abondances d'*Amphitrema flavum* et de *Diffugia pulex*. Contrairement à la sous-zone 5A, cet assemblage permet d'inférer des valeurs de NP relativement stable et variant de 9,96 cm à 8,84 cm.

Sous-zone 5C : 32,5 à 20,5 cm (440 à 100 ans étal. BP)

Cette sous-zone est marquée par une augmentation importante du contenu en sphaignes. On y trouve également quelques restes de plantes herbacées, de mousses brunes et de plantes ligneuses et le matériel est très peu décomposé. Chez les thécamoebiens, *Amphitrema flavum* et *Hyalosphenia papilio* affichent les plus fortes valeurs d'abondance. Parallèlement à ces

derniers, les abondances de *Diffugia pulex* et *Pseudodiffugia fulva* baissent abruptement. Les résultats ne démontrent pas une grande différence du niveau de la NP par rapport à la sous-zone précédente avec une profondeur moyenne de 7,44 cm.

Sous-zone 5D : 20,5 à 16,5 cm (100 ans étal. BP à -5 ans ²¹⁰Pb ajustés)

Cette sous-zone se caractérise par un retour à un volume élevé de matière organique décomposée. On y remarque également des restes ligneux. Les assemblages de thécamoebiens compris dans cette séquence sont dominés par *Diffugia pulex* et *Pseudodiffugia fulva*. Cet assemblage permet de dériver un abaissement du niveau de la NP, qui passe à 9,62 cm de profondeur moyenne.

Zone 6 : 16,5 à 0,5 cm (-5 ans ²¹⁰Pb ajustés à l'actuel)

Cette zone englobe la portion supérieure oxygénée de la séquence de tourbe de la palse dégradée, c'est-à-dire l'acrotelme. La matière tourbeuse est très peu décomposée et elle est dominée par les sphaignes. *Amphitrema flavum*, *Hyalosphenia papilio* et *Assulina muscorum* sont les trois taxons de thécamoebiens les plus abondants de cette zone. Ces derniers permettent d'inférer des valeurs de NP plus basses dont la profondeur moyenne est de 11,77 cm.

5.2.2 Carotte de la bordure forestière (KUJU BF2)

Un total de 5 344 tests de thécamoebiens a été dénombré dans la carotte KUJU BF2 et est représenté par 47 espèces. Un peu plus de 52 % du nombre total d'individus dénombrés est groupé entre cinq espèces soit, en ordre décroissant d'abondance, *Hyalosphenia papilio*, *Centropyxis cassis*, *Heleopera rosea*, *Amphitrema flavum* et *Cyclopyxis arcelloides*. L'analyse des thécamoebiens dans les dépôts de tourbe de KUJU BF2 a été effectuée à partir du sommet de la carotte jusqu'à 156,5 cm de profondeur. Au-delà de cette profondeur, le contenu en tests de thécamoebiens était trop faible pour en permettre une analyse complète et représentative. De plus, seulement une cinquantaine d'individus a été dénombrée à 156,5 cm

de profondeur. Comme pour le site de la carotte KUJU PD2, les courbes de nappe phréatique inférées sont basées sur les valeurs issues du modèle WA_{Boot} . L'ensemble des spectres d'assemblages de thécamoebiens est présenté à l'annexe A. Les résultats des analyses des thécamoebiens, combinés aux résultats d'analyse de composition de la tourbe, ont permis d'identifier quatre zones principales et cinq sous-zones dans cette carotte (Fig. 5.7).

Zone 1 : 161,5 à 138,5 cm (3910 à 3690 ans étal. BP)

Cette zone comprend d'importantes proportions de matière organique décomposée et des restes abondants de plantes ligneuses et herbacées. Quelques restes de sphaignes sont également présents. Les assemblages de thécamoebiens compris dans cette zone présentent une faible diversité. Néanmoins, les concentrations étaient suffisamment élevées pour permettre un dénombrement de 150 individus. La zone 1 se divise en deux sous-zones.

Sous-zone 1A : 161,5 à 158,5 cm (3910 à 3890 ans étal. BP)

La matière organique des horizons de cette sous-zone est très décomposée. On y trouve quelques restes de plantes ligneuses et herbacées. On observe également du matériel minéral sableux et argileux. Ceci semble donc correspondre à un milieu riverain au moment un chenal s'écoulait vers l'ouest. En raison de la rareté des tests de thécamoebiens, il a été impossible d'effectuer des analyses dans les horizons compris dans cette sous-zone.

Sous-zone 1B : 158,5 à 138,5 cm (3890 à 3690 ans étal. BP)

Cette sous-zone comprend également d'importantes quantités de matière organique décomposée et une forte proportion de résidus ligneux. On y observe également quelques restes de plantes herbacées et de sphaignes. Deux espèces de thécamoebiens dominent les assemblages, soient *Centropyxis cassis* et *Cyclopyxis arcelloides*. *Nebela tincta*, *Hyalosphenia papilio* et *Heleopera rosea* ont aussi été identifiés parmi les horizons. Les résultats de reconstitution de la NP suggèrent un milieu de transition où la NP est fluctuante (profondeur de la NP : maximum : 24,15; minimum : 10,02; moyenne : 14,82 cm) (Fig. 5.7).

Zone 2 : 138,5 à 76,5 cm (3690 à 2720 ans étal. BP)

Au niveau de la composition de la tourbe, on remarque une hausse importante de résidus de sphaignes et de mousses brunes dans la zone 2. Cette zone est aussi caractérisée par des restes de plantes herbacées et ligneuses peu décomposées. Les assemblages de thécamoebiens présentent quelques variations. D'abord, sur une courte période (132,5 et 120,5 cm), *Nebela tincta*, *Heleopera rosea* et *Hyalosphenia papilio* dominent les assemblages. Par la suite, l'abondance de *Nebela tincta* diminue alors que celle d'*Amphitrema flavum* et de *Hyalosphenia papilio* augmente considérablement. Tout au long de cette zone, on dénote également la présence relativement importante de *Centropyxis cassis*. La reconstitution de la NP suggère donc quelques oscillations : d'abord, un assèchement du milieu est observé entre 3600 et 3500 ans étal. BP (profondeur moyenne de 16,20 cm) qui concorde avec l'augmentation de l'abondance de *Nebela tincta* et d'*Heleopera rosea*. Puis, les conditions d'humidité ont atteint un stade intermédiaire comme en témoignent l'augmentation de certaines espèces telles que *Amphitrema flavum* et *Hyalosphenia papilio* (profondeur moyenne de 13,73 cm). Entre, 88,5 à 76,5 cm (2970 à 2715 ans étal. BP), une diminution du contenu en sphaignes a été identifiée alors que celui en plantes herbacées et en matière organique décomposée augmente. On remarque également quelques restes ligneux à ce niveau. Les assemblages de thécamoebiens changent très peu au cours de cette période et la reconstitution de la NP donne une profondeur moyenne de 13,92 cm par rapport à la surface.

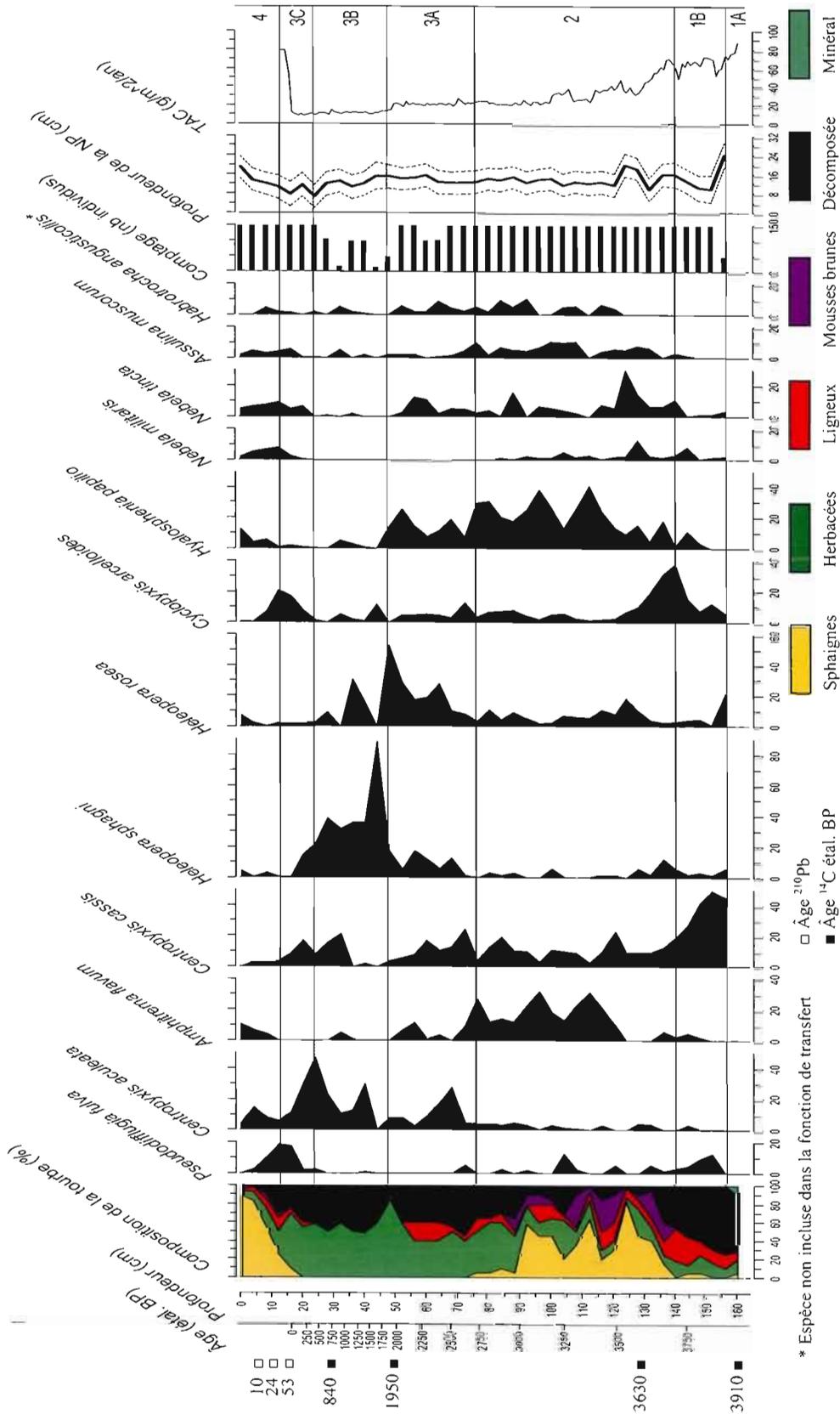


Figure 5.7 Diagramme résumé des résultats des principales composantes de la tourbe, des thécamoebiens et du taux d'accumulation à long terme en carbone de la carotte de la bordure forestière (KUUJ BF2).

Zone 3 : 76,5 à 13,5 cm (2720 ans étal. BP à -20 ans ²¹⁰PB ajustés)

Cette zone est caractérisée par des restes de plantes herbacées. La tourbe y est aussi très décomposée. Trois groupes d'assemblages de thécamoebiens ont été identifiés et associés à des oscillations du niveau de la NP. Cette zone est constituée de trois sous-zones.

Sous-zone 3A : 76,5 à 48,5 cm (2720 à 1920 ans étal. BP)

Cette sous-zone est riche en restes de plantes herbacées. On remarque également une bonne proportion de matière organique décomposée ainsi que de résidus ligneux. Les assemblages de thécamoebiens montrent une diminution de l'abondance d'*Amphitrema flavum* parallèlement à une augmentation des valeurs d'abondance d'*Heleopera rosea*, *Heleopera sphagni* et *Centropyxis aculeata*. On constate également la présence de *Centropyxis cassis* et d'*Hyalosphenia papilio*. Ce type d'assemblage a permis d'inférer des valeurs intermédiaires du niveau de la NP avec une profondeur moyenne de 13,82 cm.

Sous-zone 3B : 48,5 à 24,5 cm (1920 à 450 ans étal. BP)

Cette sous-zone est marquée par une augmentation du contenu en résidus de plantes herbacées et en matière organique décomposée et une diminution du volume de fragments ligneux. La concentration en thécamoebiens est très faible à ces niveaux. Ainsi, le dénombrement de 150 thécamoebiens n'a pu être atteint pour qu'un seul horizon (24,5 cm). Pour certains, le contenu en thécamoebiens était si faible que leur dénombrement n'a pas atteint 50 individus. Néanmoins, on y observe un changement d'assemblage par rapport à la sous-zone 3A. En effet, l'abondance d'*Hyalosphenia papilio* diminue considérablement alors que celle d'*Heleopera sphagni* augmente. On observe également la présence d'*Heleopera rosea*, *Centropyxis aculeata* et *Centropyxis cassis*. Ces assemblages ont généré des niveaux de NP intermédiaires avec une profondeur moyenne de 12,27 cm. Cependant, la portion supérieure de cette séquence est marquée par une élévation du niveau de la NP inférée par l'augmentation de l'abondance relative de *Centropyxis aculeata*.

Sous-zone 3C : 24,5 à 13,5 cm (450 ans étal. BP à -20 ans ²¹⁰PB ajustés)

On remarque dans cette sous-zone une diminution progressive du contenu en restes de plantes herbacées et en matière organique décomposée. Parallèlement, le contenu en sphaignes et en matériel ligneux augmente. Un changement dans la composition des assemblages de thécamoebiens est également observé. Les valeurs d'abondances relatives de *Cyclopyxis arcelloides* et de *Pseudodifflugia fulva* augmentent alors que celles de *Centropyxis aculeata* et de *Centropyxis cassis* diminuent progressivement, suggérant un léger assèchement du milieu suivi d'un retour à des conditions plus humides en surface (profondeur de la NP : maximum : 11,74; minimum : 6,75; moyenne : 8,78 cm).

Zone 4 : 13,5 à 0,5 cm (-20 ans ²¹⁰PB ajustés à l'actuel)

Cette zone englobe la portion supérieure oxygénée du profil de tourbe de la bordure forestière, c'est-à-dire l'acrotelme. Le dépôt est essentiellement composé de sphaignes. On y dénote également quelques plantes herbacées, quelques restes ligneux et certaines mousses brunes. Le matériel botanique est très peu décomposé. *Amphitrema flavum*, *Hyalosphenia papilio*, *Hyalosphenia elegans* et *Centropyxis aculeata* sont les quatre taxons de thécamoebiens les plus abondants dans les assemblages de cette zone. Ces derniers permettent d'inférer une valeur de NP plus sèche comparativement à la sous-zone 3C (profondeur moyenne de 13,91 cm).

CHAPITRE VI

INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS ET DISCUSSION DU VOLET PALÉOÉCOLOGIQUE

Au cours de ce chapitre, les résultats des reconstitutions hydrologiques de la tourbière de Kuujjuarapik, issus de la fonction de transfert, sont comparés aux résultats de diverses études du nord-ouest québécois. L'ensemble des résultats paléoécologiques de la recherche est également mis en relation avec divers événements paléoclimatiques rapportés dans la littérature. Ce chapitre accorde également une attention particulière entre ces événements et l'accumulation du carbone ainsi que la mise en place du pergélisol sur le site.

6.1 Reconstitution des conditions trophiques et hydrologiques du centre de la tourbière

Selon nos résultats de datations de la carotte KUUJ PD2, l'accumulation de la matière organique aurait débuté il y a un peu plus de 5000 ans étal. BP. Cet âge est plus tardif que celui présenté par Arlen-Pouliot et Bhiry (2005) qui situent le début de l'accumulation entre 5950 et 5650 ans étal. BP sur le site. Selon ces mêmes auteurs, la phase minérotrophe de la tourbière se serait maintenue entre 5640 – 1760 ans étal. BP en plus de se caractériser par un taux d'accumulation de tourbe particulièrement élevé.

Ces résultats sont comparables à ceux issus de la présente étude. Les analyses de la composition de la tourbe ont permis d'identifier, entre 5070 et 1840 ans étal. BP, une séquence essentiellement composée de restes de plantes herbacées, de résidus ligneux et de mousses brunes. Cette séquence correspond fort probablement à l'environnement minérotrophe reconstitué par Arlen-Pouliot et Bhiry (2005). D'autre part, entre 5070 et 2960 ans étal. BP, le taux d'accumulation maximal de 0,60 mm.an⁻¹ calculé pour la portion catotélme de la carotte KUJU PD2 s'apparente aux résultats d'Arlen-Pouliot et Bhiry (2005) qui mentionnent un taux approximatif de 0,70 mm.an⁻¹ pour cette même période.

Entre 5070 et 4880 ans étal. BP (sous-zone 1B), la courte séquence contenant des résidus de plantes herbacées, de mousses brunes et de quelques fragments ligneux correspond à un assemblage de thécamoebiens permettant d'inférer des valeurs indiquant un niveau de nappe phréatique bas. Ces mêmes conditions sèches se seraient maintenues entre 4880 et 4540 ans étal. BP (zone 2) favorisant l'installation d'un couvert de sphaignes. Cet épisode (5070 à 4540 ans étal. BP) a aussi été mentionné par Arlen-Pouliot et Bhiry (2005) qui ont observé, entre 5170 et 4610 ans étal. BP, un retrait de deux espèces de mousses brunes associées à des conditions très humides dans les assemblages, soit *Calliergon giganteum* et *Scorpidium scorpidoides*. Ils ont associé cette disparition à un abaissement important du niveau moyen de la nappe phréatique. Arlen-Pouliot et Bhiry (2005) mentionnent aussi un changement trophique de la tourbière, passant d'un fen riche à un fen intermédiaire, entre 4610 et 4200 ans étal. BP, tel qu'indiqué par la présence de sphaignes telle que *Sphagnum warnstorffii* et *Sphagnum teres*. Cette séquence semble correspondre au changement de composition identifié dans nos analyses entre 4880 et 4540 ans étal. BP et suggère que la transition décrite par Arlen-Pouliot et Bhiry (2005) se serait produite un peu plus tôt à notre site d'échantillonnage.

Entre 4540 et 3290 ans étal. BP (sous-zones 3A, 3B et 3C), la reconstitution du niveau de la nappe phréatique suggère une période humide, entrecoupée d'une très courte période plus sèche entre 4230 et 4070 ans étal. BP (sous-zone 3B). La période humide est caractérisée par la présence de fragments de mousses brunes associée à des conditions minérotrophes. La courte séquence plus sèche est caractérisée par quelques espèces de sphaignes et un

assemblage de thécamoebiens s'apparentant à ceux observés entre 4880 et 4540 ans étal. BP (zone 2). Cette longue période humide a aussi été rapportée par Arlen-Pouliot et Bhiry (2005) qui affirment qu'à 4200 ans étal. BP, la tourbière est passée d'un fen intermédiaire à un fen pauvre malgré que les conditions hydrologiques aient été particulièrement humides jusqu'à 3100 ans étal. BP. Les résultats de l'analyse pollinique d'une palse à proximité de notre site d'échantillonnage font état de la présence de quelques taxons aquatiques (*Menyanthes trifoliata*, *Potentilla palustris*, *Potamogeton sp.* et *Triglochin sp.*) suggérant la présence de mares peu profondes à la surface de la tourbière (Hayes, 2010).

Entre 3290 et 2070 ans étal. BP (sous-zone 3D), les assemblages de thécamoebiens ainsi que la composition de la tourbe montrent d'étranges changements. D'abord, la tourbe est composée de mousses brunes dont *Scorpidium scorpioides*, *Calliergon stramineum* et *Drepanocladus spp.* suggérant la persistance des conditions d'humidité. Les assemblages de thécamoebiens indiquent une NP relativement haute et peu variable mais avec une légère tendance à l'abaissement dans les horizons supérieurs de la sous-zone. Ces résultats diffèrent de ceux d'Arlen-Pouliot et Bhiry (2005) qui ont interprété un abaissement de la NP entre 3100 et 1760 ans étal. BP avec la disparition du *Calliergon stramineum* ainsi que des cypéracées. Les résultats d'analyse pollinique de Hayes (2010) indiquent également une baisse de l'abondance des cypéracées au cours de cette même période. La différence de ces résultats pourrait être attribuable à la morphologie de surface des biotopes au site de carottage. Par exemple, il est possible, qu'à la carotte KUUJ PD2, une dépression humide se soit formée à la surface de la tourbière alors qu'au point d'échantillonnage de la palse d'Arlen-Pouliot et Bhiry (2005), une platière caractérisait la surface. Cette différence de biotope induit une variabilité des conditions hydrologiques du milieu. Par conséquent, les variations des résultats peuvent différer en raison de l'hétérogénéité naturelle de la surface de la tourbière au cours de cette période. Une seconde hypothèse serait liée à l'abondance non négligeable de certains taxons n'ayant pas été inclus dans les modèles de fonction de transfert. À titre d'exemple, *Diffugia lanceolata* et *Habrotrocha angusticollis* sont deux espèces relativement abondantes au cours de cette période. Or, il s'agit de deux taxons ayant été retirés des modèles en raison de leur manque d'analogues modernes et/ou de la faiblesse du signal hydrologique qu'ils procurent. Par conséquent, il se peut que l'importance accordée

aux espèces restantes soit disproportionnée lorsque la fonction de transfert fut appliquée. Ainsi, la justesse de certaines valeurs inférées demeure discutable.

Une très courte période, de 2070 à 1840 ans écal. BP (sous-zone 3E), montre une grande abondance de résidus d'herbacées et coïncide avec une diminution de la concentration en thécamoebiens. Cette diminution importante peut être attribuable à une combinaison de plusieurs facteurs. D'abord, la composition végétale des horizons suggère une dominance des plantes herbacées au détriment des bryophytes. Or, une étroite corrélation entre la diversité des thécamoebiens et celle des bryophytes à la surface des tourbières a été démontrée (Lamentowicz *et al.*, 2010a ; Mitchell *et al.*, 2000). Toutefois, aucune corrélation n'a encore été mentionnée entre la diversité des plantes vasculaires et celle des thécamoebiens. Une autre étude a mentionné l'existence d'une relation indirecte entre la diversité des groupes fonctionnels de plantes et celle des thécamoebiens (Ledeganck *et al.*, 2003). Ainsi, il semblerait que plus la diversité végétale est grande, plus celle des thécamoebiens le sera et sans que cela affecte leur concentration. Mitchell *et al.* (2008) ont démontré une différenciation de la résistance des tests aux processus de décompositions selon les espèces. Cette décomposition différentielle influencerait les résultats de reconstitution de la nappe phréatique. Cette influence serait d'autant plus grande en milieu minérotrophe où le groupe des Euglyphida présenterait clairement une plus grande vulnérabilité à la décomposition. Or, dans la présente étude, seulement quelques individus du groupe des Euglyphida ont été observés et ceci pourrait suggérer une décomposition différentielle. Par conséquent, il serait possible que les valeurs inférées, basées sur les assemblages de thécamoebiens des horizons compris dans la base de la carotte, ne soient pas parfaitement représentatives des conditions hydrologiques du milieu qui prévalaient à cette époque, quoiqu'il soit difficile, voire impossible, de le confirmer. Plusieurs études s'intéressent à la diversité spécifique des thécamoebiens en fonction des paramètres environnementaux, mais rares sont celles s'intéressant à la relation entre la concentration d'individus et ces mêmes paramètres. Néanmoins, une constatation peut être faite à ces niveaux problématiques. Selon les résultats d'analyse de la composition de la tourbe, on dénote une forte baisse des mousses et une augmentation graduelle de la décomposition. Ceci supposerait un lien entre la présence des mousses et la concentration en thécamoebiens. Ainsi, les faibles valeurs de concentration de

thécamoebiens pourraient être dues à la diminution du couvert de bryophytes. Par contre, la décomposition plus élevée de la tourbe indique aussi une hausse des processus de décomposition et par conséquent, une détérioration des tests expliquant la baisse de leur concentration parmi ces horizons. Bien que les valeurs inférées de NP de ces niveaux soient issues d'un comptage inférieur à 150, les assemblages indiquent un assèchement à la surface de la tourbière à cette période, appuyant l'hypothèse d'une hausse de la décomposition de la matière organique et des tests de thécamoebiens.

La période entre 1840 et 1420 ans étal. BP (zone 4) indique une grande variabilité des conditions d'humidité alors que les assemblages de thécamoebiens ont permis d'inférer des niveaux de NP variant de très humides à sec. Les conditions humides sont confirmées par la présence d'*Amphitrema wrightianum* et de *Pseudodifflugia fulva*, alors que les conditions plus sèches correspondent à une abondance d'*Assulina muscorum*, de *Cyclopyxis arcelloides* et d'*Heleopera sphagni*. Pendant cette période, on observe aussi une hausse de la décomposition de la tourbe, une très légère augmentation du contenu en sphaignes et une diminution en herbacées. Cette séquence semble correspondre à la transition fen-bog alors qu'Arlen-Pouliot et Bhiry (2005) ont identifié des restes de *Sphagnum capillifolium* à 1760 ans étal. BP. Cette transition marquerait donc le début du stade ombrotrophe du centre de la tourbière. Des études ont démontré, au moyen d'analyses macrofossiles, que la transition fen-bog peut être associée à de grandes variations du niveau de la nappe phréatique (Hughes, 2000 ; Hughes et Barber, 2004). D'autre part, il semblerait que les sphaignes seraient alors peu présentes au cours de ces transitions puisqu'elles exigent une stabilité du niveau de la NP afin de bien coloniser le milieu (Hughes et Barber, 2003 ; Loisel, 2009 ; McNeil et Waddington, 2003). Les résultats de la présente étude ont confirmé une très faible abondance de résidus de sphaignes parmi les horizons.

La portion de la carotte KUJU PD2 comprenant les 64 premiers centimètres vers la surface et associée aux zones 5 et 6 (1420 ans étal. BP à l'actuel) représente la phase ombrotrophe de la tourbière de Kuujjuarapik. L'importante augmentation du contenu en sphaignes, les changements d'assemblages de thécamoebiens ainsi que la baisse du niveau de la NP témoignent de cette modification du statut trophique et hydrologique à laquelle correspond en

plus un abaissement du taux d'accumulation sédimentaire. Cette baisse observée par Arlent-Pouliot et Bhiry (2005) et Hayes (2010) est confirmée dans le modèle âge-profondeur (Chapitre V). Les résultats d'analyses de thécamoebiens montrent de fortes abondances de *Diffflugia pulex*, une espèce qui procure une large marge d'erreur des valeurs inférées malgré qu'elle ait été identifiée comme indicatrice de conditions sèches (Booth, 2002, 2010 ; Charman *et al.*, 2000 ; Charman *et al.*, 2007 ; Kokfelt *et al.*, 2009). Entre 1420 et 600 ans étal. BP (sous-zone 5A), les horizons tourbeux sont riches en résidus de sphaignes et de plantes herbacées, mais la portion supérieure de cette sous-zone affiche une légère augmentation du matériel ligneux. Cette augmentation est immédiatement suivie d'une hausse importante de la décomposition entre 600 et 440 ans étal. BP (sous-zone 5B). Ce changement brusque de l'état de décomposition de la tourbe a également été observé dans les analyses stratigraphiques de la carotte KUJU PD, prélevée à un mètre du point de carottage de KUJU PD2 (Hayes, 2010). L'analyse des thécamoebiens montre une élévation du niveau de la NP alors que le modèle âge-profondeur indique un haut taux d'accumulation sédimentaire ($\sim 0,49 \text{ mm.an}^{-1}$). Ces changements s'étant produits entre 1420 et 440 ans étal. BP, suggèrent un phénomène d'installation graduelle du pergélisol sur le site. Nous y reviendrons plus tard au cours de ce chapitre. Les résultats de variations du niveau de la nappe phréatique, pour la période comprise entre 1420 ans étal. BP et l'actuel, concordent avec ceux des analyses isotopiques ^{18}O effectuées dans la carotte KUJU PD par Hayes (2010) (Fig. 6.1). Un lien entre l'élévation du niveau de la NP et la composition du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des sphaignes a été établi et confirme les variations de la NP au cours de cette période.

Entre 440 ans étal. BP et -5 ^{210}Pb ajustés (sous-zone 5C et 5D), une série de variations similaires à celles décrites précédemment est observée d'abord avec une succession d'horizons de sphaignes et de restes ligneux accumulés entre 440 et 100 ans étal. BP (sous-zone 5C) alors que les assemblages de thécamoebiens ont permis d'inférer un niveau de nappe phréatique plus élevée que dans la sous-zone 5A. La sous-zone 5C est immédiatement suivie d'une séquence où la tourbe est très décomposée (100 ans étal. BP à -5 ans ^{210}Pb ajustés) (sous-zone 5D) en plus d'être associée à une baisse du niveau de la nappe phréatique

et une très faible accumulation sédimentaire (\sim à $0,24 \text{ mm.an}^{-1}$) suggérant alors le probable effet du pergélisol sur le site.

Les 16 premiers centimètres ($-5 \text{ ans } ^{210}\text{Pb}$ ajustés à l'actuelle) (zone 6) présentent un taux d'accumulation sédimentaire très élevé. Ces résultats sont conformes à ceux observés par Hayes (2010) ainsi que par Arlen-Pouliot et Bhiry (2005). Parallèlement, les assemblages de thécamoebiens suggèrent des conditions hydrologiques intermédiaires (profondeur de la NP : maximum : 13,01 cm; minimum : 9,84 cm ; moyenne : 11,77 cm) caractérisant cette section de la tourbière depuis quelques décennies.

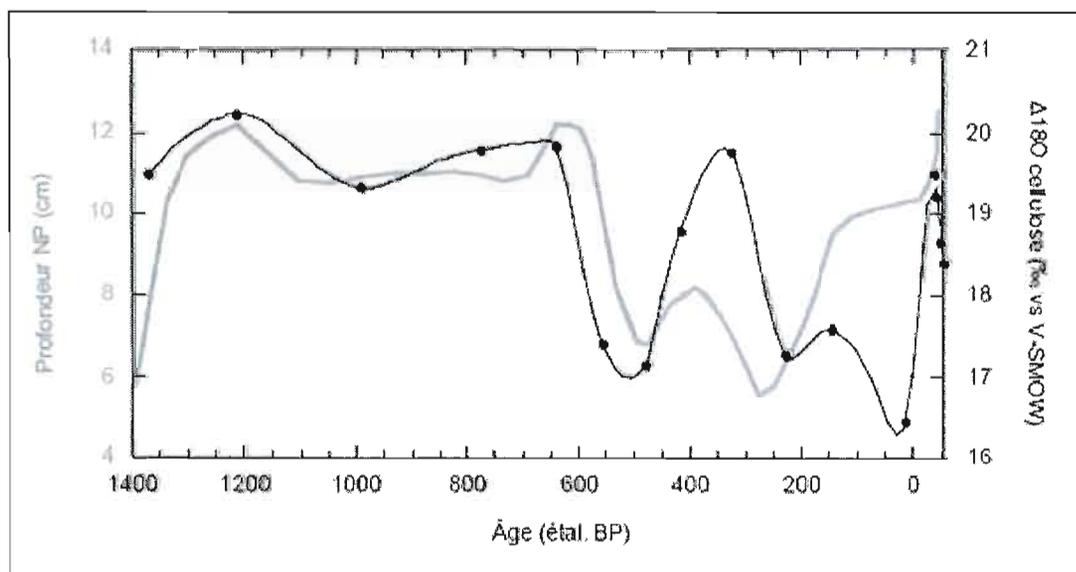


Figure 6.1 Composition du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des sphaignes (noire) pour la carotte KUJU PD (Hayes, 2010) et reconstitution du niveau de la NP (gris) de KUJU PD2 (Figure tirée de Hayes, 2010).

6.2 Reconstitution des conditions trophiques et hydrologiques de la marge de la tourbière

Comparativement à KUJU PD2, la reconstitution du développement de la tourbière issue de la carotte KUJU BF2 montre une dynamique évolutive différente associée à son emplacement géographique dans le milieu. La comparaison des reconstitutions du niveau de la NP pour chacune des carottes témoigne de ces différences (Fig. 6.2). En dépit de certaines tendances similaires, les conditions hydrologiques de KUJU BF2 présentent moins de

variations au cours du temps. Elles ont aussi été un peu moins humides qu'au site de KUJU PD2. Le site KUJU BF2 représente la bordure forestière qui ceinture actuellement la tourbière.

D'après les résultats des datations au radiocarbone, l'accumulation de la matière organique aurait débuté il y a un peu plus de 3910 ans étal. BP à cet endroit. Néanmoins, il est important de noter que la datation n'a pas été effectuée au contact net du changement minéral/organique puisque la base de la carotte de tourbe n'a pas été atteinte.

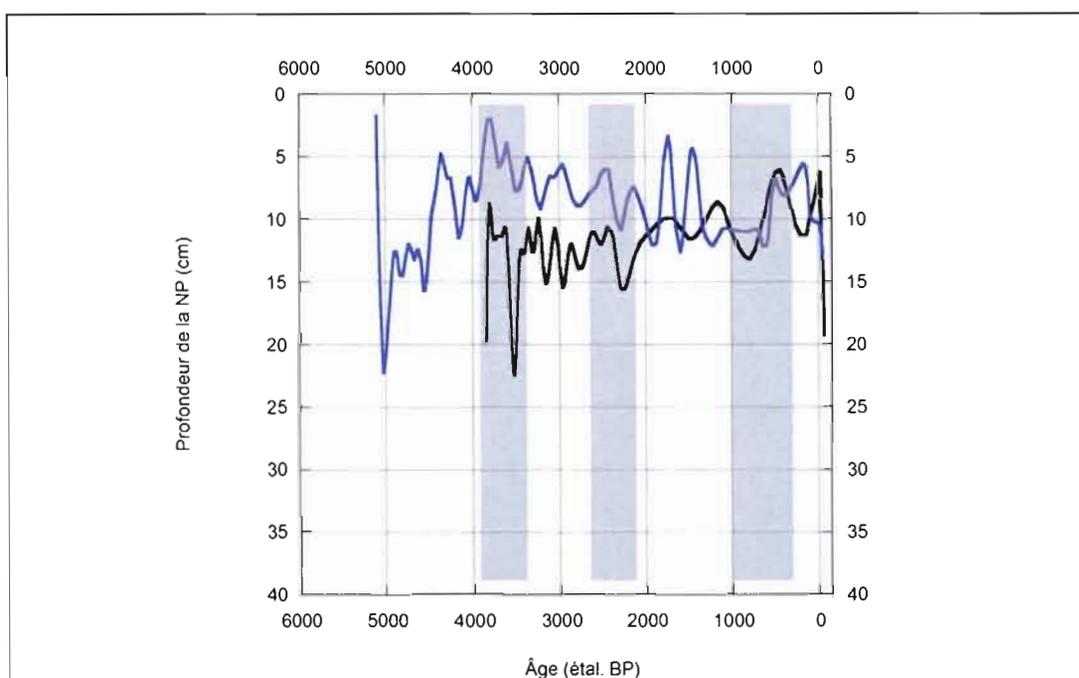


Figure 6.2 Comparaison de la reconstitution des niveaux de NP entre les deux secteurs de la tourbière (KUJU PD2 (bleue) et KUJU BF2 (noire)); les zones grises correspondent aux variations synchrones entre les deux sites.

Entre 3910 et 3690 ans étal. BP (zone 1), des conditions intermédiaires d'humidité auraient prévalu dans ce secteur de la tourbière et un abaissement important du niveau de la nappe phréatique serait survenu à la fin de cette période. Cet abaissement fut synchrone dans les deux sites analysés malgré qu'il ait été de moindre importance dans le cas de KUJU PD2. À cette époque, les assemblages végétaux caractérisés par une forte proportion d'espèces

ligneuses dont l'état est fortement décomposé a été associé aux conditions oxiques créés par l'abaissement de la NP sur le site KUJU BF2.

Entre 3690 et 2720 ans étal. BP (zone 2), les conditions d'humidité sur le site semblent avoir été intermédiaires avec un niveau moyen de nappe inférée à 13,92 cm et un assemblage végétal dominé par les sphaignes. Ceci marque probablement un changement des conditions trophiques au moment où les conditions étaient très humides au centre de la tourbière (KUJU PD2). Les différences des conditions d'humidité sont interprétées par la présence de résidus ligneux dans les horizons de KUJU BF2 suggérant la colonisation de la marge de la tourbière par des espèces ligneuses. Ce couvert ligneux pourrait avoir favorisé une plus grande évapotranspiration et donc assuré le maintien des conditions intermédiaires d'humidité comparativement à celles du secteur de KUJU PD2 (Sottocornola et Kiely, soumis).

Entre 2720 et 1920 ans étal. BP (sous-zone 3A), malgré que les conditions d'humidité soient demeurées inchangées par rapport à la zone 2, la disparition des sphaignes et l'augmentation des résidus ligneux correspond à la phase d'« afforestation » présentée par Arlen-Pouliot et Bhiry (2005). Selon ces mêmes auteurs, le centre de la tourbière de Kuujjuarapik présentait des conditions de fen pauvre à cette époque alors que les conditions de drainage étaient associées à une nappe phréatique basse. Les résultats de la présente étude confirment ces conditions malgré qu'aucun indicateur n'ait permis l'identification d'un couvert arborescent au site de la carotte de KUJU PD2 et renforce ainsi l'interprétation de l'hétérogénéité spatiale de la distribution des biotopes dans les tourbières.

À partir de 1920 ans étal. BP, l'analyse de la composition de la tourbe indique une dominance des restes herbacés au détriment des espèces ligneuses alors que la quantité de matière décomposée demeure relativement importante. Cette période correspond à celle d'une baisse de la concentration en thécamoebiens et renforce l'hypothèse d'une relation entre les mousses et les thécamoebiens. Cette baisse de concentration est synchrone à celle identifiée dans la carotte KUJU PD2 même si elle semble avoir duré plus longtemps au site KUJU BF2. Elle aurait débuté il y a 1920 ans étal et se serait terminée vers 690 ans étal. BP. Bien que minimes, les valeurs de NP inférées présentent de légères oscillations qui

deviennent plus importantes entre 450 ans étal. BP et -5 ans ^{210}Pb ajustés (sous-zone 3C). Cette période de variabilité de la NP précède la zone 4 où les horizons récents sont dominés par les sphaignes. Ces assemblages suggèrent une période transitoire entre les conditions minérotrophiques pauvres vers les conditions ombrotrophiques. Les changements s'expliqueraient par une modification des processus autogènes quoique certaines variations hydrologiques concordent entre les deux carottes.

6.3 Influence du climat sur la dynamique des conditions hydrologiques de la tourbière de Kuujjuarpaik

Bien qu'il ait souvent été mentionné de la complexité d'étudier les effets de variations hydrologiques en milieu minérotrophe, les résultats de nos analyses de reconstitution du niveau de NP issus de l'épisode minérotrophe de la carotte KUJU PD2 semblent correspondre à certains changements d'ordre hydroclimatologique décrits dans la littérature. En effet, entre 5070 et 4540 ans étal. BP, les résultats d'analyse de thécamoebiens indiquent des conditions relativement sèches sur le site alors que le niveau d'eau du lac des Pluviers, situé approximativement à 300 km au nord-est de notre site d'étude, était bas (Payette et Filion, 1993). En effet, selon les auteurs de cette étude, les bas niveaux d'eau survenus entre 5400 et 3600 ans BP (~ 6220 et 3850 ans étal. BP) sont associés à des changements d'ordre atmosphérique ayant permis le maintien de conditions chaudes et sèches au nord-ouest du Québec. Toujours selon cette étude, le niveau du lac des Pluviers fut particulièrement bas entre 4600 et 4100 ans BP (~ 5340 et 4630 ans étal. BP). Une autre étude, consacrée à la reconstitution du niveau d'un lac situé au sud du Québec dans le secteur de Thetford Mines, mentionne également une baisse du niveau d'eau entre 6100 et 4400 ans étal. BP (Lavoie et Richard, 2000). D'autres auteurs ont associé la période comprise entre 6000 et 3500 ans étal. BP au réchauffement mi-holocène (Gajewski *et al.*, 2000 ; Mayewski *et al.*, 2004 ; Viau *et al.*, 2006). Ces résultats suggèrent donc l'influence possible de processus allogènes, comme le climat, sur la dynamique des milieux naturels et par conséquent sur la tourbière de Kuujjuarapik entre 5070 et 4540 ans étal. BP (sous-zone 1B; zone 2).

Les résultats de reconstitutions de NP, entre 4540 et 3290 ans étal. BP (sous-zones 3A, 3B et 3C), indiquent à l'instar d'Arlen-Pouliot et Bhiry (2005), une hausse des conditions humides sur le site. Cependant, une très courte période sèche (baisse du niveau de la NP), entre 4230 et 4070 ans étal. BP, semble correspondre à un évènement climatique sec de grande amplitude survenu entre 4300 et 4100 ans étal. BP (Booth *et al.*, 2005b). Cet épisode sec a également été enregistré par Tremblay (2010) dans deux tourbières de la région de Laforge.

Selon Payette et Filion (1993), la réaugmentation du niveau d'eau du lac des Pluviers a débuté à partir de 3600 ans BP (~ 3850 ans étal. BP) et fut particulièrement importante entre 3600 et 2400 ans BP (~ 3850 à 2530 ans étal. BP). Ce changement concorde aussi avec les résultats provenant du lac Kachishayoot situé non loin du village de Kuujjuarapik (Miousse *et al.*, 2003) où une hausse de niveau d'eau a été identifiée à partir de 3200 ans BP et fût associé à une modification de la circulation atmosphérique induite d'un changement à long terme de l'insolation. Lavoie et Richard (2000) ont aussi observé une augmentation du niveau d'eau du Lac Albion à partir de 4400 ans étal. BP. Les reconstitutions de NP, de la carotte KUJU PD2, indiquent une hausse d'humidité entre 4540 et 3290 ans étal. BP. Des conditions un peu plus humides sont également enregistrées entre 3900 et 3700 ans étal. BP en marge de la tourbière (KUJU BF2). Cette hausse coïncide également avec la phase de formation de mares à la surface de la tourbière de Kuujjuarapik, entre 4600 et 3000 ans étal. BP, telle que mentionnée par Arlen-Pouliot et Bhiry (2005) et Hayes (2010). Elle correspond également à la période de la formation de mares dans deux tourbières de la région de Laforge analysées par Tremblay (2010). À Kuujjuarapik, entre 3290 et 2070 ans étal. BP, nos résultats suggèrent un très léger abaissement de la NP au centre de la tourbière (KUJU PD2) alors qu'à sa marge des conditions intermédiaires d'humidité se maintenaient au cours de cette même période. Ceci suggère donc que des modifications hydroclimatiques ont pu influencer les conditions d'humidité de la tourbière entre 4070-3290 étal. BP mais que les facteurs autogènes auraient aussi exercé un impact sur les différents biotopes.

Selon Miousse *et al.* (2003), une période de bas niveau d'eau du lac Kachishayoot aurait débuté avant 2200 ans BP (~ 2400 – 2100 ans BP) ce qui s'apparente aux baisses du niveau d'eau du lac des Pluviers enregistré à 2600 – 2400 ans BP (~ 2770 – 2530 ans étal. BP) et

2100-2000 ans BP (~ 2040 ans étal. BP) (Payette et Fillion, 1993). Un abaissement du niveau du lac Ontario a également été enregistré entre 2300 et 1900 ans BP (~ 2300 – 1830 ans étal. BP) (Dalrymple et Carey, 1990). De plus, cette période correspond à la phase d'afforestation dans la tourbière de Kuujuarapik (Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005) probablement influencée par des conditions atmosphériques plus sèches. Par contre, les résultats d'analyses de thécamoebiens de cette étude n'ont pas permis de détecter de changements hydrologiques au cours de cette période. Seul un épisode, compris entre 2600 et 1840 ans étal. BP montre une légère tendance à l'assèchement du milieu dans les deux carottes (soit entre 2600 – 2100 ans étal. BP à KUJU BF2; 2300 – 1840 ans étal. BP à KUJU PD2). Les analyses de KUJU BF2 semblent avoir enregistré les mêmes tendances hydrologiques que KUJU PD2 entre approximativement 2600 et 2100 ans étal. BP. Par contre, les valeurs inférées dans ces niveaux correspondent à des échantillons où la concentration en thécamoebiens était très faible. D'autre part, entre 2070 et 1420 ans étal. BP à KUJU PD2, la période a été associée à la transition fen-bog. Conséquemment, il était difficile de distinguer l'influence des facteurs autogènes et allogènes ayant influencé le milieu durant cette période. Néanmoins, il se pourrait qu'une combinaison de ces facteurs ait enclenché le processus de transition du statut trophique fen – bog de la tourbière puisqu'un abaissement de l'humidité atmosphérique influence les apports d'eau dans le système et peut ainsi favoriser l'ombrotrophisation du site (Hughes, 2000 ; Hughes et Barber, 2003 ; Loisel et Garneau, 2010).

À 1300 ans BP (~ 1190 ans étal. BP), Payette et Fillion (1993) ont observé une autre diminution du niveau du lac des Pluviers correspondant aussi à une intensification des processus éoliens dans les zones de toundra et de toundra forestière autour 1650 et 950 ans BP (~ 1550 et 840 ans étal. BP) (Filion *et al.*, 1991 ; Samson *et al.*, 2010). Une seconde hausse de ces processus a été rapportée après 700 ans BP (~ 660 ans étal. BP) (Filion *et al.*, 1991 ; Samson *et al.*, 2010) et ces périodes d'activités éoliennes ont été associées à des conditions plus sèches et plus froides. Nos résultats d'analyse de thécamoebiens, issus de la carotte KUJU PD2, montrent aussi un abaissement du niveau de la NP entre 1420 et 600 ans étal. BP. Des événements secs ont aussi été identifiés par Booth *et al.* (2006) à 1850, 1800, 1650, 1000, 800 et 700 ans étal. BP pour la région des Grands Lacs. Par conséquent, il semblerait que nos résultats reflètent une certaine influence des facteurs allogènes sur la

dynamique hydrologique de la tourbière de Kuujuarapik. Ce sont probablement ces mêmes conditions qui auraient favorisé l'établissement des conditions ombrotrophes du centre de la tourbière.

Dans le Nord du Québec, le lac des Pluviers aurait été caractérisé par une autre diminution de son niveau d'eau vers 300 – 250 ans BP (~ 360 ans étal. BP) (Payette et Filion, 1993) alors que Miousse *et al.* (2003) n'ont pas observé de telles variations pour le Lac Kachishayoot. Dans le cas de la carotte KUJU PD2, les résultats d'analyse des thécamoebiens indiquent des conditions quelques peu humide entre 440 – 100 ans étal. BP (sous-zones 5B et 5C) auxquels correspondent une hausse du contenu en sphaignes et de l'accumulation de la tourbe. Les résultats des analyses de la carotte KUJU BF2 montrent, pour leur part, plusieurs similitudes en termes d'oscillations du niveau de la NP. Ceci suggère, malgré que ces variations n'aient pas été enregistrées au Lac Kachishayoot, une influence des facteurs allogènes au cours de cette période. Nous supposons ici que la formation du pergélisol, qui a affecté le centre de la tourbière, aurait joué un rôle prépondérant en ce qui concerne la dynamique hydrologique du milieu. Ceprocessus aurait commencé à se manifester à partir 1420 ans étal BP.

Dans l'ensemble, les résultats d'analyse de la carotte KUJU BF2 corroborent moins les variations hydrologiques régionales que ceux enregistrés au site de KUJU PD2. Ceci suggère une différence de sensibilité aux facteurs autogènes et allogènes selon la résilience des différences de biotopes au sein d'une même tourbière.

6.4 Dynamique du pergélisol dans la tourbière de Kuujuarapik

Nos analyses permettent difficilement de reconstruire précisément la chronologie des évènements liés au développement du pergélisol dans la tourbière. Néanmoins, nos traceurs affichent quelques variations dans la carotte KUJU PD2 pouvant être liées au phénomène. À notre connaissance, une seule étude, celle de Kokfelt *et al.* 2009, a étudié les assemblages de thécamoebiens afin de reconstituer les conditions hydrologiques ayant prévalu à la surface des palses jusqu'à leur dégradation. Conséquemment, beaucoup d'incertitudes demeurent quant à l'efficacité de cet indicateur pour l'interprétation de conditions hydrologiques liées à

des phénomènes de gel. La croissance des paises engendre généralement un assèchement considérable de la tourbe en surface (Gurney, 2001 ; Payette, 2001b ; Seppälä, 1986, 1982a). Théoriquement, cet assèchement devrait être visible au moyen de l'analyse des thécamoebiens sauf dans le cas où les conditions du mollisol sont saturées, en raison du maintien d'un niveau élevé de NP, au contact de l'horizon gelé (Kokfelt *et al.*, 2009). Lors du carottage de KUJU-PA, la couche de gel se situait à plus de 40 cm sous la surface de la paise et la surface n'affichait pas d'horizons contemporains de tourbe (Hayes, 2010). Conséquemment, il est impossible d'inférer des valeurs de NP une fois que la paise atteint son stade de maturité puisqu'à ce stade, il y a une perte de l'activité biologique à la surface. Néanmoins, une hypothèse a été élaborée, au cours de cette recherche, quant à l'utilisation des thécamoebiens dans l'étude de la genèse du pergélisol et des formes périglaciaires qui y sont associés. Nous supposons que l'analyse devrait permettre de reconstituer les conditions hydrologiques de la tourbière, au cours du développement du pergélisol, aussi longtemps qu'une couche active est présente à la surface. Toutefois, si un bombement de la surface de la tourbière se produit en raison du développement du gel en profondeur, la couche active de tourbe devrait être progressivement dissociée de l'influence de la nappe phréatique. Le dénivèlement devrait diminuer le temps de résidence de l'eau interstitielle au sommet du gonflement et progressivement atteindre les pourtours de la forme périglaciaire. Ainsi, les assemblages de thécamoebiens deviendraient davantage des indicateurs des conditions liées aux précipitations estivales, que des témoins du niveau de la nappe phréatique.

Les résultats démontrent un important changement d'assemblage des thécamoebiens entre 1420 et 600 ans étal. BP. Ce changement coïncide avec l'ombrotrophisation du milieu. Les valeurs inférées de NP indiquent un abaissement du niveau. Toutefois, il est difficile de déterminer exactement les causes de cet abaissement. Arlen-Pouliot et Bhiry (2005) ont démontré que la tourbière de Kuujjuarapik était une tourbière ombrotrophe colonisée par des espèces forestières entre 1760 et 400 ans étal. BP. Ce changement de conditions hydrologiques du milieu pourrait aussi bien être lié au phénomène d'ombrotrophisation qu'à celui de l'installation du pergélisol. Cependant, Kokfelt *et al.* (2009) ont mentionné une dominance de l'abondance de *Diffugia pulex* associée à une période où le pergélisol était présent dans la tourbière. Or, entre 1420 et 600 ans étal. BP, nous observons également une

dominance de cette espèce dans la carotte KUJU-PD2. Au même moment, Hayes (2010) a reconstitué de faibles taux d'accumulation sédimentaire entre 1400 et 1100 ans éal. BP avec une hausse des influx polliniques de la majorité des espèces observées. De plus, selon une recherche effectuée à une dizaine de kilomètres au nord-ouest de notre site d'étude, le pergélisol aurait été présent à partir de 1660-1630 ans éal. BP (Bhiry et Robert, 2006) dans le secteur de Kuujjuarapik. Selon Allard et Séguin (1987a), il s'agit d'une période ayant été favorable au développement du pergélisol au nord du Québec. Ainsi, il serait fort probable que la formation du pergélisol se soit manifestée de façon discontinue à partir de 1400-1100 ans éal. BP sur le site.

La présence de restes ligneux à 50cm de profondeur, accompagnée de restes de végétaux hautement décomposés (600 - 440 ans éal. BP), pourrait être associée à une période d'assèchement du milieu suite à une plus grande oxygénation des horizons tourbeux situés au-dessus des couches gelées. Par contre, les valeurs inférées montrent une hausse de la NP associée aux horizons décomposés et ceci serait peut-être dû aux conditions saturées du molisol au cours des saisons estivales. En effet, la fonte de gel engendre la formation d'un molisol plus ou moins épais jusqu'au développement de mares thermokarstiques et/ou de dépressions humides qui favorise une hausse de la nappe phréatique (Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005 ; Kokfelt *et al.*, 2009 ; Luoto et Seppälä, 2003 ; Matthews *et al.*, 1997 ; Myers-Smith *et al.*, 2008 ; Payette *et al.*, 2004 ; Seppälä, 1986, 1982a ; Turetsky *et al.*, 2007 ; Vallée et Payette, 2007). Ce phénomène expliquerait la présence simultanée d'assemblages de thécamoebiens de conditions humides, tel que *Pseudodifflugia fulva*, et de conditions sèches, tel que *Difflugia pulex*, inférant ainsi une hausse du niveau de la nappe phréatique. Une autre hypothèse pouvant expliquer cette hausse de la NP est tirée sur l'étude de Kokfelt *et al.* (2009), qui supposent que la microtopographie de la couche de gel d'une palse active peut permettre le maintien élevé du niveau de la NP à la surface. Par conséquent, si la couche non gelée est peu épaisse, il est possible que les valeurs de NP inférées présentent une hausse du niveau d'humidité. Ainsi, il serait possible que des espèces indicatrices de conditions sèches et humides soient présentes simultanément. Les résultats de la présente étude témoigneraient donc d'un stade avancé du développement du pergélisol entre 600 et 440 ans éal. BP. Il demeure impossible de reconstituer avec certitude les événements qui se sont produits au

cours de cette période et les travaux liant les l'analyse des thécamoebiens aux sites pergélisolés sont très rares. Chronologiquement, cette période correspond à celle du au Petit Âge Glaciaire (PAG), soit la période à laquelle on attribue la formation et l'édification de paises observées à la surface des tourbières du Nord du Québec (Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005 ; Payette, 2001b).

La période entre 440 ans étal. BP et -5 ans ^{210}Pb ajustés est marquée par une alternance d'horizons peu décomposés avec un niveau de NP élevé (32,5 à 20,5 cm : 440 à 100 ans étal. BP) et d'horizons décomposés avec un niveau de NP bas (20,5 à 16,5 cm : 100 ans étal. BP à -5 ans ^{210}Pb ajustés). Il est probable que les valeurs inférées de NP élevées indiquent encore la présence de gel à quelques centimètres sous la surface (Kokfelt *et al.*, 2009) et favorable au maintien de conditions d'humidité élevée et à l'accumulation de la sphaigne (Sannel et Khury, 2009). Au-dessus des horizons de sphaignes, les horizons décomposés pourraient, quant à eux, témoigner d'une période de gel plus intense, suggérant un arrêt complet de l'accumulation sédimentaire suivi par une reprise vers approximativement -5 ans ^{210}Pb ajustés. Cette hypothèse est appuyée par la baisse du taux d'accumulation sédimentaire entre 440 –100 ans étal. BP suivie d'une augmentation à partir de -5 ans ^{210}Pb ajustés.

Les horizons succédant à la séquence 440 ans étal. BP et -5 ans ^{210}Pb ajustés montrent une reprise de l'accumulation organique fort probablement associée à la fonte du pergélisol qui a commencé à être enregistrée depuis les 50 dernières années, tel que rapporté dans d'autres études réalisées dans le Nord québécois (Payette *et al.*, 2004 ; Thibault et Payette, 2009 ; Vallée et Payette, 2007). Des taux d'accumulation particulièrement élevés sont observés ainsi qu'une diminution relative du niveau de la NP (Profondeur de NP moyenne de 9,84cm pour KUU PD2 et 11,7cm pour KUJU BF2). Même si la fonte du pergélisol peut favoriser la formation de mares thermokarstiques, aucune phase très humide n'a été observée à partir de l'analyse des thécamoebiens. Trois hypothèses peuvent expliquer ce phénomène. La première, c'est qu'il n'y a jamais eu formation de mare au site d'échantillonnage et ceci serait attribuable à une gélifluxion moindre au cours de la période 440 ans étal. BP à -5 ans ^{210}Pb . Cette hypothèse est notamment supportée par l'absence d'inversion dans la chronologie récente qui suggère peu de perturbations des horizons. La seconde hypothèse voudrait qu'il

n'y ait pas eu d'édification prononcée de palse au site d'échantillonnage. La troisième suggère qu'en raison du taux d'accumulation particulièrement élevé de la tourbe suite à la fonte du pergélisol, la phase humide n'ait duré que quelques années, le temps que la tourbe comble la dépression tel que suggéré par Arlen-Pouliot et Bhiry (2005). Vu le grand intervalle (4 cm) entre les horizons analysés, il y a de très fortes chances que le signal n'ait alors pas été enregistré. Une accumulation rapide de la tourbe, suite à la fonte du pergélisol, a déjà été mentionnée dans plusieurs études (Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005 ; Robinson et Moore, 2000 ; Turetsky *et al.*, 2000 ; Turetsky *et al.*, 2007 ; Vitt *et al.*, 2000).

Les résultats de la carotte KUJU BF2 ne permettent pas de confirmer qu'il y a eu développement de pergélisol dans ce secteur de la tourbière. Par conséquent, nous croyons que la marge de la tourbière aurait été protégée du gel et deux raisons appuient cette hypothèse. D'abord, l'analyse de la composition de la tourbe de KUJU BF2 révèle une plus grande abondance de restes ligneux, suggérant que la marge de la tourbière a été, de manière générale, plus boisée que son centre. Par conséquent, il est possible que la présence d'arbres et d'arbustes ait permis, au cours des périodes hivernales, le maintien d'un couvert neigeux isolant la surface. En effet, il a été démontré que le couvert de neige joue un rôle essentiel dans le processus de formation du pergélisol. Lorsque le couvert neigeux est épais, le gel se propage moins profondément dans les horizons tourbeux, limitant ainsi les risques de résilience du gel lors des périodes estivales (Gurney, 2001 ; Seppälä, 1986, 1982a). La seconde raison serait liée à l'absence de sphaignes sur le site au moment du développement des paises au centre de la tourbière. En effet, dans le secteur de KUJU BF2, les sphaignes se sont mises en place au cours des 50 dernières années alors qu'au centre de la tourbière, elles sont présentes depuis 1500 ans *étal.* BP. Le type de tourbe jouerait un rôle important dans le processus du maintien ainsi que du développement du gel dans les strates profondes (Bhiry et Robert, 2006 ; Kujala *et al.*, 2008). Par conséquent, la différence du type de tourbe pourrait avoir créé des conditions non propices à l'installation et au maintien du pergélisol en marge de la tourbière.

Malgré qu'il n'y ait pas d'indicateur signalant la présence de pergélisol dans ce secteur de la tourbière, certaines variations de la NP au site KUJU BF2, pourraient toutefois être associées

aux périodes concordant à la formation et la dégradation du pergélisol au centre de la tourbière. Entre approximativement 1200 et 800 ans étal. BP, les sites KUJU BF2 et KUJU PD2 auraient enregistré un abaissement du niveau de la NP et ce changement synchrone pourrait être lié aux variations d'humidités régionales, tel que confirmé par la hausse des processus éoliens à cette période dans le nord du Québec (Filion *et al.*, 1991). Ces conditions particulières auraient possiblement permis le développement et le maintien du gel dans les strates plus profondes du centre de la tourbière. D'autre part, cette période est caractérisée par de très faibles taux d'accumulation sédimentaire dans au site KUJU BF2, suggérant que des conditions peu clémentes à la productivité végétale lors du développement du pergélisol au centre de la tourbière.

Le site KUJU BF2 a enregistré une hausse du niveau de la NP, vers 600 ans étal. BP, probablement induite par la présence d'un molisol qui humidifie les horizons de surface. Un retour des conditions plus sèches a été enregistré vers 250 ans étal. BP, et correspondrait à l'intensification des phénomènes de gel au centre de la tourbière (KUJU PD2).

6.5 Dynamique du carbone dans la tourbière de Kuujjuarapik

La dynamique d'accumulation du carbone dans la tourbière de Kuujjuarapik a visiblement été influencée par les processus de formation de pergélisol que nous supposons avoir été amorcés autour de 1420 ans étal. BP. La carotte de KUJU PD2 présente une valeur moyenne de LORCA de $23,64 \text{ g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (catotélme seulement). Cette valeur est comparable aux résultats observés dans les tourbières du secteur de LaGrande en Jasmésie ainsi qu'à d'autres études effectuées en milieu boréal canadien (Loisel et Garneau, 2010 ; Turunen *et al.*, 2002 ; Vitt *et al.*, 2000). D'importantes variations du taux d'accumulation sédimentaire et du carbone ont été enregistrées sur le site. Les résultats des taux d'accumulation du carbone (Fig. 5.2) montrent qu'une première baisse est survenue entre 2840 et 2070 ans étal. BP alors que deux autres baisses se sont produites lors de la période d'ombrotrophisation de la tourbière 1) entre 1370 – 620 ans étal. BP 2) au cours du PAG entre 360 – 150 ans étal. BP. La première diminution serait davantage liée à un changement autogène dans la composition de la végétation de surface, passant d'un couvert herbacé à un couvert de mousses brunes. Il

est difficile de confirmer si l'ombrotrophisation du site est associée à un phénomène allogène ou autogène puisqu'elle correspond à un changement de la composition végétale (densification du couvert de sphaignes) ainsi qu'aux premières manifestations de développement de pergélisol au Québec subarctique. Malgré qu'Arlen-Pouliot et Bhiry (2005) n'aient associé la formation de pergélisol qu'à la période PAG (400 – 200 ans étal. BP), Bhiry et Robert (2006) ont fait mention de l'installation du pergélisol à partir de 1660 – 1630 ans étal. BP dans le secteur de Kuujjuarapik. Une étude réalisée dans une tourbière subarctique de la Finlande a aussi présenté une diminution des taux d'accumulation du carbone atteignant $9 \text{ g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ lors des périodes de développement de paises (Oksanen, 2006). Les taux d'accumulation par Hayes (2010), suite à l'analyse dépôts tourbeux d'une paise de la tourbière de Kuujjuarapik, ont été de $10 \text{ g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ entre 1200 et 400 ans étal. BP, soit lors du développement du pergélisol ainsi que de la formation de la paise sur le site. Nos résultats présentent des taux d'accumulation en carbone de $11,12 \text{ g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ entre 1370 – 620 ans étal. BP et $9,23 \text{ g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ entre 360 – 150 ans étal. BP, suggérant ainsi l'installation du pergélisol dans la tourbière. Cependant, chacune des trois diminutions mentionnées précédemment fût immédiatement suivie d'une hausse importante du taux d'accumulation sédimentaire et en carbone. Dans le cas des deux dernières baisses les taux d'accumulation élevés correspondraient paradoxalement à des épisodes où la décomposition de la matière organique était aussi élevée. Ces horizons décomposés ont pu être formés par une concentration de fragments ligneux, suggérant un stade de maturité du pergélisol qui aurait asséché la surface de la tourbière et ainsi favorisé l'oxydation du matériel tourbeux. Par ailleurs, le taux d'accumulation rapide observé au cours de ces périodes pourrait en fait cacher un arrêt de l'accumulation, dû à un gel complet du système tourbeux, créant ainsi un hiatus non détecté par les résultats radiochronologiques. Il est aussi possible que des couches de tourbes aient été érodées par des processus éoliens, créant ainsi l'impression d'une hausse du taux d'accumulation sédimentaire dans les calculs (Seppälä, 2003).

Le site de KUJU BF2 présente un LORCA très similaire ($21,58 \text{ g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$; catotélme exclusivement) à celui de KUJU PD2 et ce malgré que la marge de la tourbière ne semble pas avoir été affectée par le pergélisol, et que les taux d'accumulation semblent avoir été relativement constants sauf entre approximativement 1910 et 0 ans étal. BP. Au cours de

cette période, les résultats montrent une valeur de moyenne d'accumulation en carbone de $11,47 \text{ g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ soit un taux comparable à celui de KUJU PD2 pour la période entre 1370 et 620 ans étal. BP. Ce ralentissement de l'accumulation est fort probablement associé à un refroidissement des conditions climatiques régionales ayant favorisé l'installation du pergélisol sur le site à partir de 1910 ans étal. BP et ralenti la productivité végétale au site BF.

Les valeurs de RERCA pour les carottes KUJU PD2 et KUJU BF2 sont relativement plus élevées que celles obtenues dans le secteur de LaGrande (Loisel et Garneau, 2010). Une hausse importante du taux d'accumulation du carbone suite à la fonte du pergélisol a déjà été mentionnée dans plusieurs études canadiennes (Camill *et al.*, 2001 ; Robinson et Moore, 2000 ; Turetsky *et al.*, 2002 ; Turetsky *et al.*, 2007 ; Vitt *et al.*, 2000) et européennes (Oksanen, 2006). Toutefois, les taux calculés à Kuujjuarapik semblent même supérieurs aux valeurs déjà publiées.

CONCLUSION

Ce projet de recherche a permis le développement d'un outil important pour les études paléocéologiques à partir de la réalisation d'une fonction de transfert servant à la reconstitution des niveaux passés de nappe phréatique des écosystèmes tourbeux. Il s'agit de la première fonction de transfert construite au moyen d'échantillons de surface provenant de tourbières du Québec suivant un gradient de nordicité et couvrant les régions méridionale, boréale et subarctique. Elle combine de plus des assemblages issus de sites minérotrophes et ombrotrophes. Notre recherche démontre que la combinaison de ces sites permet d'élaborer des modèles de fonction de transfert fonctionnels et relativement performants. Cette recherche a aussi permis la création d'une base de données intégrant les caractéristiques physico-chimiques de différents types de tourbières réparties sur une grande portion du territoire québécois. L'application des modèles de fonction de transfert aux données des deux profils de tourbe d'une tourbière à pales de la région de Kuujjuarapik a bien démontré le potentiel de cet outil afin de reconstruire les conditions hydrologiques passées des milieux tourbeux du Nord du Québec. Bien que la fonction de transfert a pu être applicable à la reconstitution paléocéologique du site, elle demeure un outil en développement. Un enrichissement de la base de données moderne est nécessaire afin d'intégrer certains taxons à nos modèles, tels que *Hyalosphenia subflava*. D'autre part, une plus grande connaissance des relations entre les thécamoebiens et la végétation de surface permettra des interprétations plus précises de la distribution de certaines espèces.

Les résultats paléocéologiques de cette étude corroborent en grande partie des observations d'autres études ayant été menées dans le secteur de Kuujjuarapik (Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005 ; Hayes, 2010). Les données qualitatives de la composition de la tourbe ont permis de mettre en évidence la phase minérotrophe qui a eu lieu entre 5080 et 1840 ans étal. BP et la

phase ombrotrophe qui a débuté vers 1420 ans étal. BP. Entre 1420 ans étal. BP et la deuxième moitié du 20^e siècle, de nombreux changements de la composition de la tourbe ainsi que dans les assemblages de thécamoebiens et du niveau de la nappe phréatique ont été retracés. Plusieurs de ces modifications ont été associées à des périodes de développement de pergélisol dans le centre de la tourbière, soit entre 1420 – 600 ans étal. BP, où les premières manifestations de gel ont été enregistrées, et 440 ans étal. BP – -5 ans ²¹⁰Pb ajustés associés au PAG. La relation entre les assemblages de thécamoebiens et la dynamique du pergélisol demeure néanmoins encore imprécise au terme de cette étude. Le manque de connaissance de l'écologie de certaines espèces, telles que *Diffflugia pulex*, ainsi que les incertitudes quant à la dynamique hydrique des formes périglaciaires en milieu tourbeux, limitent considérablement les interprétations des résultats issus de l'analyse des thécamoebiens. Par conséquent, la présente étude suggère l'utilisation simultanée de plusieurs indicateurs afin de bien reconstituer les conditions paléoécologiques et paléohydrologiques de ces milieux pergélisolés.

Sur le plan climatique, nos résultats semblent corroborer plusieurs événements déjà connus pour le nord-est du Québec. Ainsi, l'épisode climatique sec, relaté par les niveaux bas de certains lacs nordiques et méridionaux du Québec, a également été enregistré dans notre site d'étude entre 5080 et 4540 ans étal. BP. Le phénomène est le même lors des épisodes de haut niveau de lacs entre 4100 et 2000 ans BP. Les reconstitutions de nappe phréatique semblent même avoir décelé l'épisode chaud nord-américain de 4300 – 4100 ans étal. BP tel que décrit par Booth (2005). Seule la période comprise entre 1500 ans étal. BP et l'actuel ne semble pas clairement corroborer les grands événements climatiques connus. Il a été difficile de discerner certains effets du climat des processus autogènes de la tourbière. D'autre part, bien que de nombreux changements soient observés au cours de cette période, il est également ardu de circonscrire les effets sur le milieu du PAG qui s'est produit entre 600 – 200 ans étal. BP. Néanmoins, les nombreux changements observés dans les données de la tourbière de Kuujjuarapik permettent de croire que les processus allogènes, associés à cette période, exercèrent une importante influence sur le développement du milieu.

Cette étude a également livré de nouvelles données sur la dynamique du carbone dans les tourbières à pergélisol des milieux subarctiques. Les deux événements de baisse du taux d'accumulation en carbone (1370 – 620 et 360 – 150 ans étal. BP) seraient liés à l'installation du pergélisol au centre de la tourbière. Parmi tous les traceurs utilisés lors de cette étude, ces valeurs de taux d'accumulation en carbone, combinées aux taux d'accumulation sédimentaire, forment les meilleurs indicateurs pour l'interprétation de la formation du pergélisol dans la tourbière. Les hautes valeurs de taux d'accumulation sédimentaire et de carbone, suite à la fonte du pergélisol, réitèrent l'importance d'approfondir les connaissances sur la dynamique du carbone de ces milieux dans le contexte du changement climatique actuel.

Finalement, l'analyse de la bordure forestière en marge de la tourbière montre l'importance de l'analyse de plusieurs carottes au sein d'une même tourbière afin de reconstruire avec une plus grande précision la paléoécologie du milieu (Korhola *et al.*, 2010 ; Roulet *et al.*, 2007). En effet, les différences de développement observées sur le site montrent la complexité de ces écosystèmes et l'influence des processus autogènes au sein des tourbières. Néanmoins, quelques événements synchrones dans les deux carottes, suggèrent que certains phénomènes de plus grande amplitude ont exercé une influence sur la dynamique de la tourbière de Kuujuarapik. D'autre part, la différence concernant les processus d'accumulation de carbone met en lumière la complexité des processus de séquestration du carbone par les tourbières des régions à pergélisol discontinu du Nord du Québec.

ANNEXE A

DIAGRAMMES D'ASSEMBLAGE DE THÉCAMOEBIENS FOSSILES

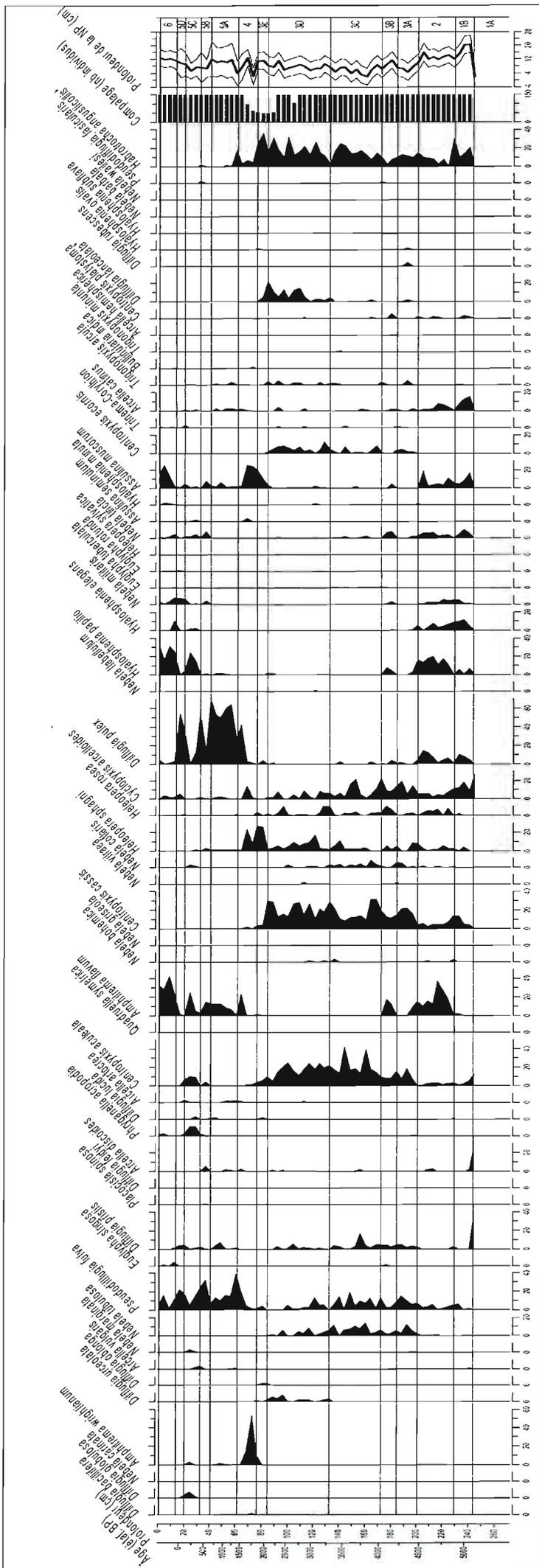


Figure 1 Diagramme d'assemblage de thécamoebiens fossiles (%) pour la carotte du secteur à paises (KUJU PD2).

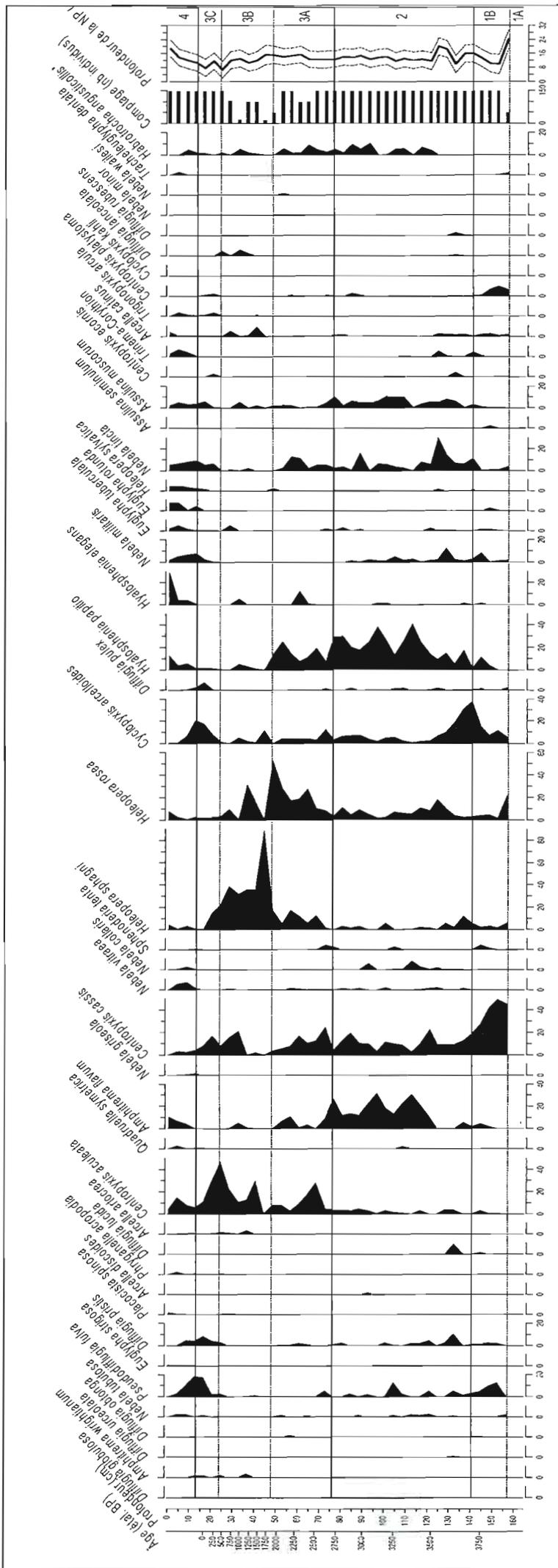


Figure 2 Diagramme d'assemblage de thécamoebiens fossiles (%) pour la carotte de la bordure forestière (KUJU BF2).

RÉFÉRENCES

- Ali, A. A., B. Ghaleb, M. Garneau, H. Asnong et J. Loisel. 2008. "Recent peat accumulation rates in minerotrophic peatlands of the Bay James region, Eastern Canada, inferred by ^{210}Pb and ^{137}Cs radiometric techniques". *Applied Radiation and Isotopes*. vol. 66, no 10, p. 1350-1358.
- Allard, M., et M. K. Seguin. 1987a. "The Holocene evolution of permafrost near the tree line, on the eastern coast of Hudson Bay (northern Quebec)". *Canadian Journal of Earth Sciences*. vol. 24, no 11, p. 2206-2222.
- . 1987b. «Le pergélisol au Québec nordique: bilan et perspectives». *Géographie physique et Quaternaire*. vol. 41, no. 1, p. 141-152.
- Appleby, P. G., W. Shotyk et A. Fankhauser. 1997. "Lead-210 age dating of three peat cores in the Jura Mountains, Switzerland". *Water, Air, and Soil Pollution*. vol. 100, no 3-4, p. 223-231.
- Arlen-Pouliot, Y. 2003a. «Évolution Holocène d'une tourbière à palses, Kuujjuarapik, Québec nordique». Mémoire de maîtrise, Québec, Université Laval, 58 p.
- Arlen-Pouliot, Y., et N. Bhiry. 2005. "Palaeoecology of a palsa and a filled thermokarst pond in a permafrost peatland, subarctic Quebec, Canada". *Holocene*. vol. 15, no 3, p. 408-419.
- Arlen-Pouliot, Yann. 2003b. «Évolution Holocène d'une tourbière à palses, Kuujjuarapik, Québec nordique». Québec, Université Laval, 58 p.
- Asada, T., et B. G. Warner. 2009. "Plants and testate amoebae as environmental indicators in cupriferous peatlands, New Brunswick, Canada". *Ecological Indicators*. vol. 9, no 1, p. 129-137.
- Bao, K., X. Yu, L. Jia et G. Wang. 2010. "Recent carbon accumulation in Changbai Mountain peatlands, northeast China". *Mountain Research and Development*. vol. 30, no 1, p. 33-41.

- Barber, K. 1984. "A large-capacity Russian-pattern sediment sampler (radiocarbon and macrofossil analysis)". *Quaternary Newsletter*. vol. 44, p. 28-31.
- Bauer, I. E., J. S. Bhatti, C. Swanston, R. K. Wieder et C. M. Preston. 2009. "Organic matter accumulation and community change at the peatland-upland interface: Inferences from ^{14}C and ^{210}Pb dated profiles". *Ecosystems*. vol. 12, no 4, p. 636-653.
- Beaulieu-Audy, V., M. Garneau, P. J. H. Richard et H. Asnong. 2009. "Holocene palaeoecological reconstruction of three boreal peatlands in the la Grande Rivire region, Québec, Canada". *Holocene*. vol. 19, no 3, p. 459-476.
- Bhiry, N., et L. Filion. 2001. «Analyse des macrorestes végétaux». In *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, S. Payette et L. Rochefort, p. 259-273. Sainte-Foy (Québec): Les Presses de l'Université Laval.
- Bhiry, N., S. Payette et É. C. Robert. 2007. "Peatland development at the arctic tree line (Quebec, Canada) influenced by flooding and permafrost". *Quaternary Research*. vol. 67, no 3, p. 426-437.
- Bhiry, N., et É. C. Robert. 2006. "Reconstruction of changes in vegetation and trophic conditions of a palsa in a permafrost peatland, subarctic Quebec, Canada". *Ecoscience*. vol. 13, no 1, p. 56-65.
- Billett, M. F., et T. R. Moore. 2008. "Supersaturation and evasion of CO_2 and CH_4 in surface waters at Mer Bleue peatland, Canada". *Hydrological Processes*. vol. 22, no 12, p. 2044-2054.
- Birks, H. J. B., et H. H. Birks. 1980. *Quaternary Paleocology*. Caldwell, New Jersey: The Blackburn Press, 289 p.
- Blackford, J. 2000. "Palaeoclimatic records from peat bogs". *Trends in Ecology & Evolution*. vol. 15, no 5, p. 193-198.
- Bobrov, A. A., D. J. Charman et B. G. Warner. 1999. "Ecology of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) on peatlands in western Russia with special attention to niche separation in closely related taxa". *Protist*. vol. 150, no 2, p. 125-136.
- Booth, R. K. 2001. "Ecology of testate amoebae (Protozoa) in two Lake Superior coastal wetlands: Implications for paleoecology and environmental monitoring". *Wetlands*. vol. 21, no 4, p. 564-576.
- . 2002. "Testate amoebae as paleoindicators of surface-moisture changes on Michigan peatlands: Modern ecology and hydrological calibration". *Journal of Paleolimnology*. vol. 28, no 3, p. 329-348.

- . 2008. "Testate amoebae as proxies for mean annual water-table depth in Sphagnum-dominated peatlands of North America". *Journal of Quaternary Science*. vol. 23, no 1, p. 43-57.
- . 2010. "Testing the climate sensitivity of peat-based paleoclimate reconstructions in mid-continental North America". *Quaternary Science Reviews*. vol. 29, no 5-6, p. 720-731.
- Booth, R. K., S. C. Hotchkiss et D. A. Wilcox. 2005a. "Discoloration of polyvinyl chloride (PVC) tape as a proxy for water-table depth in peatlands: Validation and assessment of seasonal variability". *Functional Ecology*. vol. 19, no 6, p. 1040-1047.
- Booth, R. K., et S. T. Jackson. 2003. "A high-resolution record of late-Holocene moisture variability from a Michigan raised bog, USA". *Holocene*. vol. 13, no 6, p. 863-876.
- Booth, R. K., S. T. Jackson, S. L. Forman, J. E. Kutzbach, E. A. Bettis, J. Kreigs et D. K. Wright. 2005b. "A severe centennial-scale drought in midcontinental North America 4200 years ago and apparent global linkages". *Holocene*. vol. 15, no 3, p. 321-328.
- Booth, R. K., S. T. Jackson et C. E. D. Gray. 2004. "Paleoecology and high-resolution paleohydrology of a kettle peatland in upper Michigan". *Quaternary Research*. vol. 61, no 1, p. 1-13.
- Booth, R. K., et M. E. Sullivan. 2007. "Key to testate amoebae inhabiting Sphagnum-dominated peatlands with emphasis on taxa preserved in Holocene sediments". *Rapport interne faisant suite à l'atelier: A workshop focused on testate amoebae identification, ecology, and their use in paleoenvironmental reconstruction*. vol. 7-9 mars 2007, Montréal : Université du Québec à Montréal, 35 p.
- Booth, R. K., et J. R. Zygmunt. 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*. vol. 11, no 6, p. 577-590.
- Brockett, B. E., et D. E. Lawson (1985). Prototype drill for core sampling fine-grained perennially frozen ground. CRREL Report (US Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory).
- Bubier, J. L., T. R. Moore, L. Bellisario, N. T. Comer et P. M. Crill. 1995. "Ecological controls on methane emissions from a northern peatland complex in the zone of discontinuous permafrost, Manitoba, Canada". *Global Biogeochemical Cycles*. vol. 9, no 4, p. 455-470.
- Buteau, P., N. Dignard et P. Grondin. 1994. *Système de classification des milieux humides du Québec*. Québec: Ministère des Ressources naturelles, Secteur des Mines, 25 p.

- Camill, P., J. A. Lynch, J. S. Clark, J. B. Adams et B. Jordan. 2001. "Changes in biomass, aboveground net primary production, and peat accumulation following permafrost thaw in the boreal peatlands of Manitoba, Canada". *Ecosystems*. vol. 4, no 5, p. 461-478.
- Cayer, D. 2002. «Histoire post-marine et holocène d'un lac subarctique, sédimentologie, minéralogie et géochimie isotopique». Mémoire de Maîtrise, Sainte-Foy (Québec), Université Laval.
- Chambers, F. M., et D. J. Charman. 2004. "Holocene environmental change: Contributions from the peatland archive". *Holocene*. vol. 14, no 1, p. 1-6.
- Charman, D. J. 1997. "Modelling hydrological relationships of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) on New Zealand peatlands". *Journal of the Royal Society of New Zealand*. vol. 27, no 4, p. 465-483.
- . 2002. *Peatlands and environmental change*. Chichester (Angl.): John Wiley & Sons, 301 p.
- Charman, D. J., A. Blundell, J. Alm, S. Bartlett, C. Begeot, M. Blaauw, F. Chambers, J. Daniell, R. Evershed, J. Hunt, E. Karofeld, A. Korhola, H. Kuester, J. Laine, M. Magny, D. Mauquoy, E. McClymont, F. Mitchell, P. Oksanen, R. Pancost, K. Sarmaja-Korjonen, H. Seppä, Ü. Sillasoo, B. Stefanini, M. Steffens, E. S. Tuittila, M. Väliranta, J. van der Plicht, B. van Geel et D. Yeloff. 2007. "A new European testate amoebae transfer function for palaeohydrological reconstruction on ombrotrophic peatlands". *Journal of Quaternary Science*. vol. 22, no 3, p. 209-221.
- Charman, D. J., A. Blundell, R. C. Chiverrell, D. Hendon et P. G. Langdon. 2006. "Compilation of non-annually resolved Holocene proxy climate records: Stacked Holocene peatland palaeo-water table reconstructions from northern Britain". *Quaternary Science Reviews*. vol. 25, no 3-4, p. 336-350.
- Charman, D. J., W. R. Gehrels, C. Manning et C. Sharma. 2010. "Reconstruction of recent sea-level change using testate amoebae". *Quaternary Research*. vol. 73, no 2, p. 208-219.
- Charman, D. J., D. Hendon et W. A. Woodland. 2000. "The identification of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) in peats". *Quaternary Science Reviews*, no Technical Guide No. 9, p. 147 pp.
- Charman, D. J., H. M. Roe et W. R. Gehrels. 1998. "The use of testate amoebae in studies of sea-level change: A case study from the Taf Estuary, south Wales, UK". *Holocene*. vol. 8, no 2, p. 209-218.
- Charman, D. J., et B. G. Warner. 1997. "The ecology of testate amoebae (Protozoa:Rhizopoda) in oceanic peatlands in Newfoundland, Canada: Modelling

- hydrological relationships for palaeoenvironmental reconstruction”. *Ecoscience*. vol. 4, no 4, p. 555-562.
- Dalrymple, R. W., et J. S. Carey. 1990. “Water-level fluctuations in Lake Ontario over the last 4000 years as recorded in the Cataraqui River lagoon, Kingston, Ontario”. *Canadian Journal of Earth Sciences*. vol. 27, no 10, p. 1330-1338.
- Davis, S. R., et D. M. Wilkinson. 2004. “The conservation management value of testate amoebae as 'restoration' indicators: Speculations based on two damaged raised mires in northwest England”. *Holocene*. vol. 14, no 1, p. 135-143.
- Dean, W. E. 1974. “Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods”. *Journal of Sedimentary Petrology*. vol. 44, no 1, p. 242-248.
- Dionne, J. C., et P. J. H. Richard. 2006. “Origin, age and rate of vertical accretion of the peat bog in the Blanc-Sablon area, lower North Shore, Gulf of St. Lawrence, Quebec”. *Géographie physique et Quaternaire*. vol. 60, no 2, p. 199-206.
- Dorrepaal, E., S. Toet, R. S. P. Van Logtestijn, E. Swart, M. J. Van De Weg, T. V. Callaghan et R. Aerts. 2009. “Carbon respiration from subsurface peat accelerated by climate warming in the subarctic”. *Nature*. vol. 460, no 7255, p. 616-619.
- Dyke, A. S. 2005. “Late quaternary vegetation history of northern North America based on pollen, macrofossil and faunal remains”. *Géographie physique et Quaternaire*. vol. 59, no 2-3, p. 211-262.
- Dyke, A. S., et V. K. Prest. 1987. “Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet”. *Géographie physique et Quaternaire*. vol. 41, no 2, p. 237-263.
- Farmer, J. G., P. Anderson, J. M. Cloy, M. C. Graham, A. B. MacKenzie et G. T. Cook. 2009. “Historical accumulation rates of mercury in four Scottish ombrotrophic peat bogs over the past 2000 years”. *Science of The Total Environment*. vol. 407, no 21, p. 5578-5588.
- Filion, L., D. Saint-Laurent, M. Despons et S. Payette. 1991. “The late Holocene record of aeolian and fire activity in northern Quebec, Canada”. *Holocene*. vol. 1, no 3, p. 201-208.
- Francez, A. J. 2000. «La dynamique du carbone dans les tourbières à Sphagnum, de la sphaigne à l'effet de serre». *Année Biologique*. vol. 39, no. 4, p. 205-270.
- Frolking, S., et N. T. Roulet. 2007. “Holocene radiative forcing impact of northern peatland carbon accumulation and methane emissions”. *Global Change Biology*. vol. 13, no 5, p. 1079-1088.

- Frolking, S., N. T. Roulet, T. R. Moore, P. M. Lafleur, J. L. Bubier et P. M. Crill. 2002. "Modeling seasonal to annual carbon balance of Mer Bleue Bog, Ontario, Canada". *Global Biogeochemical Cycles*. vol. 16, no 3, p. 4-1.
- Gajewski, K., R. Vance, M. Sawada, I. Fung, L. D. Gignac, L. Halsey, J. John, P. Maisongrande, P. Mandell, P. J. Mudie, P. J. H. Richard, A. G. Sherin, J. Soroko et D. H. Vitt. 2000. "The climate of North America and adjacent ocean waters ca. 6 ka". *Canadian Journal of Earth Sciences*. vol. 37, no 5, p. 661-681.
- GIEC. 2007. *Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat*. Genève: GIEC, 103 p.
- Gorham, E. 1991. "Northern peatlands: role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming". *Ecological Applications*. vol. 1, no 2, p. 182-195.
- Grimm, E. C., L. J. Maher Jr et D. M. Nelson. 2009. "The magnitude of error in conventional bulk-sediment radiocarbon dates from central North America". *Quaternary Research*. vol. 72, no 2, p. 301-308.
- Gurney, S. D. 2001. "Aspects of the genesis, geomorphology and terminology of palsas: Perennial cryogenic mounds". *Progress in Physical Geography*. vol. 25, no 2, p. 249-260.
- Halsey, L. A., D. H. Vitt et S. C. Zoltai. 1995. "Disequilibrium response of permafrost in boreal continental western Canada to climate change". *Climatic Change*. vol. 30, no 1, p. 57-73.
- Hayes, M. 2010. «Validation du signal $\delta^{18}\text{O}$ dans la cellulose des bryophytes de tourbières comme indicateur paléoclimatique et son application dans la reconstitution paléoenvironnementale d'une tourbière à palses, Kuujuarapik, Québec». Mémoire de maîtrise, Montréal, Université du Québec à Montréal, 133 p.
- Heiri, O., A. F. Lotter et G. Lemcke. 2001. "Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: Reproducibility and comparability of results". *Journal of Paleolimnology*. vol. 25, no 1, p. 101-110.
- Hendon, D., et D. J. Charman. 1997. "The preparation of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) samples from peat". *Holocene*. vol. 7, no 2, p. 199-205.
- Hendon, D., D. J. Charman et M. Kent. 2001. "Palaeohydrological records derived from testate amoebae analysis from peatlands in northern England: Within-site variability, between-site comparability and palaeoclimatic implications". *Holocene*. vol. 11, no 2, p. 127-148.

- Hillaire-Marcel, C. 1976. "La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la baie d'Hudson". *Cahiers de géographie du Québec*. vol. 20, no 50, p. 185-220.
- Houel, S., P. Louchouart, M. Lucotte, R. Canuel et B. Ghaleb. 2006. "Translocation of soil organic matter following reservoir impoundment in boreal systems: Implications for in situ productivity". *Limnology and Oceanography*. vol. 51, no 3, p. 1497-1513.
- Hughes, P. D. M. 2000. "A reappraisal of the mechanisms leading to ombrotrophy in British raised mires". *Ecology Letters*. vol. 3, no 1, p. 7-9.
- Hughes, P. D. M., et K. E. Barber. 2003. "Mire development across the fen-bog transition on the Teifi floodplain at Tregaron Bog, Ceredigion, Wales, and a comparison with 13 other raised bogs". *Journal of Ecology*. vol. 91, no 2, p. 253-264.
- . 2004. "Contrasting pathways to ombrotrophy in three raised bogs from Ireland and Cumbria, England". *Holocene*. vol. 14, no 1, p. 65-77.
- 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*. vol. 25, no 11-12, p. 1208-1227.
- Jeglum, J. K., R. L. Rothwell, G. J. Berry et C.K.M. Smith (1991). New volumetric sampler increases speed and accuracy of peat surveys. Forestry Canada. Ontario Region; Frontline. Technical Note 9
- Juggins, S. (2010). The C2 Program, version 1.6.5. University of Newcastle. U.K.
- Kokfelt, U., P. Rosén, K. Schoning, T. R. Christensen, J. Förster, J. Karlsson, N. Reuss, M. Rundgren, T. V. Callaghan, C. Jonasson et D. Hammarlund. 2009. "Ecosystem responses to increased precipitation and permafrost decay in subarctic Sweden inferred from peat and lake sediments". *Global Change Biology*. vol. 15, no 7, p. 1652-1663.
- Korhola, A., M. Ruppel, H. Seppä, Välranta M., T. Virtanen et J. Weckströma. 2010. "The importance of northern peatland expansion to the late-Holocene rise of atmospheric methane". *Quaternary Science Reviews*. vol. 29, p. 611-617.
- Kujala, K., M. Seppälä et T. Holappa. 2008. "Physical properties of peat and palsa formation". *Cold Regions Science and Technology*. vol. 52, no 3, p. 408-414.
- Lamentowicz, M., L. Lamentowicz, W. O. van der Knaap, M. Gabka et E. A. D. Mitchell. 2010a. "Contrasting species-environment relationships in communities of testate amoebae, bryophytes and vascular plants along the fen-bog gradient". *Microbial Ecology*. vol. 59, no 3, p. 499-510.

- Lamentowicz, M., et E. A. D. Mitchell. 2005. "The ecology of testate amoebae (protists) in Sphagnum in north-western Poland in relation to peatland ecology". *Microbial Ecology*. vol. 50, no 1, p. 48-63.
- Lamentowicz, M., W. van der Knaap, L. Lamentowicz, J. F. N. van Leeuwen, E. A. D. Mitchell, T. Goslar et C. Kamenik. 2010b. "A near-annual palaeohydrological study based on testate amoebae from a sub-alpine mire: Surface wetness and the role of climate during the instrumental period". *Journal of Quaternary Science*. vol. 25, no 2, p. 190-202.
- Lavoie, M., et P. J. H. Richard. 2000. "Postglacial water-level changes of a small lake in southern Quebec, Canada". *Holocene*. vol. 10, no 5, p. 621-634.
- Ledeganck, P., I. Nijs et L. Beyens. 2003. "Plant functional group diversity promotes soil protist diversity". *Protist*. vol. 154, no 2, p. 239-249.
- Legendre, P., et E. D. Gallagher. 2001. "Ecologically meaningful transformations for ordination of species data". *Oecologia*. vol. 129, no 2, p. 271-280.
- Legendre, P., et L. Legendre. 1998. *Numerical Ecology*, 2. Amsterdam: Elsevier Science BV, 853 p.
- Liblik, L. K., T. R. Moore, J. L. Bubier et S. D. Robinson. 1997. "Methane emissions from wetlands in the zone of discontinuous permafrost: Fort Simpson, Northwest Territories, Canada". *Global Biogeochemical Cycles*. vol. 11, no 4, p. 485-494.
- Limpens, J., F. Berendse, C. Blodau, J. G. Canadell, C. Freeman, J. Holden, N. Roulet, H. Rydin et G. Schaepman-Strub. 2008. "Peatlands and the carbon cycle: From local processes to global implications - A synthesis". *Biogeosciences Discussions*. vol. 5, no 2, p. 1379-1419.
- Loisel, J. 2009. «Reconstitution paléocéologique de deux tourbières boréales à l'Holocène récent dans le bassin versant de la rivière Eastmain, Baie James, Québec». Mémoire de Maîtrise, Montréal, Université du Québec à Montréal, 160 p.
- Loisel, J., et M. Garneau. 2010. "Late Holocene paleoecohydrology and carbon accumulation estimates from two boreal peat bogs in eastern Canada: Potential and limits of multi-proxy archives". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. vol. 291, no 3-4, p. 493-533.
- Loisel, J., M. Garneau et J. F. Hélie. 2010. "Sphagnum $\delta^{13}\text{C}$ values as indicators of palaeohydrological changes in a peat bog". *Holocene*. vol. 20, no 2, p. 285-291.
- Luoto, M., et M. Seppälä. 2003. "Thermokarst ponds as indicators of the former distribution of palsas in Finnish Lapland". *Permafrost and Periglacial Processes*. vol. 14, no 1, p. 19-27.

- MacKenzie, A. B., E. M. Logan, G. T. Cook et I. D. Pulford. 1998. "Distributions, inventories and isotopic composition of lead in ^{210}Pb -dated peat cores from contrasting biogeochemical environments: Implications for lead mobility". *The Science of The Total Environment*. vol. 223, no 1, p. 25-35.
- Makarencov, V., et P. Legendre. 2002. "Nonlinear redundancy analysis and canonical correspondence analysis based on polynomial regression". *Ecology*. vol. 83, no 4, p. 1146-1161.
- Martini, I. P., A. Martinez Cortizas et W. Chesworth. 2006. *Peatlands: Evolution & records of environmental & climate changes*. Coll. «Developments in Earth surface processes series», no 9. Amsterdam: Elsevier, 588 p.
- Matthews, J. A., S. O. Dahl, M. S. Berrisford et A. Nesje. 1997. "Cyclic development and thermokarstic degradation of palsas in the mid-alpine zone at Leirpullan, Dovrefjell, Southern Norway". *Permafrost and Periglacial Processes*. vol. 8, no 1, p. 107-122.
- Mauquoy, D., et D. Yeloff. 2008. "Raised peat bog development and possible responses to environmental changes during the mid- to late-Holocene. Can the palaeoecological record be used to predict the nature and response of raised peat bogs to future climate change?". *Biodiversity and Conservation*. vol. 17, no 9, p. 2139-2151.
- Mayewski, P. A., E. E. Rohling, J. Curt Stager, W. Karlén, K. A. Maasch, L. David Meeker, E. A. Meyerson, F. Gasse, S. van Kreveland, K. Holmgren, J. Lee-Thorp, G. Rosqvist, F. Rack, M. Staubwasser, R. R. Schneider et E. J. Steig. 2004. "Holocene climate variability". *Quaternary Research*. vol. 62, no 3, p. 243-255.
- McNeil, P., et J. M. Waddington. 2003. "Moisture controls on Sphagnum growth and CO_2 exchange on a cutover bog". *Journal of Applied Ecology*. vol. 40, no 2, p. 354-367.
- Miousse, L., N. Bhiry et M. Lavoie. 2003. "Isolation and water-level fluctuations of Lake Kachishayoot, Northern Québec, Canada". *Quaternary Research*. vol. 60, no 2, p. 149-161.
- Mitchell, E. A. D., A. Buttler, P. Grosvernier, H. Rydin, C. Albinsson, A. L. Greenup, M. M. P. D. Heijmans, M. R. Hoosbeek et T. Saarinen. 2000. "Relationships among testate amoebae (Protozoa), vegetation and water chemistry in five Sphagnum-dominated peatlands in Europe". *New Phytologist*. vol. 145, no 1, p. 95-106.
- Mitchell, E. A. D., A. J. Buttler, B. G. Warner et J. M. Gobat. 1999. "Ecology of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) in Sphagnum peatlands in the Jura mountains, Switzerland and France". *Ecoscience*. vol. 6, no 4, p. 565-576.
- Mitchell, E. A. D., D. J. Charman et B. G. Warner. 2008. "Testate amoebae analysis in ecological and paleoecological studies of wetlands: Past, present and future". *Biodiversity and Conservation*. vol. 17, no 9, p. 2115-2137.

- Mitchell, E. A. D., et D. Gilbert. 2004. "Vertical micro-distribution and response to nitrogen deposition of testate amoebae in Sphagnum". *Journal of Eukaryotic Microbiology*. vol. 51, no 4, p. 480-490.
- Moore, T. R. 2001. «Les processus biogéochimiques liés au carbone». In *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, S. Payette et L. Rochefort, p. 183-197. Sainte-Foy (Québec): Les Presses de l'Université Laval.
- MRNF. 1990. *Petite flore forestière du Québec*, 2e ed. rev. et augm. Sainte-Foy (Québec): Les publications du Québec, 249 p.
- Myers-Smith, I. H., J. W. Harden, M. Wilking, C. C. Fuller, A. D. McGuire et F. S. Chapin Iii. 2008. "Wetland succession in a permafrost collapse: Interactions between fire and thermokarst". *Biogeosciences*. vol. 5, no 5, p. 1273-1286.
- Nilsson, M., J. Sagerfors, I. Buffam, H. Laudon, T. Eriksson, A. Grelle, L. Klemetsson, P. Weslien et A. Lindroth. 2008. "Contemporary carbon accumulation in a boreal oligotrophic minerogenic mire - A significant sink after accounting for all C-fluxes". *Global Change Biology*. vol. 14, no 10, p. 2317-2332.
- Oksanen, P. O. 2006. "Holocene development of the Vaisjeäggi palsa mire, Finnish Lapland". *Boreas*. vol. 35, no 1, p. 81-95.
- Oldfield, F., N. Richardson et P. G. Appleby. 1995. "Radiometric dating (^{210}Pb , ^{137}Cs , ^{241}Am) of recent ombrotrophic peat accumulation and evidence for changes in mass balance". *Holocene*. vol. 5, no 2, p. 141-148.
- Parish, F., A. Sirin, D. Charman, H. Joosten, T. Minayeva, M. Silvius et L. Stringer (2008). *Assessment on Peatlands, Biodiversity and Climate Change: Main Report*. Kuala Lumpur and Wetlands International Global Environment Centre. Wageningen
- Patterson, R. T., et A. Kumar. 2002. "A review of current testate rhizopod (thecamoebian) research in Canada". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. vol. 180, no 1-3, p. 225-251.
- Payette, S. 1984. "Peat inception and climatic change in northern Quebec". *Climatic changes on a yearly to millennial basis. Proceeding 2nd Nordic symposium, Stockholm, 1983*, p. 173-179.
- . 2001a. «Les principaux types de tourbières». In *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, S. Payette et L. Rochfort, p. 39-89. Sainte-Foy (Québec): Les Presses de l'Université Laval.
- . 2001b. «Les processus et les formes périglaciaires». In *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, S. Payette et L. Rochfort, p. 199-239. Sainte-Foy (Québec): Les Presses de l'Université Laval.

- Payette, S., et A. Bouchard. 2001. «Le contexte physique et biogéographique». In *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, S. Payette et L. Rochefort, p. 9-37. Sainte-Foy (Québec): Les Presses de l'Université Laval.
- Payette, S., et A. Delwaide. 2000. "Recent permafrost dynamics in a subarctic floodplain associated with changing water levels, Quebec, Canada". *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. vol. 32, no 3, p. 316-323.
- Payette, S., A. Delwaide, M. Caccianiga et M. Beauchemin. 2004. "Accelerated thawing of subarctic peatland permafrost over the last 50 years". *Geophysical Research Letters*. vol. 31, no 18, 4 p.
- Payette, S., et L. Filion. 1993. "Holocene water-level fluctuations of a subarctic lake at the tree line in northern Quebec". *Boreas*. vol. 22, no 1, p. 7-14.
- Payette, S., et L. Rochefort. 2001a. *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Sainte-Foy (Québec): Les Presses de l'Université Laval, 621 p.
- . 2001b. «Introduction». In *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, S. Payette et L. Rochefort, p. 1-5. Sainte-Foy (Québec): Les Presses de l'Université Laval.
- Payne, R. J., K. Kishaba, J. J. Blackford et E. A. D. Mitchell. 2006. "Ecology of testate amoebae (protista) in south-central Alaska peatlands: Building transfer-function models for palaeoenvironmental studies". *Holocene*. vol. 16, no 3, p. 403-414.
- Payne, R. J., et E. A. D. Mitchell. 2007. "Ecology of Testate Amoebae from Mires in the Central Rhodope Mountains, Greece and Development of a Transfer Function for Palaeohydrological Reconstruction". *Protist*. vol. 158, no 2, p. 159-171.
- . 2009. "How many is enough? Determining optimal count totals for ecological and palaeoecological studies of testate amoebae". *Journal of Paleolimnology*. vol. 42, no 4, p. 483-495.
- Payne, R. J., et J. M. Pates. 2009. "Vertical stratification of testate amoebae in the Elatia Mires, northern Greece: Palaeoecological evidence for a wetland response to recent climatic change, or autogenic processes?". *Wetlands Ecology and Management*. vol. 17, no 4, p. 355-364.
- Pelletier, L., T. R. Moore, N. T. Roulet, M. Garneau et V. Beaulieu-Audy. 2007. "Methane fluxes from three peatlands in the La Grande Rivière watershed, James Bay lowland, Canada". *Journal of Geophysical Research G: Biogeosciences*. vol. 112, no 1, 12p., p. 12 p.
- Pissart, A. 1987. *Geomorphologie périglaciaire*. Liège: Université de Liège, Laboratoire de Géomorphologie et de Géologie du Quaternaire, 135 p.

- Robinson, S. D., et T. R. Moore. 2000. "The influence of permafrost and fire upon carbon accumulation in high boreal peatlands, Northwest Territories, Canada". *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. vol. 32, no 2, p. 155-166.
- Roulet, N. T., P. M. Lafleur, P. J. H. Richard, T. R. Moore, E. R. Humphreys et J. Bubier. 2007. "Contemporary carbon balance and late Holocene carbon accumulation in a northern peatland". *Global Change Biology*. vol. 13, no 2, p. 397-411.
- Samson, D. O., N. Bhiry et M. Lavoie. 2010. "Late-Holocene palaeoecology of a polygonal peatland on the south shore of Hudson Strait, northern Quebec, Canada". *Holocene*. vol. 20, no 4, p. 525-536.
- Sannel, A. B. K., et P. Khury. 2009. "Holocene peat growth and decay dynamics in sub-arctic peat plateaus, west-central Canada". *Boreas*. vol. 38, p. 13-24.
- Santisteban, J. I., R. Mediavilla, E. López-Pamo, C. J. Dabrio, M. B. R. Zapata, M. J. G. García, S. Castaño et P. E. Martínez-Alfaro. 2004. "Loss on ignition: a qualitative or quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments?". *Journal of Paleolimnology*. vol. 32, no 3, p. 287-299.
- Schnitchen, C., D. J. Charman, E. Magyari, M. Braun, I. Grigorszky, B. Tóthmérész, M. Molnár et Zs. Szántó. 2006. "Reconstructing hydrological variability from testate amoebae analysis in Carpathian peatlands". *Journal of Paleolimnology*. vol. 36, no 1, p. 1-17.
- Schuur, E.A. G., J. Bockheim, J. G. Canadell, E. Euskirchen, C. B. Field, S. V. Goryachkin, S. Hagemann, P. Kuhry, P. M. Lafleur, H. Lee, G. Mazhitova, F. E. Nelson, A. Rinke, V. E. Romanovsky, N. Shiklomanov, C. Tarnocai, S. Venevsky, J. G. Vogel et S. A. Zimov. 2008. "Vulnerability of permafrost carbon to climate change: implications for the global carbon cycle". *BioScience*. vol. 58, no 8, p. 701-714.
- Seppälä, M. 1982a. «An experimental study of the formation of palsas». In *Proceedings Fourth Canadian Permafrost Conference*, H.M. French, p. 36-42. Ottawa: National Research Council of Canada.
- . 1982b. "Present-day periglacial phenomena in northern Finland". *Biuletyn Peryglacjalny*. vol. 29, p. 231-243.
- . 1986. "The Origin of palsas". *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*. vol. 68, no 3, p. 141-147.
- . 1988. «Palsas and related forms». In *Advances in Periglacial Geomorphology*, M.J. Clark, p. 247-278. Chichester: Wiley.
- . 1995. "How to make a palsa: a field experiment on permafrost formation". *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*. vol. 99, p. 91-96.

- . 2003. "Surface abrasion of palsas by wind action in Finnish Lapland". *Geomorphology*. vol. 52, no 1-2, p. 141-148.
- (2005). Dating of palsas. Special Paper of the Geological Survey of Finland: 79-84 p
- . 2010. "Synthesis of studies of palsa formation underlining the importance of local environmental and physical characteristics". *Quaternary Research*. vol. In press.
- Smith, H. G., A. Bobrov et E. Lara. 2008. "Diversity and biogeography of testate amoebae". *Biodiversity and Conservation*. vol. 17, p. 329-343.
- Sottocornola, M., et G. Kiely. soumis. "Energy fluxes and evaporation mechanisms in an Atlantic blanket bog in South-western Ireland". *Water Resources Research*.
- Stockmarr, J. 1971. "Tablets with spores used in absolute pollen analysis". *Pollen et Spores*. vol. 13, p. 615-621.
- Stuiver, M., et P. J. Reimer. 1993. "Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program". *Radiocarbon*. vol. 35, no 1, p. 215-230.
- Swindles, G. T., D. J. Charman, H. M. Roe et P. A. Sansum. 2009. "Environmental controls on peatland testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) in the North of Ireland: Implications for Holocene palaeoclimate studies". *Journal of Paleolimnology*. vol. 42, p. 123-140.
- Swindles, G. T., et A. Ruffell. 2009. "A preliminary investigation into the use of testate amoebae for the discrimination of forensic soil samples". *Science and Justice*. vol. 49, no 3, p. 182-190.
- Tarnocai, C. 2006. "The effect of climate change on carbon in Canadian peatlands". *Global and Planetary Change*. vol. 53, no 4, p. 222-232.
- Tarnocai, C., J. G. Canadell, E. A. G. Schuur, P. Khury, G. Mazhitova et S. A. Zimov. 2009. "Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region". *Global Biogeochemical Cycles*. vol. 23, GB2023, doi:10.1029/2008GB003327.
- Thibault, S., et S. Payette. 2009. "Recent permafrost degradation in bogs of the James Bay area, northern Quebec, Canada". *Permafrost and Periglacial Processes*. vol. 20, no 4, p. 383-389.
- Tolonen, K., et J. Turunen. 1996. "Accumulation rates of carbon in mires in Finland and implications for climate change". *Holocene*. vol. 6, no 2, p. 171-178.
- Tremblay, L. 2010. «Reconstitution paléocécologique du développement des mares dans deux tourbières minérotrophes structurées du Québec subarctique». Mémoire de maîtrise, Montréal, Université du Québec à Montréal, 136 p.

- Turtsky, M. R., R. K. Wieder et D. H. Vitt. 2000. "Organic matter accumulation, peat chemistry, and permafrost melting in peatlands of boreal Alberta". *Ecoscience*. vol. 7, no 3, p. 379-392.
- . 2002. "Boreal peatland C fluxes under varying permafrost regimes". *Soil Biology and Biochemistry*. vol. 34, no 7, p. 907-912.
- Turetsky, M. R., R. K. Wieder, D. H. Vitt, R. J. Evans et K. D. Scott. 2007. "The disappearance of relict permafrost in boreal north America: Effects on peatland carbon storage and fluxes". *Global Change Biology*. vol. 13, no 9, p. 1922-1934.
- Turunen, J., E. Tomppo, K. Tolonen et A. Reinikainen. 2002. "Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland - Application to boreal and subarctic regions". *Holocene*. vol. 12, no 1, p. 69-80.
- Vallée, S., et S. Payette. 2007. "Collapse of permafrost mounds along a subarctic river over the last 100 years (northern Quebec)". *Geomorphology*. vol. 90, no 1-2, p. 162-170.
- van der Plicht, J. 2004. "Radiocarbon calibration - past, present and future". *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*. vol. 223-224, p. 353-358.
- Veillette, J. J., et F. M. Nixon. 1980. "Portable drilling equipment for shallow permafrost sampling". *Geological Survey of Canada*. vol. 79, no 21, p. 35.
- Viau, A. E., K. Gajewski, M. C. Sawada et P. Fines. 2006. "Millennial-scale temperature variations in North America during the Holocene". *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*. vol. 111, no 9.
- Vitt, D. H., L. A. Halsey et S. C. Zoltai. 2000. "The changing landscape of Canada's western boreal forest: The current dynamics of permafrost". *Canadian Journal of Forest Research*. vol. 30, no 2, p. 283-287.
- Warner, B. G. 1990. *Methods in Quaternary ecology*. Stittsville (Ont.): Geoscience Canada, 170 p.
- Warner, B. G., et D. J. Charman. 1994. "Holocene changes on a peatland in northwestern Ontario interpreted from testate amoebae (Protozoa) analysis". *Boreas*. vol. 23, no 3, p. 270-279.
- Wilmshurst, J. M., S. K. Wiser et D. J. Charman. 2003. "Reconstructing Holocene water tables in New Zealand using testate amoebae: Differential preservation of tests and implications for the use of transfer functions". *Holocene*. vol. 13, no 1, p. 61-72.

- Woodland, W. A., D. J. Charman et P. C. Sims. 1998. "Quantitative estimates of water tables and soil moisture in Holocene peatlands from testate amoebae". *Holocene*. vol. 8, no 3, p. 261-273.
- Yu, X., J. Loisel, D. P. Brosseau, D. W. Beilman et S. J. Hunt. 2010. "Global peatland dynamics since the Last Glacial Maximum". *Geophysical Research Letters*. vol. 37, no 13.
- Zimmermann, C., et C. Lavoie. 2001. "paleoecological analysis of a southern permafrost peatland, Charlevoix, Quebec". *Canadian Journal of Earth Sciences*. vol. 38, p. 909-919.