

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

VALIDATION DU SIGNAL $\delta^{18}\text{O}$ DANS LA CELLULOSE DE BRYOPHYTES DE
TOURBIÈRES COMME INDICATEUR PALÉOCLIMATIQUE ET SON APPLICATION
DANS LA RECONSTITUTION PALÉOENVIRONNEMENTALE D'UNE TOURBIÈRE À
PALSES, KUUIJUARAPIK, QUÉBEC

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR
MARILOU HAYES

MARS 2011

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier ma directrice de recherche, Michelle Garneau, de m'avoir donné la piqure des tourbières en 2008 lors de mon passage dans son équipe de recherche comme assistante à la Baie James, puis de m'avoir donné la chance de participer à un projet stimulant et enrichissant dans le cadre de ma maîtrise. Par sa confiance et ses bons conseils, elle a su faire ressortir en moi des qualités qui me serviront pour toujours. Je remercie également Hans Asnong et Luc Pelletier, professionnels de recherche au GEOTOP, pour la coordination des travaux de terrain et de laboratoire, pour leur écoute face à mes nombreuses questions et leur aide constante durant les deux dernières années.

Une grande partie de ce mémoire n'aurait pu être possible sans la participation active de Jean-François Hélie, directeur du Laboratoire d'isotopes stables du GEOTOP. Un énorme merci pour ta patience exemplaire et ta disponibilité, tes enseignements précieux et tes conseils judicieux. Dans le même volet, je tiens à remercier le Dr. Tim Daley (Plymouth, R.-U.) pour ses avis et recommandations lors de son passage à Montréal et le Prof. Dan J. Charman (Exeter, R.-U.) pour l'aide et l'accueil lors de mon séjour en Angleterre. Je remercie également Jocelyne Bourgeois, de la Commission géologique du Canada pour son accueil et son aide au laboratoire de glaciologie à Ottawa, et Paul Middlestead du G.G. Hatch Isotope Laboratories de l'Université d'Ottawa pour les analyses isotopiques de la cellulose.

Un grand merci aux assistants de terrain et de laboratoire qui ont rendu possible le dépôt de ce mémoire dans les temps règlementaires : Maxime Boivin, Marc-André Laporte, Robin Beauséjour et Sébastien Lacoste. Merci à mes compagnons de route, Alexandre Lamarre, Pierre-Luc Dallaire, Simon van Bellen, Anne Quillet, Noémie Cliche, Louis Tremblay et Aurélie Genries. Votre amitié et votre présence durant ces deux années furent grandement appréciées.

Sur une note plus personnelle, je remercie mon amoureux et confident, Guillaume. Ton soutien moral, ton écoute et ta patience auront été des éléments indispensables durant cette

étape de ma vie. Merci également à ma famille et mes amis pour leurs présences et encouragements.

Enfin, je remercie le Programme du gouvernement du Canada pour l'Année polaire internationale (API, no. de projet 188), le projet *Climate impacts on Canadian Arctic Tundra Ecosystems: Interdisciplinary and Multi-scale Assessments (CiCAT)* du Gouvernement du Canada (no. de projet 2006-SRI-CC-096), le Conseil national de recherche en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG, dossier 326112), le Fonds québécois de recherche pour la nature et les technologies (FQRNT, dossier 136856) ainsi que le Programme de formation scientifique dans le Nord du Ministère des Affaires Indiennes du Canada (PFSN, bourses 2541 et 3005) pour avoir rendu possible la réalisation de ce projet de recherche.

TABLE DES MATIERES

LISTE DES FIGURES	vii
LISTE DES TABLEAUX.....	ix
LISTE DES ABRÉVIATIONS.....	x
LISTE DES SYMBOLES.....	xii
LISTE DES ESPÈCES VÉGÉTALES CITÉES	xiii
RÉSUMÉ	xvi
CHAPITRE I	
INTRODUCTION ET CONTEXTE DE LA RECHERCHE	1
1.1 Changements climatiques au cours de l'Holocène.....	2
1.2 L'étude du climat et des environnements passés à partir des tourbières.....	3
1.2.1 Définitions.....	3
1.2.2 Le carbone et le pergélisol	4
1.2.3 Rôle des tourbières en paléoécologie.....	5
1.3 Les isotopes de l'eau en paléoécologie	7
1.3.1 Les isotopes dans l'eau	7
1.3.2 La signature isotopique de l'eau dans les végétaux	9
1.3.3 Les isotopes d'oxygène dans les sphaignes	10
1.4 Objectifs de la recherche.....	13
CHAPITRE II	
SITES D'ÉTUDE.....	15
2.1 Échantillons de surface	15
2.2 Kuujjuarapik : localisation et description de la région d'étude.....	18
2.2.1 Paléogéographie, paléophytogéographie et paléoclimatologie	21
2.2.2 Climat et végétation	23
2.2.3 La tourbière.....	24

CHAPITRE III	
MÉTHODOLOGIE.....	27
3.1 Échantillons de surface : collecte, traitement et analyse.....	27
3.1.1 Collecte des échantillons.....	28
3.1.2 Analyse isotopique de l'eau.....	29
3.1.3 Extraction de la cellulose et analyse isotopique ^{18}O des mousses.....	30
3.1.4 Données météorologiques.....	31
3.2 Données paléoécologiques : collecte, traitement et analyse.....	32
3.2.1 Carottage.....	32
3.2.2 Analyses paléoécologiques.....	33
CHAPITRE IV	
ÉTUDE DU SIGNAL $\delta^{18}\text{O}$ DE LA CELLULOSE DE MOUSSES DE TOURBIÈRES À	
PARTIR D'ÉCHANTILLONS MODERNES.....	39
4.1 Résultats.....	39
4.1.1 Échantillons d'eau.....	39
4.1.2 Échantillons de cellulose.....	47
4.1.3 Lien entre l'eau et la cellulose.....	48
4.1.4 Régressions linéaires entre la composition isotopique des mousses et le climat.....	51
4.2 Discussion.....	54
4.2.1 Source d'eau et influence de la microtopographie.....	54
4.2.2 Contrôle climatique sur la composition isotopique des mousses.....	56
4.3 Potentiel paléoclimatique.....	58
CHAPITRE V	
RECONSTITUTION PALÉOENVIRONNEMENTALE ET PALÉOCLIMATIQUE DE	
LA RÉGION DE KUUJUAPIK (QUÉBEC) ET ÉVALUATION DE	
L'INDICATEUR $\delta^{18}\text{O}$ DE LA CELLULOSE.....	61
5.1 Résultats : palse active (KUUJU-PA).....	61
5.1.1 Stratigraphie, chronologie et taux d'accumulation.....	61
5.1.2 Composition isotopique ^{18}O de la cellulose des bryophytes.....	66
5.1.3 Résultats et interprétation des analyses polliniques.....	68
5.2 Résultats : palse dégradée (KUUJU-PD).....	75
5.2.1 Stratigraphie, chronologie et taux d'accumulation.....	75

5.2.2	Composition isotopique ^{18}O de la cellulose des bryophytes	78
5.2.3	Interprétation des données polliniques.....	81
5.3	Discussion.....	84
5.3.1	Changements climatiques et développement du pergélisol.....	84
5.3.2	Dégradation du pergélisol et reprise végétale	89
5.3.3	Dynamique du carbone	90
5.3.4	La pertinence du $\delta^{18}\text{O}$ des bryophytes comme indicateur climatique.....	91
5.3.5	Synthèse	92
	CONCLUSION.....	94
	ANNEXE A	
	RESULTATS – COMPOSITION ISOTOPIQUE DES ECHANTILLONS D’EAU DE SURFACE ET D’EAU CAPILLAIRE ET DES ECHANTILLONS DE CELLULOSE DES BRYOPHYTES.....	99
	ANNEXE B	
	DONNEES METEOROLOGIQUES 2008-2009	105
	ANNEXE C	
	RESULTATS DES ANALYSES DE TROËLS-SMITH	109
	ANNEXE D	
	DIAGRAMMES SPOROPOLLINIQUES	113
	RÉFÉRENCES	117

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 Composition isotopique $\delta^{18}\text{O}$ (en ‰ vs V-SMOW) des précipitations suivant un gradient nord-sud.	9
Figure 2.1 Carte de localisation des sites d'échantillonnage de surface et du site choisi pour la reconstitution paléocéologique	16
Figure 2.2 Zones bioclimatiques du Québec (Girardin et McKenney, 2001) présentées selon la classification climatique mondiale de Litynski (1988).	19
Figure 2.3 Région d'étude et localisation de la tourbière à palse analysée.	20
Figure 2.4 Section échantillonnée de la tourbière et emplacements des carottages.	25
Figure 2.5 Palses en état de dégradation moyen (a) et avancé (b).	26
Figure 4.1 Droite des eaux météoriques du sud du Québec	43
Figure 4.2 Droites des eaux météoriques locales pour chaque site d'étude (point bleu) d'après les données modélisées de Bowen et Revenaugh (2003) ainsi que des échantillons d'ES et d'EC des dépressions (carré rouge) et des buttes (triangle vert) récoltés en juillet 2009	46
Figure 4.3 Valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ des échantillons de cellulose des bryophytes de 16 tourbières, séparées par biotope	48
Figure 4.4 Régression linéaire entre la composition isotopique moyenne de l' ^{18}O de la cellulose et de l'eau capillaire pour les sept sites échantillonnés plus d'une fois au cours de l'été 2009	50
Figure 4.5 Régressions linéaires entre le $\delta^{18}\text{O}$ moyen estimé des précipitations (Bowen et Revenaugh, 2003), l'eau capillaire et la cellulose pour les sept sites échantillonnés plus d'une fois au cours de l'été 2009	52
Figure 4.6 Composition isotopique d'échantillons d'eau récoltés dans le complexe tourbeux de Lanoraie en 2004 (eau de surface) et en 2005 (eau souterraine, de 0,5 à 1,5 mètre de profondeur).....	55

Figure 5.1 Stratigraphie de la tourbe, perte au feu à 550°C, densité sèche, densité du carbone et teneur en eau de la carotte KUJU-PA.....	62
Figure 5.2 Modèle d'âge-profondeur, taux d'accumulation (gris) et densité sèche de la tourbe (noir) cumulée en fonction du temps, carotte KUJU-PA.....	64
Figure 5.3 Taux d'accumulation apparent du carbone pour la carotte KUJU-PA.	66
Figure 5.4 $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des bryophytes (vert : <i>Sphagnum sp.</i> , rouge : <i>Drepanocladus sp.</i> , jaune : <i>Paludella squarrosa</i>) de la carotte KUJU-PA et courbe d'interpolation des valeurs dans le temps. L'incertitude analytique est de $\pm 0,2\%$	67
Figure 5.5 Diagramme des pourcentages (%) sporopolliniques des principaux taxons, profil KUJU-PA.....	69
Figure 5.6 Diagramme des influx sporopolliniques (nombre de grains par cm^2 par année) des principaux taxons, profil KUJU-PA.....	70
Figure 5.7 Pourcentages polliniques des principaux taxons, excluant du calcul les cypéacées.....	72
Figure 5.8 Stratigraphie de la tourbe, résultats de la perte au feu à 550°C, densité sèche et densité du carbone, carotte KUJU-PD.....	76
Figure 5.9 Modèle d'âge-profondeur et taux d'accumulation de la tourbe pour les 61 premiers cm de la carotte KUJU-PD2.....	78
Figure 5.10 Taux d'accumulation apparent du carbone, à long terme et récent, de la carotte KUJU-PD.....	79
Figure 5.11 Composition du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des sphaignes (noir) pour la carotte KUJU-PD et profondeur de la nappe phréatique inférée par les assemblages de thécamibes (gris) pour la carotte KUJU-PD2.....	80
Figure 5.12 Diagramme sporopollinique de la carotte KUJU-PD.....	82
Figure 5.13 Tableau synthèse des changements locaux (NP : Nappe Phréatique) et régionaux de la végétation et du climat à partir de l'analyse multi-indicateurs d'une tourbière près de Kuujuarapik.....	85

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1	Description des sites pour l'échantillonnage de surface	17
Tableau 3.1	Calendrier des collectes des échantillons d'eau (E) et de mousse (M), par site.	28
Tableau 3.2	Classes d'abondance des composantes végétales dans les échantillons de tourbe, selon la méthode Troël-Smith (1955).	33
Tableau 4.1	Valeurs moyennes des $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de surface (ES), de l'eau capillaire (EC) et de la cellulose, par site et par biotope.	40
Tableau 4.2	Relations entre l'eau de surface (ES) et l'eau capillaire des mousses (EC) selon le type de tourbière, le biotope et la profondeur de la nappe phréatique.....	42
Tableau 4.3	Différence entre les compositions isotopiques de l'oxygène de l'eau capillaire et de la cellulose des échantillons de surface pour les 16 tourbières étudiées	49
Tableau 4.4	Régressions linéaires entre les paramètres climatiques (température, quantité de précipitations et humidité relative) et le $\delta^{18}\text{O}$ moyen de la cellulose des échantillons de surface pour 14 et 7 sites.....	53
Tableau 5.1	Âges ^{14}C conventionnels et étalonnés de la carotte prélevée dans une palse d'une tourbière de Kuujjuarapik.	63
Tableau 5.2	Âges ^{14}C conventionnels et étalonnés et âges ^{210}Pb de la carotte KUJU-PD2 (Lamarre, 2010) et profondeurs correspondantes de la carotte KUJU-PD	77

LISTE DES ABRÉVIATIONS

AMS	<i>Accelerator Mass Spectrometry</i> Spectrométrie de masse à accélérateur de particules
BP	<i>Before present</i> Avant l'actuel (1950)
Bog	Tourbière ombrotrophe
C	Carbone
CH ₄	Méthane
CO ₂	Dioxyde de carbone
EC	Eau capillaire
ECM	Épisode Chaud Médiéval
ES	Eau de surface
étal. BP	Âge étalonné avant l'actuel
Fen	Tourbière minérotrophe
g	gramme
GEOTOP	Centre de recherche en géochimie isotopique et en géodynamique
GIEC	Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat
H	Hydrogène
Hr	Humidité relative
LMWL	<i>Local Meteoric Water Line</i> Droite des eaux météoriques locales
LORCA	<i>Long-term apparent rate of carbon accumulation</i> Taux apparent d'accumulation du carbone à long terme
n	nombre
O	Ouest

N	Nord
NP	Nappe Phréatique
NaCl	Chlorite de sodium
PAG	Petit Âge Glaciaire
PSC	Précipitations de la Saison de Croissance
s.e.	<i>Standard error</i> Erreur type
TSC	Température de la Saison de Croissance
UQAM	Université du Québec à Montréal
V-SMOW	<i>Vienna Standard Mean Ocean Water</i> Standard moyen de l'eau de l'océan de Vienne

LISTE DES SYMBOLES

°C	Degré Celsius
cm	Centimètre
cm ³	Centimètre cube
Gt	Gigatonne (10 ⁹ tonnes)
ka	Millier d'années
km	Kilomètre
km ²	Kilomètre carré
ml	Millilitre
mg	Milligramme
mm	Millimètre
m ²	Mètre carré
P	Précipitation
pH	Mesure de l'acidité
T	Température
Tg	Téragramme (10 ¹² g)
%	Pourcent
‰	Pour mille
µm	Micromètre
µl	Microlitre
±	Plus ou moins
δ	Delta
σ	Sigma

LISTE DES ESPÈCES VÉGÉTALES CITÉES

Abies balsamea (L.) Mill.
Alnus crispa (Aiton) Pursh
Andromeda glaucophylla Link.
Betula glandulosa Michx.
Carex limosa L.
Carex rostrata Stokes
Carex aquatilis (Wahlenb.)
Drepanocladus spp. (Müll. Hal.) G. Roth
Eriophorum russeolum (Hartm.) Fr.
Juniperus communis L.
Larix laricina (Du Roi) K. Koch
Menyanthes trifoliata L.
Myrica gale L.
Paludella squarrosa (Hedw.) Bridel
Picea mariana (Mill.)
Picea glauca (Moench)
Pinus banksiana Lamb.
Pinus strobus L.
Populus balsamifera L.
Populus tremuloides Michx.
Potamogeton sp. L.
Potentilla palustris (L.) Scop.
Quercus spp. L.

Rhododendron groenlandicum (Oeder) Kron & Judd.
Rubus chamaemorus L.
Salix sp. L.
Salix herbaceae L.
Scirpus cespitosus L.
Scirpus hudsonianus (Michx.) Fernald
Scorpidium scorpioides (Hedw.) Limpr.
Selaginella selaginoides (L.) (Mart. & Schrank) P. Beauv.
Sphagnum angustifolium (Russow) C.E.O. Jensen
Sphagnum capillifolium (Ehrhart) R. Hedwig
Sphagnum contortum Schultz
Sphagnum cuspidatum (Hoffm) Ehrhart
Sphagnum fallax (Klinggraf) Klinggraf
Sphagnum fuscum (Schimper) Klinggraf
Sphagnum girgensohnii Russow
Sphagnum jensenii H. Lindb.
Sphagnum lindbergii Schimp.
Sphagnum magellanicum Brid.
Sphagnum majus (Russow) C.E.O. Jensen
Sphagnum papillosum Lindb.
Sphagnum riparium Angstr.
Sphagnum rubellum Wilson
Sphagnum subfulvum Warnst.
Sphagnum warnstorffii (Russow)
Thuja occidentalis L.
Triglochin sp. L.

Vaccinium oxycoccos L.

Vaccinium vitis-idaea L.

RÉSUMÉ

La composition isotopique de l'oxygène dans la cellulose des sphaignes est étudiée depuis quelques années dans les sédiments tourbeux pour son potentiel paléoclimatique. Si le lien entre la composition isotopique de l'eau de source utilisée par la plante et celle de la cellulose est bien établi, la provenance de l'eau utilisée et l'effet de la microtopographie le sont moins. De plus, la relation entre la composition isotopique de l'oxygène de l'eau dans les tourbières et le climat est toujours incertaine. Le but de la présente recherche est de déterminer la provenance de l'eau utilisée par les bryophytes de différents biotopes de tourbières ombrotrophes et minérotrophes du Québec et de tenter de comprendre l'effet du climat (température et précipitation) sur la composition isotopique de l'oxygène de ces bryophytes. À cette fin, des échantillons d'eau et de mousses de surface ont été récoltés dans 16 tourbières du Québec méridional et boréal et analysés pour la composition en $\delta^{18}\text{O}$. Un volet paléoclimatique a aussi été réalisé afin d'étudier la variabilité de cet indicateur dans le temps et parallèlement à d'autres indicateurs. Deux carottes ont été récoltées dans une tourbière à pales de la région de Kuujuarapik, dans le Nord du Québec, sur lesquelles des analyses polliniques, isotopiques (^{18}O), de la densité sèche et du contenu en carbone ont été effectuées.

Les résultats des échantillons de surface ont permis de constater que la provenance de l'eau alimentant les bryophytes n'est pas la même selon le biotope (butte vs dépression). Les mousses de buttes sont alimentées en eau par les précipitations récentes lors de la saison de croissance, alors que les mousses de dépressions sont alimentées par l'eau de la nappe phréatique qui représente une valeur moyenne annuelle. Il s'ensuit une différence moyenne significative entre le $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des mousses croissant sur les buttes et celles dans les dépressions (2,61 ‰). Les relations établies avec les paramètres climatiques suggèrent également une différence de la composition du $\delta^{18}\text{O}$ selon le biotope, alors que les mousses de buttes semblent influencées par la quantité de précipitations de la saison de croissance et les mousses de dépressions, par la température moyenne annuelle et la quantité de précipitations moyenne annuelle. Les résultats des analyses paléoclimatiques (pollen et stratigraphie) démontrent aussi que la composition isotopique de l'oxygène de la cellulose des bryophytes correspond principalement à des changements d'ordre topographique dans la tourbière. L'étroite relation du $\delta^{18}\text{O}$ avec la position de la nappe phréatique inférée de même qu'avec l'évènement de sécheresse identifié vers 4,2 ka BP suggère également une influence importante de la nappe phréatique sur la composition isotopique de l'eau en surface. Le $\delta^{18}\text{O}$ des bryophytes dans les tourbières est donc un indicateur qui peut s'avérer utile dans les études paléoclimatiques, mais qui doit être interprété avec prudence.

Mots-clés : isotope, tourbière, Holocène, paléoclimatologie, pollen, cellulose, bryophyte

CHAPITRE I

INTRODUCTION ET CONTEXTE DE LA RECHERCHE

La température moyenne mondiale a augmenté de 0,74 °C entre 1906 et 2005 (GIEC, 2007), avec une élévation plus marquée dans le nord de l'hémisphère nord. En effet, dans l'arctique québécois, une hausse de près de 2 °C a été enregistrée depuis 1993 (Bourque et Simonet, 2008). Les observations indiquent des concordances entre cette hausse de température et celle du niveau marin, la fonte des glaciers et du pergélisol, l'augmentation des précipitations en Amérique du Nord ainsi que l'augmentation des activités cycloniques dans l'Atlantique Nord. Les différents scénarios climatiques prévoient un réchauffement supplémentaire de 0,6 à 4 °C d'ici la fin du millénaire, avec des effets marqués sur les écosystèmes, la santé, la production alimentaire et les ressources en eau (GIEC, 2007).

Si l'augmentation des températures contemporaines est directement liée aux activités humaines (GIEC, 2007), notamment par l'émission de dioxyde de carbone (CO₂) dans l'atmosphère par l'utilisation de combustibles fossiles, il n'en demeure par moins que des variations naturelles du climat sont survenues dans le passé. Ces variations climatiques et leurs effets sur les écosystèmes, l'atmosphère et les océans servent de base théorique aux modèles climatiques visant à projeter les fluctuations futures du climat. Une meilleure compréhension des changements climatiques passés et de leurs effets sur le système terrestre permet donc d'améliorer les prédictions. Dans ce contexte, l'étude des variations climatiques spécifiques à l'époque holocène (dernier 10 000 ans) est particulièrement pertinente.

1.1 Changements climatiques au cours de l'Holocène

Bien que l'époque holocène n'ait pas enregistré d'écart climatique aussi important que durant l'ensemble de la période quaternaire, les variations de températures ont été assez majeures pour influencer de façon concrète le couvert végétal (Webb, 1986; Gajewski, 1987; Gajewski *et al.*, 1993; Viau et Gajewski, 2009), le couvert de glace océanique (Bond *et al.*, 1997), la présence de pergélisol (Payette *et al.*, 2004) et même les activités humaines (Hodell *et al.*, 2001). De façon générale, le climat holocène a été séparé en quatre périodes distinctes, soit la phase de réchauffement postglaciation (10 000 - 8 000 ans étal. BP), un refroidissement entre 8 000 et 6 000 ans étal. BP, un réchauffement mi-holocène, puis un refroidissement à l'Holocène récent, après 3 000 ans étal. BP (Mayewski *et al.*, 2004; Viau *et al.*, 2006; Wanner *et al.*, 2008). Ces intervalles ont été entrecoupés de plusieurs fluctuations à court terme, parmi lesquelles figurent l'évènement froid de 8 200 ans étal. BP, l'épisode chaud médiéval (ÉCM, ~ 1 200 ans étal. BP) et le Petit Âge Glaciaire (PAG, 600-200 ans étal. BP). Plusieurs études suggèrent une périodicité dans la variabilité climatique holocène d'environ 1 000-1 500 ans, d'après l'avancée des glaciers en Amérique du Nord et en Europe (Denton et Karlén, 1973), l'étude de carottes marines du nord de l'Atlantique (Bond *et al.*, 1997) et des enregistrements polliniques terrestres (Viau *et al.*, 2002). Au Québec, la variabilité moyenne des températures de juillet et de janvier durant les derniers 8 000 ans étal. BP a été respectivement de 0,28 °C et 0,5 °C (Viau et Gajewski, 2009). Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer les fluctuations climatiques au cours de l'Holocène, comme les changements des paramètres orbitaux (Wanner *et al.*, 2008), les variations de l'activité solaire (Mayewski *et al.*, 2004) et l'activité volcanique (Bryson et Goodman, 1980).

1.2 L'étude du climat et des environnements passés à partir des tourbières

1.2.1 Définitions

Les tourbières sont des écosystèmes mal drainés où la matière organique s'accumule plus vite qu'elle ne se décompose (Payette et Rochefort, 2001). Il en résulte une accumulation de tourbe pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur, constituée principalement de végétaux primaires comme les sphaignes et les herbacées. Les tourbières sont largement distribuées à l'échelle du Globe, couvrant près de 5 millions de km², en particulier dans les régions tempérées, boréales, subarctiques et arctiques, où les températures basses et le bilan hydrique favorisent le maintien de ces milieux humides (Tarnocai et Stolbovoy, 2006). Au Canada, les tourbières couvrent environ 12 % du territoire, soit 1,1 x 10⁶ km² (Tarnocai *et al.*, 2000) et sont majoritairement situées en zones boréale et subarctique. Au Québec, les tourbières ont commencé à se former peu après le retrait de la calotte glaciaire, il y a 12 000 ans BP (Gorham *et al.*, 2007). On remarque ainsi une diminution générale de l'âge des tourbières du sud vers le nord.

Il existe deux principaux types de tourbières selon la source d'alimentation en eau : les tourbières ombrotrophes qui sont isolées de la nappe phréatique locale et dont la source d'eau exclusive provient des précipitations, et les tourbières minérotrophes qui sont alimentées par les eaux souterraines de ruissellement local. Les tourbières ombrotrophes (bogs) sont acides et pauvres en minéraux, ce qui limite la diversité végétale aux mousses acidophiles (principalement les sphaignes) et à très peu d'espèces vasculaires (Payette et Rochefort, 2001; Charman, 2002). Les tourbières minérotrophes (fens) sont plus riches en minéraux, avec un pH plus élevé et hébergent une végétation plus diversifiée dominée par les herbacées, les mousses brunes et les sphaignes. Les tourbières présentent diverses formes topographiques appelées biotopes, en équilibre avec les conditions d'humidité et de température, qui peuvent cependant se substituer dans le temps et dans l'espace. On trouve à la surface des tourbières des buttes, des lanières, des dépressions et des mares, chaque biotope étant colonisé par des espèces végétales spécifiques et caractérisé par une productivité de la biomasse qui lui est propre.

Un troisième type de tourbière caractérise les régions nordiques, soit les tourbières à palses ou à plateaux palsiques. Les palses sont des formes périglaciaires qui prennent naissance lorsque de la glace de ségrégation s'accumule sous forme de lentilles dans des dépôts organiques ou minéraux (Seppala, 1986). Ce type de glace résulte d'une redistribution de l'eau dans le sol à la suite de son attraction vers les endroits où la glace apparaît (Pissart, 1987). La glace de ségrégation se forme dans des sédiments fins de taille inférieure à 0,1 mm (il doit y avoir présence d'eau interstitielle) lorsque les conditions d'humidité sont suffisantes et que le gel est lent. Ainsi, les palses de tourbières se forment dans la fraction minérale, à la base des dépôts organiques, en soulevant la tourbe à mesure de son édification. Les plateaux palsiques sont des palses de grandes dimensions (plus de 100 mètres de long), à la genèse encore méconnue, qui peuvent être le résultat d'une coalescence de plusieurs palses (Payette, 2001). Dans les milieux les plus méridionaux où l'on retrouve des tourbières à palses actuellement, le processus de dégradation du pergélisol forme des mares thermokarstiques importantes autour et entre les palses. La surface des palses est souvent soumise à l'érosion éolienne et hydrique à la suite de son altération par les fentes de dilatation (Seppala, 2003). Au Québec, les tourbières à palses sont répandues dans la zone subarctique sur les dépôts limono-argileux associés à la transgression marine postglaciaire (Payette et Rochefort, 2001). Certains îlots de pergélisol sont également présents dans les milieux minérotrophes de la zone boréale (Payette *et al.*, 1976; Dionne, 1978; Dionne, 1984). La formation des palses résulterait entre autre de l'épisode froid du PAG et ne seraient plus en équilibre avec les conditions climatiques actuelles (Payette *et al.*, 2004; Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005).

1.2.2 Le carbone et le pergélisol

Comme expliqué précédemment, l'étude des changements climatiques est importante afin de nous aider à prévoir les impacts futurs des variations du climat sur l'environnement. Dans le contexte d'un climat instable, le comportement des tourbières est d'autant plus important à comprendre car ces écosystèmes sont d'importants puits de carbone organique (Turunen *et al.*, 2002; Friberg *et al.*, 2003; Roulet *et al.*, 2007). Au niveau mondial, les

tourbières ont emmagasiné plus de 600 Gt de carbone sous forme de matière organique, ce qui représente une moyenne de 547 Gt de carbone dans les tourbières au nord du 30^e parallèle de l'hémisphère nord (Yu *et al.*, 2010). Au Canada, environ 150 Gt de carbone sont stockées dans les tourbières (Tarnocai, 2006). Les changements climatiques pourraient affecter l'hydrologie des tourbières, et donc l'équilibre actuel qui existe entre la séquestration et l'émission de carbone sous forme de CO₂ et de CH₄ (Tarnocai, 2006). De puits de carbone, certaines tourbières pourraient se transformer en source et favoriser une boucle de rétroaction positive dans l'atmosphère.

À ce niveau, les tourbières à pergélisol, qui sont particulièrement sensibles aux changements climatiques, risquent d'être sévèrement affectées (Tarnocai, 2006). Tarnocai (2006) a suggéré qu'approximativement 87 % des 421 000 km² de tourbières à pergélisol au Canada et que 84 % de leur contenu en carbone, soit 37 Gt, seront sévèrement affectés par les changements climatiques. La fonte du pergélisol dans les tourbières pourrait augmenter le bilan hydrique et favoriser une augmentation des émissions de méthane (Liblik *et al.*, 1997; Christensen *et al.*, 2004; Johansson *et al.*, 2006; Turetsky *et al.*, 2008). D'un autre côté, la dégradation du pergélisol, après quelques années ou décennies, peut favoriser la reprise végétale et entraîner l'accumulation de carbone sous forme de tourbe (Robinson et Moore, 2000; Turetsky *et al.*, 2000; Camill *et al.*, 2001; Turetsky *et al.*, 2007).

1.2.3 Rôle des tourbières en paléoécologie

La capacité qu'ont les tourbières de conserver des restes végétaux sur plusieurs millénaires les rend particulièrement importantes dans les études paléoclimatiques. Plusieurs indicateurs témoignant de changements environnementaux holocènes sont conservés dans la stratigraphie de la tourbe. Parmi les principaux indicateurs, on trouve les macrorestes végétaux, les grains de pollen, les thécamibes et le degré d'humification de la tourbe, qui nous donnent de l'information sur les conditions hydrologiques de surface de la tourbière et sur le climat régional. Ces indicateurs, couplés à des datations au radiocarbone (¹⁴C),

permettent ainsi de reconstituer chronologiquement les conditions passées qui ont influencé l'accumulation de la tourbe.

Par contre, les indicateurs cités précédemment comportent tous des limites pour reconstituer le climat. L'étude des macrorestes végétaux, qui permet la reconstitution de l'humidité locale, devient problématique lors de la dominance d'une ou de quelques espèces tolérantes aux variations d'humidité, en plus de témoigner du caractère local des conditions de croissance (Birks et Birks, 1980; Hughes *et al.*, 2006). L'analyse des thécamibes, organismes unicellulaires distribués à la surface des tourbières selon les conditions hydrologiques, est limitée par la préservation différentielle des espèces dans le temps, de même que par le manque d'analogues modernes de certaines espèces fossiles abondantes (Charman, 2001; Charman *et al.*, 2007). L'analyse de l'humification de la tourbe, qui consiste à étudier son degré de décomposition et à le relier à l'humidité de surface du site, est limitée par la présence de plusieurs espèces végétales dont le taux de décomposition est variable (Scheffer *et al.*, 2001; Blundell et Barber, 2005). De plus, toutes les méthodes visant à reconstituer les conditions d'humidité de surface dans les tourbières trouvent leur principale limite dans leur incapacité à isoler l'effet du climat sur les variations hydrologiques de celui des processus autogènes. Certaines études indiquent un contrôle dominant des températures sur les conditions d'humidité d'une tourbière (Schoning *et al.*, 2005; Barber et Langdon, 2007) alors que d'autres accordent plus de poids à l'influence des précipitations (Charman *et al.*, 2004). Dans un effort de synthèse, Charman *et al.* (2009) concluent à l'influence mixte des températures et des précipitations, alors que le déficit annuel en eau (soit les précipitations moins l'évaporation) des tourbières donne la meilleure corrélation avec l'indice d'humidité de surface. Dans un même ordre d'idée, Booth (2010) enregistre une corrélation entre l'humidité de surface de cinq tourbières et l'indice de sévérité de la sécheresse de Palmer (*Palmer Drought Severity Index*, PDSI). Dans ces deux études, les résultats de corrélation ont démontré que la variabilité des précipitations est légèrement plus importante que celle des températures.

Face à de telles incertitudes, il y a donc un besoin pour le développement de méthodes permettant d'identifier un facteur climatique particulier. Récemment, l'étude des isotopes de

la matière organique (C, H et O) est devenue une méthode prometteuse en paléoécologie des tourbières (Brenninkmeijer *et al.*, 1982; Ménot-Combes *et al.*, 2002; Zanazzi et Mora, 2005; Daley *et al.*, 2010; Tillman *et al.*, 2010). L'analyse des isotopes d'oxygène de la cellulose des mousses permettrait peut-être de pallier aux limites des autres méthodes, en apportant un signal quantitatif des variations de températures dans le passé. De plus, elle permettrait la comparaison des données entre plusieurs types d'environnements, comme les carottes de glace, les sédiments de lacs et les cernes de croissance des arbres.

1.3 Les isotopes de l'eau en paléoécologie

Depuis les années 1970, plusieurs études en paléoécologie se sont intéressées aux isotopes d'oxygène et d'hydrogène contenus dans la matière organique, notamment dans les cernes de croissance des arbres (e.g. Gray et Thompson, 1976; Libby *et al.*, 1976; Burk et Stuiver, 1981; Lipp *et al.*, 1996; Roden *et al.*, 2000; Anderson *et al.*, 2002), dans les sédiments lacustres (e.g. Wolfe et Edwards, 1997; Anderson *et al.*, 2001; Wolfe *et al.*, 2000 et 2007) et dans la tourbe (e.g. Aravena et Warner, 1992; Aucour *et al.*, 1996; Comtois, 1982; Ménot-Combes *et al.*, 2002; Zanazzi et Mora, 2005; Daley *et al.*, 2010; Tillman *et al.*, 2010). L'utilisation de ces isotopes en paléoécologie est basée sur les constats suivants : 1) la composition isotopique des matériaux organiques reflète celle de l'eau utilisée lors de la photosynthèse, 2) la composition isotopique de l'eau de source des plantes reflète celle des précipitations et 3) la composition isotopique des précipitations est régie par le climat, notamment la température. Une brève explication de ces phénomènes est décrite dans les pages qui suivent.

1.3.1 Les isotopes dans l'eau

Chaque élément chimique est composé d'un atome qui a une masse propre. Cette masse, qui est celle du noyau, est composée de protons et de neutrons. Le nombre de protons d'un

élément ne change jamais, mais le nombre de neutrons peut varier, provoquant ainsi la création de différentes masses atomiques pour un même élément. Les isotopes sont donc deux atomes d'un même élément qui ont deux masses atomiques différentes. Certains de ces isotopes sont stables (ils ne varient pas dans le temps), alors que d'autres sont radioactifs et se désintègrent selon une durée de vie connue.

L'atome d'oxygène comporte trois isotopes stables (^{16}O , ^{17}O et ^{18}O), chacun présent dans une proportion moyenne définie sur la planète (respectivement, 99,76 %, 0,04 % et 0,2 %) (Mook, 2006). De par sa faible concentration, l'isotope ^{17}O est généralement moins utilisé et on lui préfère l'isotope ^{18}O , dont le ratio avec ^{16}O ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) donne de l'information pertinente.

Lorsque l'eau s'évapore au-dessus des océans, la vapeur formée se déplace en altitude, suivant la latitude en se refroidissant et en se condensant. Une certaine partie de cette vapeur rejoint les continents, où elle précipite pour former les différents types d'eau de surface (lac, rivière, etc.) et d'eau souterraine (nappe phréatique). À mesure que la masse d'air se déplace vers le nord, les précipitations sont appauvries en isotopes lourds selon l'équation de Rayleigh (Gat, 1996) (fig.1.1).

Les effets de la latitude, de l'altitude et de la continentalité sont détectables dans la composition isotopique résiduelle des précipitations à un endroit donné. Indirectement, on observe une corrélation positive entre la température et la composition isotopique des précipitations (Craig, 1961; Dansgaard, 1964; Rozanski *et al.*, 1992). Le ratio $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ des précipitations est donc un indicateur de la température à laquelle l'eau de la masse d'air a condensé. Le ratio $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ est communément exprimé en ‰ par rapport au standard international V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water), sous la forme :

$$\delta_A^r = \frac{R_A}{R_r} - 1$$

où A est la composition isotopique de l'échantillon et r est la composition isotopique du standard. Cette valeur est simplement exprimée comme le $\delta^{18}\text{O}$.

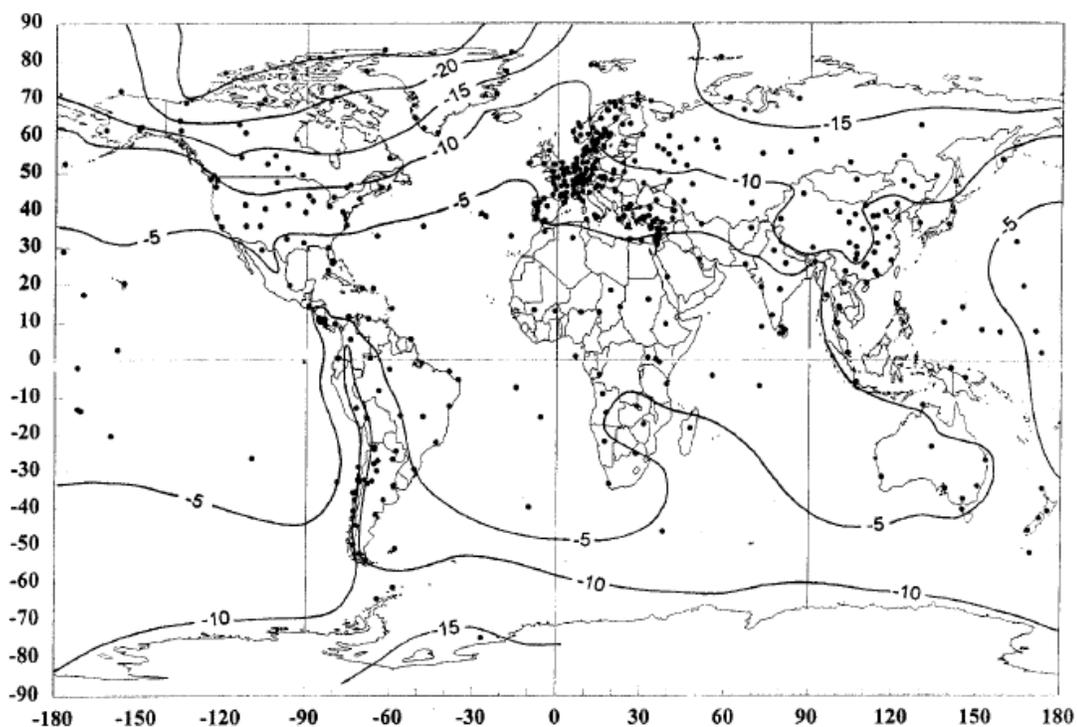


Figure 1.1 Composition isotopique $\delta^{18}\text{O}$ (en ‰ vs V-SMOW) des précipitations suivant un gradient nord-sud. Les points noirs représentent les 508 stations météorologiques de la base de données du *Global Network of Isotope in Precipitation* (GNIP). (Tirée de (Araguas-Araguas *et al.*, 2000))

1.3.2 La signature isotopique de l'eau dans les végétaux

Lors de la photosynthèse, les végétaux fixent l'oxygène de l'eau dans leur cellule avec un facteur d'enrichissement isotopique connu d'environ 27 ‰ (Epstein *et al.*, 1977; DeNiro et Epstein, 1979, 1981; Yakir et DeNiro, 1990). Cette relation n'est pas affectée par la température ni par le contenu isotopique de l'air (DeNiro et Epstein, 1979; Sternberg *et al.*, 1986). Si le contenu isotopique de l'eau de source de la plante provient des précipitations et

que la composition isotopique des précipitations est liée à la température, la composition isotopique de l'oxygène des plantes sera également corrélée à la température. Par contre, d'autres facteurs peuvent affecter la composition isotopique de l'eau météorique, parmi lesquels le plus important est l'évaporation qui enrichit en isotopes lourds l'eau résiduelle.

Dans les études antérieures, la composition isotopique des cernes de croissance des arbres a été corrélée à plusieurs variables climatiques, comme la température, l'humidité relative et la quantité de précipitations (Burk et Stuiver, 1981; Lipp *et al.*, 1996; Anderson *et al.*, 1998). D'autres études se sont penchées sur la composition isotopique de la cellulose de plantes submergées et de sédiments organiques accumulés dans les lacs (Wolfe et Edwards, 1997; Anderson *et al.*, 2001; Wolfe *et al.*, 2001 et 2007), également dans le but d'obtenir un signal de variations climatiques.

1.3.3 Les isotopes d'oxygène dans les sphaignes

Plus récemment, les chercheurs étudiant les tourbières ont évalué le potentiel des isotopes conservés dans les sédiments tourbeux comme signal climatique, que ce soit les isotopes du carbone (^{13}C) (Price *et al.*, 1997; Ménot et Burns, 2001; Loader *et al.*, 2007; Skrzypek *et al.*, 2007b; Loisel *et al.*, 2010), de l'hydrogène (^2H) (Pendall *et al.*, 2001; Nichols *et al.*, 2010) ou de l'oxygène (^{18}O) (Aravena et Warner, 1992; Aucour *et al.*, 1996; Comtois, 1982; Ménot-Combes *et al.*, 2002; Zanazzi et Mora, 2005; Tillman *et al.*, 2010; Daley *et al.*, 2010). Les études dans les tourbières sont avantageuses : les tourbières couvrent une grande distribution géographique, l'accumulation de la tourbe représente plusieurs millénaires d'histoire et elles permettent des analyses parallèles à partir de plusieurs méthodes (ex. pollen, macrorestes, thécamibes) pour les reconstitutions paléoclimatiques. De plus, l'utilisation exclusive des sphaignes, principale composante des tourbières ombrotrophes, élimine l'effet d'exagération du signal isotopique de l'oxygène par rapport aux valeurs isotopiques de l'eau enregistrées par les plantes vasculaires (Schiegl, 1972; Brenninkmeijer *et al.*, 1982; Ménot-Combes *et al.*, 2002). Comme les sphaignes sont dépourvues de systèmes vasculaires, elles enregistrent la composition isotopique de l'eau disponible, soit les précipitations ou l'eau affleurante. De

plus, elles sont moins affectées par l'évaporation, car elles croissent dans des environnements où l'humidité relative est près de 100 % (Clymo et Hayward, 1982) et près de la surface du sol, donc moins vulnérable aux vents.

Les études antérieures dans les tourbières ont confirmé l'enrichissement biochimique (ϵ_b) en isotopes lourds de l'oxygène (^{18}O) entre l'eau et les sphaignes d'environ 27 ‰ (Ménot-Combes *et al.*, 2002; Zanazzi et Mora, 2005; Daley *et al.*, 2010). L'équation associée à la relation eau-sphaigne, considérant une humidité près de 1, est donc :

$$\delta_{\text{sphaigne}} = \delta_{\text{eau de source}} + \epsilon_b$$

Le lien entre la composition isotopique de la cellulose des bryophytes et celle de l'eau de source utilisée est ainsi bien établi, mais la provenance de l'eau de source l'est moins. On assume que la composition isotopique de l'eau dans les tourbières ombrotrophes provient exclusivement des précipitations. Par contre, l'eau contenue dans les sphaignes peut également refléter un certain degré d'homogénéisation entre l'eau des précipitations et l'eau de la nappe phréatique de la tourbière et un certain degré d'évaporation de l'eau reçue directement des précipitations. Le manque de connaissance en hydrologie des tourbières nous empêche à ce niveau de connaître le temps exact de résidence de l'eau dans les tourbières. Par contre, Emili et Price (2006) ont observé que la composition isotopique de l'eau de la nappe phréatique dans une tourbière de la Colombie-Britannique correspondait à la moyenne annuelle des précipitations pour la région.

De façon similaire, l'effet de la microtopographie et des espèces de sphaignes associées sur la composition isotopique de la cellulose des bryophytes n'a pas été clairement élucidé. Certaines études observent une différence significative entre les compositions isotopiques de l'eau et des sphaignes des buttes et des dépressions (Aravena et Warner, 1992; Ménot-Combes *et al.*, 2002; Zanazzi et Mora, 2005; Nichols *et al.*, 2010) alors que d'autres n'ont pas démontré ce type de relation (Taylor, 2007; Daley *et al.*, 2010). Zanazzi et Mora (2005) suggèrent même que l'analyse d'espèces spécifiques aux dépressions réduirait l'incertitude des valeurs isotopiques, alors que Tillman *et al.* (2010) n'ont analysé qu'une espèce de butte, soit *Sphagnum fuscum*, dans l'optique où ce biotope n'enregistrerait que l'eau des précipitations estivales. Par contre, certaines hypothèses sont bien validées, comme la

relation entre la composition isotopique de l'eau dans les tourbières (nappe phréatique) et celle des précipitations (Aucour *et al.*, 1996; Ménot-Combes *et al.*, 2002; Zanazzi et Mora, 2005), et ce, autant dans les tourbières minérotrophes que dans celles ombrotrophes. Les résultats ont aussi démontré que l'état de décomposition de la tourbe n'affecte pas son contenu isotopique, du moins dans les régions subarctiques canadiennes (Tillman *et al.*, 2010).

Pendall *et al.* (2001) et Taylor (2007) observent de bonnes corrélations respectives entre les ratios isotopiques d'hydrogène et d'oxygène dans la cellulose et la température, alors que Tillman *et al.* (2010) concluent plutôt au contrôle conjoint des températures, des précipitations et de l'évaporation sur la composition isotopique de l'oxygène des sphaignes. Une forte corrélation est par ailleurs enregistrée entre le $\delta^{18}\text{O}$ des sphaignes et l'indice d'humidité induite de l'analyse des thécamibes par Daley *et al.* (2010), ce qui suggère que ces deux indices sont contrôlés par les mêmes paramètres, soit un mélange d'influence entre les températures, les précipitations et l'évaporation (Charman *et al.*, 2004 et 2009; Schoning *et al.*, 2005).

Les travaux antérieurs ont été réalisés principalement dans les milieux ombrotrophes alimentés uniquement par les eaux des précipitations. La composition isotopique de l'eau dans les tourbières minérotrophes, quant à elle, pourrait avoir enregistré des changements chimiques depuis son état de précipitation (où la composition isotopique est corrélée à la température), notamment à cause du transport de l'eau sur de longues distances avant d'être acheminée à la tourbière. Aussi, les sphaignes sont moins abondantes dans les fens que dans les bogs, ce qui a pu limiter l'intérêt des premiers par rapport aux seconds. Cependant, Zanazzi et Mora (2005) ont observé un effet négligeable de l'évaporation sur l'eau de surface de la nappe phréatique de trois milieux minérotrophes et un fort contrôle de l'eau de la nappe phréatique locale, ce qui indique le potentiel des milieux minérotrophes pour reconstituer les valeurs isotopiques moyennes de l'eau de la nappe phréatique locale. De plus, rien n'indique que les autres mousses qui se trouvent dans les tourbières minérotrophes, comme les mousses brunes, n'ont pas le même potentiel isotopique que les sphaignes. Par contre, la relation entre la composition isotopique de l'eau présente dans les fens et le climat n'a pas encore été étudiée.

Les études antérieures ont donc permis d'établir avec certitude qu'il existe un lien constant entre la composition isotopique de l'eau utilisée lors de la photosynthèse (capillaire) et celle des sphaignes. Par contre, aucun consensus n'a été obtenu quant à 1) la provenance de l'eau de source, 2) l'effet de la microtopographie sur la composition isotopique de l'oxygène des bryophytes et 3) le contrôle du climat sur la composition isotopique de l'eau de source, et indirectement, sur celle de la cellulose des bryophytes.

1.4 Objectifs de la recherche

L'utilisation de l'indicateur $\delta^{18}\text{O}$ dans les études paléoécologiques appliquées aux tourbières s'avère très prometteuse pour la reconstitution des variations climatiques passées. Par contre, beaucoup d'incertitudes demeurent quant à la signification des variations de cet indice. La présente recherche s'attarde donc à étudier le potentiel paléoclimatique du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des bryophytes dans les tourbières afin de tenter de déterminer la signification de ses variations. À cette fin, deux volets seront conjointement étudiés, soit un volet de surface et un volet paléoécologique et paléoclimatique, le tout séparé en deux objectifs principaux.

Le premier objectif consiste à valider, à partir d'échantillons de surface modernes de mousses provenant de 16 tourbières au Québec, le potentiel climatique du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des bryophytes dans les tourbières en s'appliquant à :

- 1) déterminer la source de l'eau utilisée par les bryophytes dans les différents biotopes;
- 2) déterminer si la microtopographie dans les tourbières influence le contenu isotopique de l'oxygène de la cellulose des bryophytes;
- 3) étudier le contrôle climatique (température et précipitations) sur la composition isotopique de l'eau de source (capillaire) et celle de la cellulose des bryophytes.

Le deuxième objectif s'attardera à une reconstitution paléoclimatique de la région de Kuujjuarapik, au Québec subarctique, à partir de la variation temporelle du signal $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des bryophytes dans une tourbière à palse, un milieu particulièrement sensible aux fluctuations climatiques. L'analyse paléocéologique (grains de pollen) viendra appuyer l'interprétation des variations du climat à l'Holocène moyen et récent. De plus, le rôle du climat sur l'accumulation du carbone et sur la dynamique du pergélisol dans la tourbière sera évalué. La mise en commun de ces indicateurs et des conclusions du premier objectif permettra de valider le potentiel paléoclimatique du signal $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des bryophytes dans les tourbières.

Le chapitre II présente une description sommaire des 16 tourbières étudiées dans l'achèvement du premier objectif, ainsi qu'une description plus complète de la région où s'est effectuée la reconstitution paléoclimatique (deuxième objectif). La méthodologie employée dans l'atteinte des deux objectifs est décrite au chapitre III, alors que les résultats et discussions sont présentés aux chapitres IV (analyses de surface) et V (reconstitution paléoclimatique). Une conclusion générale complète le présent mémoire.

CHAPITRE II

SITES D'ÉTUDE

Les sites étudiés dans le cadre de ce projet sont localisés dans la province de Québec, dans l'Est canadien. L'échantillonnage de surface a été effectué dans 16 tourbières différentes, alors que le volet paléoécologique a été réalisé dans une tourbière subarctique à palse située près de Kuujjuarapik. Une brève description des conditions climatiques et hydrologiques de chacun des sites est présentée. Un aperçu du contexte paléogéographique et paléoclimatique de la région de Kuujjuarapik est également présenté.

2.1 Échantillons de surface

Seize tourbières distribuées suivant un gradient nord-sud ont été échantillonnées pour identifier la signature isotopique de l'oxygène dans les bryophytes. Ces tourbières sont situées entre les latitudes 45° 24' 30" N et 55° 13' 38" N et entre les longitudes 63° 40' 8" O et 78° 13' O (fig. 2.1). Elles ont été choisies suivant le gradient de nordicité et en fonction de leur accessibilité. Il s'agit de 10 tourbières ombrotrophes et 6 tourbières minérotrophes, dont une tourbière à palse. Le tableau 2.1 présente la localisation des sites et les principaux paramètres climatiques associés (Environnement Canada, 2010a; Hydro-Québec, 2010). Le gradient de température annuelle est de 10,7 °C, entre -4,4 °C et 6,3 °C, et celui des précipitations annuelles est de 648 mm, variant de 649 mm et 1297 mm.

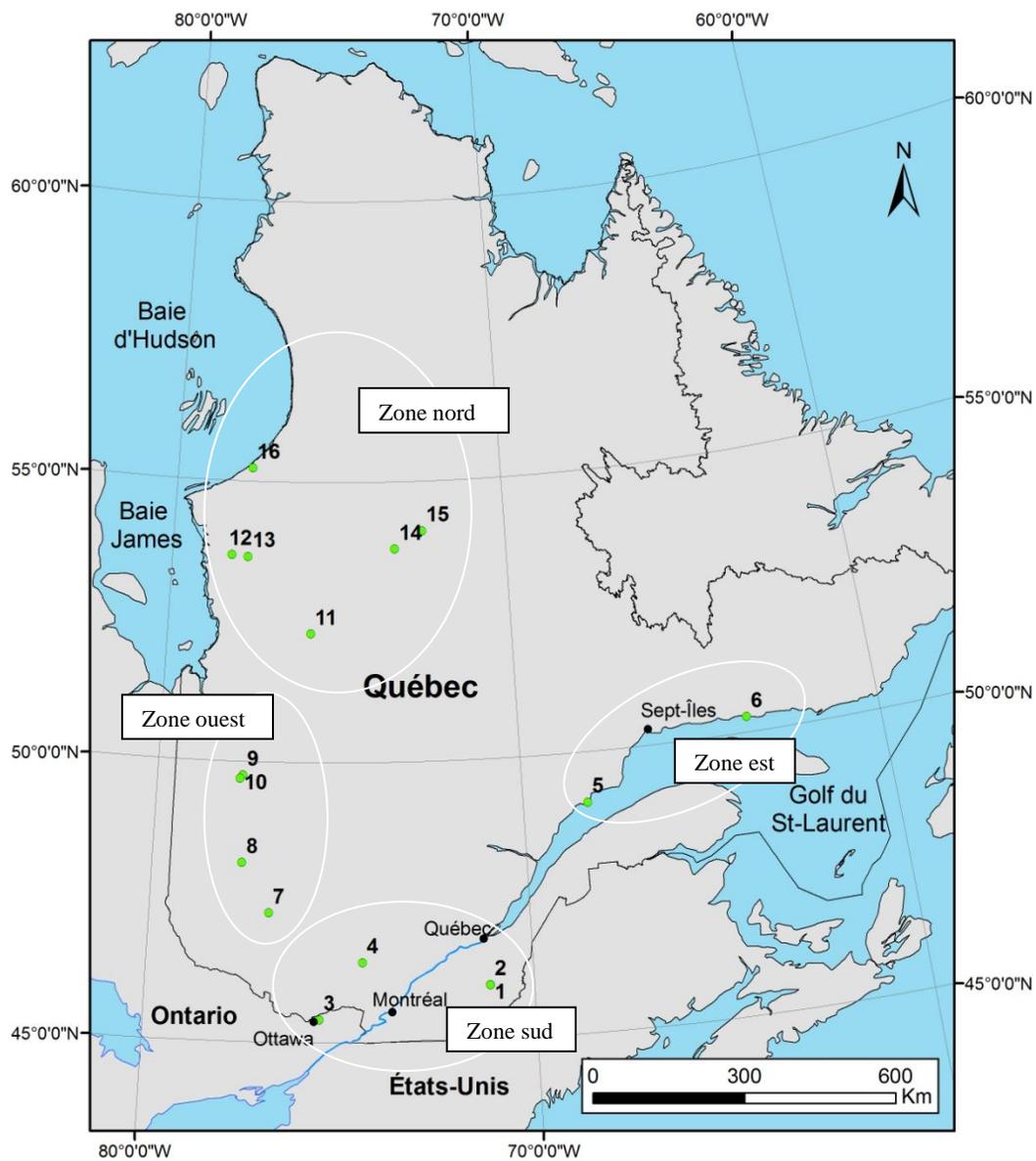


Figure 2.1 Carte de localisation des sites d'échantillonnage de surface et du site choisi pour la reconstitution paléocéologique (no. 16). Se référer au tableau 2.1 pour les sites associés aux numéros.

Tableau 2.1 Description des sites pour l'échantillonnage de surface. Les moyennes climatiques sont les moyennes de la période 1971-2000, sauf pour les stations avec un *, qui représentent les valeurs enregistrées en 2009 uniquement.

No.	Sites	Coordonnées		Station météo	T° C moyenne juillet	T° C moyenne janvier	T° C moyenne annuelle	P totales (mm/an)	Neige totale (mm/an)	Type de tourbière
1, 2	Parc National de Frontenac (FRONT)	45°57'56"N	71°08'23"O	Thetford Mines	18,4	-12,1	4,0	1297	355	Bog et fen
3	Mer Bleue (MB)	45°24'30"N	75°31'07"O	Ottawa	21,0	-10,5	6,3	914	202	Bog
4	Lac des Sables, Parc National du Mont-tremblant (LDS)	46°25'39"N	74°24'02"O	St-Donat	18,1	-13,6	3,2	1128	295	Bog
5	Baie-Comeau (BC)	49°05'47"N	68°14'37"O	Baie-Comeau	15,6	-14,4	1,5	1014	361	Bog
6	Havre-Saint-Pierre (HSP)	50°15'51"N	63°40'08"O	Havre-Saint-Pierre	14,5	-14,2	0,9	1025	263	Bog
7	Réserve faunique La Vérendrye (LAV)	47°18'09"N	76°51'15"O	Interpolé	17,7	-15,6	2,3	n.d.	n.d.	Fen
8	Val-d'Or (VD)	48°11'13"N	77°35'44"O	Val-d'Or	17,2	-17,2	1,2	914	300	Bog
9	Matagami 1 (MAT1)	49°45'05"N	77°39'24"O	Matagami A	16,1	-20,0	-0,7	906	314	Bog
10	Matagami 2 (MAT2)	49°41'06"N	77°43'54"O	Matagami A	16,1	-20,0	-0,7	906	314	Bog
11	Eastmain	52°17'15"N	75°50'25"O	Opinaca*	16,3	-24,6	n.d.	699	n.d.	Bog
12	La Grande rivière-F, Baie-James (LG2F)	53°39'02"N	77°43'43"O	La Grande rivière A	13,7	-23,2	-3,1	684	267	Fen
13	La Grande rivière-B, Baie-James (LG2B)	53°40'39"N	78°13'00"O	La Grande rivière A	13,7	-23,2	-3,1	684	267	Bog
14	Abeille, La Forge (AB)	53°47'51"N	73°19'39"O	La Grande IV	15,6	-24,6	-4,3	773	299	Fen
15	Pylône, La Forge (PYL)	54°06'55"N	72°30'00"O	Barrage vincelotte*	16,1	-25,9	n.d.	742	n.d.	Fen
16	Kuujuarapik (KUJU)	55°13'38"N	77°41'42"O	Kuujuarapik	10,6	-23,4	-4,4	649	241	Fen à paises

Les sites ont été regroupés en quatre régions selon leur localisation et régime climatique, soit les régions nord, sud, est et ouest. Ces régions couvrent 7 zones bioclimatiques différentes selon la classification de Girardin et McKenney (2001) qui tient compte des températures, des précipitations annuelles et de la durée de la saison de croissance (fig. 2.2). Les zones sont décrites selon la classification climatique mondiale de Litynski (1988).

2.2 Kuujjuarapik : localisation et description de la région d'étude

Le secteur de Kuujjuarapik se situe au sud de la région du Nunavik, dans la région administrative du Nord-du-Québec. Les coordonnées géographiques du village sont 55° 16' 47" N et 77° 45' 16" O, et l'altitude est d'environ 24 mètres au-dessus du niveau de la mer. Le village de Kuujjuarapik est situé à l'embouchure de la Grande rivière de la Baleine, sur la côte est de la baie d'Hudson (fig. 2.3).

Le secteur étudié se situe à la limite entre les provinces géologiques de Churchill et du Lac Supérieur sur le Bouclier canadien, qui sont composées respectivement de roches protérozoïques et archéennes. La région physiographique dominante est celle du plateau de Larch, selon la délimitation établie par Hare en 1959 (Payette et Rochefort, 2001). Cette région, qui englobe la majeure partie de l'ouest du territoire arctique et subarctique du Québec, se caractérise dans le secteur d'étude par un relief relativement peu prononcé, où l'altitude moyenne varie entre 200 et 300 mètres par rapport au niveau de la mer. La nature du substrat rocheux est de type granitique et gneissique pour la province du Lac Supérieur, et de type sédimentaire peu déformé pour celle de Churchill.

Les dépôts de surface sont composés de dépôts glaciaires (tills), fluvio-glaciaires (sables, graviers, galets), marins (silt argileux) et littoraux (sables, graviers, galets et blocs), associés à la mer de Tyrrell qui a envahi la côte est de la baie d'Hudson suite à la dernière déglaciation (Dyke et Prest, 1987). On trouve les dépôts marins de silt argileux principalement le long des vallées fluviales et sur les plaines côtières. On trouve également de larges étendues de till continu et discontinu, quelques zones de dépôts fluvioglaciaires ainsi que d'autres types de dépôts glaciaires (drumlins, moraines de De Geer). L'embouchure de la Grande rivière de la

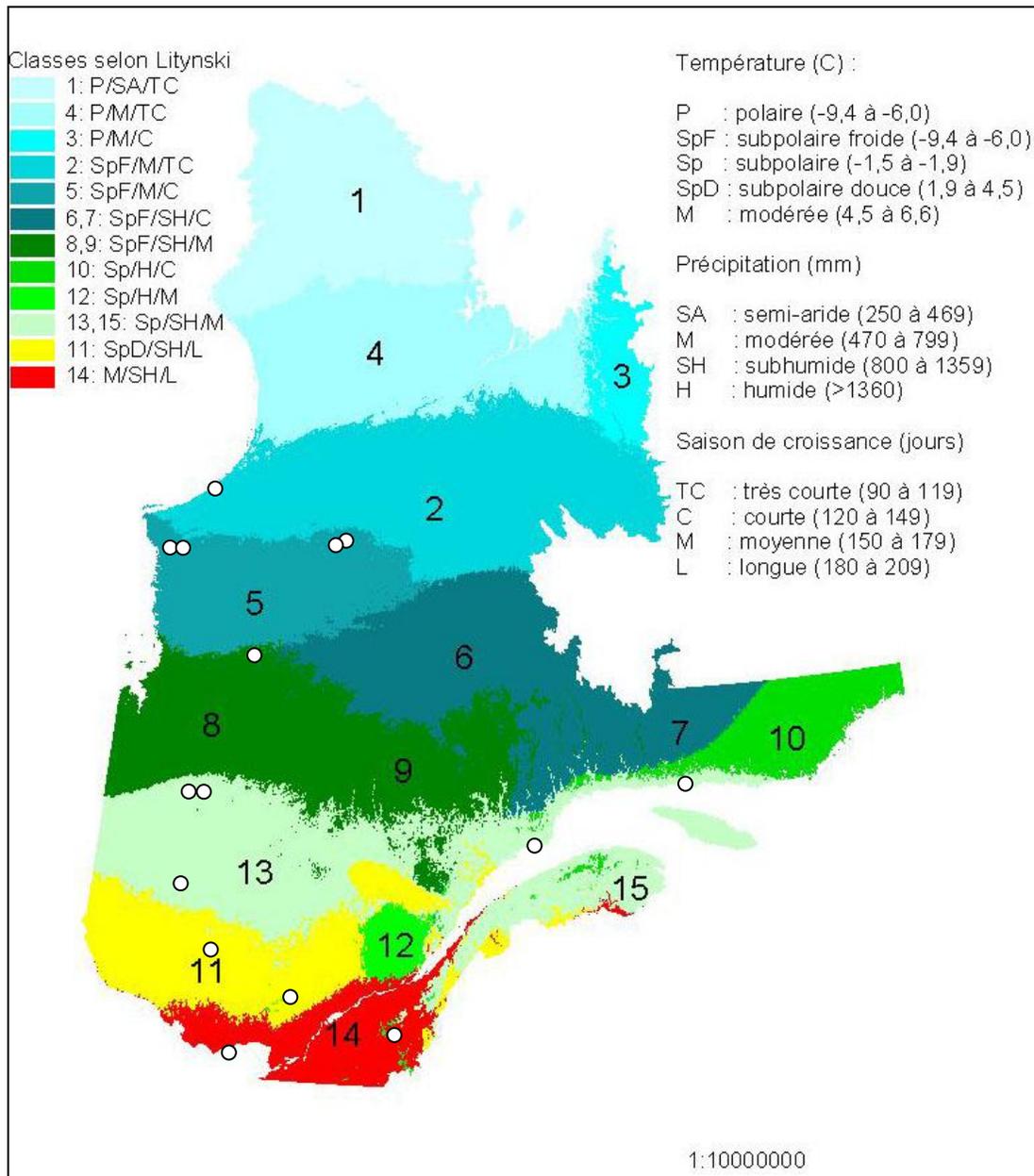


Figure 2.2 Zones bioclimatiques du Québec (Girardin et McKenney, 2001) présentées selon la classification climatique mondiale de Litynski (1988). Les sites échantillonnés sont indiqués par les points blancs (figure tirée de Girardin et McKenney, 2001).

Baleine comporte également des dépôts deltaïques de sable et de gravier mis en place lors du déversement de la rivière dans la mer de Tyrrell (Hillaire-Marcel, 1976).

La région comporte de nombreux dépôts tourbeux d'épaisseurs et d'étendues variées. Les dépôts, variant entre 0,5 et 3 mètres d'épaisseur, se sont accumulés dans des dépressions peu profondes. Le développement des tourbières est attribué à la topographie, aux conditions hydrologiques et climatiques. La région physiographique de Larch, de par sa topographie



Figure 2.3 Région d'étude et localisation de la tourbière à palse analysée.

relativement peu prononcée, est l'une des plus propices au développement des tourbières en milieu subarctique (Payette et Rochefort, 2001). La superficie occupée par l'eau libre, sur une surface de 10 000 m², est de 1000 m², soit 10 % du territoire, ce qui favorise le ruissellement au printemps et rend propice le maintien de nappes phréatiques élevées et, par le fait même, le développement des tourbières (Lapierre, 1983).

La région de Kuujuarapik est située dans la zone de pergélisol discontinu. Le pergélisol discontinu est défini par Michaud *et al.* (1997) par « une présence irrégulière et localisée de noyaux de pergélisol de taille décamétrique à hectométrique, plus ou moins isolés et répartis selon un gradient latitudinal et leur proximité à la baie d'Hudson ». Environ 11 % de la zone côtière de la région est couverte par le pergélisol, ce dernier étant concentré majoritairement dans les dépôts marins fins, et 24 % des dépôts organiques et de silt argileux sont affectés par la présence de pergélisol (Michaud *et al.*, 1997) sous forme de palses dans les tourbières et de buttes minérales cryogènes. La base du pergélisol est estimée à environ 15-20 mètres de profondeur dans les sédiments fins, et la teneur en glace est relativement élevée, atteignant jusqu'à 35 à 95 % dans les dépôts marins et organiques (Michaud *et al.*, 1997).

2.2.1 Paléogéographie, paléophytogéographie et paléoclimatologie

Comme tout le territoire québécois, la région de l'est de la baie d'Hudson a été couverte par l'inlandsis Laurentidien lors de la dernière période glaciaire. Les données disponibles indiquent que les glaces se sont retirées il y a environ 8 000 ans étal. BP dans la région (Dyke et Prest, 1987). Le continent étant alors enfoncé sous l'effet du poids de la glace, les eaux marines ont envahi les terres pour former la mer postglaciaire de Tyrrell, autour de 7 900 ans étal. BP, mer qui est à l'origine des dépôts argilo-limoneux sur le territoire que l'on retrouve jusqu'à une altitude de 300 mètres dans les environs (Hillaire-Marcel, 1976). Selon les datations au radiocarbone effectuées, le retrait de la mer de Tyrell dans la région de Kuujuarapik aurait débuté aux alentours de 6200 ans étal. BP (Cayer, 2002; Miousse *et al.*, 2003), suite à un relèvement isostatique très rapide évalué à 1,1 m par siècle (Hillaire-Marcel, 1976; Allard et Tremblay, 1993).

Depuis la déglaciation, le climat holocène dans le Nord du Québec a varié de conditions plutôt chaudes et plus sèches qu'aujourd'hui entre 6000 et 3000 ans *étal.* BP à des conditions plus froides et plus humides après 3000 ans *étal.* BP (Gajewski et Atkinson, 2003; Miousse *et al.*, 2003; Viau et Gajewski, 2009). Ces tendances générales auraient été entrecoupées de plusieurs épisodes de variations climatiques, comme un bref réchauffement autour de 1000 ans *étal.* BP associé à l'Épisode Chaud Médiéval (ECM), suivi d'un refroidissement plus marqué autour de 600-200 ans *étal.* BP correspondant au Petit Âge Glaciaire (PAG) (Payette et Gagnon, 1985; Filion *et al.* 1985; Viau et Gajewski, 2009).

Ces fluctuations du climat se sont reflétées dans le paysage végétal d'abord par une colonisation rapide du territoire par les arbres, notamment de l'épinette (Despont, 1990; Gajewski *et al.*, 1993; Asselin et Payette, 2005). Gajewski *et al.* (1993) ont suggéré un maximum d'expansion des forêts vers 3800-2000 ans *étal.* BP, alors que la forêt boréale devait exister jusqu'à la limite nord actuelle de la toundra forestière. Une ouverture du paysage se serait ensuite effectuée après 3000 ans *étal.* BP sous la contrainte de conditions climatiques moins propices, mais également et surtout à cause de la fréquence et de l'intensité plus élevée des feux de forêts (Payette et Gagnon, 1985; Gajewski *et al.* 1993; Asselin et Payette, 2005). Une baisse de l'intensité de la déforestation depuis 900 ans *étal.* BP serait attribuable à l'activité réduite des feux sous un climat plus frais et humide jusqu'à récemment, ainsi qu'au paysage ouvert moins propice à la propagation des feux (Asselin et Payette, 2005).

La formation des palses dans la région serait survenue au cours du dernier millénaire et plus particulièrement durant l'épisode froid du PAG (Payette *et al.*, 2004; Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005). Le pergélisol de la région de Kuujuarapik serait un pergélisol relique de cette période et ne serait plus en équilibre avec les conditions climatiques actuelles. En effet, Payette *et al.* (2004) ont constaté une dégradation du pergélisol au Québec subarctique depuis les années 1950. Une forte augmentation de la perte annuelle de la superficie des formes pergélisolées, associée à une augmentation des précipitations et des températures, a été mesurée entre le début de la dégradation et 2003, augmentant de 2,5 à 5,3 % par année, ce qui laisse croire que le pergélisol pourrait complètement disparaître de la région au cours des prochaines années (Payette *et al.*, 2004).

2.2.2 Climat et végétation

Les données climatiques proviennent de la station météorologique Kuujjuarapik (55° 16' 8" N et 77° 45' O) (Environnement Canada, 2010a). La moyenne annuelle des températures à Kuujjuarapik, pour la période 1971-2000, est de - 4,4 °C, et les précipitations moyennes annuelles atteignent 649 mm, dont 241 mm tombent sous forme de neige. La température moyenne de juillet est de 10 °C et celle de janvier est de - 23 °C. La direction dominante des vents est de l'est alors que celle des rafales de vent est orientée vers le nord. Durant la période 1998-2008, la température moyenne annuelle enregistrée fut de - 2,7 °C (Environnement Canada, 2010b), ce qui indique une hausse progressive des températures en accord avec le réchauffement climatique global (GIEC, 2007). Les eaux froides de la baie d'Hudson influencent le climat et la végétation de la côte sur une distance allant jusqu'à 10 km à l'intérieur des terres (Payette, 1983).

Le secteur d'étude est compris dans la zone de la toundra forestière, qui succède à la forêt ouverte ou taïga (pessière à lichens) au sud. Cette zone présente des peuplements de forêts ouvertes à mousses et arbustes dans les dépressions, des forêts à lichens dans les sites bien drainés, et des sections non forestières à lichens et arbustes sur les sommets exposés des collines (Payette et Rochefort, 2001). On trouve sept espèces ligneuses arborescentes dans la région : l'épinette noire (*Picea mariana* (Mill.) BSP), l'épinette blanche (*Picea glauca* (Moench) Voss), le mélèze laricin (*Larix laricina* (Du Roi) K. Koch), le pin gris (*Pinus banksiana* Lamb.), le sapin baumier (*Abies balsamea* (L.) Mill.), le peuplier baumier (*Populus balsamifera* L.) et le peuplier faux-tremble (*Populus tremuloides* Michx.). L'épinette blanche est l'espèce dominante le long de la côte de la baie d'Hudson (Payette, 1983). Plusieurs espèces d'éricacées colonisent également la toundra forestière, de même que le bouleau glanduleux (*Betula glandulosa* Michx.), le saule nain (*Salix herbacea* L.) et l'aulne crispé (*Alnus crispa* (Aiton) Pursh).

2.2.3 La tourbière

La tourbière étudiée dans le cadre du présent projet est située à environ 7 km au sud-est du village de Kuujjuarapik (55° 13' 38" N, 77° 41' 42" O) à une altitude moyenne approximative de 100 m. Le site a été choisi en fonction de la présence de paises et de son accessibilité. Cette tourbière a par le passé fait l'objet d'une étude paléoécologique par Arlen-Pouliot et Bhiry (2005) et est identifiée sous le nom de tourbière Sasapimakwananistikw (nom non-officiel), d'après la rivière du même nom qui traverse la tourbière en son centre. Elle couvre une superficie approximative de 5 km², mais est entrecoupée de plusieurs îlots rocheux forestiers. La tourbière est de type minérotrophe pauvre à paises. La tourbe a été soulevée par la création de lentilles de glaces successives, formant ainsi des buttes gelées pouvant atteindre plusieurs mètres de hauteur (Payette, 2001). Les propriétés isolantes de la tourbe permettent au pergélisol d'apparaître et de perdurer dans les tourbières de régions où le reste du sol n'est pas gelé tout au long de l'année, comme c'est le cas de Kuujjuarapik.

La section étudiée, située dans la partie nord-ouest de la tourbière (figure 2.4), est ponctuée de paises pouvant atteindre jusqu'à 5 m de hauteur (Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005). Les paises sont situées au centre de la tourbière et sont ceinturées par des mares et une végétation minérotrophe de cyperacées, dont *Carex aquatilis*. La majorité des paises présentent un état avancé de dégradation, visible par les mares de thermokarsts qui les ceinturent, mais également par l'affaissement périphérique de tourbe en blocs et de nombreuses crevasses en surface (figure 2.5).

La végétation présente dans la tourbière est caractéristique des milieux minérotrophes pauvres. Les espèces de sphaignes recensées sont *Sphagnum lindbergii*, *S. girgensohnii* et *S. riparium* dans les dépressions, et *S. rubellum* et *S. fuscum* sur les buttes. Aucune mousse brune n'a été trouvée lors de notre passage sur le terrain, mais Arlen-Pouliot et Bhiry (2005) rapportent la présence de plusieurs espèces dont *Drepanocladus* sp., *Paludella squarrosa* et *Scorpidium scorpioides*. On y trouve également plusieurs espèces herbacées, comme les *Carex* (*C. limosa*, *C. rostrata* et *C. aquatilis*), *Scirpus cespitosus* et *Scirpus hudsonianus*, *Eriophorum russeolum* et *Rubus chamaemorus*. Les éricacées *Vaccinium vitis-idaea* et

Vaccinium oxycoccos sont présentes dans les milieux plus secs entre les paises. Le sommet des paises est quant à lui colonisé par des espèces arbustives comme *Andromeda glaucophylla*, *Rhododendron groenlandicum*, *Betula glandulosa* et *Picea mariana*, de même que par des lichens. Dans plusieurs cas, la surface des paises est mise à nue par l'érosion éolienne (Seppala, 2003) et présente une tourbe sèche dépourvue de végétation.

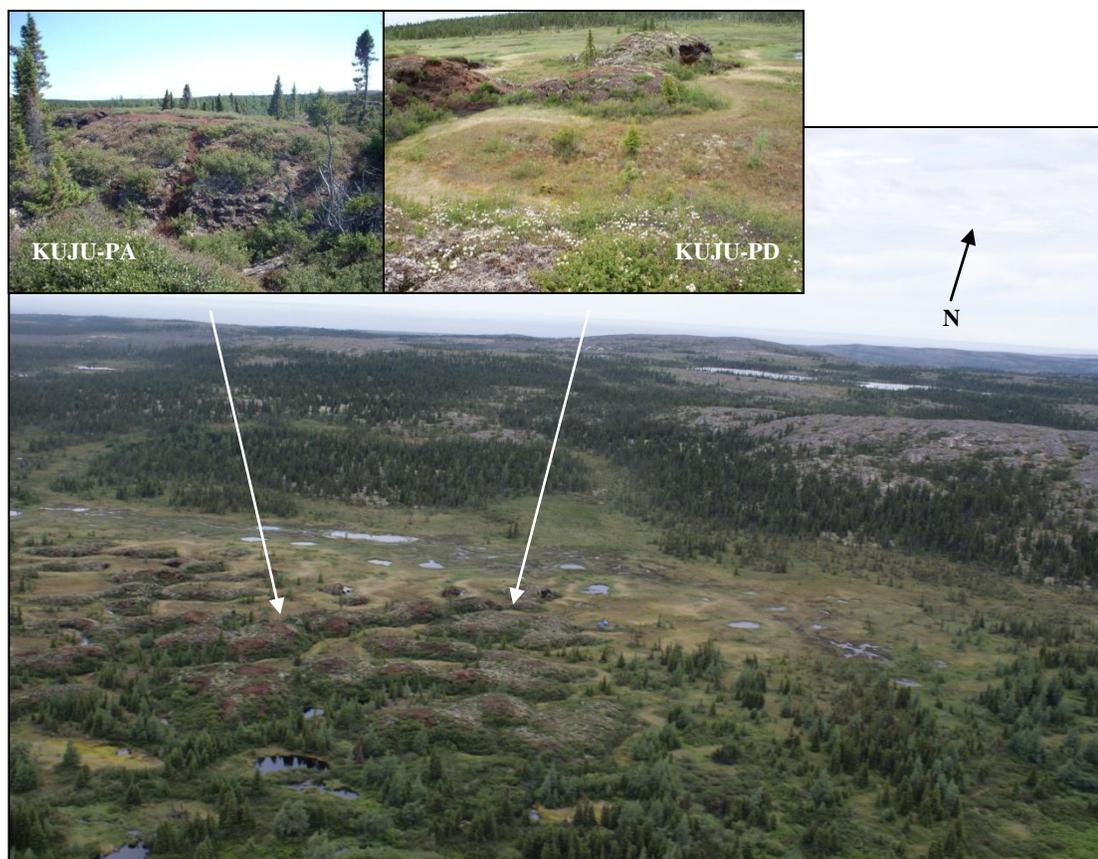


Figure 2.4 Section échantillonnée de la tourbière et emplacements des carottages.



Figure 2.5 Paleses en état de dégradation moyen (a) et avancé (b). La surface érodée par le vent, les crevasses de détachement de blocs de tourbe (a) et la formation d'une mare de thermokarst (b) sont bien visibles.

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE

Le chapitre suivant présente les méthodes employées dans la présente recherche, tant pour le volet de surface (3.1) que pour le volet paléoclimatique (3.2).

3.1 Échantillons de surface : collecte, traitement et analyse

Afin de répondre aux objectifs du volet de surface, des échantillons de bryophytes et d'eau ont été récoltés dans les 16 tourbières présentées au chapitre précédent. Le but de cet échantillonnage était de déterminer la composition isotopique de l'oxygène de l'eau de surface (de la nappe phréatique) et de l'eau capillaire des bryophytes des tourbières, de même que celle de la cellulose des bryophytes, afin d'étudier la relation entre ces deux composantes (eau et cellulose) et les associer aux paramètres climatiques des régions dans lesquelles elles se situent. L'échantillonnage prévoyait également l'analyse de la composition isotopique de l'hydrogène de certains échantillons d'eau de surface et capillaire, en complément à la composition isotopique de l'oxygène, afin de déterminer la source de l'eau de différents biotopes par rapport aux précipitations annuelles et l'influence de l'évaporation.

Les échantillons d'eau et de bryophytes ont été collectés au cours de l'été 2009. Les échantillons d'eau ont été pris entre une et trois fois selon la facilité d'accès au site, entre les

Tableau 3.1 Calendrier des collectes des échantillons d'eau (E) et de mousse (M), par site.

Site	Périodes des collectes			
	Mai	Juin	Juillet	Août
FB		E	E	E-M
FF		E	E	E-M
MB	E		E	E-M
MT		E	E	E-M
BC		E	E-M	
HSP		E	E-M	
LAV			E-M	
VD			E-M	
MAT1			E-M	
MAT2			E-M	
EAST		E	E	E-M
LG2F			E-M	
LG2B			E-M	
AB			E	E-M
PYL			E	E-M
KUJU			E-M	

mois de mai et août, alors que les échantillons de mousses n'ont été collectés qu'une seule fois par site durant les mois de juillet ou d'août. Le tableau 3.1 présente les informations relatives à la collecte des échantillons de surface selon les sites.

3.1.1 Collecte des échantillons

Chacune des tourbières a été échantillonnée afin de valider le lien isotopique de l'oxygène entre la cellulose de sphaignes et de mousses brunes (*Drepanocladus* sp.) et l'eau de source de la plante (soit l'eau capillaire). Également, la différence isotopique entre l'eau

libre à la surface de la tourbe (correspondant à la surface de la nappe phréatique) et l'eau capillaire (eau retenue dans les feuilles des bryophytes par capillarité) a été étudiée. À cette fin, 254 échantillons d'eau ont été collectés dans les 16 tourbières, à raison d'une moyenne de quatre échantillons d'eau de surface et quatre d'eau capillaire par tourbière et par récolte. Les échantillons ont été collectés à chaque fois dans le but de représenter les quatre biotopes suivant : butte haute, butte basse, platière et dépression, afin de vérifier s'il existe une variation du signal isotopique suivant le gradient des conditions hydrologiques et écologiques (Payette et Rochefort, 2001; Charman, 2002). La caractérisation des biotopes s'est faite de façon visuelle, selon la topographie, la végétation et la position de la nappe phréatique.

L'eau de surface (ES) a été récoltée au niveau de l'affleurement de la nappe phréatique de chacun des biotopes à l'aide de bouteilles Nalgène™ de 30 ml. Dans le cas d'une nappe phréatique dont le niveau était bas, des trous ont été creusés afin de faciliter l'échantillonnage. L'eau capillaire (EC) a été extraite sur le terrain en pressant les mousses à la main et en recueillant l'eau dans les bouteilles Nalgène™. Les échantillons de sphaignes ont été collectés sur les mêmes biotopes que l'eau, alors que les échantillons de *Drepanocladus* sp., plus rares, ont été collectés de façon plus aléatoire. En tout, 53 échantillons de sphaignes représentant 13 espèces différentes et 7 échantillons de *Drepanocladus* sp. ont été collectés (annexe A). Des échantillons de 10 X 10 cm de largeur et 5 cm de profondeur ont été coupés puis placés dans des sacs Ziploc™. Les échantillons d'eau (ES et EC) et de mousses ont ensuite été entreposés à 4 °C jusqu'au traitement et à l'analyse en laboratoire. La profondeur de la nappe phréatique a été mesurée pour chacun des sites d'échantillonnage, exception faite des sites EAST, MB (mai), BC (juin) et HSP (juin).

3.1.2 Analyse isotopique de l'eau

Les échantillons d'eau contenant beaucoup de résidus de matière organique ont d'abord été filtrés à l'aide de filtres de 0,45 µm placés au bout d'une seringue en plastique de 50 ml. Les analyses isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène ont été réalisées sur des sous-échantillons de 200 µl par équilibration isotopique, à l'aide d'un spectromètre de masse à

ratios isotopiques (Micromass, modèle Isoprime) couplé à un système AquaPrep en mode d'injection double, au laboratoire d'isotopes stables du GEOTOP-UQAM. Un catalyseur de platine de type Hokko Beads a été utilisé pour les mesures d'hydrogène. Deux standards ont été utilisés lors des analyses (MilliQ et Baffin) et la correction des erreurs reliées au «drift» de l'instrument s'est faite à l'aide du logiciel Excel. Des dupliquas ont été réalisés à tous les six échantillons et les résultats ont été étalonnés sur l'échelle V-SMOW/SLAP. L'erreur analytique des valeurs ^{18}O est de $\pm 0,05 \text{ ‰}$ et celle des valeurs ^2H de $\pm 1,5 \text{ ‰}$. En tout, 254 échantillons ont été analysés pour l'oxygène (127 surfaces et 127 capillaires), parmi lesquels 61 ont également été analysés pour l'hydrogène (35 surfaces et 26 capillaires) (annexe A).

Afin de comparer la composition isotopique (^{18}O et ^2H) des échantillons d'eau dans les tourbières avec celles des précipitations locales, les droites des eaux météoriques locales (*local meteoric water line* (LMWL)) pour chacun des sites ont été construites à partir de données estimées de la composition isotopique mensuelle d'oxygène et d'hydrogène dans les précipitations à l'aide du modèle développé par Bowen et Wilkinson (2002) et raffiné par Bowen et Revenaugh (2003) et Bowen *et al.* (2005).

3.1.3 Extraction de la cellulose et analyse isotopique ^{18}O des mousses

La composition isotopique de l'oxygène d'une plante varie à même ses composantes organiques principales. Par exemple, la lignine, la cellulose et les lipides n'enregistrent pas de façon similaire le signal isotopique (Wilson et Grinstead, 1977). Étant donné que ces composantes ne se conservent pas de façon équivalente dans le temps, il est important d'isoler une composante spécifique afin de garder un signal constant lors des analyses. La cellulose représente environ 43 % des composantes organiques des sphaignes (Plank, 1946) et elle est très résistante à la décomposition, ce qui en fait un élément de plus en plus utilisé dans les études paléocéologiques. Dans la présente étude, la cellulose des mousses a été isolée autant dans les échantillons de surface que dans ceux d'une carotte de tourbe, par souci de constance analytique et d'interprétation. Les capitulum des sphaignes et les parties vertes des mousses brunes ont été coupés, lavés à l'eau distillée et séchés à 100 °C , puis placés

individuellement dans des sacs filtres Ankom™. La procédure d'extraction de la cellulose s'est faite selon les méthodes proposées par Leavitt et Danzer (1993) et Skrzypek *et al.* (2007a). La première étape consiste à extraire les lipides à l'aide d'une solution 1:1 de benzène-méthanol pendant 24 heures, puis dans une solution de méthanol pour un autre 24 heures pour ensuite être séchés. Durant la seconde étape, le blanchissage, les échantillons sont bouillis pendant quatre heures dans de l'eau désionisée, puis placés dans une solution de 500 ml d'eau désionisée composée de 6,7 mg de chlorite de sodium et de 3 ml d'acide acétique glacial, à 70 °C. Les mêmes quantités de NaCl et d'acide acétique sont ajoutées à toutes les trois heures pour un total de trois ajouts, puis les échantillons sont laissés à tremper pour la nuit sans rincer. Le lendemain, les échantillons sont rincés à l'eau désionisée puis l'étape du blanchissage est répétée une seconde fois. Ensuite, les échantillons sont rincés à l'eau désionisée en changeant l'eau fréquemment, jusqu'à ce qu'ils ne contiennent plus de solution chimique. Ils sont finalement séchés à 100 °C pendant plus de 12 heures puis entreposés dans des fioles de plastique.

Des échantillons de 0,2 mg de cellulose ont été analysés pour déterminer leur composition isotopique en oxygène par pyrolyse à l'aide d'un spectromètre de masse à ratios isotopiques (Finnigan, Delta PlusXP) couplé à un analyseur élémentaire en flux continu (Costech modèle ECS 4010) au laboratoire G.G Hach de l'Université d'Ottawa. Un matériel standard a été utilisé pour calculer l'erreur analytique (cellulose U Kansas) qui est de $\pm 0,2$ ‰. Seize duplicas ont été réalisés et les résultats sont exprimés en ‰ sur l'échelle V-SMOW/SLAP.

3.1.4 Données météorologiques

Les moyennes de températures, de précipitations et d'humidité relative pour les mois d'août 2008 à août 2009 ont été obtenues pour chacun des sites avec la station météorologique la plus près. Les données ont été obtenues avec la base de données en ligne d'Environnement Canada (2010b) pour tous les sites, exception faite des sites Eastmain et Pylône, où les données proviennent des stations Opinaca et Barrage Vincelotte d'Hydro-Québec (Hydro-Québec, 2010). La moyenne de température correspondant à la saison de

croissance a été calculée pour les mois précédant la prise des échantillons. La saison de croissance se définit comme la période après la fonte de la neige où la température moyenne quotidienne est supérieure à 5 °C. La durée de cette saison varie selon la latitude des sites, en fonction du climat. Les données météorologiques pour chacun des sites sont présentées en annexe B.

3.2 Données paléoécologiques : collecte, traitement et analyse

3.2.1 Carottage

Deux carottes ont été prélevées en juillet 2008 dans la tourbière à paises de Kuujjuarapik : la première dans une palse encore gelée (KUJU-PA) et la seconde dans une section non gelée de la tourbière, correspondant à une palse effondrée surmontée de la reprise végétale postérieure à la fonte (KUJU-PD). Cette dernière a été récoltée dans le but de couvrir la période d'accumulation sédimentaire non couverte par la carotte KUJU-PA, c'est-à-dire suite à l'édification de la palse jusqu'à aujourd'hui. La section gelée de la carotte de la palse active (240 cm) a été récoltée à l'aide d'un carottier mécanique de type *CRREL* (Veillette et Nixon, 1980) alors que la section non gelée (les 60 cm du sommet) ainsi que la carotte de la reprise végétale, KUJU-PD (60 cm), ont été échantillonnées avec un carottier de type *Box* (Jeglum *et al.*, 1991). Les carottes ont été emballées sur place dans une pellicule plastique et du papier d'aluminium, puis placées dans des tubes de PVC et expédiées au laboratoire de paléoécologie continentale du GEOTOP-UQAM. Les deux carottes ont ensuite été tranchées à tous les centimètres. Les sections non gelées ont été coupées au laboratoire du GEOTOP-UQAM et conservées à une température de 4 °C, alors que la section gelée de la carotte de la palse a été conservée gelée jusqu'au moment de la coupe au laboratoire de glaciologie de la *Commission Géologique du Canada* à Ottawa, puis entreposée dans un congélateur.

3.2.2 Analyses paléoécologiques

Plusieurs types d'analyses biostratigraphiques et géochimiques ont été réalisés afin de reconstruire les conditions paléoenvironnementales de la tourbière ainsi que l'histoire climatique et celle de la végétation régionale holocène. Les méthodes employées sont décrites ci-dessous.

3.2.2.1 Type de tourbe et degré de décomposition

Le type de tourbe et son degré de décomposition ont été évalués à l'aide de la méthode développée par Troël-Smith (1955). Il s'agit d'une évaluation visuelle de l'abondance des composantes botaniques des échantillons et d'une description sommaire du contenu selon six catégories : *Turfa Bryophytica* (mousses et sphaignes), *Turfa herbaceae* (tissus herbacés et fragments ligneux), *Turfa lignosa* (ligneux), *Detritus granosus* (matériel organique décomposé non identifiable), *Detritus herbosus* (fragments de plantes herbacées de moins de 2 mm) et *Detritus lignosus* (fragments de plantes ligneuses de moins de 2 mm). Chacune

Tableau 3.2 Classes d'abondance des composantes végétales dans les échantillons de tourbe, selon la méthode Troël-Smith (1955).

Symbole	+	1	2	3	4
Abondance de chacune des composantes par rapport à l'ensemble de l'échantillon (en %)	Traces 0 à 12,5	Faible 12,5 à 25	Moyenne 25 à 50	Forte 50 à 75	Importante 75 à 100

de ces catégories a été évaluée selon cinq classes d'abondance de la composante par rapport à l'ensemble de l'échantillon (tab. 3.2). L'analyse a été conduite sur 1 cm³ de tourbe à tous les quatre centimètres à l'aide d'une loupe stéréoscopique. Les résultats complets sont présentés en annexe C. La composition dominante a servi à caractériser la stratigraphie de la tourbe.

3.2.2.2 Densité sèche et teneur en matière organique de la tourbe

La méthode de la perte au feu modifiée de Dean (1974) a été effectuée sur un volume de 1 cm³ de tourbe à tous les centimètres des carottes afin de connaître la densité sèche et la teneur en matière organique de la tourbe, et ainsi d'évaluer de façon qualitative le contenu en carbone de chaque échantillon (Santisteban *et al.*, 2004). Le prélèvement des échantillons de 1 cm³ s'est fait sur les carottes encore gelées. La méthode de la perte au feu consiste à peser les échantillons après séchage à 100 °C pour connaître la densité sèche (g/cm³), puis à brûler le matériel à 550 °C pendant trois heures afin d'évacuer le carbone sous forme de dioxyde de carbone. Les échantillons sont pesés de nouveau et la différence entre le poids à sec (Es) et le poids brûlé (Eb) $((Es-Eb)/Es*100)$ donne le pourcentage de matière organique contenu dans l'échantillon. Le taux de carbone correspondant à la matière organique étant d'environ 50 % (Dean, 1974), la teneur en carbone de chaque échantillon est calculée en multipliant la valeur de la teneur en matière organique par 0,5. Les résultats sont donnés en g de C/cm³.

3.2.2.3 Composition isotopique de l'oxygène des bryophytes

Comme il a été démontré que les différentes parties des mousses n'ont pas la même composition isotopique (Moschen *et al.*, 2009; Tillman *et al.*, 2010), seules les tiges ont été choisies pour cette analyse. Elles ont été extraites à tous les quatre centimètres des carottes à partir d'échantillons d'environ 12 cm³ de tourbe, nettoyées à l'eau distillée puis séchées à 100 °C. Les échantillons comportent des tiges de sphaignes (entre 4 et 64 cm et entre 204 et 208 cm de profondeur), de *Drepanocladus* sp. (entre 88 et 124 cm et entre 220 et 272 cm de

profondeur) et de *Paludella squarrosa* (entre 184 et 192 cm et entre 212 et 216 cm de profondeur). Les horizons compris entre 64 et 88 cm, 124 et 184 cm et 192 et 204 cm ne comportaient pas suffisamment de fragments de bryophytes pour l'analyse. La procédure d'extraction de la cellulose ainsi que l'analyse du contenu isotopique de l'oxygène sont les mêmes que celles décrites au point 3.1.3 pour les échantillons de surface.

3.2.2.4 Analyses sporopolliniques

Les grains de pollen et les spores contenus dans les sédiments tourbeux sont représentatifs de la végétation locale et régionale présente au moment de l'accumulation (Richard, 1976). Comme les différentes communautés végétales peuvent renseigner sur les conditions climatiques régionales et sur le développement autotrophe des tourbières, l'analyse sporopollinique permet de retracer les changements climatiques régionaux et les changements trophiques de la tourbière.

L'identification des grains de pollen et des spores fossiles a été réalisée à intervalle de 4 cm dans les deux carottes. Afin d'isoler les microfossiles du reste du matériel organique, la préparation des échantillons a suivi la méthode décrite par Faegri *et al.* (1989) sur des échantillons d'un volume de 1 cm³. Les étapes principales consistent à séparer chimiquement les grains de pollen du matériel grossier à l'aide d'une solution d'hydroxyde de potassium (KOH) et d'un tamisage à 215 µm, puis à effectuer une suite de traitements chimiques visant à enlever les fractions minérales et organiques autre que la sporopollinine. Le matériel est ensuite rincé à plusieurs reprises et isolé par centrifugation. La fraction restante, composée majoritairement de pollen, est placée sur des lames afin de permettre l'analyse au microscope photonique à un grossissement de 400x. Pour chaque niveau analysé, un minimum de 500 grains de pollen et de spores ont été dénombrés. L'identification des grains s'est faite à l'aide de la collection de référence du laboratoire de la professeure Garneau ainsi qu'avec les atlas de références de Richard (1970), McAndrews *et al.* (1973) et Moore *et al.* (1991). Les résultats sont présentés sous la forme d'un diagramme pollinique d'abondance de chaque famille, genre et/ou espèce de végétaux généré par le logiciel C2 data analysis, version 1.6.3

(Juggins, 2009). Les résultats, exprimés sous forme de pourcentages, permettent de visualiser la proportion de chaque taxon par rapport aux autres dans le temps, ce qui donne de l'information sur la représentation des espèces dans la formation végétale régionale et locale (Birks et Birks, 1980). Le calcul des influx pollinique a permis, quant à lui, de représenter de façon indépendante la production pollinique de chaque taxon dans le temps, ce qui reflète mieux les variations de l'abondance des taxons autour du bassin échantillonné et indique des changements dans la production de la pluie pollinique (Richard, 1981).

Dans les tourbières, une certaine proportion du pollen accumulé provient de la végétation locale, c'est-à-dire de celle qui croît directement dans la tourbière et en périphérie. Contrairement à la végétation locale des lacs, qui comprend exclusivement des plantes herbacées et aquatiques, celle des tourbières compte aussi des espèces arbustives et arborescentes telles que les éricacées, *Betula glandulosa*, *Myrica gale*, *Larix laricina* et *Picea mariana*. Dans les tourbières de type minérotrophe, la dominance des cypéracées vient également augmenter les pourcentages de ce taxon dans la représentation pollinique (Richard, 1981). Bien qu'il soit impossible de séparer les représentations locale et régionale de ces taxons avec la seule analyse pollinique, l'analyse des macrorestes végétaux permet généralement de déterminer si les espèces étaient présentes localement (Birks et Birks, 1980). Dans le cas de cette étude, la caractérisation des principaux horizons stratigraphiques a permis de déterminer les principales étapes du développement de la tourbière, ce qui a facilité l'interprétation locale des données polliniques. De plus, l'analyse des macrorestes effectuée par Arlen-Pouliot et Bhiry (2005) dans la même tourbière a permis de supporter nos interprétations.

3.2.2.5 Datations

Des datations au radiocarbone (^{14}C) ont été effectuées à divers niveaux sur la carotte KUJU-PA suivant les principaux changements stratigraphiques et afin de déterminer la chronologie et les taux d'accumulation de la tourbe. La base et le sommet de la carotte ont également été datés afin de connaître l'âge du début de l'accumulation de la tourbe et l'âge de

la formation de la palse. En tout, huit niveaux ont été datés sur la carotte de la palse active (KUJU-PA). Pour chacun d'entre eux, des restes de feuilles de *Picea*, de *Larix* et d'éricacées, de graines de *Carex* et de *Menyanthes trifoliata* et des tiges de sphaignes ont été sélectionnés, nettoyés, séchés, puis analysés à l'aide d'un spectromètre de masse à accélérateur de particules (*accelerator mass spectrometry* (AMS)) au laboratoire de datation Keck, en Californie (É.-U.). Les dates ^{14}C ont été étalonnées avec le logiciel CALIB 6.0 et la courbe d'étalonnage INTCAL09 (Stuiver et Reimer, 1993). La moyenne de l'intervalle de distribution 2σ ayant le plus fort pourcentage de probabilité a été choisie. Les âges obtenus sont exprimés en âge étal. BP ou avant 1950. Pour la carotte KUJU-PD, les dates présentées sont celles de la carotte KUJU-PD2 (Lamarre, 2010), extraite à environ un mètre de distance de notre site d'échantillonnage. Ainsi, quatre autres dates entre 30 et 60 cm de profondeur ont été obtenues avec la méthode du ^{14}C et sont exprimées en âge BP. Les âges obtenus sur KUJU-PD2 ont été transférés sur les horizons de KUJU-PD, et ce, à partir de la stratigraphie du sédiment et de la concordance des courbes du $\delta^{18}\text{O}$ (cette étude) et de l'indice d'humidité inférée des thécamibes (Lamarre, 2010). De plus, Lamarre (2010) a effectué dix datations supplémentaires à l'aide de la méthode du ^{210}Pb , entre 0,5 à 18,5 cm de profondeur. Ces âges sont également exprimés en années étal. BP ou avant 1950, par souci d'uniformisation avec les dates au radiocarbone.

Un modèle d'âge en fonction de la profondeur a été construit pour chacune des carottes à l'aide du logiciel Kaleida Graph 3.6 (2003). Une courbe d'interpolation linéaire a été choisie pour relier les dates, puisque ces dernières ont été effectuées suivant les principaux changements stratigraphiques, ce qui justifie l'emploi de ce type d'interpolation (Telford *et al.* 2004).

3.2.2.6 Taux d'accumulation de la tourbe et du carbone

Le taux d'accumulation apparent de carbone à long terme (*Long-Term Rate of Carbon Accumulation* ou LORCA) pour la carotte KUJU-PA a été calculé en divisant la teneur en carbone cumulé, obtenue par la perte au feu, par la date basale. Le LORCA est une valeur

moyenne d'accumulation du carbone donné en g de C/cm²/an qui suppose un taux d'accumulation constant (Tarnocai et Stolbovoy, 2006). On le dit apparent car il ne tient pas compte de la décomposition ni des variations dans le taux d'accumulation. Afin de mieux évaluer ces variations, qui sont souvent dues à des changements hydroclimatiques (Yu, 2006), le taux d'accumulation du carbone entre chacune des dates a été calculé pour les deux carottes en divisant la somme des valeurs du contenu en carbone entre deux dates par le nombre d'années entre ces dates. Le taux d'accumulation de la tourbe entre chacune des dates a également été calculé à partir du modèle âge-profondeur, en divisant l'accumulation en cm de la tourbe par le nombre d'années représentées. Les résultats sont présentés en mm d'accumulation par année.

CHAPITRE IV

ÉTUDE DU SIGNAL $\delta^{18}\text{O}$ DE LA CELLULOSE DE MOUSSES DE TOURBIÈRES À PARTIR D'ÉCHANTILLONS MODERNES

Les résultats de ce chapitre sont présentés en plusieurs sections. La première section présente les données associées aux échantillons d'eau de surface des tourbières et d'eau capillaire des bryophytes (4.1.1). La seconde section présente les résultats du contenu isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) de la cellulose des bryophytes (4.1.2), la troisième les relations entre le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de surface, de l'eau capillaire et de la cellulose (4.1.3) puis la dernière section présente les résultats issus des régressions linéaires effectuées entre les paramètres climatiques (température, précipitation et humidité relative) et le $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose (4.1.4). Une discussion des résultats est ensuite présentée, incluant l'évaluation du potentiel paléoclimatique de la méthode.

4.1 Résultats

4.1.1 Échantillons d'eau

Les moyennes du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de surface de la nappe phréatique (ES) et de l'eau capillaire des bryophytes (EC) pour les 16 tourbières sont présentées au tableau 4.1. Pour tous les sites, l'écart des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ est de 7,61 ‰ (vs V-SMOW) pour l'eau de surface, avec une valeur maximale de - 6,96 ‰ au site HSP, une valeur minimale de - 14,57 ‰ au site

Tableau 4.1 Valeurs moyennes des $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de surface (ES), de l'eau capillaire (EC) et de la cellulose, par site et par biotope. Les sites minérotrophes sont surlignés en gris.

Site	Moyenne $\delta^{18}\text{O}$ ES			Moyenne $\delta^{18}\text{O}$ ES	Moyenne $\delta^{18}\text{O}$ ES	Moyenne $\delta^{18}\text{O}$ EC			Moyenne $\delta^{18}\text{O}$ EC	Moyenne $\delta^{18}\text{O}$ cellulose	Moyenne $\delta^{18}\text{O}$ cellulose			Moyenne $\delta^{18}\text{O}$ cellulose	
	s.e.	n	dépression	butte	s.e.	n	dépression	butte	s.e.	n	dépression	butte			
FRONT B	-8,77	0,56	10	-8,42	-9,01	-4,73	0,68	9	-6,71	-2,93	19,01	0,1	2	18,91	19,11
FRONT F	-7,86	0,31	13	-7,40	-8,17	-5,26	0,76	11	-5,44	-3,13	19,47	0,41	6	17,41	19,32
MB	-11,36	0,19	15	-11,28	-11,24	-6,88	0,61	15	-8,51	-4,87	17,10	0,69	4	16,3	18,31
LDS	-11,36	0,62	8	-11,50	-10,02	-7,97	0,71	9	-7,84	-6,32	17,13	0,45	5	16,11	17,73
BC	-9,61	0,55	6	-9,43	-10,51	-9,16	0,76	5	-7,01	-10,50	22,89	0,20	2		22,69
HSP	-6,96	0,60	7	-7,63	-7,25	-5,79	0,52	6	-6,78	-5,01	22,79	0,66	4		23,16
LAV	-12,90	0,11	4	-12,82	-12,98	-11,18	0,18	3	-12,48	-11,41	15,68	0,61	3	14,88	16,08
VD	-14,57	0,02	3	-14,56	-14,58	-10,32	0,24	3	-10,15	-10,68	20,17	0,09	2		20,08
MAT1	-13,76	0,02	4	-13,78	-13,76	-12,96	0,22	4	-13,06	-12,93	18,24	0,65	3	16,96	18,88
MAT2	-13,35	0,23	4	-13,20	-13,50	-12,76	0,53	3	-12,86	-12,96	17,78	0,88	3	16,31	18,52
EAST	-11,24	0,27	12	-11,26	-11,93	-10,81	0,25	12	-10,80	-10,53	15,88	0,50	4	14,45	16,56
LG2F	-12,14	1,06	5	-12,59	-10,42	-10,64	1,42	4	-12,63	-8,93	15,82	1,54	4	12,42	19,13
LG2B	-12,14	0,72	4	-11,38	-12,99	-9,37	1,65	3	-12,63	-7,69	17,67	2,21	2	15,46	19,88
AB	-14,05	0,52	12	-13,74	-13,35	-13,41	0,45	12	-12,89	-12,38	15,27	0,67	6	14,12	17,03
PYL	-14,01	0,38	6	-14,16	-14,07	-12,03	0,86	6	-14,15	-10,65	15,89	1,26	4	13,12	18,02
KUJU	-13,37	0,24	8	-13,31	-13,39	-9,13	0,6	6	-11,74	-7,87	17,48	0,57	4	16,11	18,04

VD et une déviation standard de 2,34 ‰. L'écart des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ pour l'eau capillaire est similaire à celui de l'eau de surface, soit 8,45 ‰ avec une valeur maximale de - 4,51 ‰ au site FRONT B, une valeur minimale de - 12,96 ‰ au site MAT1 et une déviation standard de 2,8 ‰. L'eau des bogs présente des valeurs en ^{18}O enrichies par rapport à celle des fens, quoique les valeurs ne sont pas significativement différentes ($F=2,6$; $p = 0,12$). La différence moyenne entre les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de surface et de l'eau capillaire pour tous les sites est 2,16 ‰, sans différence importante entre les bogs et les fens. Bogs et fens confondus, les buttes montrent une différence plus grande que les dépressions entre l'eau de surface et l'eau capillaire, c.-à-d. respectivement 3,02 ‰ (buttes) et 1,30 ‰ (dépressions), et cette différence est statistiquement significative ($F = 8,22$; $p < 0,05$). Dans les fens, les dépressions ont une différence entre ES et EC moins grande que les dépressions dans les bogs (0,78 ‰ pour les fens et 1,61 ‰ pour les bogs). Par contre, la différence entre ES et EC dans les buttes est la même dans les deux types de tourbières (3,00 ‰ pour les bogs et 3,04 ‰ pour les fens). L'eau de surface et l'eau capillaire d'un même point d'échantillonnage sont bien corrélées dans les fens et dans les dépressions en général (bogs et fens), alors que la corrélation est plus faible dans les bogs et les buttes (bogs et fens) (tab. 4.2).

Selon un modèle général de droite des eaux météoriques locales (LMWL) (fig. 4.1), les précipitations des mois les plus froids présentent des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ plus faibles que les mois les plus chauds. La figure 4.2 présente les LMWL pour chacun des sites, la moyenne annuelle de la composition isotopique des précipitations, ainsi que les valeurs de la composition isotopique de l'eau de surface et de l'eau capillaire du mois de juillet, pour les dépressions et les buttes respectivement. En général, des valeurs plus élevées de la composition isotopique de l'eau dans la tourbière par rapport à la moyenne annuelle indiquent une influence des précipitations des mois d'été sur le contenu en eau des échantillons, alors que des valeurs plus faibles indiquent une influence des précipitations des mois d'hiver. Des valeurs de composition isotopique de l'eau sous la LMWL indiquent, quant à elles, un effet de l'évaporation (Mook, 2006).

Dans l'ensemble des sites et des biotopes, les valeurs des échantillons d'eau de surface se situent près de la droite et donc ne semblent pas avoir subi d'évaporation. L'eau de surface présente une composition isotopique similaire à la moyenne annuelle dans les sites LDS, MB,

Tableau 4.2 Relations entre l'eau de surface (ES) et l'eau capillaire des mousses (EC) selon le type de tourbière, le biotope et la profondeur de la nappe phréatique. Le nombre d'échantillons est indiqué entre parenthèses.

Milieu	r² ES et EC
Tous	0.56 (103)
Bog	0.37 (61)
Fen	0.72 (42)
Butte	0.54 (39)
Dépression	0.64 (35)
NP ≤ 5 cm	0.94 (23)
NP ≤ 10 cm	0.73 (40)
NP > 20 cm	0.52 (25)

MAT2, LG2F, LAV, PYL et KUJU, alors que d'autres sites présentent des valeurs plus élevées (FRONT, BC, HSP, EAST, LG2B et AB) ou plus faibles (MAT1 et VD). Dans presque toutes les tourbières, on remarque une très faible évaporation des échantillons d'eau capillaire (valeurs près de la droite). Pour les dépressions seulement, l'évaporation est plus marquée dans les bogs que dans les fens. En effet, dans les milieux minérotrophes, l'eau de surface et l'eau capillaire des dépressions sont très similaires et présentent peu d'évaporation.

En général, l'EC des dépressions présente des valeurs plus près de la moyenne annuelle et moins affectées par l'évaporation, alors que l'EC des buttes est plus marquée par les précipitations d'été et présente davantage d'évaporation, et ce, autant dans les bogs que dans les fens.

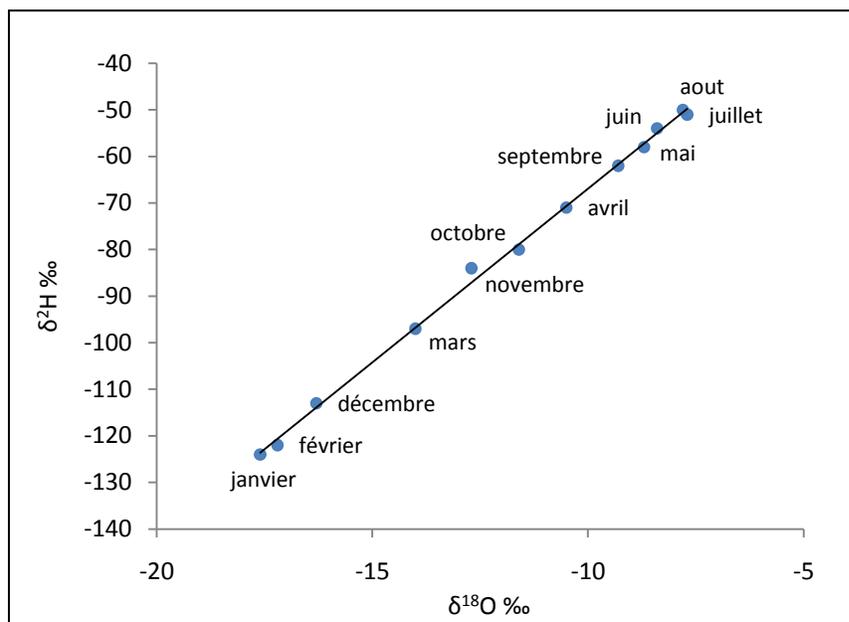
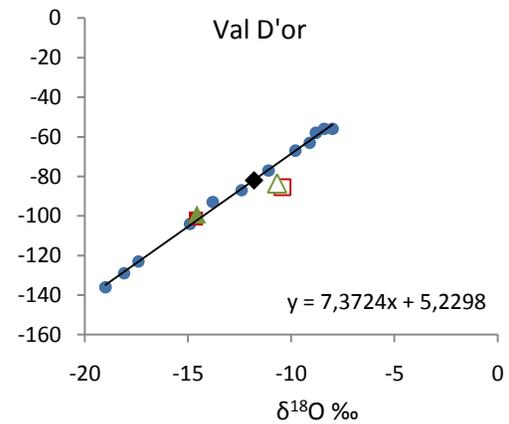
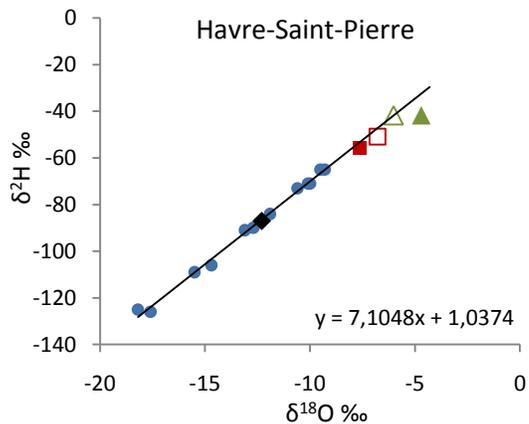
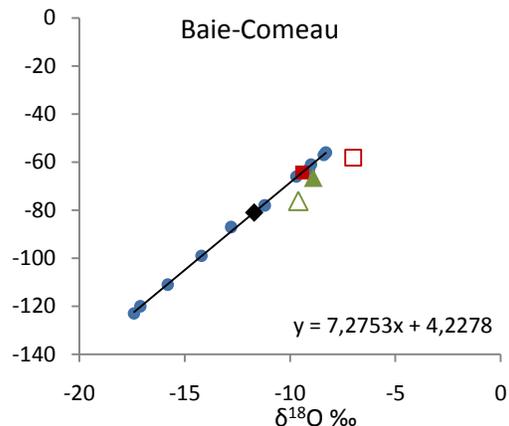
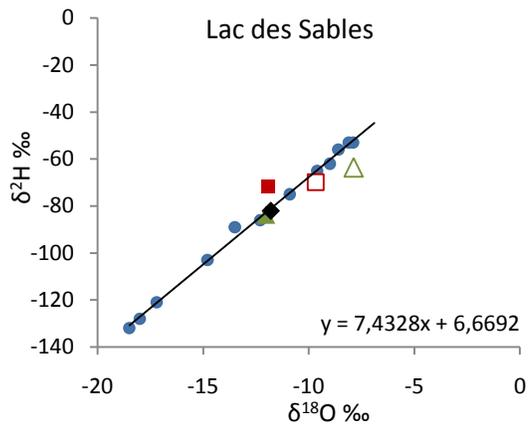
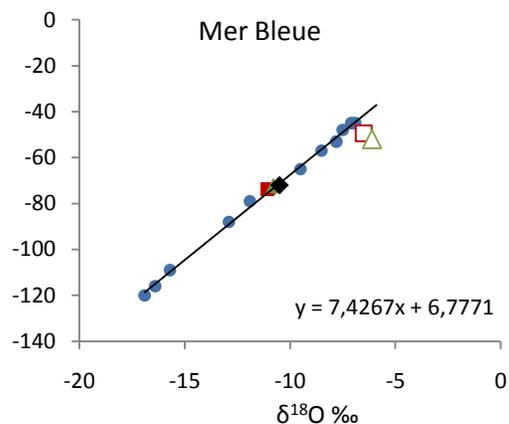
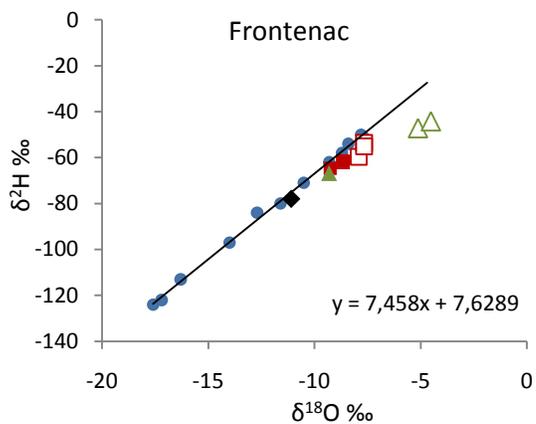
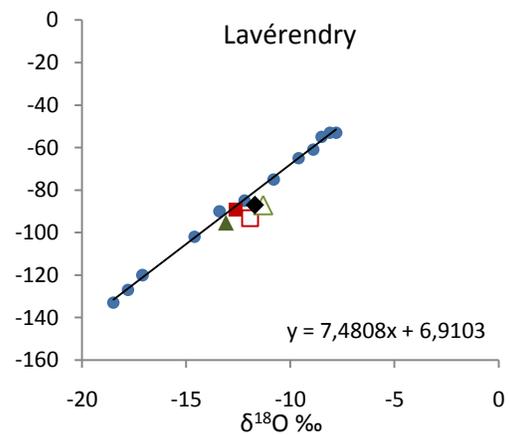
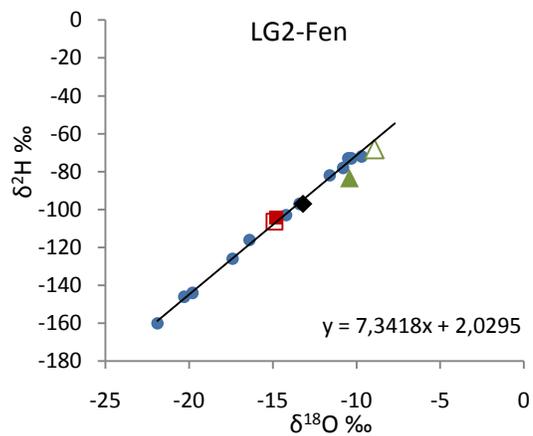
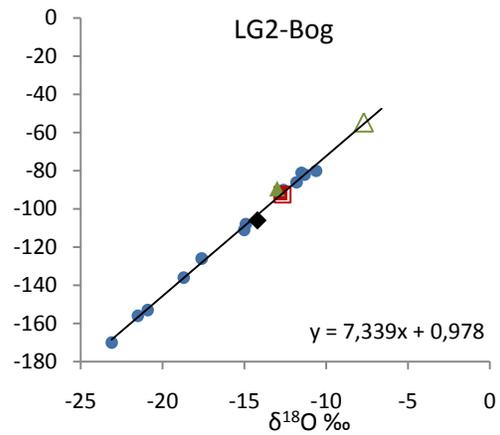
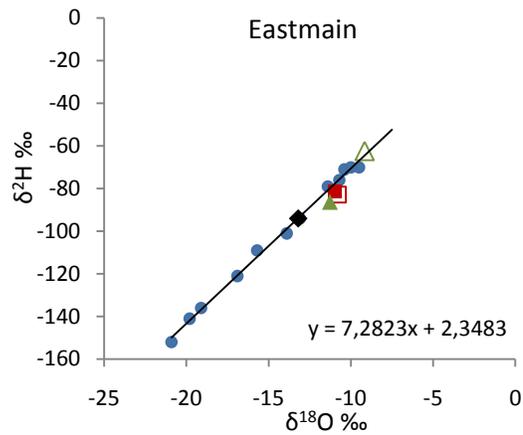
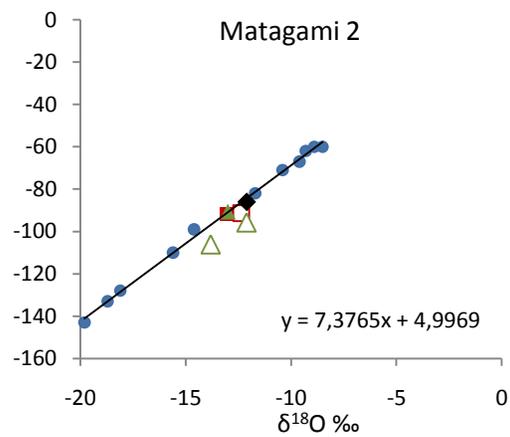
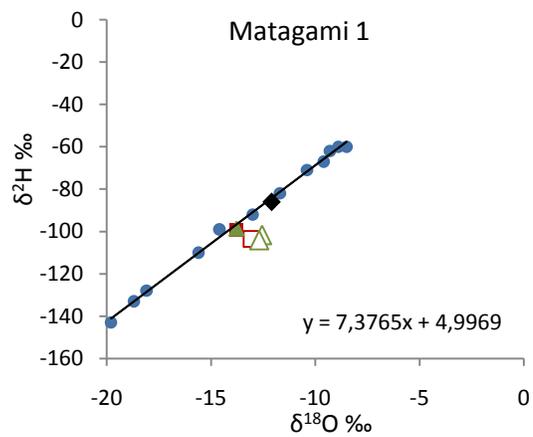


Figure 4.1 Droite des eaux météoriques du sud du Québec (Frontenac, 45° 57' 56''N et 71° 08' 23''O) démontrant la dispersion saisonnière du contenu isotopique des précipitations (valeurs modélisées à partir de Bowen et Revenaugh, 2003).

Le site HSP présente des valeurs isotopiques des échantillons d'ES et EC plus élevés que les valeurs des précipitations des mois les plus chauds, mais sans indice d'évaporation. Le site étant localisé à quelques mètres seulement du golfe du Saint-Laurent, il est probable que l'eau présente dans la tourbière soit enrichie en isotopes lourds par les embruns marins, ce qui expliquerait les valeurs élevées. À l'inverse, les sites de la zone ouest (MAT1, MAT2, LAV et VD) présentent des échantillons d'eau sur ou sous la moyenne annuelle. Le fait que les faibles valeurs isotopiques des échantillons d'eau soient répandues à plusieurs sites dans la région laisse penser que le facteur responsable est plutôt d'ordre régional que local. Parmi les hypothèses envisageables, nous pouvons penser à l'influence du passage de masses d'air différentes sur la région (ex. arctique vs maritime) qui aurait apporté des précipitations plus froides, ou bien à une fonte des neiges plus tardive qui aurait influencé à la baisse le contenu isotopique de l'eau de la tourbière. Cependant, les dispersions par rapport à la moyenne annuelle doivent être interprétées avec prudence puisqu'il est possible qu'elles ne représentent que les variations interannuelles dans les précipitations.





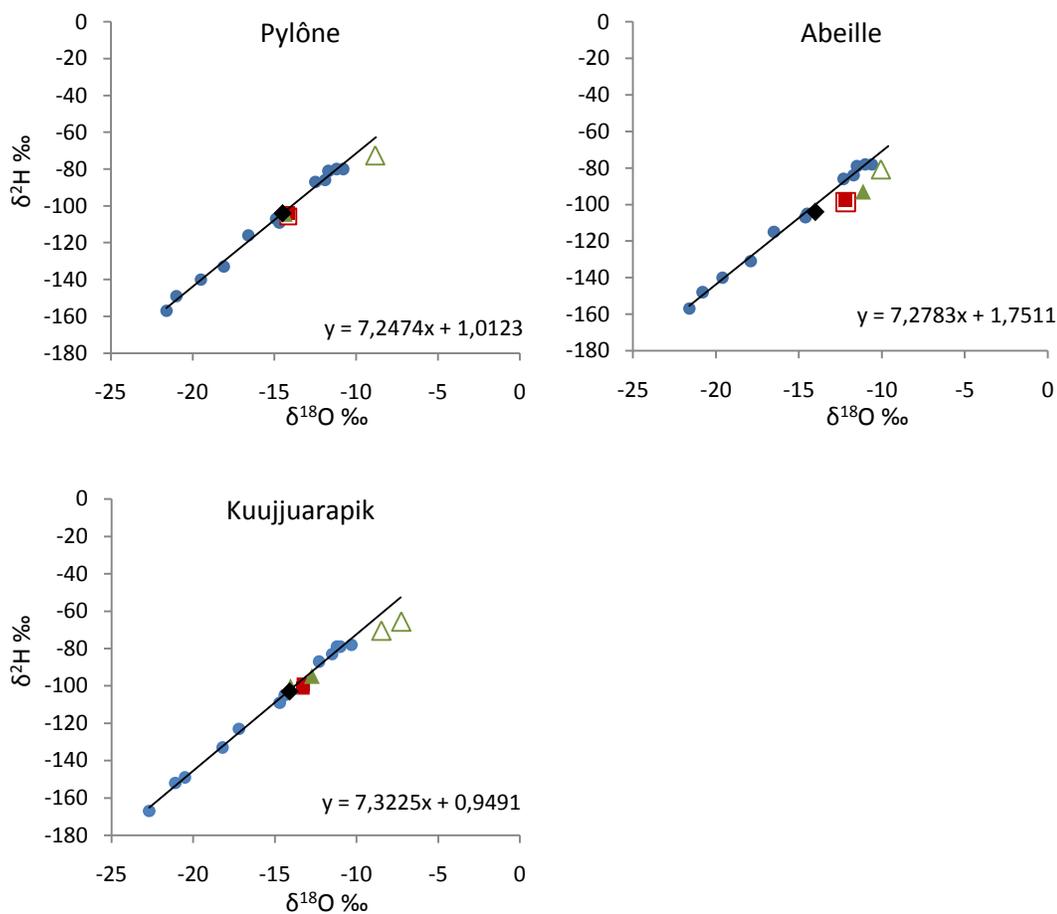


Figure 4.2 Droites des eaux météoriques locales pour chaque site d'étude (point bleu) d'après les données modélisées de Bowen et Revenaugh (2003) ainsi que des échantillons d'ES et d'EC des dépressions (carré rouge) et des buttes (triangle vert) récoltés en juillet 2009. Les formes pleines représentent les valeurs de l'eau de surface et les formes vides les valeurs de l'eau capillaire. La valeur moyenne annuelle de la composition isotopique des précipitations de chaque site est représentée par le losange noir. Les résultats sont exprimés par rapport au standard international V-SMOW. L'erreur analytique est de $\pm 0,05 \text{ ‰}$ pour l' ^{18}O et de $\pm 1,5 \text{ ‰}$ pour l' ^2H .

4.1.2 Échantillons de cellulose

Les valeurs moyennes du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose pour chaque site et chaque biotope sont présentées au tableau 4.1. L'écart des valeurs entre les sites, tous biotopes confondus, est de 7,62 ‰, avec une valeur maximale de 22,89 ‰ au site BC et une valeur minimale de 15,27 ‰ au site AB. L'incertitude analytique est de $\pm 0,2$ ‰. La déviation standard est près de celle des valeurs isotopiques de l'eau, soit 2,36 ‰. Les buttes montrent un écart plus grand entre les sites des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ dans la cellulose que les dépressions (respectivement 7,08 ‰ et 4,99 ‰) et les valeurs sont systématiquement plus élevées (fig. 4.3). La différence moyenne du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose entre les buttes et les dépressions est de 2,61 ‰ et cette différence est significative ($F = 9,37$; $p < 0,05$). Une différence significative existe également entre les ratios isotopiques des bogs et des fens, respectivement de 18,52 ‰ et 16,74 ‰ ($F = 7,5$; $p < 0,05$), mais ce résultat est probablement dû au fait que la plupart des tourbières minérotrophes sont localisées à des latitudes nordiques (fig. 2.1).

On remarque à la figure 4.3 que les sites BC et HSP (zone est) présentent des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose très élevées par rapport aux autres sites, même les plus méridionaux. Comme mentionné précédemment, les échantillons d'eau du site HSP sont probablement influencés par des apports d'eau enrichie en isotopes lourds du golfe du Saint-Laurent. Les valeurs isotopiques élevées de la cellulose de ce site représentent donc cette eau, comme le démontre également le facteur d'enrichissement biochimique enregistré à ce site (tableau 4.3) qui se situe près de 27 ‰. Pour le site BC, les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose semblent indiquer que le site serait également influencé par des eaux plus enrichies en isotopes lourds. En effet, les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose de plus de 22 ‰ indiquent que l'eau utilisée lors de la photosynthèse aurait eu une composition isotopique d'environ - 5 ‰, selon le facteur d'enrichissement biochimique entre l'eau et la cellulose d'environ 27 ‰. Comme le site BC est également localisé près de l'estuaire du Saint-Laurent, l'hypothèse d'un enrichissement par les embruns marins est également envisageable.

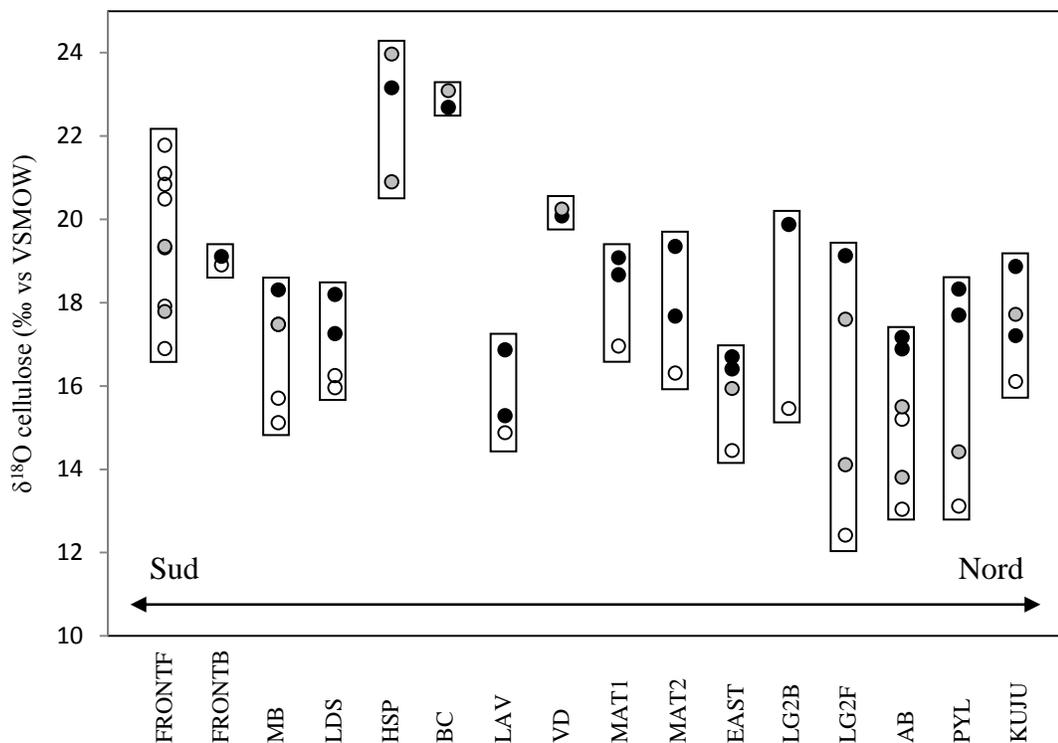


Figure 4.3 Valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ des échantillons de cellulose des bryophytes de 16 tourbières, séparées par biotope : buttes (noir), plateaux (gris) et dépressions (blanc). Les sites sont classés du plus méridional (FRONT) au plus septentrional (KUJU). L'incertitude analytique est de $\pm 0,2$ ‰.

4.1.3 Lien entre l'eau et la cellulose

Le facteur d'enrichissement biochimique lié à la fixation de l'oxygène dans la cellulose lors de la photosynthèse a été défini à $\sim 27 \pm 3$ ‰ (Epstein *et al.*, 1977; DeNiro et Epstein, 1981; Ménot-Combes *et al.*, 2002; Zanazzi et Mora, 2005). Dans cette étude, la différence moyenne entre les valeurs moyennes des $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau capillaire et de la cellulose de chacun des sites est de 27,56 ‰, ce qui correspond aux résultats des études antérieures (tableau 4.3).

Tableau 4.3 Différence entre les compositions isotopiques de l'oxygène de l'eau capillaire et de la cellulose des échantillons de surface pour les 16 tourbières étudiées. n représente le nombre d'échantillons. Les valeurs en gras correspondent aux sites où l'eau capillaire a été récoltée plus d'une fois au cours de l'été 2009.

Site	$\delta^{18}\text{O}$ moyen EC	n	$\delta^{18}\text{O}$ moyen cellulose	n	Différence cell-eau
FRONT B	-4,73	9	19,01	2	23,74
FRONT F	-5,26	11	19,47	6	24,73
MB	-6,88	15	17,1	4	23,98
LDS	-7,97	9	17,13	5	25,10
BC	-9,16	5	22,89	2	32,05
HSP	-5,79	6	22,79	4	28,58
LAV	-11,58	3	15,68	3	27,26
VD	-10,32	3	20,17	2	30,49
MAT1	-12,96	4	18,24	3	31,20
MAT2	-12,76	3	17,78	3	30,54
EAST	-10,81	12	15,88	4	26,68
LG2F	-10,64	4	15,82	4	26,46
LG2B	-9,37	3	17,67	2	27,04
AB	-13,41	12	15,27	6	28,68
PYL	-12,03	6	15,89	4	27,92
KUJU	-9,13	6	17,48	4	26,61
Moyenne					27,57

Les deux types de tourbières, ombrotrophe et minérotrophe, présentent le même facteur d'enrichissement biochimique moyen, soit 26,94 ‰ et 27,68 ‰. Il n'existe pas non plus de différence entre les buttes et les dépressions (respectivement, 26,49 ‰ et 27,58 ‰), les deux présentant un facteur d'enrichissement similaire entre la cellulose et l'eau capillaire. Finalement, les moyennes du $\delta^{18}\text{O}$ de tous les échantillons d'eau capillaire récoltés durant l'été 2009 pour les sept sites échantillonnés plus d'une fois et les $\delta^{18}\text{O}$ moyens de la cellulose des bryophytes associées montrent une forte corrélation (fig. 4.4), indiquant la prépondérance

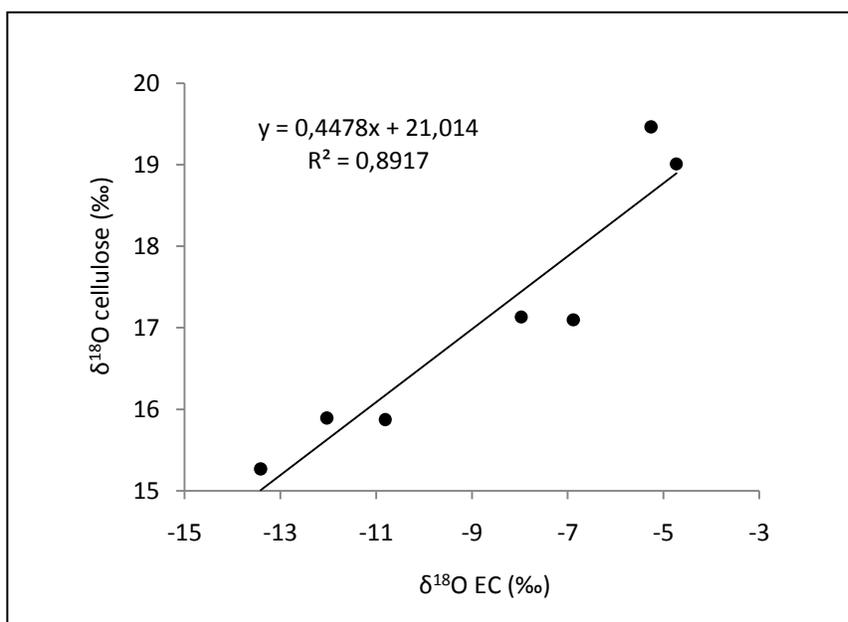


Figure 4.4 Régression linéaire entre la composition isotopique moyenne de l' ^{18}O de la cellulose et de l'eau capillaire pour les sept sites échantillonnés plus d'une fois au cours de l'été 2009.

de l'eau capillaire sur la composition isotopique de la cellulose. Les sites HSP et BC ont été exclus de la relation, car l'influence probable des embruns marins sur la composition isotopique de l'eau et de la cellulose de ces sites les rend difficiles à interpréter.

Les résultats des analyses démontrent que l'eau capillaire des buttes et des dépressions, autant dans les bogs que dans les fens, ne portent pas la même signature isotopique, la première étant influencée par les précipitations d'été alors que la seconde est plutôt représentative de la moyenne annuelle des précipitations (section 4.1.1). Si l'eau capillaire est fortement corrélée à la cellulose, cela suggère une prédominance de la composition isotopique des précipitations d'été sur celle de la cellulose des mousses de buttes, alors que les mousses des dépressions seraient plus influencées par la moyenne annuelle des précipitations. Nous avons également vu que l'effet de l'évaporation sur l'eau capillaire est mineur dans les tourbières étudiées, ce qui permet d'interpréter les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ sans égard à de possibles perturbations de la composition isotopique de l'eau une fois dans la tourbière.

4.1.4 Régressions linéaires entre la composition isotopique des mousses et le climat

Les moyennes du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau capillaire et de la cellulose pour les sept sites échantillonnés de deux à trois fois au cours de l'été 2009 (FRONTB, FRONTF, MB, LDS, EAST, AB et PYL), excluant une fois de plus les sites BC et HSP, montrent de fortes corrélations avec les valeurs moyennes du $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations estimées (modélisées à partir de Bowen et Revenaugh, 2003) pour chaque région (fig. 4.5). Ces relations, de même que celle entre l'eau capillaire et la cellulose (fig. 4.4), indiquent un lien direct entre la composition isotopique de l'oxygène de la cellulose des mousses et celles des précipitations.

Comme la température explique en grande partie la composition isotopique des précipitations en Amérique du Nord (Dansgaard, 1964; Rozanski *et al.*, 1992) des régressions linéaires ont été effectuées entre le $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose, les moyennes de température et les quantités de précipitations de l'année précédant l'échantillonnage de chaque site, afin de vérifier si le facteur hydroclimatique influence la composition isotopique de la cellulose des bryophytes dans les tourbières. Le tableau 4.4 montre les régressions linéaires effectuées avec les paramètres hydroclimatiques séparés par saison (automne, hiver, printemps et été), la saison de croissance (telle que définie au chapitre 3), la moyenne annuelle et la quantité de précipitations par saison (pourcentage). Les régressions ont été effectuées sur l'ensemble des biotopes regroupés, puis sur les buttes et les dépressions séparément. Deux groupes ont également été analysés, soit le premier incluant tous les sites (excepté BC et HSP) et le deuxième regroupant que les sept sites échantillonnés vers la fin du mois d'août (FRONTB, FRONTF, MB, LDS, EAST, AB et PYL).

Les meilleures relations entre la cellulose et les paramètres climatiques sont observées dans les dépressions. La cellulose des bryophytes de buttes ne présente aucune relation avec les paramètres hydroclimatiques lorsque les valeurs des 14 sites sont incluses. Deux relations significatives sont par contre observées dans la catégorie des buttes lorsque seuls les sept sites échantillonnés plus d'une fois sont conservés : avec la quantité de précipitation de la saison de croissance ($r^2 = 0,7$) et avec la fraction des précipitations de la saison de croissance sur le total annuel ($r^2 = 0,75$).

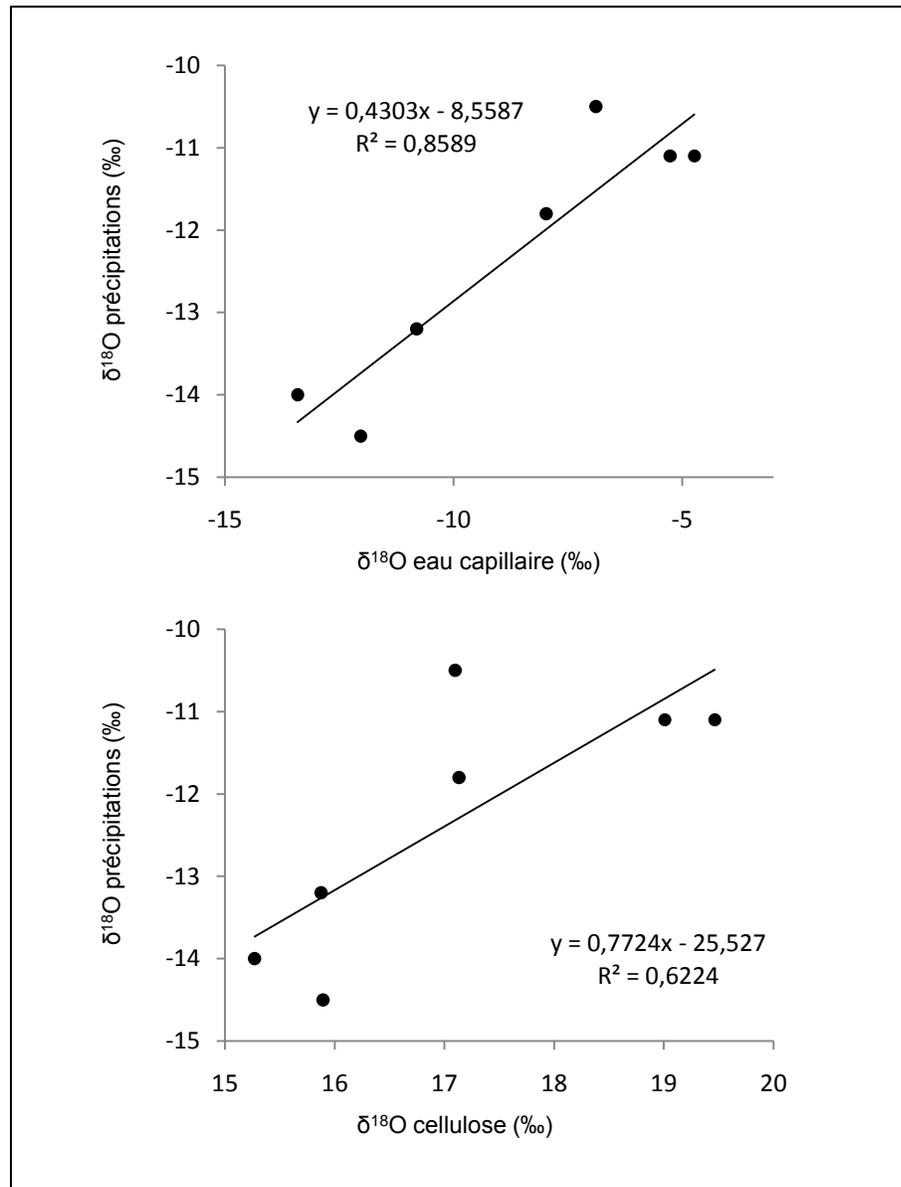


Figure 4.5 Régressions linéaires entre le $\delta^{18}\text{O}$ moyen estimé des précipitations (Bowen et Ravenaugh, 2003), l'eau capillaire et la cellulose pour les sept sites échantillonnés plus d'une fois au cours de l'été 2009 (FRONTB, FRONTF, MB, LDS, EAST, AB et PYL).

Tableau 4.4 Régressions linéaires (r^2) entre les paramètres climatiques (température, quantité de précipitations et humidité relative) et le $\delta^{18}\text{O}$ moyen de la cellulose des échantillons de surface pour 14 et 7 sites. Automne = septembre, octobre, novembre. Hiver = décembre, janvier, février. Printemps = mars, avril, mai. Été = juin, juillet (août (7 sites)). TSC = température moyenne de la saison de croissance. PSC = précipitation totale de la saison de croissance. La teinte grisée indique les relations non significatives ($p > 0,05$).

	Butte	Dépression	Tous	7 sites-butte	7 sites-dép.	7 sites-tous
T automne	0	0,49	0,2	0,4	0,77	0,61
T hiver	0	0,42	0,2	0,52	0,75	0,65
T printemps	0	0,35	0,16	0,41	0,7	0,56
T été	0	0,04	0	0,03	0,2	0,06
P automne	0,03	0,01	0	0,1	0,23	0,19
P hiver	0,03	0,51	0,32	0,29	0,6	0,49
P printemps	0,05	0,65	0,37	0,30	0,86	0,7
P été	0	0,04	0	0,03	0,2	0,06
Hr automne	0,03	-0,22	0	0,08	0,12	0,04
Hr hiver	0,01	0	0	0,06	0	0,07
Hr printemps	0,14	-0,29	0,26	0,33	0,51	0,32
Hr été	0,03	0,37	0,1	0,36	0,51	0,5
TSC	0,01	0	0,02	0,02	0	0
PSC	0	0,43	0,11	0,7	0,77	0,84
Moyenne annuelle T	0	0,34	0,12	0,43	0,71	0,57
Moyenne annuelle P	0,01	0,46	0,23	0,46	0,87	0,77
% P Automne	0,01	-0,49	-0,26	0,38	-0,81	-0,64
% P Hiver	0,06	0,57	0,42	0,22	0,56	0,4
% P Printemps	0,03	0,02	0,01	0,05	0,1	0,03
% P Été	0,11	0,01	0	0,03	0,08	0,02
% PSC	0,05	0,21	0,02	0,75	0,32	0,52
% Aut-Été		0,70				

Pour la cellulose des dépressions, plusieurs relations significatives sont observées lorsque tous les sites sont inclus, les plus fortes étant avec la quantité de précipitations du printemps ($r^2 = 0,65$) et les fractions des précipitations d'automne et d'été combinées dans une régression multiple ($r^2 = 0,7$). Dans la catégorie des sept sites échantillonnés en août, la

cellulose des dépressions présente des relations encore plus fortes, notamment avec les températures d'automne, d'hiver et du printemps (r^2 moyen de 0,74), la quantité de précipitations du printemps ($r^2 = 0,86$), la quantité de précipitations annuelles ($r^2 = 0,87$) et une relation négative avec la fraction des précipitations d'automne ($r^2 = -0,81$). Tous biotopes confondus, la cellulose montre une forte corrélation avec la quantité de précipitations de la saison de croissance ($r^2 = 0,84$). Dans tous les cas, la température de la saison de croissance ne présente aucune relation avec la composition isotopique de la cellulose. L'humidité relative de l'été présente une relation faible, mais significative, avec les dépressions pour les 14 sites ($r^2 = 0,37$), mais toutes les autres relations avec l'humidité relative ne sont pas significatives.

4.2 Discussion

4.2.1 Source d'eau et influence de la microtopographie

Nos résultats corroborent ceux des études précédentes en ce qui a trait à la valeur du fractionnement biochimique qui existe entre la composition isotopique de l'oxygène de la cellulose des mousses et celle de l'eau capillaire (EC) utilisée lors de la photosynthèse (Epstein *et al.*, 1977; DeNiro et Epstein, 1981; Ménot-Combes *et al.*, 2002; Zanazzi et Mora, 2005). L'eau capillaire n'est cependant pas la même eau que l'eau de surface de la nappe phréatique dans les tourbières, sauf lorsque les mousses sont immergées. Nos résultats indiquent donc que la source de l'eau capillaire est différente selon le biotope, suggérant une influence de la position de la nappe phréatique, et ce, autant dans les fens que dans les bogs. Les mousses des buttes étant isolées de l'eau de surface de la tourbière, l'eau capillaire provient exclusivement des précipitations récentes, alors que celle des mousses de dépressions provient d'un mélange des précipitations récentes et de l'eau de la nappe phréatique de la tourbière, qui représente une valeur plus près de la moyenne des précipitations annuelles (Emili et Price, 2006).

À titre de comparaison, l'analyse d'échantillons d'eau de la tourbière de Lanoraie, collectés en 2004 et 2005 à différentes profondeurs, a également démontré qu'il existe une grande différence entre les compositions isotopiques de l'eau en surface de la tourbière et celles en profondeur (Pellerin *et al.*, 2005; 2006). Les échantillons de surface présentent des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ supérieures à la moyenne annuelle du site, alors que les échantillons pris à 0,5, 1 et 1,5 m de profondeur présentent des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ en dessous de la moyenne annuelle (fig. 4.6). Ces résultats supportent ceux de la présente étude, à savoir que la composition isotopique de l'eau dans une tourbière est variable et plus enrichie en isotopes lourds en surface. De plus, les échantillons récoltés dans les piézomètres en juillet et en septembre

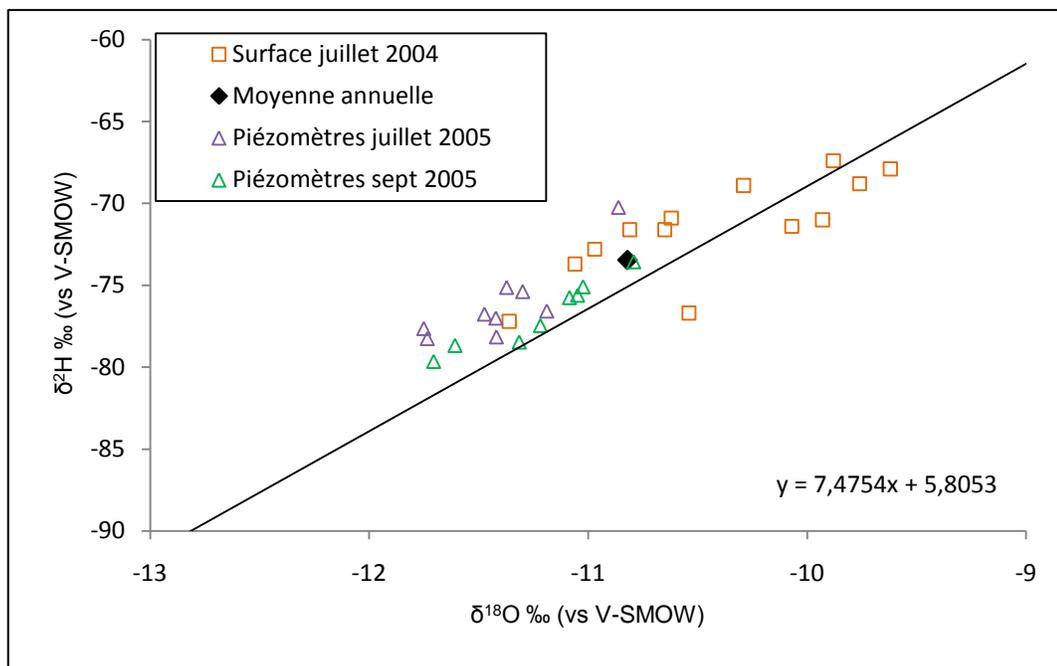


Figure 4.6 Composition isotopique d'échantillons d'eau récoltés dans le complexe tourbeux de Lanoraie en 2004 (eau de surface) et en 2005 (eau souterraine, de 0,5 à 1,5 mètre de profondeur) (Pellerin *et al.*, 2005; 2006). La courbe représente la droite des eaux météoriques de la région de Lanoraie (46°N , $-73^\circ15'\text{O}$) calculée à partir de Bowen et Revenaugh (2003) et le losange noir, la composition isotopique moyenne des précipitations. L'erreur analytique est de $\pm 0,05 \text{ ‰}$ pour ^{18}O et de $\pm 1,5 \text{ ‰}$ pour ^{2}H .

2005 présentent des valeurs isotopiques similaires, ce qui semble indiquer que l'eau du bassin de la tourbière de Lanoraie a été plutôt homogène tout au long de cette période et que les précipitations estivales ont eu une influence limitée sur la composition isotopique de l'eau souterraine.

Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des bryophytes présentent les mêmes variations entre les biotopes que celles de l'eau capillaire. Le contenu en ^{18}O de la cellulose des mousses de buttes est systématiquement plus élevé que celui des mousses de dépressions. Nos résultats suggèrent également une très faible évaporation de l'eau capillaire, indifférenciée entre les dépressions et les buttes ainsi qu'entre les fens et les bogs, ce qui indique que l'évaporation n'explique pas les valeurs plus élevées du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des mousses de buttes. Ces résultats corroborent ceux de Ménot-Combes *et al.* (2002) et Zanazzi et Mora (2005), quoique Taylor (2007) et Daley *et al.* (2010) n'aient pas enregistré de différence significative entre les biotopes et entre les espèces. Taylor (2007) observe tout de même une différence moyenne de 1,4 ‰ entre les buttes et les dépressions de tourbières situées au nord-est des États-Unis, ce qui tend à supporter nos résultats. En ce qui a trait aux résultats de Daley *et al.* (2010), mentionnons que la croissance annuelle ininterrompue des sphaignes due au régime climatique (Royaume-Uni) est probablement la cause de l'homogénéité des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ entre toutes les espèces, sans égard à la microtopographie, car buttes et dépressions représentent le $\delta^{18}\text{O}$ moyen annuel des précipitations. Également, les résultats de ces études proviennent de régions où l'amplitude thermique annuelle, et donc l'amplitude annuelle des valeurs isotopiques des précipitations, est plus faible que celles du Québec, ce qui pourrait expliquer l'absence de disparité significative entre les $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose selon la source d'eau.

4.2.2 Contrôle climatique sur la composition isotopique des mousses

Les résultats obtenus dans cette étude montrent de fortes corrélations entre le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau capillaire et de la cellulose des bryophytes avec le $\delta^{18}\text{O}$ moyen des précipitations pour les sept sites qui ont été échantillonnés plus d'une fois durant l'été 2009. Les données très

différentes des sept autres tourbières sont probablement dues au fait qu'elles ont été échantillonnées très tôt en juillet et que l'eau capillaire récoltée une seule fois n'est pas représentative de toute la durée de croissance des mousses, tout comme la cellulose des mousses collectées au début de juillet n'est pas représentative de toute la saison de croissance (Zannazi et Mora, 2005). Les résultats des régressions linéaires supportent ce constat, alors que toutes les relations sont meilleures lorsque seuls les sites échantillonnés plusieurs fois sont inclus. Évidemment, la restriction à sept sites seulement exclut la possibilité de tirer des conclusions générales sur le contrôle du climat dans la composition isotopique des mousses, mais nos résultats permettent à tout le moins de déceler des tendances significatives.

Selon les résultats obtenus, le $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des bryophytes de buttes est influencé positivement par la quantité de précipitations de la saison de croissance. L'absence de corrélation avec la température de la saison de croissance, de même que la relation très faible entre ce paramètre et la quantité de précipitations pour la même période ($r^2 = 0,14$, $p > 0,05$), semble valider cette relation qui indique que plus les précipitations sont élevées durant la saison de croissance, plus la composition isotopique des mousses de buttes est élevée. Certaines hypothèses ont été suggérées pour expliquer cette relation. Selon Williams et Flanagan (1996), les sphaignes arrêtent l'activité photosynthétique durant les périodes de sécheresse. Des conditions sèches empêcheraient donc les mousses d'enregistrer les épisodes les plus chauds de la saison dans leur composition isotopique, ce qui résulterait en des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose plus faibles. Inversement, des conditions plus humides de la tourbière au cours de la saison de croissance favoriseraient la croissance des sphaignes sur une plus longue période de temps et donc des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose plus élevées. Également, en période de temps plus sec lorsque la disponibilité en eau des précipitations est réduite, les sphaignes des buttes pourraient pomper par capillarité une partie de leur eau des zones sous-jacentes, eau ayant une composition isotopique $\delta^{18}\text{O}$ plus faible que celle des précipitations d'été (Ménot-Combes *et al.* 2002; Pellerin *et al.*, 2005;2006; Rokanen et Kløve, 2008).

La composition isotopique de l'oxygène de la cellulose des mousses de dépressions semble quant à elle être influencée par les valeurs moyennes annuelles des conditions météorologiques. Les relations avec la température annuelle et la quantité de précipitation annuelle sont presque aussi fortes l'une que l'autre, mais il faut noter qu'une forte corrélation

existe entre ces deux paramètres à l'échelle annuelle ($r^2 = 0,87$, $p < 0,05$). La relation légèrement plus forte avec les quantités de précipitations indique toutefois que la variabilité de ce paramètre influence les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose, mais dans une proportion qui est pour le moment difficile à définir. Un autre phénomène intéressant est la relation négative enregistrée avec la fraction des précipitations d'automne sur le total annuel, qui indique que plus il y a de précipitations l'automne précédant la saison de croissance, moins les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des mousses des dépressions sont élevées. L'hypothèse la plus plausible par rapport à cette relation vient du fait que les précipitations d'automne, qui ont une composition isotopique plus faible que les précipitations d'été (car la température est plus basse), servent de recharge en eau à la tourbière après la saison d'été où l'évapotranspiration a considérablement fait baisser le niveau de la nappe phréatique (Price, 2001). Un automne pluvieux augmente le rapport eau d'automne/eau d'été, et donc influence à la baisse le contenu en isotope ^{18}O du bassin, alors qu'un automne plus sec diminue ce rapport et contribue au maintien du contenu isotopique plus élevé de l' ^{18}O de la saison estivale.

4.3 Potentiel paléoclimatique

Les résultats de la présente étude indiquent que le signal $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des mousses de dépressions pourrait être utilisé pour reconstruire la température moyenne annuelle, et celle des buttes, la quantité de précipitations de la saison de croissance (tab. 4.4). Ainsi, les interprétations paléoclimatiques du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des mousses dans les tourbières doivent prendre en compte la microtopographie correspondant au matériel analysé, du moins dans le nord-est de l'Amérique du Nord. Les mousses croissant sur les buttes et celles dans les dépressions ne possèdent pas la même source d'alimentation en eau et ne reflètent donc pas le même signal climatique. Une analyse paléoclimatique d'une carotte de tourbe sans considération à la composition du matériel analysé et au biotope associé pourrait engendrer des erreurs d'interprétation des variations du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose. Par exemple, le passage d'un milieu minérotrophe alimenté en eau par des apports hydrogéologiques régionaux, où le niveau de la nappe phréatique est généralement plus élevé et les buttes moins hautes, à un milieu ombrotrophe où la seule source d'eau sont les précipitations et où la nappe phréatique

est plus basse et les buttes plus prononcées (Payette et Rochefort, 2001), pourrait se traduire par un passage de valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ plus faibles à des valeurs plus élevées, et ce, sans influence climatique. Les variations dans les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ dans le temps peuvent donc aussi être favorisées par des changements autogènes au sein de la tourbière.

Ces résultats indiquent également qu'il faut être prudent dans l'interprétation des valeurs isotopiques de l'oxygène dans les tourbières à paises ou à plateau palsique. En effet, la formation de paises, créées par le soulèvement de la tourbe lors de l'apparition de lentilles de glace, isole en surface la tourbe de la nappe phréatique et provoque la formation d'un microsite ombrotrophe séparé du reste de la tourbière (Seppala, 1986). La paise agit ainsi comme une énorme butte, uniquement alimentée par l'eau des précipitations récentes. Il s'ensuit donc des valeurs plus élevées du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des bryophytes, alors que la formation de la paise indique plutôt le passage à des conditions plus froides. Outre le facteur topographique, le pergélisol peut aussi exercer une influence sur la composition isotopique de l'eau de la tourbière lors de la fonte associée aux variations climatiques ou à la dynamique intrinsèque du système. Ainsi, l'eau de fonte des paises et plateaux palsiques peut influencer à la baisse la composition isotopique de l'eau dans les tourbières à pergélisol discontinu (Lapierre, 1983; Hayashi *et al.*, 2004). Dans tous les cas, une analyse pluridisciplinaire, notamment des macrorestes végétaux, semble primordiale afin d'interpréter correctement le signal isotopique associé aux biotopes reconstitués.

Un autre facteur possible d'erreur d'interprétation est lié à la saisonnalité des précipitations. Comme l'eau résidante dans la tourbière est le résultat de l'accumulation des précipitations tout au long de l'année (Emili et Price, 2006), des variations dans les fractions respectives de la quantité de précipitations par saison sur la quantité annuelle totale peuvent théoriquement modifier le contenu isotopique de l'eau présente dans la tourbière (Nichols *et al.*, 2009). Ainsi, des précipitations moindres en automne par rapport au total annuel viendraient augmenter la valeur isotopique moyenne de l'eau selon nos résultats. Il est également envisageable de croire que des variations similaires pour les autres saisons auraient un effet sur la composition isotopique de l'eau des tourbières, même si nos résultats ne nous permettent pas de l'affirmer. D'autres effets de nature météorologique pourraient également influencer le contenu en eau d'une tourbière, comme la période de fonte de la neige (rapide

ou longue) et la profondeur du gel, par exemple. En l'absence d'études claires sur le sujet de la recharge et sur le temps de résidence de l'eau d'une tourbière, il est possible d'émettre l'hypothèse qu'en période de fonte rapide de la neige, alors que la tourbière est toujours gelée, l'eau serait évacuée rapidement de la tourbière par l'acrotelme, couche supérieure de la tourbière à haute conductivité hydraulique (Fraser *et al.*, 2001), alors qu'une période de fonte de la neige plus lente, simultanée à la fonte du gel, serait probablement plus propice à la recharge en eau du bassin tourbeux (Woo et Winter, 1993).

Présentement, la littérature ne fournit pas de conclusions précises sur le lien entre la dynamique hydrologique et la composition isotopique de l'eau dans les tourbières (Woo et Winter, 1993; Emili et Price, 2006; Rokanen et Kløve, 2008). Par contre, il apparaît, à partir de nos résultats, que les processus hydrologiques et la saisonnalité des précipitations joueraient un rôle sur la composition isotopique de l'eau de la nappe phréatique des tourbières, et ce, autant dans les milieux minérotrophes qu'ombrotrophes.

CHAPITRE V

RECONSTITUTION PALÉOENVIRONNEMENTALE ET PALÉOCLIMATIQUE DE LA RÉGION DE KUJUUARAPIK (QUÉBEC) ET ÉVALUATION DE L'INDICATEUR $\delta^{18}\text{O}$ DE LA CELLULOSE

Les résultats des analyses stratigraphiques, chronologiques, isotopiques et polliniques des carottes KUJU-PA et KUJU-PD sont présentés dans le chapitre suivant. Les données seront dans un premier temps décrites, puis une discussion synthèse de l'histoire environnementale holocène, régionale et locale, sera élaborée. La pertinence de l'utilisation des isotopes stables de l'oxygène sera également discutée.

5.1 Résultats : palse active (KUJU-PA)

5.1.1 Stratigraphie, chronologie et taux d'accumulation

La carotte KUJU-PA a été prélevée à partir d'une palse dite active (gelée) dans le secteur central du champ de paises. Les 40 premiers cm du sommet de la carotte étaient dégelés et composés d'une tourbe sèche. À l'aide de la méthode de Troëls-Smith (1955), les principales unités stratigraphiques de la tourbe ont été identifiées (fig. 5.1). La matière organique repose à la base (265 cm) sur une unité de silt argileux déposé par la mer de Tyrrell. Plusieurs lentilles de glace étaient également présentes à l'interface minérale/matière organique. Une tourbe composée principalement de mousses de *Drepanocladus* sp. compose l'horizon basal de la carotte (216-268 cm). Elle est surmontée d'un horizon de 47 cm d'épaisseur dominé par

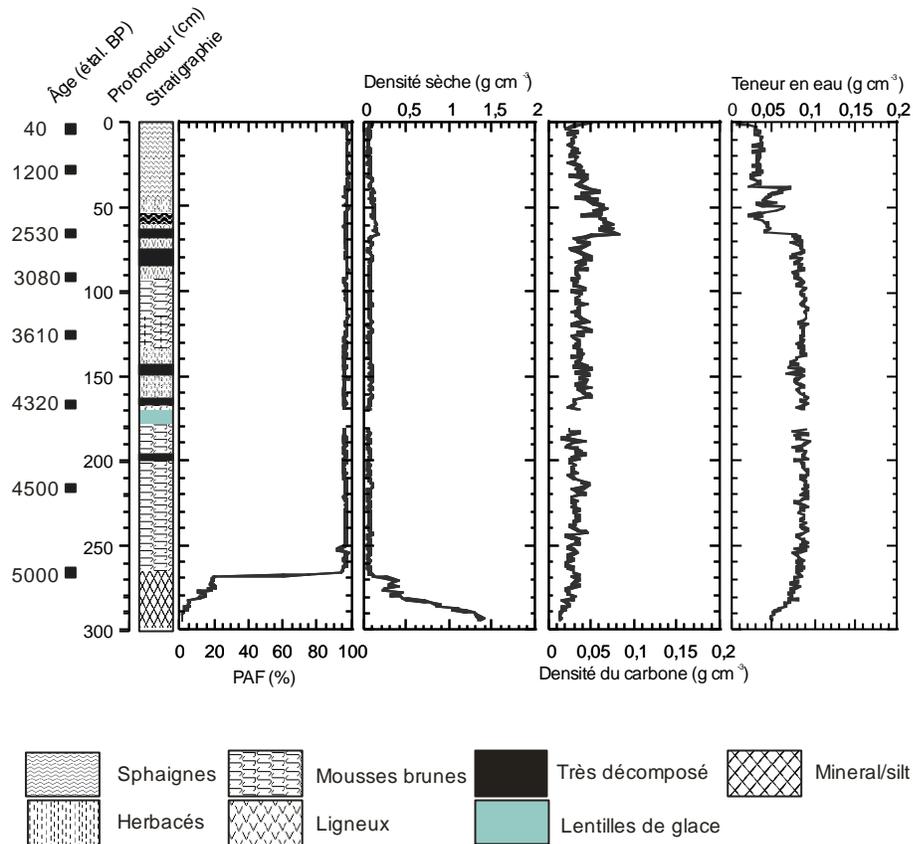


Figure 5.1 Stratigraphie de la tourbe, perte au feu à 550°C, densité sèche, densité du carbone et teneur en eau de la carotte KUJU-PA.

Paludella squarrosa (168-215 cm). Une lentille de glace était présente entre 172 et 184 cm, coupant la zone de *P. squarrosa* en deux. Au-dessus de cette zone de *Paludella*, un horizon très décomposé dominé par des restes d'herbacés a été observé (136-168 cm). Il est ensuite surmonté par un horizon composé d'herbacés et de mousses brunes (*Drepanocladus* sp.) en proportion relativement égale entre 120 et 136 cm, puis les mousses brunes deviennent nettement dominantes jusqu'à 92 cm. À partir de 92 cm jusqu'à 60 cm, le matériel est dominé par des restes ligneux et herbacés très décomposés. Au-dessus de cet horizon décomposé et jusqu'à la surface se trouve un horizon de sphaigne entrecoupé d'une séquence herbacée sur quelques cm (48-52 cm). La surface de la carotte est composée de débris de sphaignes et de lichens.

Huit dates au radiocarbone ont été effectuées à différentes profondeurs de la carotte (tableau 5.1). Selon les âges étalonnés, la tourbe aurait commencé à s'accumuler à cet endroit vers 5000 ans BP. Quatre dates basales de la même tourbière, effectuées par Arlen-Pouliot et Bhiry (2005), avaient obtenu des âges minimaux entre 5950 et 5650 ans BP pour le début de l'accumulation de la matière organique dans le bassin. La surface de la palse est datée à 400 ans BP, ce qui concorde avec les données d'Arlen-Pouliot et Bhiry (2005).

Tableau 5.1 Âges ^{14}C conventionnels et étalonnés de la carotte prélevée dans une palse d'une tourbière de Kuujjuarapik.

Carotte	Profondeur	Matériel	Âge conventionnel	Âge étalonné	Numéro de labo.
KUJU-PA	2	Sphaignes	310 ± 20	400	UCIAMS-64590
	29-30	Sphaignes	1250 ± 25	1200	UCIAMS-67516
	64-65	Fragments de feuilles de <i>Larix</i> et <i>Picea</i>	2465 ± 20	2530	UCIAMS-65391
	92-93	Fragments de feuilles d' <i>Andromeda glaucophylla</i>	2935 ± 20	3085	UCIAMS-64591
	124-125	Fragments de feuilles d' <i>Andromeda glaucophylla</i>	3380 ± 20	3610	UCIAMS-65390
	167-168	Fragments de feuilles de <i>Larix</i> et <i>Picea</i> , graine de <i>Scirpus sp.</i>	3860 ± 20	4320	UCIAMS-64592
	215-216	Fragments de feuilles d' <i>Andromeda glaucophylla</i>	4025 ± 35	4500	UCIAMS-65392
	267-268	Fragments de feuilles de <i>Larix</i> et <i>Picea</i> , graines de <i>Carex sp.</i> et de <i>Menyanthes trifoliata</i>	4410 ± 20	5000	UCIAMS-64593

Le modèle d'âge-profondeur (fig. 5.2) révèle un taux d'accumulation moyen entre chacune des dates obtenues. À la base de la carotte, le taux d'accumulation a été important, avec une valeur maximale d'accumulation de 2,12 mm/an entre 4500 et 4320 ans BP correspondant à une forte productivité biologique liée à la phase de *Paludella squarrosa*. La lentille de glace, d'une épaisseur de 10 cm, a été retirée du calcul, car elle ne représente pas de temps d'accumulation.

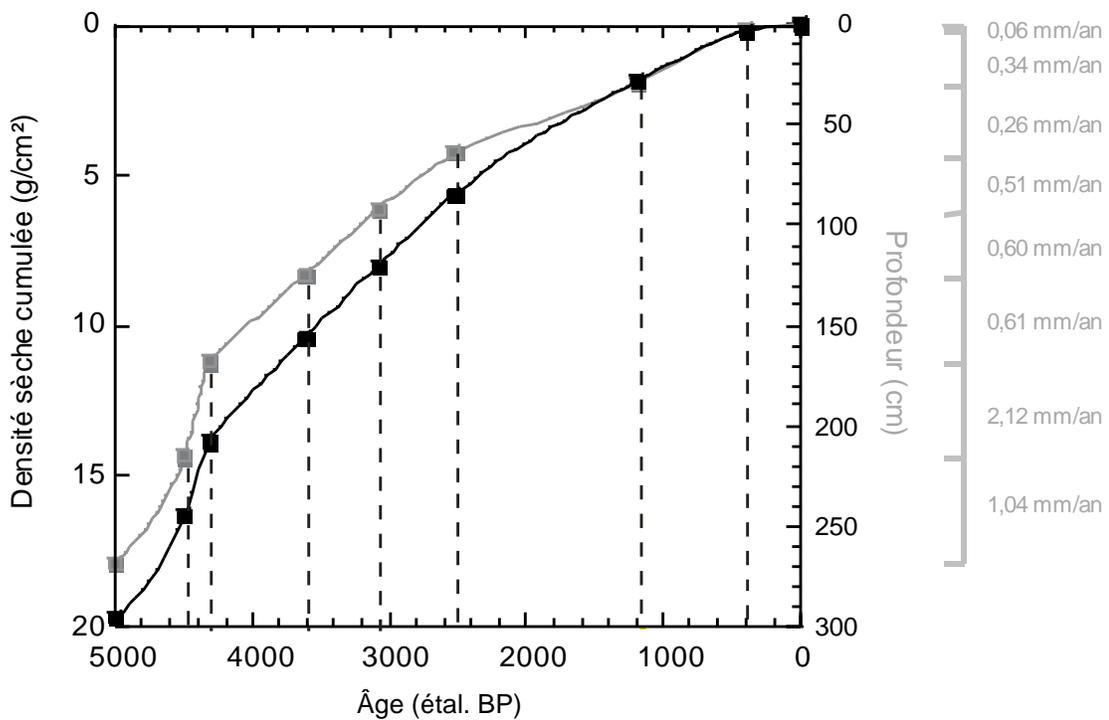


Figure 5.2 Modèle d'âge-profondeur, taux d'accumulation (gris) et densité sèche de la tourbe (noir) cumulée en fonction du temps, carotte KUJU-PA.

Le taux d'accumulation diminue ensuite légèrement pour atteindre des valeurs entre 0,61 et 0,51 mm/an entre 4320 et 2530 ans BP, associé à un horizon d'herbacés et de mousses brunes, puis diminue encore plus entre 2530 et 400 ans BP (0,26 et 0,34 mm/an) lors de l'apparition des sphaignes dans la stratigraphie. Le taux d'accumulation des deux premiers centimètres de la carotte, de 0,06 mm/an, réfère à la croissance récente des lichens, car la surface de la palse est soumise à une érosion évidente, excluant la possibilité d'une accumulation depuis les derniers 400 ans. Les valeurs du taux d'accumulation obtenues par Arlen-Pouliot et Bhiry (2005) sont légèrement moins élevées que celles présentées ici. Les auteurs avaient toutefois fait fondre leur carotte avant analyse, ce qui en a considérablement réduit la longueur. Nos valeurs de taux d'accumulation ont peut-être été influencées par la glace interstitielle qui a fait augmenter le volume des sédiments, étant donné que nos analyses ont été réalisées sur le matériel gelé. Par contre, la densité sèche cumulée en fonction de l'âge (fig. 5.2) indique les mêmes variations que le taux d'accumulation, ce qui confirme les changements survenus dans l'accumulation. La densité sèche totale d'environ 20 g par cm² de la carotte KUJU-PA pour 256 cm de profondeur (en excluant la lentille de glace de 11 cm) correspond à la relation établie par Turunen *et al.* (2002) entre la densité sèche et la profondeur, ce qui laisse penser que l'effet de la glace est relativement mineur dans cette carotte.

Les analyses de la perte au feu ont permis de constater que les teneurs en matière organique et en carbone de la carotte de la palse variaient peu dans la section comprise entre 70 cm et la base de la carotte (fig. 5.1). Toutefois, une augmentation brusque de près de 0,05 g cm⁻³ de carbone est enregistrée à 66 cm de profondeur. Ce niveau correspond également à une baisse de la teneur en eau du sédiment et correspond au contact du mollisol. On remarque également une légère augmentation de la densité sèche du matériel à ce niveau, indiquant une compaction plus prononcée et un degré de décomposition plus avancé. De plus, la densité sèche plus faible de la section gelée de la carotte est probablement due au contenu en glace qui augmente le volume du matériel (Vardy *et al.*, 2000). Le taux net d'accumulation à long terme du carbone (LORCA) pour la carotte KUJU-PA est de 18,85 g C m² an⁻¹. Le taux d'accumulation calculé entre chacune des dates montre cependant des variations importantes (fig. 5.3), avec une diminution graduelle des valeurs de la base vers le sommet et un maximum d'accumulation entre 4500 et 4320 ans BP de 64,7 g C m² an⁻¹ associé à la phase de *Paludella squarrosa*.

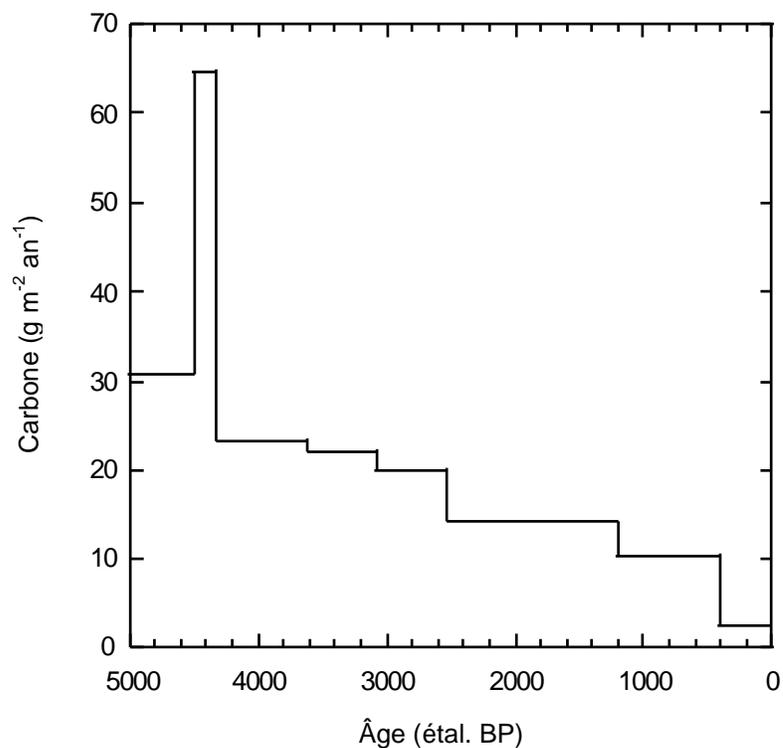


Figure 5.3 Taux d'accumulation apparent du carbone pour la carotte KUJU-PA.

5.1.2 Composition isotopique ^{18}O de la cellulose des bryophytes

Les résultats montrent des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose comprises entre 15,62 ‰ et 21,07 ‰ avec une erreur analytique de $\pm 0,14$ ‰ (fig.5.4). Une courbe d'interpolation a été tracée entre les données afin de faciliter l'interprétation. La courbe montre des variations importantes des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose pendant les 5000 dernières années. La tendance générale montre une augmentation graduelle des valeurs dans le temps. De 5000 à 4400 ans BP, les valeurs augmentent entre 15,62 ‰ et 18,08 ‰, pour ensuite atteindre des valeurs

autour de 20,5 ‰ entre 4400 et 4300 ans BP. Cette hausse importante correspond au niveau stratigraphique des *Paludella squarrosa*, ainsi qu'à des taux d'accumulation de la tourbe et du carbone exceptionnellement élevés. Le retour à un environnement dominé par les *Drepanocladus* sp. vers 3600 ans BP montre une diminution substantielle de la concentration en ^{18}O , similaire à celle de la base de la carotte. Entre 3000 et 2000 ans BP, les valeurs augmentent par rapport à la période précédente. L'apparition des sphaignes à 2500 ans BP montre tout d'abord des valeurs concordantes avec le dernier échantillon de *Drepanocladus* sp., pour ensuite augmenter et atteindre une valeur maximale de 21,07 ‰ vers 1750 ans BP. Ensuite, les valeurs diminuent légèrement jusqu'à 400 ans BP pour se situer entre 19,16 ‰ et 20,55 ‰.

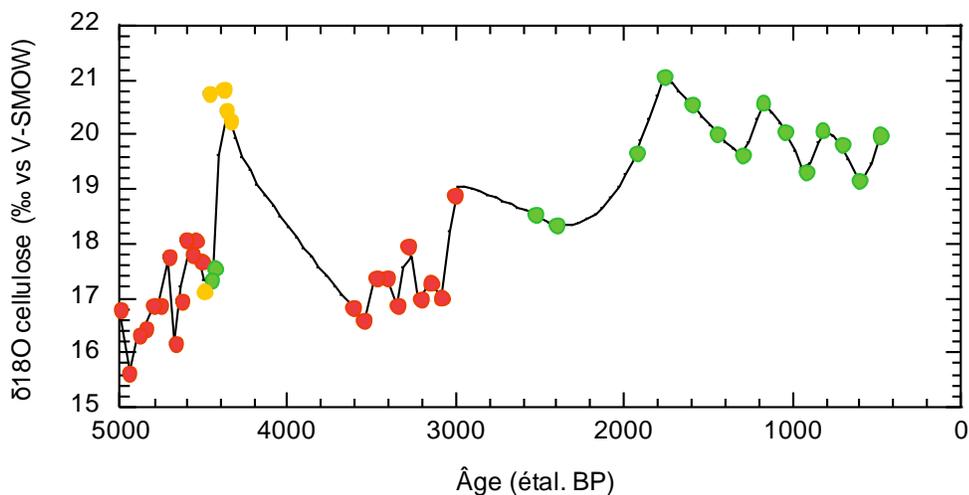


Figure 5.4 $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des bryophytes (vert : *Sphagnum* sp., rouge : *Drepanocladus* sp., jaune : *Paludella squarrosa*) de la carotte KUJU-PA et courbe d'interpolation des valeurs dans le temps. L'incertitude analytique est de $\pm 0,2$ ‰.

5.1.3 Résultats et interprétation des analyses polliniques

Des diagrammes de pourcentages et d'influx polliniques des principaux taxons polliniques retrouvés ont été réalisés (fig. 5.5 et 5.6) afin de reconstituer l'histoire régionale de la dynamique de la végétation holocène. Les diagrammes complets des taxons identifiés sont présentés à l'annexe D.

Trois zones principales ont été identifiées selon les pourcentages et influx polliniques dans le profil de tourbe KUJU-PA. Puisque les périodes de changements locaux inhérentes au développement de la tourbière diffèrent des assemblages régionaux, un tableau synthèse a été confectionné afin de visualiser simultanément les changements locaux et régionaux qui se sont succédés (fig. 5.13).

Zone 1 : 268-240 cm (5000-4680 étal. BP)

La zone basale est caractérisée par des pourcentages maximaux d'*Alnus crispa* (20 %), de *Betula* (8 %), probablement de type *B. glandulosa*, et de cypéracées (70 %), et par des pourcentages faibles de *Picea* (moins de 10 %) et de *Pinus banksiana* (moins de 5 %). Les pourcentages élevés des cypéracées sont probablement dus à un apport local. Les pourcentages des taxons arbustifs et arborescents augmentent sensiblement lorsque les cypéracées sont exclues du calcul : 40 % pour *Alnus crispa*, 20 % pour *Betula*, 30 % pour *Picea* et environ 5 % pour *Pinus banksiana* (fig. 5.7). Ces pourcentages indiquent un environnement régional forestier correspondant probablement à la phase d'afforestation (Richard, 1976; 1982; Gajewski, 1991). La présence dans la région du *Picea* à cette période est mentionnée dans plusieurs études (Gajewski *et al.* 1993; Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005; Bhiry et Robert, 2006). Les influx polliniques indiquent une présence locale du *Larix*, de même que plusieurs taxons herbacés. Les influx totaux sont généralement élevés, entre 2000 et près de 9000 grains cm² an⁻¹.

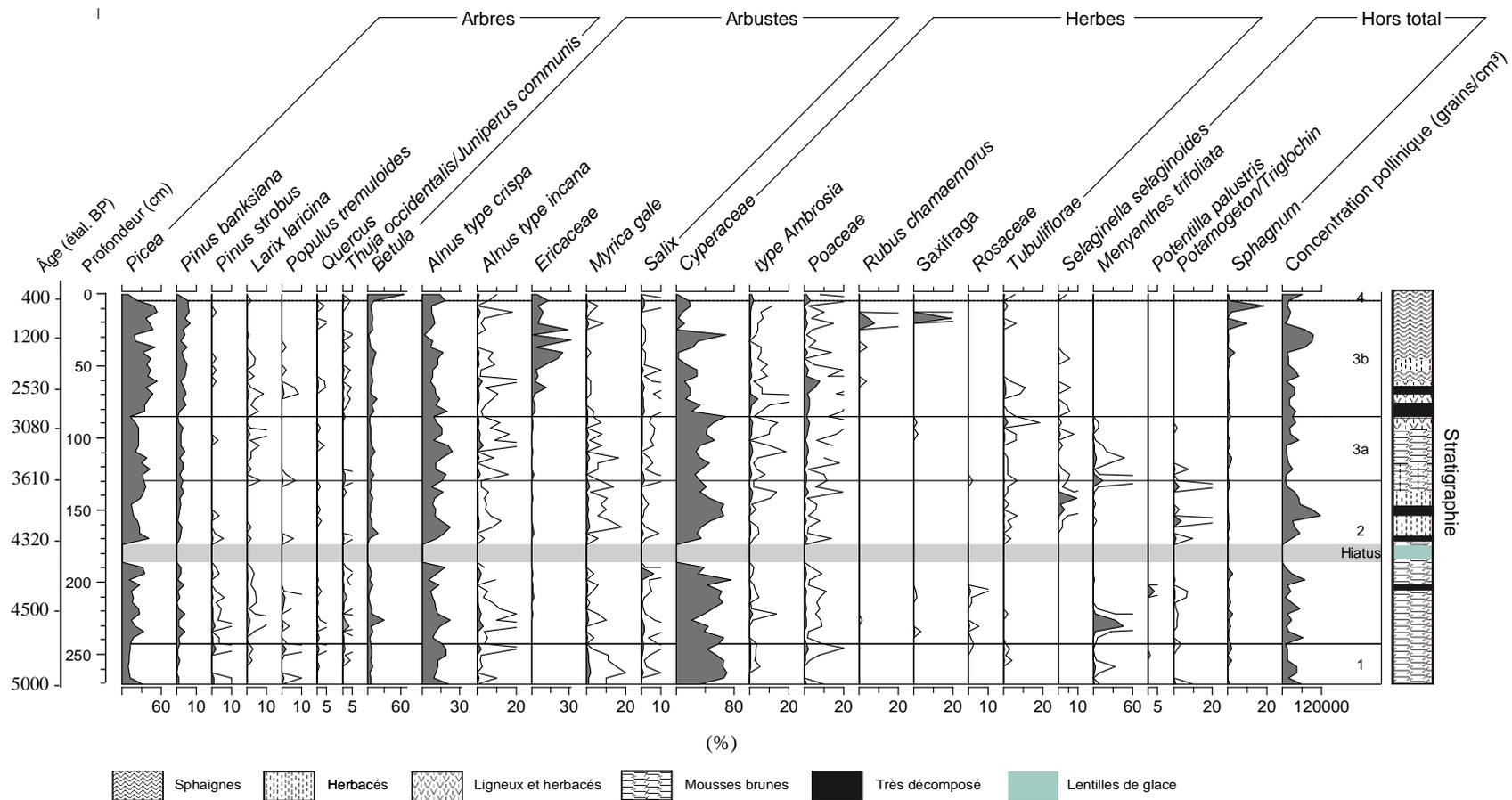


Figure 5.5 Diagramme des pourcentages (%) sporopolliniques des principaux taxons, profil KUJU-PA. La ligne noire représente une exagération de 10 x.

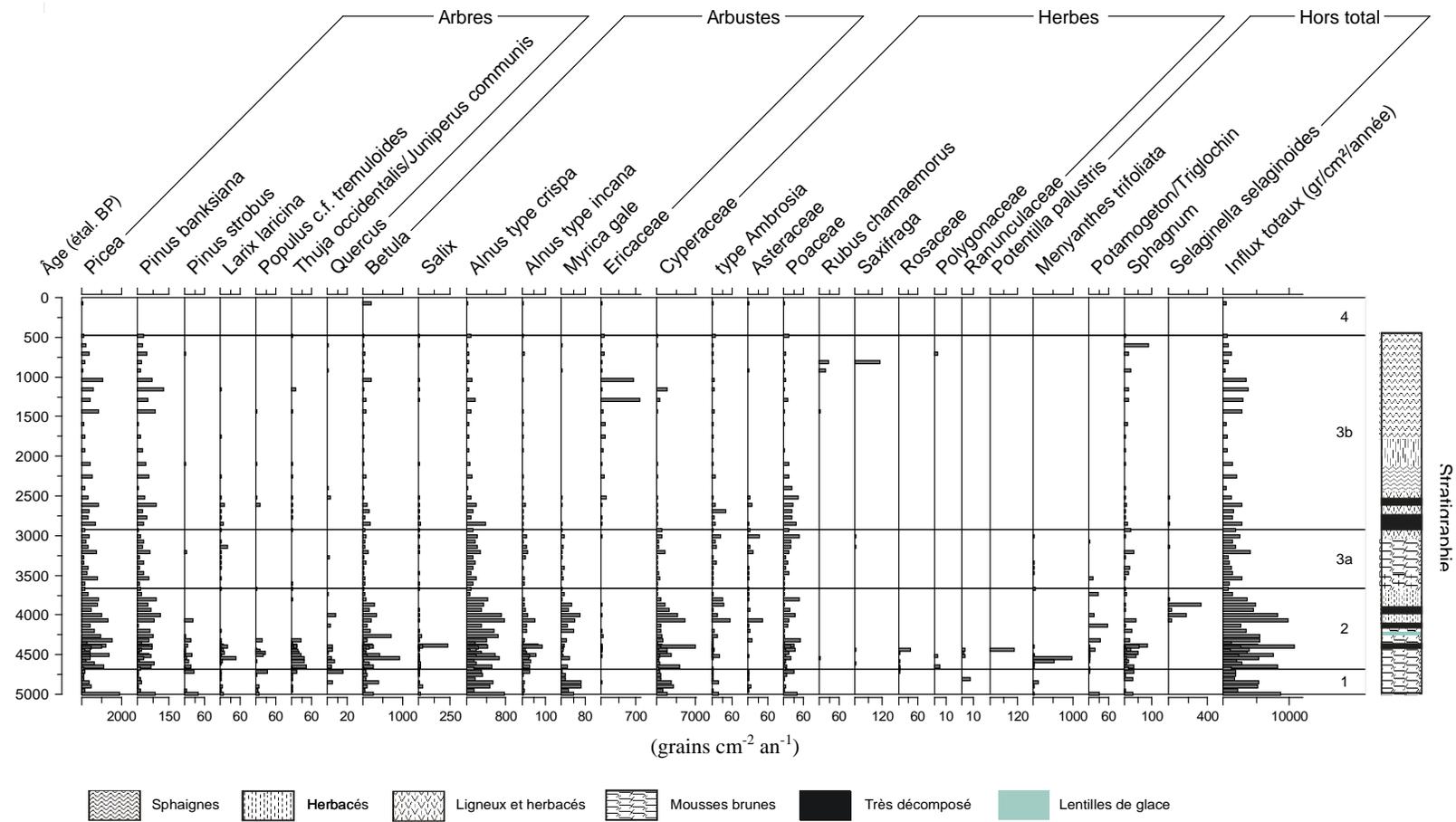


Figure 5.6 Diagramme des influx sporopolliniques (nombre de grains par cm^2 par année) des principaux taxons, profil KJU-PA.

Au niveau local, cette zone est caractérisée par la présence de *Myrica gale*, des cypéracées et de *Menyanthes trifoliata*, attestant le caractère minérotrophe du site à cette époque. Les données des macrofossiles de la tourbière (Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005) supportent cette interprétation. La présence de taxons aquatiques tels que *Menyanthes trifoliata* et *Potamogeton/Triglochin* (probablement *Potamogeton alpinus* et *Triglochin maritima*, c.f. Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005) indique la présence de secteurs d'eau libre à proximité.

Zone 2 : 240-128 cm (4680-3670 étal. BP)

Cette zone est représentée par une baisse dans les pourcentages d'*Alnus crispa*, de *Betula* et de cypéracées et par une augmentation graduelle des pourcentages de *Picea* et de *Pinus banksiana*. Elle est également caractérisée par des concentrations et des influx polliniques très élevés. La moyenne des influx pour cette section est de près de 4600 grains cm² an⁻¹, avec des valeurs maximales de plus de 8000 grains cm² an⁻¹. On trouve également les valeurs maximales d'influx des taxons *Picea*, *Pinus*, *Betula*, *Alnus* ainsi que pour la plupart des plantes herbacées, ce qui semble indiquer que cette période fut celle où le couvert forestier était le plus dense. Quelques taxons herbacés de milieu arctique sont présents (*Oxyria digyna*, *Saxifraga*) de même que des taxons de régions tempérées comme *Quercus*, ce qui atteste du caractère encore partiellement ouvert du couvert forestier qui permet l'enregistrement d'apports polliniques lointains à cette époque (Richard, 1976).

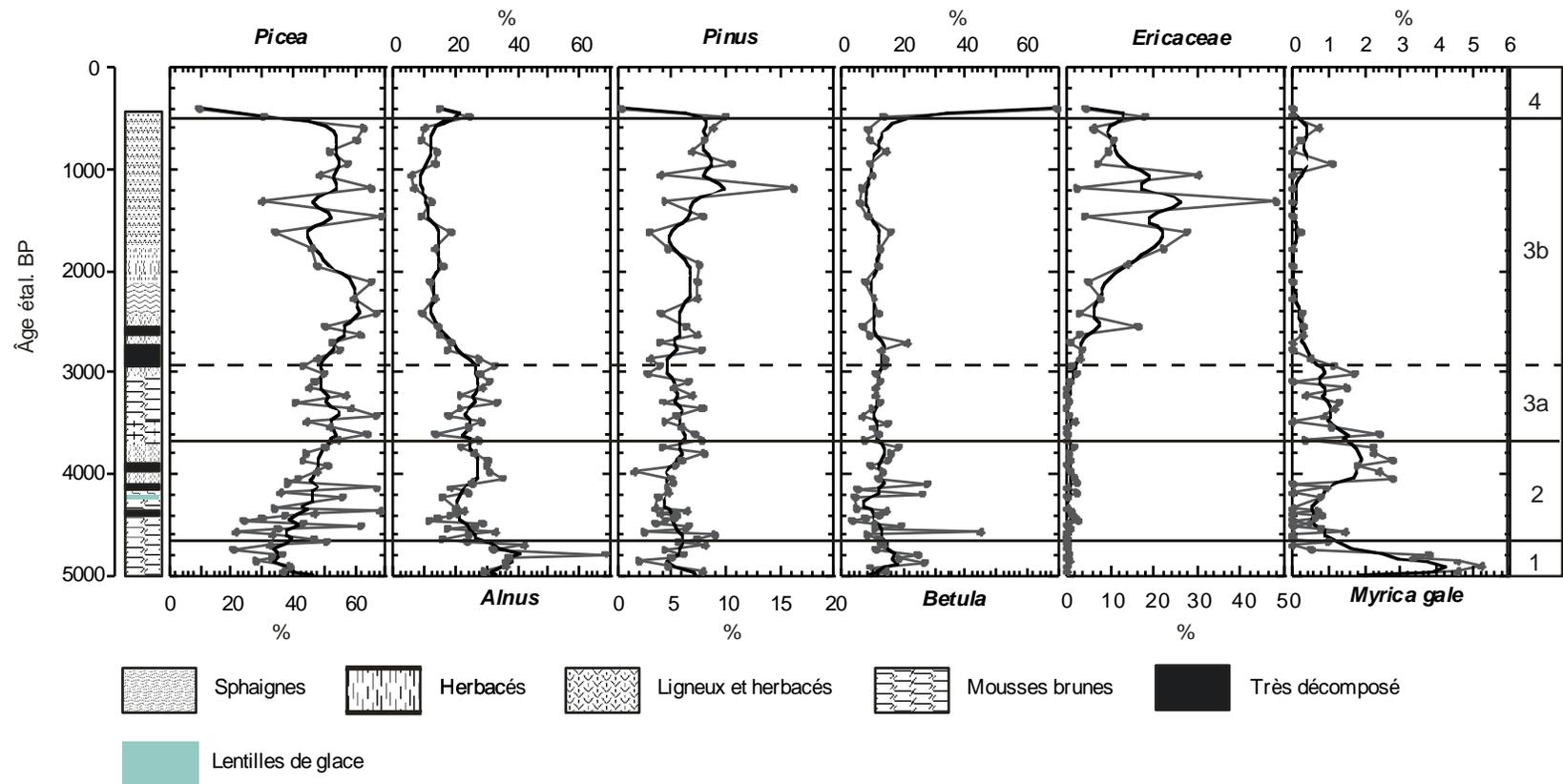


Figure 5.7 Pourcentages polliniques des principaux taxons, excluant du calcul les cypéracées. Les chiffres à droite représentent les zones polliniques identifiées dans les diagrammes (fig. 5.5 et 5.6).

Zone 3 : 128- 4 (3670-480 étal. BP)

Une importante baisse des influx polliniques survient dans cette zone avec une moyenne inférieure à 2000 grains $\text{cm}^{-2} \text{an}^{-1}$. Cette baisse est généralisée pour la plupart des taxons. Par contre, on remarque une légère ré-augmentation des influx des herbacées, notamment des *Poaceae*, vers 3200 ans BP. Cette augmentation représente peut-être l'implantation d'une flore de sous-bois synchrone à une ouverture du paysage forestier (Filion, 1984).

Au niveau local, la zone 3a est caractérisée par une dominance des cypéracées, une présence du myrique baumier et du *Larix*, attestant toujours le caractère minérotrophe du milieu. La présence de taxons aquatiques tels que *Menyanthes trifoliata*, *Potentilla palustris* et *Potamogeton/Triglochin* indique la persistance d'eau libre, particulièrement durant les périodes entre 4600-4500 ans BP et 4150-3000 ans BP. La présence du *Selaginella selaginoides* à partir de 4200 ans BP confirme également les conditions minérotrophes et relativement humides sur le site (Hitchcock *et al.*, 1969). La succession des *Paludella squarrosa* aux *Selaginella* dans le profil suggère une hausse du niveau de la nappe phréatique. La période 4680-2920 ans BP semble avoir été relativement humide, sauf entre 4500 et 4200 ans BP où des conditions locales plus sèches auraient favorisé une baisse de la nappe phréatique et la présence des *Paludella squarrosa*.

Zone 3b : 84-4 cm (2920-480 étal. BP)

Cette période voit les pourcentages des *Picea* augmenter jusqu'à 40 %, et même à plus de 60 % en ne considérant pas les cypéracées. Le genre *Pinus* augmente également (de 5 à 7 %), alors que l'aulne crispé (15 %), le bouleau (10 %) et les cypéracées diminuent. Les influx polliniques demeurent faibles, quoique ceux du *Picea* et du *Pinus* augmentent légèrement par rapport à ceux de la zone 3a. L'ouverture du paysage par un effet conjoint de l'augmentation de la fréquence des feux dans le Nord québécois et d'un climat plus froid et sec a également été suggérée par de nombreux auteurs pour cette période (Payette et Gagnon, 1985; Gajewski *et al.* 1993; Asselin et Payette, 2005). Un refroidissement du climat a en effet pu diminuer la production pollinique des arbres et arbustes sans toutefois les éliminer du paysage et le feu

fut probablement l'élément perturbateur le plus important dans l'ouverture du paysage forestier (Asselin et Payette, 2005).

La présence des éricacées augmente graduellement à partir de 2900 ans BP et atteint des valeurs maximales entre 1600 et 1000 ans BP. Cette hausse des pourcentages des éricacées diminue probablement celui des *Picea*. Leur présence fut sans doute importante localement dans la tourbière comme l'attestent les macrorestes d'*Andromeda* et de *Chamaedaphne calyculata* identifiés par Arlen-pouliot et Bhiry (2005) durant cette période. Cette augmentation des éricacées, jumelée à la diminution générale des cypéracées, du myrique baumier et du *Larix*, ainsi qu'à l'augmentation des sphaignes et l'apparition du *Rubus chamaemorus*, est interprétée comme le début du stade ombrotrophe situé entre 2900 et 1600 ans BP dans la tourbière. Après 1600 ans BP, les pourcentages et influx maximaux d'éricacées, de *Rubus* et de sphaignes confirment les conditions ombrotrophes jusqu'à la formation de la palse vers 400 ans BP.

Zone 4 : 4-0 cm (dernier 480 ans étal.BP)

La surface de la palse a été datée à 400 ans BP, et donc peu ou pas d'accumulation de tourbe ne s'est probablement produite depuis ce temps. L'augmentation des pourcentages du *Betula* dans les horizons de surface tient probablement du fait que ce taxon colonise les sommets bien drainés des palses. Les influx polliniques restent cependant très faibles.

5.2 Résultats : palse dégradée (KUJU-PD)

5.2.1 Stratigraphie, chronologie et taux d'accumulation

La majeure partie de cette section de 60 cm se compose de tourbe de sphaignes peu décomposée (fig. 5.8). Deux horizons ligneux décomposés sont présents entre 40-44 cm et 14-18 cm de profondeur. Un troisième horizon assez décomposé a été identifié à la base entre 58-59 cm. La chronologie de cette section de carotte provient de l'interpolation sédimentaire de datations au radiocarbone et au ^{210}Pb effectuées sur la carotte KUJU-PD2 dans le cadre du mémoire de Lamarre (2010). Cette carotte a été échantillonnée la même journée et à environ un mètre de distance de la carotte KUJU-PD. La stratigraphie est très similaire entre les deux carottes, de même que les valeurs de densité sèche. Les résultats de la reconstitution des conditions hydroclimatiques et ceux du $\delta^{18}\text{O}$ des sphaignes ont permis une correspondance chronologique entre les deux carottes. Le tableau 5.2 présente les datations obtenues de la surface jusqu'à 60 cm de profondeur par Lamarre (2010) dans la carotte KUJU-PD2 et les niveaux associés pour la carotte KUJU-PD.

Le modèle d'âge-profondeur présente des variations importantes du taux d'accumulation sédimentaire (fig. 5.9). Une accumulation de 0,42 mm par année a été établie pour la période entre 1446 et 1374 ans BP (61,5-58,5 cm de profondeur), en accord avec l'accumulation de la période antérieure à cet endroit présentée par Lamarre (2010). À partir de 1370 ans BP, le taux d'accumulation a diminué à 0,21 mm/année jusqu'à 663 ans BP (58,5-43,5 cm de profondeur). Au niveau de la stratigraphie, cette période est caractérisée par une dominance de fragments herbacés et ligneux fortement décomposés, ce qui peut expliquer les faibles valeurs d'accumulation. Entre 660 et 79 étal. BP (43,5-18,5 cm de profondeur), les taux d'accumulation ont augmenté (0,46 et 0,49 mm/année), suivis d'une diminution entre 79 et -5 étal. BP (18,5-16,5 cm de profondeur), aussi associée à un horizon ligneux très décomposé. Les 52 dernières années (16,5 cm à la surface) présentent un taux d'accumulation moyen de 3,13 mm/année, avec des accumulations particulièrement élevées entre - 37 et - 48 ans BP de 7,69 à 6,01 mm/année.

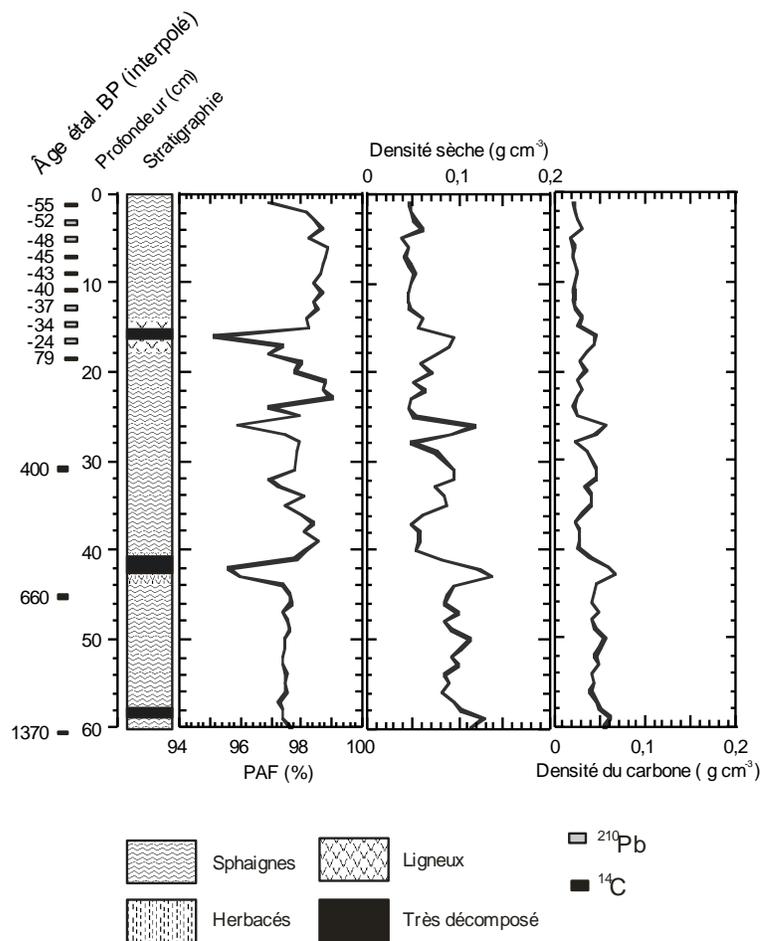


Figure 5.8 Stratigraphie de la tourbe, résultats de la perte au feu à 550°C, densité sèche et densité du carbone, carotte KUJU-PD. Les âges présentés proviennent de Lamarre (2010) (tab. 5.2).

L'analyse de la perte au feu indique quelques variations au niveau de la densité sèche du matériel et de la teneur en carbone (fig. 5.8). Les valeurs comprises entre 60-40 cm de profondeur (soit environ 1400 à 600 ans BP), sont les plus élevées et semblent correspondre

Tableau 5.2 Âges ^{14}C conventionnels et étalonnés et âges ^{210}Pb de la carotte KUJU-PD2 (Lamarre, 2010) et profondeurs correspondantes de la carotte KUJU-PD.

Profondeur (cm)	Méthode	Matériel	Âge conventionnel	Intervalle	Âge étalonnée BP	Numéro de labo.	Profondeur correspondante KUJU-PD
0-1	^{210}Pb	Tourbe	2,8	2,6-3	-55	GEOTOP	0,5
2-3	^{210}Pb	Tourbe	6,5	6,1-7,1	-52	GEOTOP	2,5
4-5	^{210}Pb	Tourbe	9,8	9,2-10,8	-48	GEOTOP	4,5
6-7	^{210}Pb	Tourbe	12,8	11,9-14	-45	GEOTOP	6,5
8-9	^{210}Pb	Tourbe	15,4	14,3-17,1	-43	GEOTOP	8,5
10-11	^{210}Pb	Tourbe	18,1	16,7-20,1	-40	GEOTOP	10,5
12-13	^{210}Pb	Tourbe	20,7	19,1-23,2	-37	GEOTOP	12,5
14-15	^{210}Pb	Tourbe	33,6	30,4-38,9	-24	GEOTOP	14,5
16-17	^{210}Pb	Tourbe	52,7	45,8-66,1	-5	GEOTOP	16,5
18-19	^{210}Pb	Tourbe	136,5	85-	79	GEOTOP	18,5
30-31	^{14}C	Sphaigne	285 ± 25	355-437	400	UCIAMS-67518	31,5
43-44	^{14}C	Sphaigne	695 ± 25	644-682	660	UCIAMS-73853	45,5
58-59	^{14}C	Fragments de feuille de <i>Larix</i> et d'éricacés	1510 ± 30	1321-1427	1370	UCIAMS-67519	60,5
61-62	^{14}C	Fragments de feuille de <i>Larix</i>	1550 ± 35	1366-1526	1450	UCIAMS-67520	

aux valeurs associées à la même période de temps dans la carotte KUJU-PA (fig. 5.1). Les valeurs entre 16 cm de profondeur et la surface sont comprises entre 0,02 et 0,03 g C cm⁻³, ce qui est similaire aux valeurs du sommet de la palse active (KUJU-PA). Les valeurs les plus élevées correspondent en général aux niveaux comportant du matériel ligneux très décomposé. Le taux d'accumulation apparent du carbone varie de 7,9 g C m² an⁻¹ entre 79 et - 5 étal. BP à 85,5 g C m² an⁻¹ depuis - 5 ans étal. BP (fig. 5.10), associé à l'acrotelme. Les périodes 1450-1370 ans BP et 660-79 ans BP ont des taux d'accumulation moyens compris entre 19 et 16 g C m² an⁻¹, alors que la période 1370-660 présente un taux plus faible équivalent à 10 g C m² an⁻¹.

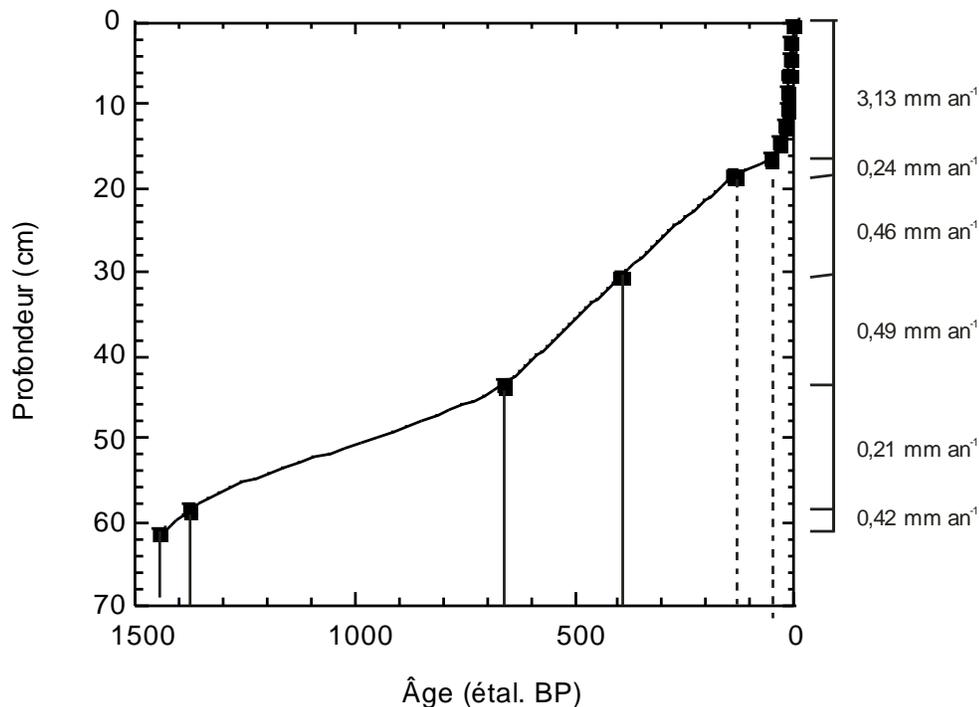


Figure 5.9 Modèle d'âge-profondeur et taux d'accumulation de la tourbe pour les 61 premiers cm de la carotte KUJU-PD2 (Lamarre, 2010).

5.2.2 Composition isotopique ^{18}O de la cellulose des bryophytes

Les analyses du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose pour cette carotte ont été faites exclusivement sur des tiges de sphaignes puisque le matériel était disponible. Les valeurs sont comprises entre 20,23 et 16,46 ‰ vs V-SMOW (fig. 5.11). Elles sont relativement stables entre 1400 et 700 ans BP (60 à 45 cm) avec des valeurs variant entre 19 et 20 ‰, et chutent vers 600 ans BP (à ~ 40 cm) autour de 17 ‰. Une remontée des valeurs est ensuite enregistrée de nouveau jusqu'à 19,7 ‰ vers 330 ans BP (entre 28 et 26 cm), puis une seconde diminution marque la période allant de

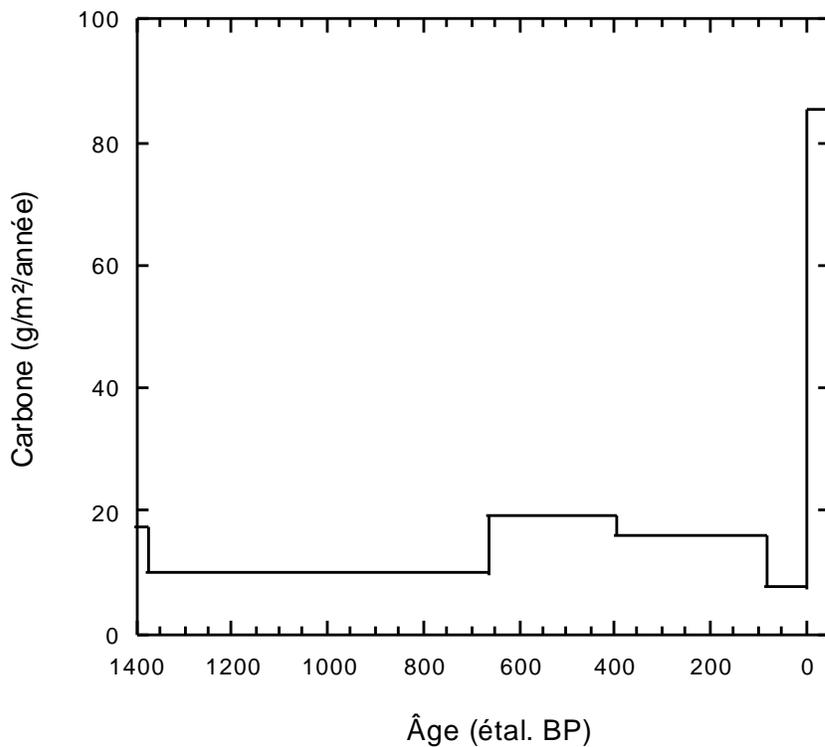


Figure 5.10 Taux d'accumulation apparent du carbone, à long terme et récent, de la carotte KUUU-PD (entre 1400 ans BP et l'actuel).

270 à 0 ans BP environ (de 25 à 16 cm). Depuis les derniers 50 ans (de 16 cm à la surface), les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ enregistrées par les sphaignes sont comprises entre 18,4 et 19,5 ‰.

Les données de profondeur de la nappe phréatique, correspondantes aux résultats de l'analyse des assemblages de thécamibes réalisée par Lamarre (2010) sur le profil KUUU-PD2, présentent une concordance avec celles du $\delta^{18}\text{O}$ pour le même segment stratigraphique

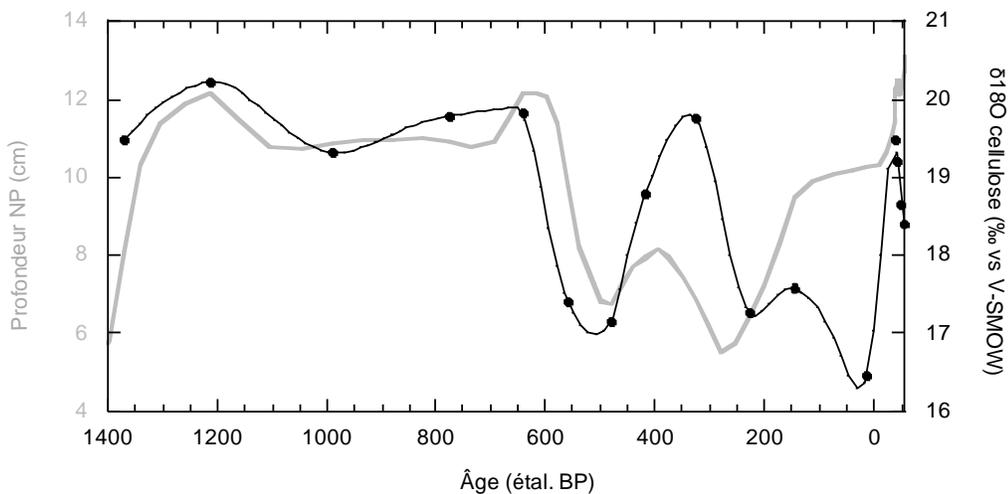


Figure 5.11 Composition du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des sphaignes (noir) pour la carotte KUJU-PD et profondeur de la nappe phréatique inférée par les assemblages de thécamibes (gris) pour la carotte KUJU-PD2 (Lamarre, 2010). L'incertitude analytique est de $\pm 0,2\text{ ‰}$.

(fig. 5.11). Lorsque la nappe phréatique est basse, les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ des sphaignes sont élevées, alors qu'elles diminuent lorsque le niveau de la nappe phréatique augmente.

Ces variations synchrones entre le $\delta^{18}\text{O}$ et la position de la nappe phréatique concordent avec les résultats présentés au chapitre 4, qui montrent une hausse des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ sur les buttes par rapport aux dépressions.

5.2.3 Interprétation des données polliniques

Tout comme pour la carotte KUJU-PA, les pourcentages et les influx polliniques ont été calculés sur la carotte KUJU-PD. Les résultats présentent trois zones selon les assemblages et les valeurs de pourcentages et d'influx des principaux taxons (fig. 5.12). Un diagramme d'influx complet des taxons identifiés à au moins deux reprises est présenté en annexe D.

Zone 1 : 60-44 cm (1400-690 étal. BP)

La zone 1 est caractérisée par des pourcentages de *Picea* autour de 40 % et des pourcentages de *Betula* et d'*Alnus* en dessous de 10 %. Comme dans le cas de la carotte KUJU-PA, les forts pourcentages des cypéracées, probablement d'origine locale, font diminuer les pourcentages des autres taxons. Les pourcentages et influx de *Picea* sont similaires à ceux enregistrés durant la même période de temps dans la carotte KUJU-PA, ce qui vient renforcer l'hypothèse d'un couvert forestier ouvert de type pessière.

Au niveau local, les éricacées, les cypéracées et *Rubus chamaemorus* sont présents dans la tourbière. *Rubus* présente un maximum d'influx et de pourcentages dans cette zone, ce qui pourrait être associé à des conditions de butte avec une nappe phréatique plutôt basse (Lamarre, 2010). Les concentrations polliniques élevées sont probablement influencées par un faible taux d'accumulation durant cette période (0,21 mm/année entre 43,5 et 58,5 cm de profondeur, KUJU-PD2).

Zone 2 : 44-20 cm (690-140 étal. BP)

La zone 2 présente une baisse des pourcentages de *Picea* et une augmentation des pourcentages de *Betula* et de cypéracées. Les espèces *T. occidentalis*/*J. communis* apparaissent également durant cette période, autant dans les pourcentages que dans les influx. Ces valeurs, qui correspondent dans la chronologie à la période du Petit Âge

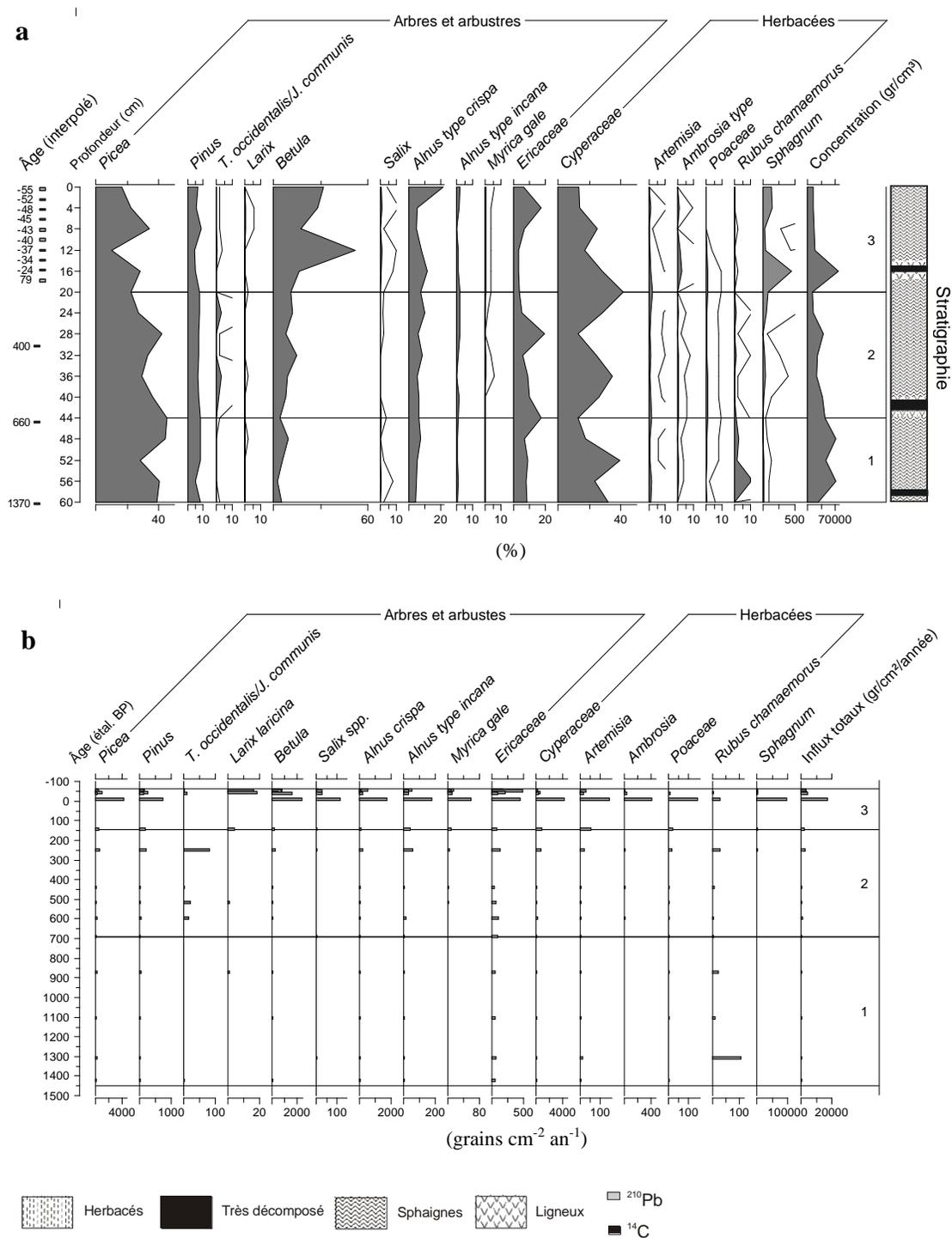


Figure 5.12 Diagramme sporopollinique de la carotte KUJU-PD. a) Concentrations polliniques et pourcentages, b) influx polliniques (grains/cm²/année). Les lignes dans les courbes de pourcentages indiquent une exagération de 10x. Les âges sont interpolés de Lamarre (2010) (tab. 5.2).

Glaciaire, laissent supposer le développement d'une végétation de type arbustive plus importante dominée par le *Betula*.

Au niveau local, les sphaignes sont de plus en plus présentes dans le paysage végétal. L'augmentation des cypéracées et du myrique baumier laisse également supposer des conditions locales plus humides sur la tourbière, peut-être la formation de mares de thermokarst.

Zone 3 : 20-0 cm (140 étal. BP à aujourd'hui)

Selon les résultats des datations effectuées, le taux d'accumulation de la tourbe aurait significativement baissé entre 18,5 et 16,5 cm environ, ce qui correspond à la période de temps entre 79 et -5 ans étal. BP. Un arrêt de l'accumulation est également envisageable. Cette baisse et/ou absence d'accumulation est confirmée dans les données d'influx pollinique à 16 cm de profondeur, qui sont anormalement élevées (18 000 grains/cm²/année). Au niveau régional, les pourcentages polliniques indiquent des valeurs minimales de *Picea* et une augmentation du *Betula* et de *Alnus crispa*, mais les influx augmentent pour tous les taxons, ce qui indique une certaine reprise du couvert forestier (Richard, 1976; Gajewski, 1991).

Au niveau local, les taxons présents (éricacées, cypéracées et sphaignes) représentent l'assemblage végétal moderne de la tourbière à palses ceinturée d'une bordure minérotrophe. Les influx polliniques demeurent élevés tout au long de cette période par rapport aux zones 1 et 2, alors que le taux d'accumulation est très élevé, ce qui suggère une potentielle augmentation récente de la pluie pollinique. Cette dernière pourrait être induite par le passage d'une végétation arbustive plus faible productrice de pollen à une végétation dominée par des espèces plus grandes productrices polliniques, de même que par le réchauffement climatique moderne enregistré depuis les années 1950 dans les écosystèmes nordiques (Payette *et al.* 2004).

5.3 Discussion

5.3.1 Changements climatiques et développement du pergélisol

La mise en commun des divers indicateurs employés dans cette étude permet d'interpréter le développement de la tourbière en relation avec les variations climatiques (facteurs allogènes) et l'évolution du bassin tourbeux (facteurs autogènes). L'historique du développement de cette tourbière ayant déjà été fait par Arlen-Pouliot et Bhiry (2005) à partir de l'étude des macrorestes végétaux, nous mettrons l'emphase sur les aspects complémentaires et/ou divergents, ainsi que sur les spécificités des indicateurs isotopiques, polliniques et de la stratigraphie. Le tableau de la figure 5.13 présente une synthèse des principaux événements locaux et régionaux associés aux variations climatiques holocènes dans la région étudiée.

Selon les résultats de l'analyse pollinique réalisée sur la carotte de la palse, il y a 5000 ans BP dans la région de Kuujuarapik, la végétation régionale était de type toundra forestière. Ces résultats sont supportés par les travaux de Gajewski *et al.* (1993), Payette et Gagnon (1985) et Richard *et al.* (1982) pour la région subarctique du Québec. La toundra forestière aurait ensuite été en graduelle afforestation jusqu'à environ 3000 ans étal. BP et est associée au réchauffement mi-holocène enregistré entre 5000 et 3500 ans étal. BP (Gajewski *et al.*, 2000; Mayewski *et al.*, 2004; Viau *et al.*, 2006). Une ouverture du paysage végétal se serait ensuite produite au Québec suite au refroidissement du Néoglaciare tel que confirmé dans les données polliniques (Heim, 1976; Richard *et al.* 1982; Payette et Gagnon, 1985; Gajewski, 1987; Gajewski *et al.* 1993), l'activité dunaire (Filion, 1984), le niveau d'eau des lacs (Payette et Filion, 1993; Miousse *et al.*, 2003) et l'accrétion du pergélisol (Allard et Seguin, 1987). Le refroidissement du climat a été démontré par une baisse des influx polliniques vers 3700 ans BP, baisse également observée par Allard et Séguin (1987) durant la même période. Nos résultats suggèrent cependant la persistance d'un couvert de type pessière, telle que mentionnée par Miousse *et al.* (2003) pour la même région. Il semble que le refroidissement néoglaciare ait affecté la reproduction du *Picea*, mais leur densité dans le

Âge (étal. BP)	Local		Régional	Climat
	0	Palse - Arrêt d'accumulation	NP haute - Valeurs ^{18}O - Thécambes	Toundra forestière - Diminution des % de <i>Picea</i> - Augmentation des % de <i>Alnus</i>
1000	Bog - Augmentation des éricacées et des sphaignes - <i>R. chamaemorus</i> - Valeurs maximales du ^{18}O	NP basse - Augmentation des valeurs ^{18}O	Ouverture de la pessière - Baisse des influx polliniques	Refroidissement néoglaciare - Baisse de l'accumulation sédimentaire
2000	Transition fen-bog - Apparition des éricacées - Diminution des cypéracées	- Assemblages de thécambes (Lamarre, 2010) - Macrorestes (Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005)		
3000	Fen - <i>Drepanocladus</i> - Herbacées - Taxons polliniques <i>Myrica gale</i> Cyperaceae <i>M. trifoliata</i>	NP haute - ^{18}O faibles - Taxons aquatiques - Macrorestes (Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005)	Couvert forestier dense - Augmentation graduelle des pourcentages de <i>Picea</i> - Diminution des pourcentages de <i>Alnus</i> et <i>Betula</i> .	Réchauffement mi-holocène - Afforestation - Taux d'accumulation sédimentaires élevés
4000		NP basse - ^{18}O		
		NP haute		
		NP basse - Thécambes (Lamarre, 2010)		
5000			Afforestation	

Figure 5.13 Tableau synthèse des changements locaux (NP : Nappe Phréatique) et régionaux de la végétation et du climat à partir de l'analyse multi-indicateurs d'une tourbière près de Kuujjuarapik. Les indicateurs en noir proviennent de cette étude et ceux en gris de la littérature disponible.

paysage aurait aussi été influencée par une augmentation de la fréquence des feux (Nichols, 1972; Gagnon et Payette, 1985; Payette et Gagnon, 1985; Gajewski *et al.*, 1993; Asselin et Payette, 2005). L'ouverture du paysage forestier ne serait donc pas synchrone dans le temps dans le Nord du Québec.

Le développement de la tourbière reconstitué dans la présente étude est similaire à celui décrit par Arlen-Pouliot et Bhiry (2005), soit d'abord une période de fen riche suivant immédiatement le retrait des eaux de la mer de Tyrrell, puis une transition minérotrophe-ombrotrophe entre 2900 et 1600 ans BP, et le développement d'une tourbière ombrotrophe jusqu'à la formation de la palse vers 400 ans BP. Cette séquence fen-bog-palse est observée

dans de nombreuses études portant sur les tourbières pergélisolées, tant au Québec (Couillard et Payette, 1985; Lavoie et Payette, 1995; Zimmerman et Lavoie, 2001; Bhiry et Robert, 2006; Bhiry *et al.* 2007), que dans l'Ouest canadien (Zoltai, 1993; Vardy *et al.*, 1997, 1998, 2005; Dredge et Mott, 2003; Kuhry, 2008; Sannel et Kuhry, 2008, 2009) et en Europe (Jasinski *et al.*, 1998; Blyakharchuk et Sulerzhitsky, 1999; Oksanen *et al.*, 2001, 2003; Oksanen, 2006).

Les résultats des analyses du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des bryophytes semblent varier de façon synchrone aux changements des conditions trophiques (fen-bog-palse) de la tourbière : les valeurs sont minimales en début d'accumulation, puis augmentent graduellement jusqu'au début de la période ombrotrophe. Comme les environnements minérotrophes sont caractérisés par une nappe phréatique enrichie d'apports minéraux extra-locaux et que la composition isotopique du $\delta^{18}\text{O}$ des bryophytes est en partie contrôlée par la position de la nappe phréatique (voir chapitre 4), les variations du $\delta^{18}\text{O}$ dans la carotte KUJU-PA semblent donc témoigner dans le temps de la transformation fen/bog. Les valeurs très élevées entre 4480-4340 ans BP, correspondant à la séquence de *Paludella squarrosa* et à un taux d'accumulation maximal, pourraient être associées à une légère baisse de la nappe phréatique favorisée par un climat plus chaud et sec. Cette hypothèse est soutenue par des enregistrements similaires de taux d'accumulations élevés durant cette période de temps dans d'autres tourbières nordiques (Allard et Seguin, 1987; Lavoie et Payette, 1995; Vardy *et al.*, 2000; Beaulieu-Audy *et al.*, 2009) et par des bas niveaux lacustres (Miousse *et al.* 2003). Booth *et al.* (2005) suggèrent également, à partir d'une revue de la littérature exhaustive, un épisode de sécheresse généralisé dans l'hémisphère nord qui aurait sévi entre 4,3 et 4,1 ka BP. Par contre, *Paludella squarrosa* est une espèce qui croit en coussins épais (Cooper, 1991), ce qui pourrait induire des conditions locales de nappe phréatique basse et non représentative de l'ensemble de la tourbière.

La succession fen-bog dans la tourbière correspond également à la fin de la période chaude mi-holocène et au début du refroidissement enregistré entre 3700 et 3000 ans BP en milieu arctique et subarctique (Couillard et Payette, 1985; Lavoie et Payette, 1995; Oksanen *et al.*, 2001, 2003; Vardy, 2005; Bhiry et Robert, 2006; Oksanen, 2006; Bhiry *et al.*, 2007). La succession fen-bog dans le temps est généralement interprétée comme une dynamique

autogène induite par l'accumulation de matière organique qui isole progressivement la végétation de la nappe phréatique locale (Payette et Rochefort, 2001). Le fait que plusieurs tourbières à pergélisol aient enregistré ce passage au cours de la même période de temps, associée à un refroidissement général du climat, indique probablement que le passage à des conditions climatiques plus froides a induit dans le secteur 1) le passage à des conditions ombrotrophes favorisant le développement du pergélisol à cause du caractère isolant de la sphaigne (Zoltai, 1993; Blyakharchuk et Sulerzhitsky, 1999; Zimmermann et Lavoie, 2001; Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005; Kuhry, 2008) ou 2) la formation du pergélisol favorisant l'implantation d'une végétation de type ombrotrophe en soulevant la tourbe et en isolant la nappe phréatique (Jasinski *et al.*, 1998; Vardy *et al.*, 1998; Oksanen *et al.*, 2001, 2003; Oksanen, 2006).

Notre étude ne permet pas de trancher la question, par contre, l'augmentation à partir de 3000 ans BP des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ des sphaignes et les valeurs très élevées à partir de 1800 ans BP (fig. 5.1.4) pourraient indiquer l'isolement rapide des mousses de la nappe phréatique par l'effet d'un début de croissance du pergélisol. Même si le sommet de la palse est daté à 400 ans BP, il est possible que le pergélisol ait été actif bien avant cette date, et ce, sans favoriser d'arrêt d'accumulation de la tourbe (Kuhry, 2008). D'ailleurs, la plupart des études en milieu subarctique et arctique au Québec indiquent des périodes de développement du pergélisol variables à l'intérieur d'une même tourbière, et ce, dès 3670 ans BP (Allard et Séguin, 1987; Bhiry et Robert, 2006; Bhiry *et al.* 2007). Couillard et Payette (1985) ont démontré que les pases d'un site près de la rivière aux Feuilles, au Nouveau-Québec, n'ont pas toutes le même âge et que le pergélisol aurait commencé dès 3200 *étal.* BP, alors que Gahé *et al.* (1987), dans la région de la baie d'Ungava, ont mentionné un début du pergélisol de plateau palsique vers 1800 *étal.* BP. Les conditions climatiques propices à un développement de pergélisol dans les tourbières, soit un climat froid et sec (Matthews *et al.*, 1997; Payette et Delwaide, 2000; Kuhry, 2008), auraient donc pu être mis en place dès 3000 ans *étal.* BP dans la région. La diminution du taux d'accumulation durant cette période supporterait également cette hypothèse de même que la présence de matériel ligneux entre 3000 et 2400 ans *étal.* BP (Camill, 1999; Camill *et al.*, 2001), deux indices suggérant un assèchement de la tourbe par une baisse de la nappe phréatique engendrée par la persistance de la glace. Cette hypothèse de la présence du pergélisol avant le Petit Âge Glaciaire dans la

région est également supportée par la hausse des influx polliniques entre 1400 et 1100 ans étal. BP dans la carotte KUJU-PA. Le fait que les influx d'à peu près tous les taxons aient augmenté de façon simultanée, et ce, durant une période de faible accumulation sédimentaire, le tout jumelé aux valeurs élevées du $\delta^{18}\text{O}$ et à l'implantation des sphaignes, supporte l'idée du développement du pergélisol antérieur au PAG. Par contre, il n'est pas exclu que les indices énumérés précédemment soient le produit d'autres facteurs autogènes inhérents au développement de la tourbière. L'hypothèse ici développée d'une arrivée rapide du pergélisol dans la région reste sujette à discussion et laisse une ouverture pour une étude plus poussée sur le sujet.

La formation de pergélisol est également visible dans la carotte KUJU-PD, particulièrement par la hausse exceptionnelle des influx polliniques vers 136 ans avant l'actuel et par la diminution du taux d'accumulation qui indiquent probablement un arrêt de l'accumulation organique. Ce niveau correspond également à la présence de matériel ligneux très décomposé, typique de la surface de palses ou plateaux palsiques très secs, et à une baisse du niveau de la nappe phréatique. Par contre, les valeurs plutôt faibles du $\delta^{18}\text{O}$ n'indiquent pas de baisse de la nappe phréatique, mais elles pourraient dans ce cas-ci représenter une baisse des précipitations d'été (chapitre 4), ce qui concorde avec une baisse observée du niveau de certains lacs dans le Nord du Québec au PAG (Payette et Fillion, 1993; Miousse *et al.*, 2003). Le soulèvement maximal de cette section de la tourbière par le pergélisol aurait donc été postérieur à celui de la palse KUJU-PA, et probablement jamais aussi élevé étant donné l'absence de perturbation dans les horizons stratigraphiques. Un niveau de matériel ligneux et très décomposé aux environs de 600 ans BP, de même qu'un taux d'accumulation sédimentaire très lent entre 1370 et 660 ans BP (0,21 mm/année) et un bas niveau de la nappe phréatique pourrait supporter l'hypothèse de la présence du pergélisol durant cette période, ce qui serait en accord avec la carotte KUJU-PA, ainsi qu'avec le début de la formation du pergélisol daté à 1600 BP dans la région par Bhiry et Robert (2006), de même qu'avec les périodes particulièrement favorables au développement du pergélisol dans le Nord du Québec définies par Allard et Séguin (1987), soit entre 1650-1050 BP et 650-200 BP.

5.3.2 Dégélation du pergélisol et reprise végétale

La dégradation actuelle du pergélisol dans le secteur de Kuujjuarapik est visuellement éloquente, avec la présence de plusieurs mares de thermokarst adjacentes aux palses ainsi qu'à l'effondrement latéral de gros blocs de tourbe. La carotte KUJU-PD suggère une fonte du pergélisol et une reprise végétale subséquente aux alentours de 1950. Dans le Nord du Québec, la fonte du pergélisol dans les tourbières aurait commencé dès la fin du 19^e siècle (Laprise et Payette, 1988), mais c'est surtout au milieu du 20^e siècle que la fonte se serait intensifiée et répandue (Laprise et Payette, 1988; Laberge et Payette, 1995; Payette *et al.*, 2004; Thibault et Payette, 2009), résultat du réchauffement climatique récent comme l'atteste la fonte du pergélisol dans plusieurs autres régions du monde (Matthews *et al.*, 1997; Vitt *et al.*, 2000; Beilman *et al.*, 2001; Luoto et Seppala, 2003; Camill, 2005). La reprise végétale suite à la fonte du pergélisol dans la carotte KUJU-PD est caractérisée par une végétation quasi exclusive de sphaignes, un taux d'accumulation extrêmement rapide de l'acrotelme (3,13 mm/année) et un bas niveau de la nappe phréatique. La valeur très basse du $\delta^{18}\text{O}$ aux environs de 0 an BP pourrait être due à la présence de l'eau de fonte de la palse et à un environnement de dépression/platière représentatif de la succession végétale après la fonte du pergélisol (Turetsky *et al.* 2000; Camill, 2001; Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005). La surface de la carotte KUJU-PD correspond à un environnement de petites buttes de *Sphagnum fuscum* colonisées par *Betula glandulosa*, *Ledum groenlandicum* et *Rubus chamaemorus*, témoignant de conditions plutôt sèches. Plusieurs autres études ont montré une hausse du taux d'accumulation lors de la reprise végétale suite à la fonte du pergélisol (Robinson et Moore, 2000; Turetsky *et al.*, 2000; Vitt *et al.*, 2000; Camill *et al.*, 2001), principalement associée au changement du type de végétation induit de la disponibilité en eau (ligneux vers sphaignes) et aux conditions climatiques favorables à la productivité végétale (quantité de précipitations et température).

5.3.3 Dynamique du carbone

La dynamique de la séquestration et des émissions de carbone à la surface d'une tourbière à paises est complexe. De façon générale, une tourbière emmagasine plus de carbone sous forme de matière organique qu'elle n'en relâche sous forme de CO₂ et de CH₄ (Gorham, 1991; Francez, 2000). Dans une tourbière à paises, le pergélisol empêche la décomposition du matériel organique gelé, de même que l'accumulation organique. Le taux d'accumulation à long terme du carbone (LORCA) de la carotte de la paise de 18,5 g C m² an⁻¹ est équivalent à ceux présentés par Vardy *et al.* (2000) dans l'Ouest canadien ainsi que Turunen *et al.* (2002) et Oksanen *et al.* (2003, 2006) en Europe. À l'échelle du Québec nordique, le LORCA de la paise étudiée est plus faible que ceux reconstitués dans les régions de La Grande, à la Baie James (Garneau *et al.*, en prép.), mais plus élevé que ceux de tourbières minérotrophes à LaForge et plus élevé ou égal à des tourbières ombrotrophes de la région d'Eastmain (Loisel et Garneau, 2010; van Bellen *et al.*, soumis; Garneau *et al.*, en prép.). Par contre, plusieurs sites de la Baie James ont enregistré une hausse de l'accumulation du carbone aux environs de 1000 ans BP, ce qui n'est pas le cas des carottes KUJU-PA. L'absence d'une telle augmentation entre 1000 et 400 ans BP est peut-être associée au ralentissement de l'accumulation organique, mais également à la décomposition rapide en surface de la paise induite par les conditions plus sèches. En effet, certaines études ont enregistré des taux d'émissions de CO₂ plus élevés à la surface des paises que dans les endroits sans pergélisol (Turetsky *et al.*, 2007; Dorrepaal *et al.*, 2009), ce qui supporte l'idée d'une décomposition active.

Oksanen (2006) a calculé un LORCA de 9 g C m² an⁻¹ pour le taux d'accumulation net du mollisol d'une paise, ce qui correspond à la valeur de 10 g C m² an⁻¹ entre 1200 et 400 ans BP de la carotte KUJU-PA et des valeurs de 10 et 7,9 g C m² an⁻¹ entre 1370-660 et 140-50 ans BP de la carotte KUJU-PD, et renforce l'hypothèse de la présence d'épisodes froids et probablement de pergélisol durant ces périodes.

5.3.4 La pertinence du $\delta^{18}\text{O}$ des bryophytes comme indicateur climatique

Les résultats des échantillons de surface présentés au chapitre 4 indiquent que les valeurs de la composition isotopique de l'oxygène des bryophytes dans les tourbières varient selon le biotope, autrement dit, selon la source d'eau qui les alimente. Dans une même tourbière, les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ des buttes sont plus élevées que celle des dépressions, car l'eau provient uniquement des précipitations d'été récentes, alors que celle utilisée par les mousses de dépressions provient de la nappe phréatique. Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte KUJU-PD, comparées aux valeurs de la position de la nappe phréatique inférée de l'analyse des thécamibes (Lamarre, 2010), supportent cette observation par des variations synchrones des deux paléo-indicateurs. Daley *et al.* (2010) ont également mentionné une concordance entre les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ des sphaignes et les variations de la nappe phréatique d'une tourbière du nord de l'Angleterre. Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des bryophytes seraient donc un indicateur d'humidité en premier lieu. Selon Charman *et al.* (2009), la position de la nappe phréatique dans les tourbières serait le résultat du déficit annuel en eau, soit la quantité de précipitations moins l'évaporation au cours d'une année. Le $\delta^{18}\text{O}$ des mousses serait donc représentatif du déficit annuel, où les paramètres de températures et de quantité de précipitations qui en sont responsables sont difficiles, voire impossibles à isoler à partir de matériel fossile.

Dans le cadre de cette étude, l'utilisation de l'indicateur isotopique $\delta^{18}\text{O}$ aura permis de supporter les hypothèses sur les changements trophiques et hydroclimatiques au sein de la tourbière, comme l'ombrotrophisation du site et l'accrétion du pergélisol. Les résultats des régressions entre les $\delta^{18}\text{O}$ de surface et les paramètres météorologiques ont également permis d'entrevoir un possible contrôle des températures sur la composition isotopique de l'eau des dépressions, et de la quantité de précipitations en été sur celle de l'eau des buttes. Malheureusement, le petit nombre de sites inclus dans ces régressions nous oblige à être prudents dans l'interprétation du contrôle climatique sur la composition isotopique de l'oxygène des bryophytes. De plus, une telle interprétation nécessiterait obligatoirement une analyse des macrorestes afin de déterminer la nature du biotope associé à la mousse analysée. Le niveau de la nappe phréatique inféré de l'analyse des thécamibes serait

également un indicateur complémentaire nécessaire, en ce sens qu'elle permettrait de reconstituer les variations non similaires avec les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$, et donc possiblement d'interpréter ces différences en terme climatique.

Dans la carotte KUJU-PA, les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ entre 5000 et 4400 ans BP augmentent graduellement, ce qui pourrait être interprété comme une hausse de la température moyenne annuelle, car l'analyse macrofossile indique un environnement minérotrophe stable. Par contre, le reste de la carotte indique des changements stratigraphiques et polliniques importants, ce qui rend l'interprétation climatique à partir des résultats du $\delta^{18}\text{O}$ particulièrement hasardeuse. De fait, aucun refroidissement n'est perçu par les données $\delta^{18}\text{O}$ suite à la période chaude mi-holocène, ni de réchauffement à l'époque médiévale. L'analyse du $\delta^{18}\text{O}$ à des fins de reconstitutions paléoenvironnementales semble donc plus utile dans l'interprétation des changements topographiques et hydrologiques dans la tourbière que pour retracer des conditions climatiques précises, notamment les températures.

5.3.5 Synthèse

L'histoire du développement de la végétation régionale établie par les résultats de cette étude est en accord avec les résultats des travaux antérieurs pour la période mi-holocène à l'actuel (Heim, 1976; Richard *et al.* 1982; Filion, 1984; Payette et Gagnon, 1985; Gajewski, 1987; Gajewski *et al.* 1993). Suite à la déglaciation, le territoire a été colonisé par une végétation de toundra forestière, à laquelle a succédé une phase d'afforestation favorisant le développement d'une forêt de type pessière. Une ouverture du paysage forestier suite à la dégradation climatique du néoglaciale a ensuite été enregistrée dans la région, suggérée par la baisse importante des influx polliniques observée. Au niveau local, le développement de la tourbière interprété par Arlen-Pouliot et Bhiry (2005), soit une première phase minérotrophe suivie de l'ombrotrophisation du site vers 1700 ans BP, puis de la formation des palses au PAG, est conforme à nos résultats. Les résultats de l'analyse pollinique, du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des mousses et de la perte au feu permettent toutefois de reconnaître certains évènements de grande amplitude, comme la période sèche de 4,2 ka BP (Booth *et al.* 2005)

et la formation du pergélisol. En effet, les résultats permettent de poser l'hypothèse de l'apparition du pergélisol dans la région bien avant le PAG, dès la période néoglaciale vers 3000 ans BP, ce qui a déjà été mentionné dans le secteur plus nordique du Québec (Couillard et Payette, 1985; Allard et Seguin, 1987; Gahé *et al.*, 1987; Bhiry et Robert, 2006; Bhiry *et al.*, 2007). Le début de la dégradation du pergélisol est synchrone à celui observé par Laprise et Payette (1988), Laberge et Payette (1995) et Payette *et al.* (2004), soit vers le milieu du 20^e siècle.

Les taux d'accumulation du carbone dans cette tourbière à pergélisol correspondent à ceux mentionnés par Vardy *et al.* (2000), Turunen *et al.* (2002), Oksanen *et al.* (2003) et Oksanen (2006), à savoir un ralentissement de l'accumulation lors de l'installation du pergélisol, un arrêt de l'accumulation avec la formation de la palse, une décomposition rapide en surface suite à l'isolement de la nappe phréatique, puis une reprise végétale très rapide lors de la fonte, qui se traduit par des taux d'accumulation très élevés de la tourbe.

CONCLUSION

Les changements climatiques actuels et leurs effets sur les écosystèmes tourbeux sont de plus en plus étudiés afin de mieux prévoir leur réaction face au climat changeant. Plusieurs variations climatiques sont survenues pendant l'Holocène et l'étude de ces dernières sur la dynamique des tourbières, à l'aide d'archives paléoécologiques comme les sédiments tourbeux, permet de comprendre leur réponse face à ces variations. À ce jour, de nombreuses méthodes paléoécologiques appliquées aux tourbières, la plupart permettant l'interprétation climatique, se sont avérées incapables de quantifier de façon précise les changements climatiques tels que les variations de températures ou de la quantité des précipitations. Cependant, depuis quelques années, les méthodes d'analyses isotopiques à des fins de reconstitutions climatiques sont étudiées dans l'optique de développer un indicateur qui soit précis et fiable dans le temps. Les compositions isotopiques du carbone, de l'hydrogène et de l'oxygène des bryophytes dans les tourbières ont été étudiées afin d'en déduire un signal hydroclimatique (Loisel *et al.* 2010) ou de températures (Pendall *et al.*, 2001; Taylor, 2007). En ce qui concerne les isotopes de l'oxygène, où le lien entre le $\delta^{18}\text{O}$ des mousses et de l'eau de source a été bien établi (Ménot-Combes *et al.*, 2002; Zanazzi et Mora, 2005; Daley *et al.*, 2010), le consensus au sujet d'une relation avec le climat, notamment les températures, fait toujours défaut.

C'est dans ce contexte que se situe la présente étude, dont l'objectif principal fut d'étudier le potentiel paléoclimatique du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des bryophytes dans les tourbières afin de déterminer la signification des variations du $\delta^{18}\text{O}$ dans le temps (carottes) et dans l'espace (surface). Trois sous-objectifs principaux avaient été posés en regard au volet surface : 1) déterminer la source de l'eau utilisée par les bryophytes de différents biotopes, 2) déterminer si la microtopographie dans les tourbières influence le contenu isotopique de l'oxygène des

bryophytes et 3) étudier le contrôle climatique (température et précipitation) sur la composition isotopique de l'eau de source et celle des bryophytes.

À cette fin, la relation entre les compositions isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ des échantillons modernes d'eau à la surface de la tourbière et d'eau capillaire dans les mousses avec celles du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des mousses (sphaignes et *Drepanocladus* sp.) a été étudiée, de même que la relation entre le $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des mousses et certains paramètres climatiques (température, quantité de précipitation et humidité relative).

Les résultats de la présente étude ont démontré que la source de l'eau capillaire utilisée par les mousses lors de la photosynthèse n'était pas la même selon le type de biotope. En effet, les bryophytes croissant sous forme de buttes surélevées par rapport au niveau de la nappe phréatique sont influencées par l'eau des précipitations récentes, soit les précipitations estivales enrichies en ^{18}O lors de la saison de croissance. Par contre, les bryophytes qui colonisent les dépressions et donc qui croissent très près ou au même niveau que la nappe phréatique de la tourbière, présentent des compositions $\delta^{18}\text{O}$ plus faibles, donc influencées par l'eau de la nappe phréatique dont la composition isotopique se situe plus près de la moyenne annuelle des précipitations (Emili et Price, 2006). Les compositions isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des échantillons de bryophytes collectés suivent la même tendance que les échantillons d'eau, c'est-à-dire que la cellulose des mousses de buttes est toujours plus enrichie en ^{18}O que celle des mousses de dépressions. Ces résultats démontrent qu'à l'intérieur d'une même tourbière, la composition isotopique des végétaux peut fluctuer de façon significative selon la source d'eau.

Ces résultats ne sont pas en soi révolutionnaires, plusieurs auteurs ayant par le passé observé une différence dans la composition isotopique de l'oxygène de la cellulose des bryophytes selon les espèces végétales et leur biotope associé (Aravena et Warner, 1992; Ménot-Combes *et al.*, 2002; Zanazzi et Mora, 2005). Par contre, la présente étude démontre que la différence n'est pas attribuable à l'évaporation de l'eau en surface, mais bien à la provenance de l'eau de source utilisée par les plantes. En effet, l'activité évaporatoire est faible, autant dans les buttes que dans les dépressions. De plus, le même phénomène a été observé dans plus d'une dizaine de tourbières de zones bioclimatiques différentes, ce qui renforce les conclusions au sujet de la provenance de l'eau différente entre biotopes. Par contre, d'autres études n'ont pas

observé de différence significative entre le $\delta^{18}\text{O}$ de différentes espèces ou biotopes (Taylor, 2007; Daley *et al.*, 2010), ce qui suggère que l'amplitude thermique élevée dans le nord-est de l'Amérique du Nord, et donc l'étendue des compositions isotopiques des précipitations sur une année, soit responsable de la différence enregistrée. À ce sujet, il serait intéressant de conduire une étude plus poussée sur la variabilité du signal $\delta^{18}\text{O}$ dans des tourbières de milieux à forte amplitude thermique et dans d'autres tourbières de régions climatiques à l'amplitude thermique plus limitée, voire des régions où la croissance des végétaux est continue sur l'ensemble de l'année. Une étude comportant plus d'échantillons par site sur une plus longue période de temps serait également bénéfique.

Les relations établies entre la composition isotopique des bryophytes et les paramètres climatiques indiquent également une influence différente entre les buttes et les dépressions. Alors que les buttes semblent influencées par la quantité de précipitations d'été, les dépressions présentent de fortes relations avec la température et la quantité de précipitations annuelles. Ces relations différentes supportent les conclusions précédentes sur la provenance différente de l'eau de source. Par contre, le nombre de sites inclus dans ces relations (7) rend les conclusions difficiles au sujet du véritable conducteur de la variabilité. Les résultats de ces relations sont donc à considérer avec prudence et doivent être pris comme un indice de la variabilité temporelle, et non comme une formule de modélisation. Afin d'améliorer l'étude du contrôle climatique sur la composition isotopique des bryophytes dans les tourbières, une recherche plus poussée considérant un plus grand nombre de tourbières, comportant un échantillonnage plus important et mesurant les paramètres climatiques *in situ* pour chacun des sites serait nécessaire. La collecte d'échantillons de précipitations devrait également être effectuée, et ce, sur toute l'année, afin de valider le contrôle climatique sur la composition isotopique annuelle des précipitations.

Bien que les tourbières ombrotrophes soient privilégiées dans les études paléoclimatiques, nos résultats indiquent que les milieux minérotrophes ne réagissent pas différemment des milieux ombrotrophes dans l'enregistrement du signal isotopique. Les mêmes tendances sont observées, à savoir un enrichissement du $\delta^{18}\text{O}$ des buttes par rapport à celui des dépressions. Il semblerait donc que les deux types de tourbières puissent fournir le même indice de variabilité associé au $\delta^{18}\text{O}$ des bryophytes.

Afin de mieux comprendre la variabilité du $\delta^{18}\text{O}$ des bryophytes dans le temps, l'analyse a également été conduite sur des carottes de tourbe d'une tourbière à pales de la région subarctique québécoise, conjointement à d'autres indicateurs climatiques et trophiques (analyse sporopollinique, stratigraphique et contenu en carbone). Dans un premier temps, l'histoire végétale locale et régionale a été reconstruite afin d'en déduire des changements au niveau climatique et de l'évolution de la tourbière. Les changements observés corroborent ceux d'autres études dans le secteur, tant au niveau régional (Heim, 1976; Richard *et al.*, 1982; Filion, 1984; Payette et Gagnon, 1985; Gajewski, 1987; Gajewski *et al.*, 1993) que local (Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005). Entre 5000 et 3700 ans BP, une période de réchauffement climatique graduel a été observée, puis un refroidissement associé à la période néoglaciale est survenu. Au niveau de la tourbière, l'accumulation a commencé sous forme de tourbière minérotrophe, puis a évolué vers un milieu ombrotrophe aux environs de 1800 ans BP. Ces données nous permettent de porter des conclusions sur la signification de la variabilité des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des bryophytes dans le temps. En effet, la hausse la plus importante des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ dans la carotte KUJU-PA correspond à la période d'ombrotrophisation du site, sans réchauffement climatique observable, ce qui suggère, selon nos données de surface, l'influence d'un changement topographique sur les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$. L'accrétion du pergélisol pourrait également être en cause, car la croissance des pales et des plateaux palsiques entraîne un soulèvement de la tourbe par rapport à la nappe phréatique, ce qui restreint l'apport d'eau aux précipitations récentes. À ce sujet, les résultats de cette étude supportent l'hypothèse d'un début du pergélisol antérieur au PAG et variable à l'intérieur de la tourbière.

Nos résultats démontrent également qu'il semble exister une corrélation entre les variations du $\delta^{18}\text{O}$ et celles de la position de la nappe phréatique inférée de l'analyse des thécamibes (Lamarre, 2010). Lorsque la position de la nappe phréatique est plus près de la surface, les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ des mousses sont plus faibles. Ces données renforcent les conclusions des échantillons de surface et impliquent l'influence de la position de la nappe phréatique sur les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$. L'évènement de sécheresse proposé par les valeurs élevées du $\delta^{18}\text{O}$ dans la carotte KUJU-PA entre 4,4 et 4,3 ka BP (Booth *et al.*, 2005) supporte également cette hypothèse. Cependant, d'autres facteurs sont également à prendre en considération, comme la saisonnalité des précipitations qui pourrait influencer la composition isotopique de l'eau de la

nappe phréatique sans forcément qu'il y ait de changement au niveau de la position de la nappe (Nichols *et al.*, 2009).

À la lumière de ces résultats, l'interprétation du signal $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des bryophytes dans les tourbières semble être un indicateur intéressant pour l'interprétation des changements hydroclimatiques. Par contre, une telle interprétation nécessiterait l'analyse des macrofossiles du matériel analysé afin de bien connaître les changements qui ont pu survenir au niveau de la microtopographie. L'analyse conjointe du niveau de la nappe phréatique par les assemblages de thécamibes serait aussi fortement suggérée, afin d'observer la concordance des variations et de possiblement interpréter les divergences en termes climatiques (ex. changements de température ou de la saisonnalité des précipitations). Également, l'analyse du $\delta^{18}\text{O}$ dans les tourbières semble potentiellement efficace dans l'interprétation d'événements climatiques majeurs comme des sécheresses sévères, mais moins pour les changements de faibles amplitudes. À ce niveau, la présente étude n'est pas parvenue à inférer des valeurs précises de changements de températures aux variations du $\delta^{18}\text{O}$ des bryophytes, car les facteurs de variations semblent trop nombreux afin d'en isoler un seul. Selon les résultats de cette étude, les conclusions des analyses du $\delta^{18}\text{O}$ des bryophytes dans les tourbières doivent être faites avec prudence et ne pas tendre à la généralisation. Cependant, la poursuite de la recherche dans ce domaine est souhaitable considérant le potentiel de cet indicateur dans les études paléoécologiques portant sur les tourbières.

ANNEXE A

RÉSULTATS – COMPOSITION ISOTOPIQUE DES ÉCHANTILLONS D'EAU DE
SURFACE ET D'EAU CAPILLAIRE ET DES ÉCHANTILLONS DE CELLULOSE DES
BRYOPHYTES

Tableau 1 Résultats des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^2\text{H}$ (vs V-SMOW) des échantillons d'eau de surface et d'eau capillaire collectés à l'été 2009 (erreur analytique de $\pm 0,05$ ‰ pour l' ^{18}O et de $\pm 1,5$ ‰ pour l' ^2H).

Site	Date	Type de tourbière	Biotope	$\delta^{18}\text{O}$ Surface (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ Capillaire (‰)	$\delta^2\text{H}$ Surface (‰)	$\delta^2\text{H}$ Capillaire (‰)	NP (cm)
Mer bleue	24-mai	Bog	Dépression	-11,57	-9,93			
Mer bleue	24-mai	Bog	Dépression	-12,36	-9,42			
Mer bleue	24-mai	Bog	Butte	-12,16	-4,54			
Mer bleue	24-mai	Bog	Butte	-12,48	-9,63			
Mer bleue	24-mai	Bog	Dépression	-12,02	-5,47			
Mer bleue	24-mai	Bog	Butte	-11,44	-4,85			
Mer bleue	24-mai	Bog	Butte	-12,14	-6,19			
Mer bleue	21-juil	Bog	Dépression	-10,72	-10,66			0
Mer bleue	21-juil	Bog	Dépression	-11,26	-5,54			14
Mer bleue	21-juil	Bog	Platière	-11,06	-6,50	-73,7	-49,5	8
Mer bleue	21-juil	Bog	Butte	-10,79	-6,11	-72,2	-51,9	34
Mer bleue	14-août	Bog	Dépression	-10,22	-10,07			0
Mer bleue	15-août	Bog	Dépression	-10,79	-4,46			14
Mer bleue	16-août	Bog	Platière	-10,81	-5,90			10
Mer bleue	14-août	Bog	Butte	-10,57	-4,00			32
Frontenac	16-juin	Fen	Dépression	-7,77				0
Frontenac	16-juin	Fen	Dépression	-8,17	-5,62			5
Frontenac	16-juin	Fen	Platière	-8,02	-7,45			2
Frontenac	16-juin	Fen	Butte	-7,78	-3,78			15
Frontenac	16-juin	Bog	Dépression	-8,97				0
Frontenac	16-juin	Bog	Dépression	-9,24	-6,20			5
Frontenac	16-juin	Bog	Platière	-9,51	-3,80			15
Frontenac	16-juin	Bog	Butte	-9,28	-2,21			30
Frontenac	23-juil	Fen	Dépression	-8,07				0
Frontenac	23-juil	Fen	Dépression	-8,66	-7,92	-61,5	-59,6	4
Frontenac	23-juil	Fen	Dépression	-8,64	-7,67	-62,1	-53,6	5
Frontenac	23-juil	Fen	Platière	-9,53	-8,09			4
Frontenac	23-juil	Fen	Butte	-8,84	-5,12		-47,2	17
Frontenac	23-juil	Bog	Dépression	-9,33				0
Frontenac	23-juil	Bog	Dépression	-9,26	-7,66	-64,7	-55,0	4
Frontenac	23-juil	Bog	Platière	-9,38	-5,13			10
Frontenac	23-juil	Bog	Butte	-9,31	-4,52	-66,7	-44,2	28
Frontenac	20-août	Fen	Dépression	-4,68	-2,10			2
Frontenac	20-août	Fen	Butte	-7,87	-0,48			21,5
Frontenac	20-août	Fen	Dépression	-6,83	-3,88			1
Frontenac	20-août	Fen	Platière	-7,69	-4,24			11
Frontenac	20-août	Fen	Platière	-8,02	-6,73			
Frontenac	20-août	Fen	Dépression	-7,49				
Frontenac	20-août	Bog	Platière	-10,04	-6,26			
Frontenac	20-août	Bog	Butte	-8,44	-2,06			
Frontenac	20-août	Bog	Dépression	-3,66				
Lac des Sables	23-juin	Bog	Platière	-12,31	-6,21			10

Site	Date	Type de tourbière	Biotope	$\delta^{18}\text{O}$ Surface (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ Capillaire (‰)	$\delta^2\text{H}$ Surface (‰)	$\delta^2\text{H}$ Capillaire (‰)	NP (cm)
Lac des Sables	23-juin	Bog	Dépression	-12,17	-10,25			2
Lac des Sables	23-juin	Bog	Platière	-7,23				30
Lac des Sables	23-juin	Bog	Butte	-12,59	-4,88			50
Lac des Sables	17-juil	Bog	Dépression	-11,92	-9,67	-71,5	-69,8	5
Lac des Sables	17-juil	Bog	Butte	-12,02	-7,88	-83,7	-63,5	30
Lac des Sables	16-août	Bog	Dépression	-10,63	-8,42			
Lac des Sables	16-août	Bog	Dépression	-11,97	-6,18			
Lac des Sables	16-août	Bog	Butte		-6,93			
Lac des Sables	16-août	Bog	Butte		-11,31			
Baie Comeau	Juin	Bog	Platière	-9,97	-8,00			5
Baie Comeau	Juin	Bog	Butte	-12,13	-11,38			
Baie Comeau	26-juil	Bog	Dépression	-8,42				0
Baie Comeau	26-juil	Bog	Dépression	-9,43	-7,01	-64,3	-58,1	12
Baie Comeau	26-juil	Bog	Platière	-8,84	-9,79			28
Baie Comeau	26-juil	Bog	Butte	-8,90	-9,61	-66,5	-76,2	54
Havre Saint-Pierre	Juin	Bog	Platière	-8,46	-7,85			
Havre Saint-Pierre	Juin	Bog	Butte	-8,49	-5,33			
Havre Saint-Pierre	22-juil	Bog	Dépression	-3,93				0
Havre Saint-Pierre	22-juil	Bog	Dépression	-7,63	-6,78	-55,6	-50,9	2,5
Havre Saint-Pierre	22-juil	Bog	Platière	-7,00	-5,39			7
Havre Saint-Pierre	22-juil	Bog	Platière	-7,19	-4,67			12
Havre Saint-Pierre	22-juil	Bog	Butte	-6,02	-4,70	-36,4	-41,7	37
Abeille	12-juil	Fen	Dépression	-12,19	-12,17	-97,5	-98,7	0
Abeille	13-juil	Fen	Dépression	-13,69	-14,15			0
Abeille	14-juil	Fen	Platière	-11,75	-11,97			0
Abeille	15-juil	Fen	Platière	-15,46	-14,98			0
Abeille	16-juil	Fen	Butte	-11,12	-10,06	-92,9	-80,7	35
Abeille	12-juil	Fen	Butte	-17,40	-13,10			20
Abeille	20-août	Fen	Dépression	-14,00	-13,62			0
Abeille	20-août	Fen	Dépression	-15,07	-15,14			0
Abeille	20-août	Fen	Platière	-13,25	-12,98			10
Abeille	20-août	Fen	Platière	-15,72	-15,69			3
Abeille	20-août	Fen	Butte	-14,16	-13,38			27
Abeille	20-août	Fen	Butte	-14,75	-13,70			45
Pylone	12-juil	Fen	Dépression	-14,16	-14,15	-104,1	-105,8	
Pylone	12-juil	Fen	Platière	-14,09	-13,27			
Pylone	12-juil	Fen	Butte	-14,29	-8,84	-105,1	-72,5	
Pylone	12-juil	Fen	Butte	-15,30	-11,70			
Pylone	21-août	Fen	Platière	-13,81	-13,85			3
Pylone	21-août	Fen	Butte		-10,38			14,5
Pylone	21-août	Fen	Butte	-12,40				
Eastmain	17-juin	Bog	Dépression	-11,53				
Eastmain	17-juin	Bog	Platière	-12,44	-11,72			
Eastmain	17-juin	Bog	Butte	-12,57	-11,78			
Eastmain	17-juin	Bog	Butte	-12,64	-10,51			
Eastmain	Juillet	Bog	Dépression	-10,53				

Site	Date	Type de tourbière	Biotope	$\delta^{18}\text{O}$ Surface (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ Capillaire (‰)	$\delta^2\text{H}$ Surface (‰)	$\delta^2\text{H}$ Capillaire (‰)	NP (cm)
Eastmain	Juillet	Bog	Platière	-10,51				
Eastmain	Juillet	Bog	Butte	-10,38				
Eastmain	Juillet	Bog	Butte	-9,78				
Eastmain	août	Bog	Dépression	-10,99	-10,80	-81,5	-82,8	
Eastmain	août	Bog	Platière	-11,01	-11,05			
Eastmain	août	Bog	Butte	-11,23	-10,65			
Eastmain	août	Bog	Butte	-11,28	-9,17	-86,3	-62,3	
Kuujuarapik	03-juil	Fen	Dépression	-12,85	-11,19			3,5
Kuujuarapik	03-juil	Fen	Dépression	-13,86				0
Kuujuarapik	03-juil	Fen	Dépression	-13,26	-8,64	-99,1	-72,4	8,5
Kuujuarapik	03-juil	Fen	Dépression	-13,28		-101,2		0
Kuujuarapik	03-juil	Fen	Platière	-12,49	-10,57			5
Kuujuarapik	03-juil	Fen	Platière	-14,41	-8,66			10
Kuujuarapik	03-juil	Fen	Butte	-14,05	-8,48	-100,2	-70,4	8,5
Kuujuarapik	03-juil	Fen	Butte	-12,74	-7,26	-94,7	-65,6	24,5
LG2-Fen	06-juil	Fen	Dépression	-10,37				0
LG2-Fen	06-juil	Fen	Dépression	-14,80	-14,89	-104,4	-106,4	0
LG2-Fen	06-juil	Fen	Platière	-10,42	-9,27			8
LG2-Fen	06-juil	Fen	Platière	-14,66	-9,48			10
LG2-Fen	06-juil	Fen	Butte	-10,42	-8,93	-83,4	-68,0	27
LG2-Bog	06-juil	Bog	Dépression	-9,99				0
LG2-Bog	06-juil	Bog	Dépression	-12,77	-12,66	-92,0	-92,4	0
LG2-Bog	06-juil	Bog	Platière	-12,82	-7,75			22
LG2-Bog	06-juil	Bog	Butte	-12,99	-7,69	-89,4	-54,6	29,5
Matagami 1	07-juil	Bog	Dépression	-13,78	-13,06	-99,4	-103,5	6
Matagami 1	07-juil	Bog	Butte	-13,80	-12,55	-98,6	-101,6	48
Matagami 1	07-juil	Bog	Butte	-13,74	-12,69	-98,5	-104,0	22
Matagami 1	07-juil	Bog	Butte	-13,73	-13,53			23
Matagami 2	07-juil	Bog	Dépression	-13,35				0
Matagami 2	07-juil	Bog	Dépression	-13,05	-12,37	-91,6	-91,4	10
Matagami 2	07-juil	Bog	Butte	-14,01	-12,11		-95,7	28
Matagami 2	07-juil	Bog	Butte	-13,00	-13,81	-90,5	-106,1	24
Val D'Or	08-juil	Bog	Dépression	-14,53	-9,87			19,5
Val D'Or	08-juil	Bog	Dépression	-14,60	-10,42	-101,3	-85,5	19
Val D'Or	08-juil	Bog	Butte	-14,58	-10,68	-99,2	-83,5	38
Lavérendry	08-juil	Fen	Dépression	-13,03				0
Lavérendry	08-juil	Fen	Dépression	-12,61	-11,93	-89,2	-93,2	4
Lavérendry	08-juil	Fen	Butte	-12,86	-11,51			18
Lavérendry	08-juil	Fen	Butte	-13,09	-11,31	-95,3	-87,1	37

Tableau 2 Résultats des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ (vs V-SMOW) des échantillons de cellulose des bryophytes récoltés à l'été 2009 (erreur analytique de $\pm 0,2$ ‰).

Échantillon	$\delta^{18}\text{O}$ cellulose (‰)	Espèce	Biotope	Type de tourbière	NP (cm)
KUJU 1	17,21	<i>S. lindbergii/S.rubellum</i>	butte	Fen	9
KUJU 2	16,11	<i>S. riparium</i>	dépression	Fen	3,5
KUJU 3	18,87	<i>S. fuscum</i>	butte	Fen	24,5
KUJU 7	17,72	<i>S. lindbergii</i>	Platière	Fen	5
LG2 Bog 1	15,46		dépression	Bog	0
LG2 Bog 3	19,88	<i>S. fuscum</i>	butte	Bog	29,5
VD 1	20,08	<i>S. fuscum</i>	butte	Bog	38
VD 3	20,25	<i>S. capillifolium</i>	Platière	Bog	19,5
Front Drep #1	21,78	<i>Drepanocladus sp.</i>	dépression	Fen	4
Front Drep #5	20,84	<i>Drepanocladus sp.</i>	dépression	Fen	4
HSP 1	23,16	<i>S. fuscum</i>	butte	Bog	37
HSP 2	23,97	<i>S. fuscum</i>	Platière	Bog	7
HSP 4	20,9	<i>S. jensenii</i>	Platière	Bog	12
HSP 6	23,13	<i>S. rubellum</i>		Bog	0
BC 1	22,69	<i>S. fuscum</i>	butte	Bog	54
BC 2	23,09	<i>S. fuscum/S. rubellum</i>	Platière	Bog	28
LG2 Fen 1	19,13	<i>S. fuscum</i>	butte	Fen	27
LG2 Fen 2	17,6	<i>S. subfulvum</i>	Platière	Fen	8
LG2 Fen 3	14,11	<i>S. warnstorffii</i>	Platière	Fen	10
LG2 Fen 5	12,42	<i>Drepanocladus sp.</i>	dépression	Fen	0
LAV 1	15,29	<i>S. angustifolium</i>	butte	Fen	18
LAV 2	14,88	<i>S. jensenii</i>	dépression	Fen	4
LAV 3	16,87	<i>S. magellanicum/S. capillifolium</i>	butte	Fen	37
LDS 1	17,99	<i>S. angustifolium</i>		Bog	
LDS 2	17,26	<i>S. contortum</i>	butte	Bog	
LDS 3	18,2	<i>S. majus</i>	butte	Bog	
LDS 4	16,25	<i>S. majus</i>	dépression	Bog	
LDS 5	15,96	<i>S. jensenii</i>	dépression	Bog	
MB 1	18,31	<i>S. capillifolium</i>	butte	Bog	32
MB 2	17,48	<i>S. capillifolium/S. magellanicum</i>	Platière	Bog	10
MB 3	17,48	<i>S. fallax</i>	dépression	Bog	14
MB 4	15,12	<i>S. cuspidatum</i>	dépression	Bog	0

Échantillon	$\delta^{18}\text{O}$ cellulose (‰)	Espèce	Biotope	Type de tourbière	NP (cm)
DREP.FR.16JN	21,1	<i>Drepanocladus sp.</i> <i>S. angustifolium/S. capillifolium/S.</i>	dépression	Fen	2
HH.EAST	16,41	<i>fuscum</i>	butte	Bog	
DEP.EAST	14,45	<i>S. jensenii</i>	dépression	Bog	
LH.EAST	16,7	<i>S. angustifolium/S. rebellum</i>	butte	Bog	
Platière.EAST	15,94	<i>S. capillifolium</i>	Platière	Bog	
MAT B1.1	19,08	<i>S. fuscum</i>	butte	Bog	48
MAT B1.2	18,67	<i>S. magellanicum</i>	butte	Bog	22
MAT B1.4	16,96	<i>Pleurozium sp.</i>	dépression	Bog	6
MAT B2.1	16,31	<i>S. fallax</i>	dépression	Bog	10
MAT B2.2	17,68	<i>S. angustifolium</i>	butte	Bog	24
MAT B2.3	19,35	<i>S. fuscum</i>	butte	Bog	28
FRONT 1	17,92	<i>S. jensenii</i>	dépression	Fen	2
FRONT 2	19,32	<i>S. capillifolium</i>	butte	Fen	21,5
FRONT 3	16,9	<i>S. jensenii</i>	dépression	Fen	1
FRONT 4	17,79	<i>S. papillosum</i>	Platière	Fen	11
FRONT 5	20,49	<i>Drepanocladus sp.</i>		Fen	
FRONT 7	19,35	<i>Drepanocladus sp.</i>		Fen	
FRONT 8	19,11	<i>S. fuscum</i>	butte	Bog	
FRONT 9	18,91	<i>S. fallax</i>	dépression	Bog	0
DREP.MB.24MAI	15,71	<i>Drepanocladus sp.</i>	dépression	Bog	
AB.DEP	15,205	<i>S. jensenii</i>	dépression	Fen	0
AB.BH	16,89	<i>S. fuscum</i>	butte	Fen	45
AB.BM	13,04	<i>S. jensenii</i>	dépression	Fen	0
AB.PLAT	13,81	<i>S. lindbergii</i>	Platière	Fen	3
AB.BB	17,17	<i>S. fuscum</i>	butte	Fen	27
AB.LAN	15,5	<i>S. rubellum</i>	Platière	Fen	10
PYL.BF	18,33	<i>S. rubellum</i>	butte	Fen	
PYL.BUT.B	17,7	<i>S. fuscum</i>	butte	Fen	14,5
PYL.PLAT	14,42	<i>S. lindbergii</i>	Platière	Fen	3
PYL.DEP.H	13,12	<i>S. lindbergii</i>	dépression	Fen	0

ANNEXE B

DONNÉES MÉTÉOROLOGIQUES 2008-2009

Tableau 1 Températures (°C) moyennes mensuelles de Août 2008 à Août 2009 et température de la saison de croissance (TSC).

Site	2008					2009									
	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	TSC	
FRONT B	17,4	14,1	6,4	1,1	-7,7	-16,1	-10,0	-4,4	4,7	9,4	14,6	16,1	19,9	14,8	
FRONT F	17,4	14,1	6,4	1,1	-7,7	-16,1	-10,0	-4,4	4,7	9,4	14,6	16,1	19,9	14,8	
MB	19,1	15,7	7,6	1,2	-7,7	-13,6	-7,4	-1,3	6,9	12,2	17,8	19,0	20,5	16,2	
LDS	16,1	13,2	5,3	-0,8	-10,5	-17,0	-9,6	-4,5	4,4	9,3	14,9	17,0	18,3	13,8	
BC	16,3	11,4	5,8	0,0	-10,7	-16,8	-9,5	-7,9	2,0	6,2	12,6	15,6		12,3	
HSP	15,9	10,8	4,9	-0,6	-11,1	-15,5	-9,5	-8,9	0,8	5,3	12,2	14,7		11,7	
LAV	17,2	13,1	5,5	-1,1	-12,3	-18,5	-11,1	-5,2	3,6	8,8	15,8	16,2		12,9	
VD	16,3	11,5	4,3	-2,3	-14,2	-20,3	-13,5	-7,5	1,0	6,7	15,4	15,2		13,1	
MAT1	15,6	10,7	3,8	-2,8	-16,7	-22,5	-16,1	-10,2	-1,6	4,7	14,7	14,5		13,8	
MAT2	15,6	10,7	3,8	-2,8	-16,7	-22,5	-16,1	-10,2	-1,6	4,7	14,7	14,5		13,8	
EAST	16,4	10,3	4,0	-2,9	-17,9	-24,6	-17,4	-13,1	-1,6	3,0	14,0	16,3	13,5	14,8	
LG2 F	16,4	9,3	3,2	-3,9	-18,9	-25,1	-19,5	-15,2	-2,3	1,1	12,9	16,2		14,5	
LG2 B	16,4	9,3	3,2	-3,9	-18,9	-25,1	-19,5	-15,2	-2,3	1,1	12,9	16,2		14,5	
AB	16,1	9,1	3,2	-4,9	-19,2	-26,3	-17,9	-15,0	-3,0	1,6	12,7	16,9	13,5	14,8	
PYL	15,9	7,9	2,1	-6,0	-20,2	-25,9	-18,0	-15,2	-4,1	-0,1	10,7	16,1	12,7	14,8	
KUJU	16,6	8,5	4,7	-3,0	-17,6	-24,5	-21,5	-17,1	-5,2	-0,6	7,3	15,2		10,7	

Tableau 2 Quantité de précipitations (mm) moyenne mensuelle de Août 2008 à Août 2009 et quantité de précipitations de la saison de croissance (PSC).

Site	2008					2009								
	Aout	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	PSC
FRONT B	157	83	116	67	134	55	65	36	104	140	144	131	48	578
FRONT F	157	83	116	67	134	55	65	36	104	140	144	131	48	578
MB	74	79	89	59	95	55	49	45	89	84	70	244	34	427
LDS	68	138	112	78	180	95	76	41	103	98	172	64	9	542
BC	115	112	90	93	144	56	42	34	128	68	99	127		283
HSP	90	146	82	122	120	72	46	40	134	74	50	124		234
LAV	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
VD	61	66	84	64	97	35	59	44	76	77	33	172		127
MAT1	67	71	87	69	91	29	52	39	93	99	48	61		
MAT2	67	71	87	69	91	29	52	39	93	99	48	61		197
EAST	146	62	105	44	34	12	25	41	55	102	35	63	100	201
LG2 F	106	95	106	77	33	16	17	40	35	92	28	21		49
LG2 B	106	95	106	77	33	16	17	40	35	92	28	21		49
AB	79	120	77	45	55	27	17	45	43	79	63	59	59	195
PYL	61	106	79	38	23	9	8	15	21	58	49	58	107	271
KUJU	60	67	79	47	67	17	13	63	29	60	54	9		56

Tableau 3 Humidité relative (%) moyenne mensuelle de Août 2008 à Août 2009.

Site	2008					2009							
	Aout	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août
FRONT B	83	82	81	82	81	79	80	66	65	69	79	86	81
FRONT F	83	82	81	82	81	79	80	66	65	69	79	86	81
MB	77	79	77	82	79	79	75	65	62	69	70	79	76
LDS	84	86	85	87	81	78	78	66	68	69	75	84	83
BC	80	79	76	77	76	68	73	64	65	64	76	82	
HSP	79	82	79	81	75	68	65	65	69	72	80	82	
LAV	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
VD	82	84	87	91	90	82	74	64	66	68	66	82	
MAT1	78	75	81	85	77	71	76	66	74	70	67	81	
MAT2	78	75	81	85	77	71	76	66	74	70	67	81	
EAST	77	78	84	91	84	79	82	74	75	73	69	78	79
LG2 F	76	80	84	90	79	71	76	71	71	71	66	74	
LG2 B	76	80	84	90	79	71	76	71	71	71	66	74	
AB	74	78	80	83	73	67	74	65	67	71	70	89	83
PYL	75	81	85	90	84	81	85	75	72	74	73	75	81
KUJU	80	82	83	84	74	68	71	70	76	76	79	76	

ANNEXE C

RÉSULTATS DES ANALYSES DE TROËLS-SMITH

Tb	<i>Turfa Bryophytica</i> (mousses et sphaignes),
Th	<i>Turfa herbaceae</i> (plantes herbacées et arbustes)
Tl	<i>Turfa lignosa</i> (arbres)
Dg	<i>Detritus granosus</i> (matériel organique décomposé non-identifiable)
Dh	<i>Detritus herbosus</i> (fragments de plantes herbacées de moins de 2 mm)
DI	<i>Detritus lignosus</i> (fragments de plantes ligneuses de moins de 2 mm)

Symbole	+	1	2	3	4
Abondance de chacun des composants par rapport à l'ensemble de l'échantillon (en %)	Traces 0 à 12,5	Faible 12,5 à 25	Moyenne 25 à 50	Forte 50 à 75	Importante 75 à 100

Tableau 1 Analyse de Troëls-Smith, carotte KUJU-PA.

Profondeur (cm)	Tb	Th	Tl	Dg	Dh	DI	Minéral	Profondeur (cm)	Tb	Th	Tl	Dg	Dh	DI	Minéral
	0	2		2			+			74	1	1	2		
4	3		1			+		76				2	1	1	
8	3		1					80				3		1	
12	3					1		84	1	+	2	1	+		
16	3			+		1		86	2	1	1			+	
20	4	+	+					88	2	2	+	+			
24	4		+					92	2	1	1	+			
28	4	+	+	+				96	4	+	+	+			
30	2	2	1	+				100	3	1	+	+			
32	1	3	+	+				104	2	1	+	1			
36	2	2	+	+				108	2	2	+				
40	2			1	+	1		112	4	+		+			
44	3	1		+		+		116	3	1		+			
48		3	+	1	+			120	2			1	1	+	
52	+	4		+				124	1	2	1	+			
54	3	1	+					128		3		1		+	
56	2	2	+	+				132	2	1	1				
60	3	1	+	+				136	1	2	+	1			
64	+	1	+	2				140		2	1	1			
68	+	1		1	2			144			+	3	1		
72	1	1	2	+				148	1	1	2	+	+		

Profondeur (cm)	Tb	Th	Tl	Dg	Dh	DI	Minéral	
	152		1	1	2	+	+	
156		2	1	1	+			
160		2	1	1	+			
164		+	1	3				
166			1	2	1	+		
168	3	1	+	+				
172								
176			Glace					
180								
184	3	+	1	+				
188	4	+	+					
192	4	+		+		+		
196	+	+	1	2		1		
200	1	+	+	2		1		
204	3	+	1	+				
208	3		1	+		+		
212	4	+	+					
216	+	+	2	2				
220	3	+	1	+				
224	3		1	+				
228	3		1	+				
232	4	+	+	+				
236	2		2	+				
240	2		1	1				
244								
248	4	+						
252	3	+		1				
256	2	2		+				
260	2	2		+				
264	3	1		+				
268	1	2		1				
272	+			2			2	
276	+	+		+			4	
280	+			+			4	
284	+	+		+			4	
288							4	
292							4	

Tableau 2 Analyse de Troëls-Smith, carotte KUJU-PD.

Profondeur (cm)	Tb	Th	Tl	Dg	Dh	DI	Minéral
4	4	+					
7	4		+				
11	4	+	+				
14,5	1		1	2			
19,5	4			+		+	
24,5	4	+		+		+	
28,5	3	+	1	+		+	
33	4	+	+				
38	3	+	1	+		+	
42	+	1		2	+	1	
46	2	1	1	+			
48	3	+	+	+		1	
52	2	1	+	1	+		
55	3			1		+	
59	1	1		2	+	+	
63	3	1		+	+		

ANNEXE D

DIAGRAMMES SPOROPOLLINIQUES

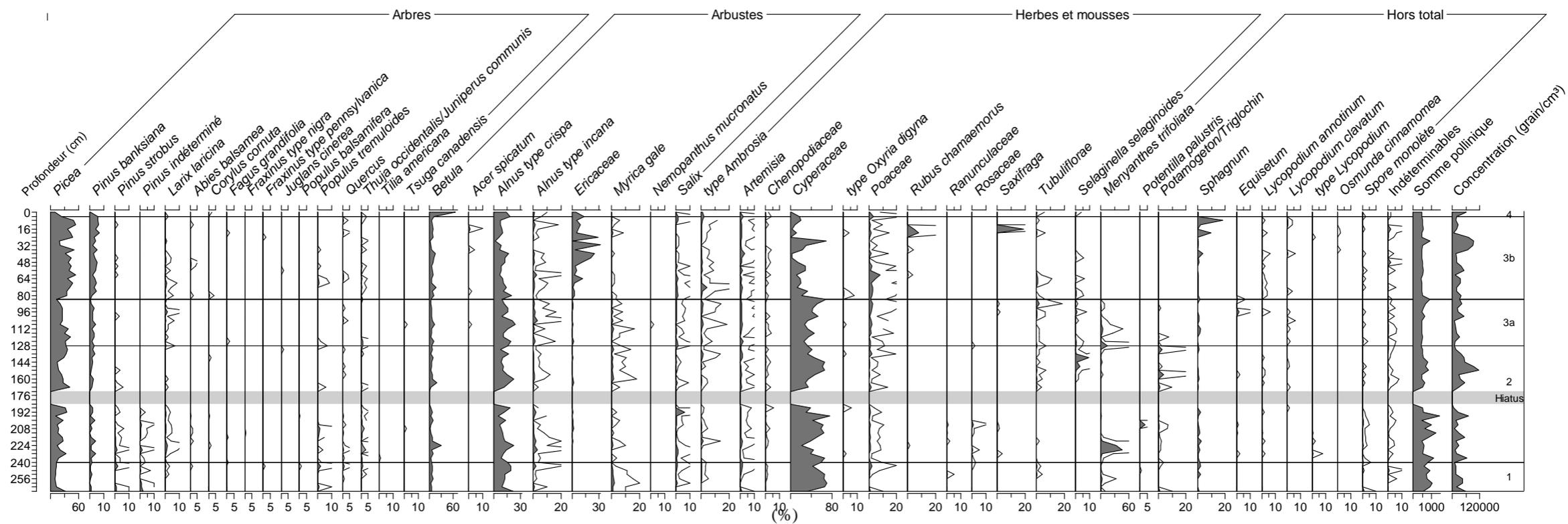


Figure 1 Diagramme des pourcentages (%) sporopolliniques des taxons présentant une abondance d'au moins 1 %, profil KUJU-PA. La ligne noire représente une exagération de 10 x.

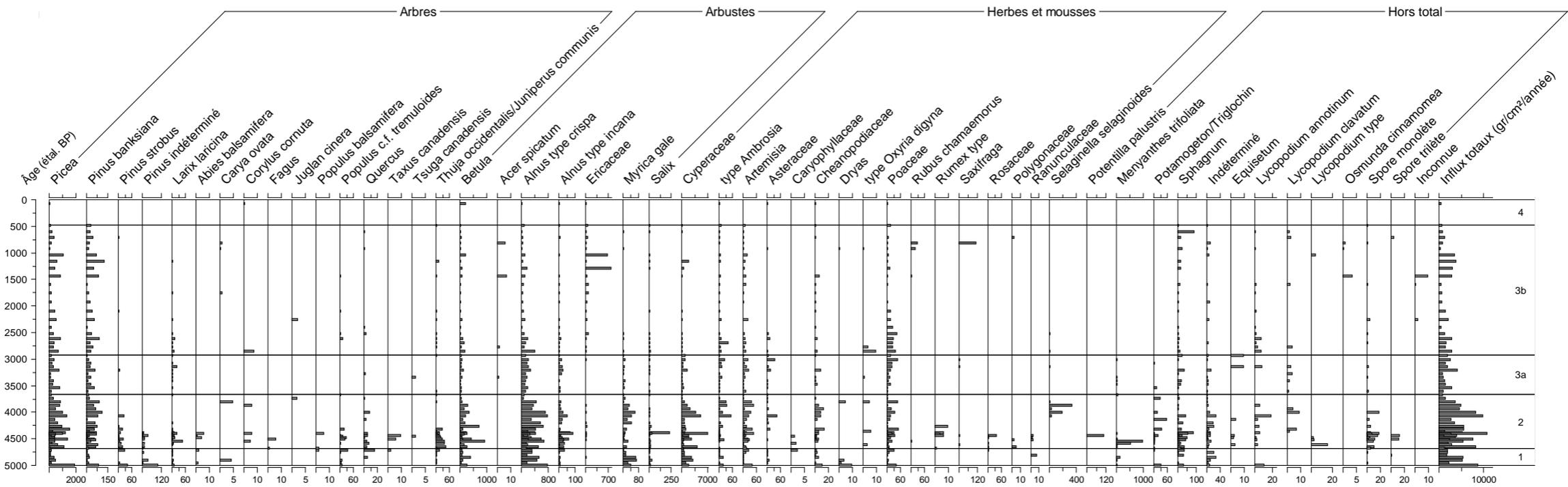


Figure 2 Diagramme des influx sporopolliniques (nombre de grains par cm² par année) des taxons présents au moins à deux reprises, profil KUUJ-PA.

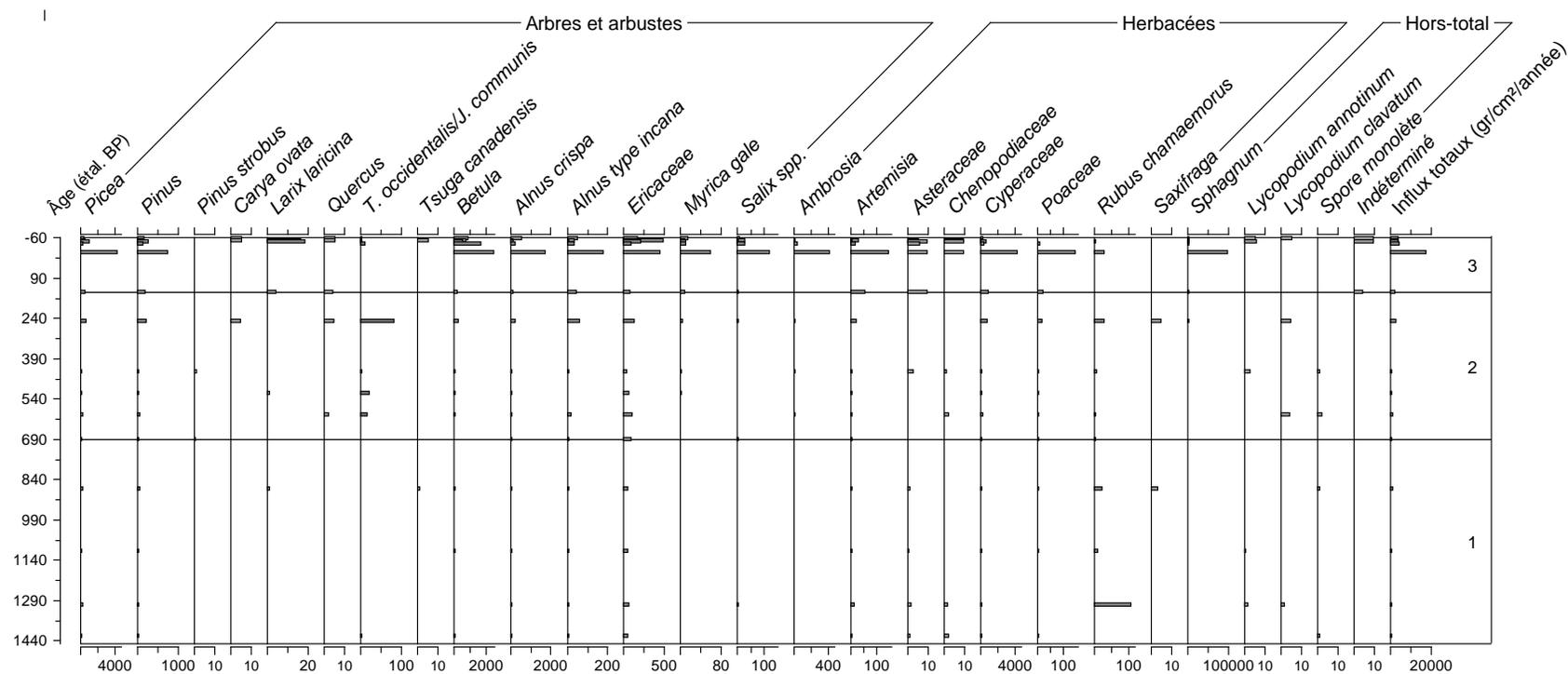


Figure 3 Diagramme des influx sporopolliniques (nombre de grains par cm² par année) des taxons présents au moins à deux reprises, profil KUJU-PD.

RÉFÉRENCES

- Allard, M., et Seguin, M. K. (1987). "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.
- Allard, M., et Tremblay, G. (1993). «La dynamique littorale des îles Manitounuk durant l'Holocène». *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol. 47, p. 61-95.
- Anderson, L., Abbott, M. B., et Finney, B. P. (2001). "Holocene climate inferred from oxygen isotope ratios in lake sediments, Central Brooks Range, Alaska". *Quaternary Research*, vol. 55, no 3, p. 313-321.
- Anderson, W. T., Bernasconi, S. M., McKenzie, J. A., et Saurer, M. (1998). "Oxygen and carbon isotopic record of climatic variability in tree ring cellulose (*Picea abies*): An example from central Switzerland (1913-1995)". *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*, vol. 103, p. 31625-31636.
- Anderson, W. T., Bernasconi, S. M., McKenzie, J. A., Saurer, M., et Schweingruber, F. (2002). "Model evaluation for reconstructing the oxygen isotopic composition in precipitation from tree ring cellulose over the last century". *Chemical Geology*, vol. 182, no 2-4, p. 121-137.
- Araguas-Araguas, L., Froehlich, K., et Rozanski, K. (2000). "Deuterium and oxygen-18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture". *Hydrological Processes*, vol. 14, no 8, p. 1341-1355.
- Aravena, R., et Warner, B. G. (1992). "Oxygen-18 composition of *Sphagnum*, and microenvironmental water relations". *The Bryologist*, vol. 95, no 4, p. 445-448.
- Arlen-Pouliot, Y., et Bhiry, N. (2005). "Palaeoecology of a palsa and a filled thermokarst pond in a permafrost peatland, subarctic Québec, Canada". *The Holocene*, vol. 15, no 3, p. 408-419.
- Asselin, H., et Payette, S. (2005). "Late-Holocene opening of the forest tundra landscape in northern Québec, Canada". *Global Ecology and Biogeography*, vol. 14, no 4, p. 307-313.
- Aucour, A. M., Hillaire-Marcel, C., et Bonnefille, R. (1996). "Oxygen isotopes in cellulose from modern and Quaternary intertropical peatbogs: Implications for palaeohydrology". *Chemical Geology*, vol. 129, no 3-4, p. 341-359.

- Barber, K. E., et Langdon, P. G. (2007). "What drives the peat-based palaeoclimate record? A critical test using multi-proxy climate records from northern Britain". *Quaternary Science Reviews*, vol. 26, no 25-28, p. 3318-3327.
- Beaulieu-Audy, V., Garneau, M., Richard, P. J. H., et Asnong, H. (2009). "Holocene palaeoecological reconstruction of three boreal peatlands in the la Grande Rivière region, Québec, Canada". *The Holocene*, vol. 19, no 3, p. 459-476.
- Beilman, D. W., Vitt, D. H., et Halsey, L. A. (2001). "Localized permafrost peatlands in Western Canada: Definition, distribution, and degradation". *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, vol. 33, no 1, p. 70-77.
- Bhiry, N., Payette, S., et Robert, E. C. (2007). "Peatland development at the arctic tree line (Québec, Canada) influenced by flooding and permafrost". *Quaternary Research*, vol. 67, no 3, p. 426-437.
- Bhiry, N., et Robert, E. C. (2006). "Reconstruction of changes in vegetation and trophic conditions of a palsa in a permafrost peatland, subarctic Québec, Canada". *Ecoscience*, vol. 13, no 1, p. 56-65.
- Birks, H. J. B., et Birks, H. H. (1980). *Quaternary palaeoecology*. Oxford (R-U): Blackwell Scientific Publications, 283 p.
- Blundell, A., et Barber, K. (2005). "A 2800-years palaeoclimatic record from Tore Hill Moss, Strathspey, Scotland: The need for a multi-proxy approach to peat-based climate reconstructions". *Quaternary Science Reviews*, vol. 24, no 10-11, p. 1261-1277.
- Blyakharchuk, T. A., et Sulerzhitsky, L. D. (1999). "Holocene vegetational and climatic changes in the forest zone of Western Siberia according to pollen records from the extrazonal palsa bog Bugristoye". *The Holocene*, vol. 9, no 5, p. 621-628.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., de Menocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., et Bonani, G. (1997). "A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates". *Science*, vol. 278, no 5341, p. 1257-1266.
- Booth, R. K. (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., Jackson, S. T., Forman, S. L., Kutzbach, J. E., Bettis Iii, E. A., Kreig, J., et Wright, D. K. (2005). "A severe centennial-scale drought in mid-continental North America 4200 years ago and apparent global linkages". *The Holocene*, vol. 15, no 3, p. 321-328.
- Bourque, A., et Simonet, G. (2008). «Québec». In *Vivre avec les changements climatiques au Canada* (2007 ed., pp. 171-226). D. S. Lemmen, F. J. Warren, J. Lacroix & E. Bush (Eds.) Ottawa (Ontario): Gouvernement du Canada

- Bowen, G. J., et Revenaugh, J. (2003). "Interpolating the isotopic composition of modern meteoric precipitation". *Water Resources Research*, vol. 39, no 10, p. SWC91-SWC913.
- Bowen, G. J., Wassenaar, L. I., et Hobson, K. A. (2005). "Global application of stable hydrogen and oxygen isotopes to wildlife forensics". *Oecologia*, vol. 143, no 3, p. 337-348.
- Bowen, G. J., et Wilkinson, B. (2002). "Spatial distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in meteoric precipitation". *Geology*, vol. 30, no 4, p. 315-318.
- Brenninkmeijer, C. A. M., van Geel, B., et Mook, W. G. (1982). "Variations in the D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in cellulose extracted from a peat bog core". *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 61, no 2, p. 283-290.
- Bryson, R. A., et Goodman, B. M. (1980). "Volcanic activity and climatic changes". *Science*, vol. 207, no 4435, p. 1041-1044.
- Burk, R. L., et Stuiver, M. (1981). "Oxygen Isotope Ratios in Trees Reflect Mean Annual Temperature and Humidity". *Science*, vol. 211, no 4489, p. 1417-1419.
- Camill, P. (1999). "Peat accumulation and succession following permafrost thaw in the Boreal peatlands of Manitoba, Canada". *Ecoscience*, vol. 6, no 4, p. 592-602.
- Camill, P. (2005). "Permafrost thaw accelerates in boreal peatlands during late-20th century climate warming". *Climatic Change*, vol. 68, no 1-2, p. 135-152.
- Camill, P., Jason, A. L., Clark, J. S., Adams, J. B., et Jordan, B. (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
- Charman, D. J. (2001). "Biostratigraphic and palaeoenvironmental applications of testate amoebae". *Quaternary Science Reviews*, vol. 20, no 16-17, p. 1753-1764.
- Charman, D. J. (2002). *Peatlands and environmental change*. Chichester (R.-U.): John Wiley and Sons, 301 p.
- Charman, D. J., Barber, K. E., Blaauw, M., Langdon, P. G., Mauquoy, D., Daley, T. J., Hughes, P. D. M., et Karofeld, E. (2009). "Climate drivers for peatland palaeoclimate records". *Quaternary Science Reviews*, vol. 28, no 19-20, p. 1811-1819.
- Charman, D. J., Blundell, A., Alm, J., Bartlett, S., Begeot, C., Blaauw, M., Chambers, F., Daniell, J., Evershed, R., Hunt, J., Karofeld, E., Korhola, A., Kuester, H., Laine, J., Magny, M., Mauquoy, D., McClymont, E., Mitchell, F., Oksanen, P., Pancost, R.,

- Sarmaja-Korjonen, K., Seppä, H., Sillasoo, Ü., Stefanini, B., Steffens, M., Tuittila, E. S., Väiliranta, M., van der Plicht, J., van Geel, B., et Yeloff, D. (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., Brown, A. D., Hendon, D., et Karofeld, E. (2004). "Testing the relationship between Holocene peatland palaeoclimate reconstructions and instrumental data at two European sites". *Quaternary Science Reviews*, vol. 23, no 1-2, p. 137-143.
- Christensen, T. R., Johansson, T., Akerman, H. J., Mastepanov, M., Malmer, N., Friberg, T., Crill, P., et Svensson, B. H. (2004). "Thawing sub-arctic permafrost: Effects on vegetation and methane emissions". *Geophysical Research Letters*, vol. 31, no 4, p. L04501 1-4.
- Clymo, R. S., et Hayward, P. M. (1982). "The ecology of *Sphagnum*". In, *Bryophyte ecology*, A.J.E. Smith (Ed.), pp. 229-291. London: Chapman Hall.
- Comtois, P. (1982) «Histoire holocène du climat et de la végétation à Lanoraie (Québec)». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 19, no 10, p. 1938-1952
- Cooper, D. J. (1991). "The habitats of three boreal fen mosses new to the Southern Rocky Mountains of Colorado". *The Bryologist*, vol. 94, no 1, p.49-50.
- Couillard, L., et Payette, S. (1985) "The Holocene development of a peat plateau wetland in northern Quebec". *Canadian Journal of Botany*, vol. 63, no 6, p. 1104-1121.
- Craig, H. (1961). "Isotopic variations in meteoric waters". *Science*, vol. 133, no 3465, p. 1702-1703.
- Daley, T. J., Barber, K. E., Street-Perrott, F. A., Loader, N. J., Marshall, J. D., Crowley, S. F., et Fisher, E. H. (2010). "Holocene climate variability revealed by oxygen isotope analysis of *Sphagnum* cellulose from Walton Moss, northern England". *Quaternary Science Reviews*, vol. 29, no 13-14, p. 1590-1601
- Dansgaard, W. (1964). "Stable isotopes in precipitation". *Tellus*, vol. 16, p. 436-468
- Dean, W. E. J. (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.
- DeNiro, M. J., et Epstein, S. (1979). "Relationship between the oxygen isotope ratios of terrestrial plant cellulose, carbon dioxide, and water". *Science*, vol. 204, no 4388, p.51-53.
- DeNiro, M. J., et Epstein, S. (1981). "Isotopic composition of cellulose from aquatic organisms". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 45, no 10, p. 1885-1894.
- Denton, G. H., et Karlén, W. (1973). "Holocene climatic variations--Their pattern and possible cause". *Quaternary Research*, vol. 3, no 2, p. 155-174.

- Despont, M. (1990). *Dynamisme récent et histoire du pin gris à la limite septentrionale au Nouveau-Québec*. Thèse de doctorat, Sainte-Foy (Québec), Université Laval.
- Dionne, J. C. (1978). «Formes et phénomènes périglaciaires en Jamésie, Québec subarctique». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 32, p. 187-247.
- Dionne, J.-C. (1984). «Pales et limite méridionale du pergélisol dans l'hémisphère nord : le cas de Blanc-Sablon, Québec». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 38, no 2, p. 165-184.
- Dorrepaal, E., Toet, S., Van Logtestijn, R. S. P., Swart, E., Van De Weg, M. J., Callaghan, T. V., et Aerts, R. (2009). "Carbon respiration from subsurface peat accelerated by climate warming in the subarctic". *Nature*, vol. 460, no 7255, p. 616-619.
- Dredge, L. A., et Mott, R. J. (2003). "Holocene pollen records and peatland development northeastern Manitoba", *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 57, no 1, p. 7-19.
- Dyke, A. S., et Prest, V. K. (1987). "Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet". *Geographie Physique et Quaternaire*, vol. 41, no 2, p. 237-263.
- Emili, L. A., et Price, J. S. (2006). "Hydrological processes controlling ground and surface water flow from a hypermaritime forest-peatland complex, Diana Lake Provincial Park, British Columbia, Canada". *Hydrological Processes*, vol. 20, no 13, p. 2819-2837.
- Environnement Canada. (2010a). *Normales et moyennes climatiques au Canada 1971-2000*: http://climate.weatheroffice.gc.ca/climate_normals/index_f.html (page consultée en février 2010).
- Environnement Canada. (2010b). *Données climatiques en lignes*: http://climate.weatheroffice.gc.ca/climateData/canada_f.html (page consultée en février 2010).
- Epstein, S., Thompson, P., et Crayton, J. Y. (1977). "Oxygen and hydrogen isotopic ratios in plant cellulose". *Science*, vol. 198, no 4323, p. 1209-1215.
- Faegri, K., Kaland, P. E., et Krzywinski, K. J. (1989). *Textbook of pollen analysis* (4e ed.). Chichester: John Wiley and Sons, 328 p.
- Filion, L. (1984) «Analyse macrofossile et pollinique de paléosols de dunes en Hudsonie, Québec nordique», *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 38, no 2, p. 113-122.
- Filion, L., Payette, S. et Gauthier, L. (1985) «Analyse dendroclimatique d'un krummholz à la limite des arbres, Lac Bush, Québec nordique», *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 39, p. 221-226
- 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.

- Fraser, C. J. D., Roulet, N. T., et Lafleur, M. (2001). "Groundwater flow patterns in a large peatland". *Journal of Hydrology*, vol. 246, no 1-4, p. 142-154.
- Friborg, T., Soegaard, H., Christensen, T. R., Lloyd, C. R., et Panikov, N. S. (2003). "Siberian wetlands: Where a sink is a source". *Geophysical Research Letters*, vol. 30, no 21, p. CLM 5-1 - CLM 5-4
- Gagnon, R., et Payette, S. (1985). "Holocene regression of coniferous cover at the forest limits in northern Quebec". *Canadian Journal of Botany*, vol. 63, no 7, p. 1213-1225.
- Gahé, E., Allard, M., et Seguin, M-K. (1987). «Géophysique et dynamique holocène de plateaux palsiques à Kangiqsualujuaq, Québec nordique». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 41, no 1, p. 33-46.
- Gajewski, K. (1987). "Climatic impacts on the vegetation of eastern North America during the past 2000 years". *Vegetatio*, vol. 68, no 3, p. 179-190.
- Gajewski, K. (1991). "Representation pollinique actuelle a la limite des arbres au Nouveau-Quebec". *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 28, no 4, p. 643-648.
- Gajewski, K., et Atkinson, D. A. (2003). "Climatic change in northern Canada". *Environmental Reviews*, vol. 11, no 2, p. 69-102.
- Gajewski, K., Payette, S., et Ritchie, J. C. (1993). "Holocene vegetation history at the boreal forest-shrub tundra transition in north-western Quebec". *Journal of Ecology*, vol. 81, p. 433-443.
- Gajewski, K., Vance, R., Sawada, M., Fung, I., Gignac, L. D., Halsey, L., John, J., Maisongrande, P., Mandell, P., Mudie, P. J., Richard, P. J. H., Sherin, A. G., Soroko, J., et Vitt, D. H. (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.
- Garneau, M., Asnong, H., Turunen, J., et Beaulieu-Audy, V. (soumis). "Recent and long-term carbon accumulations rates in minerotrophic and ombrotrophic boreal peatlands, La Grande Rivière, James Bay lowland, Québec". *Global Biogeochemical Cycles*.
- Gat, J. R. (1996). "Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle". *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 24, p. 225-262.
- Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (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* [Équipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et Reisinger, A. (publié sous la direction de~)]. Genève: GIEC.
- Girardin, V., et McKenney, D. (2001). *Une classification climatique du Québec à partir de modèles de distribution spatiale de données climatiques mensuelles : vers une définition des bioclimats du Québec*. Direction du patrimoine écologique et du développement durable, ministère de l'Environnement, Québec.

- 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.
- Gorham, E., Lehman, C., Dyke, A., Janssens, J., et Dyke, L. (2007). "Temporal and spatial aspects of peatland initiation following deglaciation in North America". *Quaternary Science Reviews*, vol. 26, no 3-4, p. 300-311.
- Gray, J., et Thompson, P. (1976). "Climatic information from $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of cellulose in tree rings". *Nature*, vol. 262, no 5568, p. 481-482.
- Hayashi, M., Quinton, W. L., Pietroniro, A., et Gibson, J. J. (2004). "Hydrologic functions of wetlands in a discontinuous permafrost basin indicated by isotopic and chemical signatures". *Journal of Hydrology*, vol. 296, no 1-4, p. 81-97.
- Heim, J. (1976). «Étude palynologique d'une palse de la région du golfe de Richmond (lac Guillaume-Delisle), Nouveau-Québec, Canada». *Cahiers de géographie du Québec*, vol. 20, no 50, p. 221-237.
- 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.
- Hitchcock, C. L., Cronquist, A., et Owenbey, M. (1969). "Vascular cryptogams, gymnosperms and monocotyledons". In *Vascular plants of the Pacific Northwest* (Vol. 1, pp. 1-914): University of Washington Press.
- Hodell, D. A., Brenner, M., Jason, H. C., et Guilderson, T. (2001). "Solar forcing of drought frequency in the Maya Lowlands". *Science*, vol. 292, no 5520, p. 1367-1370.
- Hughes, P. D. M., Blundell, A., Charman, D. J., Bartlett, S., Daniell, J. R. G., Wojatschke, A., et Chambers, F. M. (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.
- Hydro-Québec (2010). Données météorologiques des stations Opinaca (de 2005 à 2009) et Barrage Vincelotte (de 2005 à 2010) (Demande 2010-039). Montréal; Direction Planification de la production, Division Production
- Jasinski, J. P. P., Warner, B. G., Andreev, A. A., Aravena, R., Gilbert, S. E., Zeeb, B. A., Smol, J. P., et Velichko, A. A. (1998). "Holocene environmental history of a peatland in the Lena River valley, Siberia". *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 35, no 6, p. 637-648.
- Jeglum, J. K., Rothwell, R. L., Berry, et Smith, G. K. M. (1991). *New volumetric sampler increases speed and accuracy of peat surveys*. Sault Ste. Marie (Ontario): Forestry Canada.
- Johansson, T., Malmer, N., Crill, P. M., Friberg, T., Akerman, J. H., Mastepanov, M., et Christensen, T. R. (2006). "Decadal vegetation changes in a northern peatland,

- greenhouse gas fluxes and net radiative forcing”. *Global Change Biology*, vol.12, no 12, p. 2352-2369.
- Juggins, S. (2009). C2 version 1.6.3. Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualisation. Newcastle upon Tyne, UK: Newcastle University.
- Kuhry, P. (2008). “Palsa and peat plateau development in the Hudson Bay Lowlands, Canada: timing, pathways and causes”. *Boreas*, vol.37, p. 316-327.
- Laberge, M. J., et Payette, S. (1995). “Long-term monitoring of permafrost change in a palsa peatland in northern Quebec, Canada: 1983-1993”. *Arctic and Alpine Research*, vol. 27, no 2, p. 167-171.
- Lamarre, A. (2010). *Reconstitution des conditions paléohydrologiques ayant influencé l'accumulation du carbone d'une tourbière à pergélisol, Kuujjuarapik, Québec nordique et développement d'une fonction de transfert à partir de l'analyse des thécamoebiens*. Mémoire de maîtrise, Montréal, Université du Québec à Montréal.
- Lapierre, G. (1983). *Caractéristiques isotopiques (^{18}O) d'une tourbière à pelses, et détermination des variations de composition isotopique des précipitations dans la région de Poste-de-la-Baleine, durant une année hydrologique*. Mémoire de maîtrise, Montréal, Université du Québec à Montréal.
- Laprise, D., et Payette, S. (1988). “Recent evolution of palsa bogs (sub-Arctic): dendrochronologic and cartographic analysis”. *Canadian Journal of Botany*, vol. 66, no 11, p. 2217-2227.
- Lavoie, C., et Payette, S. (1995). «Analyse macrofossile d'une palse subarctique (Québec nordique)». *Canadian Journal of Botany*, vol. 73, no 4, p. 527-537.
- Leavitt, S. W., et Danzer, S. R. (1993). “Method for batch processing small wood samples to holocellulose for stable-carbon isotope analysis”. *Analytical Chemistry*, vol. 65, no 1, p. 87-88.
- Libby, L. M., Pandolfi, L. J., Payton, P. H., Marshall, J., Becker, B., et Giertz-Sienbenlist, V. (1976). “Isotopic tree thermometers”. *Nature*, vol. 261, no 5558, p. 284-288.
- Liblik, L. K., Moore, T. R., Bubier, J. L., et Robinson, S. D. (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.
- Lipp, J., Trimborn, P., Edwards, T., Waisel, Y., et Yakir, D. (1996). “Climatic effects on the d^{18}O and d^{13}C of cellulose in the desert tree *Tamarix jordanis*”. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 60, no 17, p. 3305-3309.
- Litynski, J. (1988). *Climat du Québec d'après la classification numérique*: (Carte) Éditions Gamma.

- Loader, N. J., McCarroll, D., Van Der Knaap, W. O., Robertson, I., et Gagen, M. (2007). "Characterizing carbon isotopic variability in *Sphagnum*". *The Holocene*, vol. 17, no 3, p. 403-410.
- Loisel, J., et Garneau, M. (2010). "Late Holocene paleoecohydrology and carbon accumulation estimates from two boreal peat bogs in eastern Canada: Potential and limits of multi-proxy archives". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 291, no 3-4, p. 493-533.
- Loisel, J., Garneau, M., et Hélie, J. F. (2010). "Sphagnum $\delta^{13}\text{C}$ values as indicators of palaeohydrological changes in a peat bog". *The Holocene*, vol. 20, no 2, p. 285-291.
- Luoto, M., et Seppala, M. (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.
- Matthews, J. A., Dahl, S. O., Berrisford, M. S., et Nesje, A. (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.
- Mayewski, P. A., Rohling, E. E., Curt Stager, J., Karlén, W., Maasch, K. A., David Meeker, L., Meyerson, E. A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R. R., et Steig, E. J. (2004). "Holocene climate variability". *Quaternary Research*, vol. 62, no 3, p. 243-255.
- McAndrews, J. H., Bertii, A. A., et Noris, G. (1973). *Key to the Quaternary pollen and spores of the Great Lakes region*. Toronto; Life Sciences Miscellaneous Publication, Royal Ontario Museum, 61 p.
- Ménot-Combes, G., Burns, S. J., et Leuenberger, M. (2002). "Variations of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ in plants from temperate peat bogs (Switzerland): Implications for paleoclimatic studies". *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 202, no 2, p. 419-434.
- Ménot, G., et Burns, S. J. (2001). "Carbon isotopes in ombrogenic peat bog plants as climatic indicators: Calibration from an altitudinal transect in Switzerland". *Organic Geochemistry*, vol. 32, no 2, p. 233-245.
- Michaud, Y., Paradis, S., Parent, M., et Allard, M. (1997). *Cartographie des zones pergélisolées dans la région de la Grande Rivière de la Baleine, Québec et Territoires du Nord-Ouest*, Commission géologique du Canada, Dossier Public 3539.
- Miousse, L., Bhiry, N., et Lavoie, M. (2003). "Isolation and water-level fluctuations of Lake Kachishayoot, Northern Québec, Canada". *Quaternary Research*, vol. 60, no 2, p. 149-161.
- Mook, W. G. (2006). *Introduction to isotope hydrology : stable and radioactive isotopes of hydrogen, oxygen and carbon* London: Taylor & Francis, 226 p.

- Moore, P. D., Webb, J. A., et Collinson, M. E. (1991). *Pollen analysis*, Oxford: Blackwell Scientific Publication, 216 pp.
- Moschen, R., Köhl, N., Rehberger, I., et Lücke, A. (2009). "Stable carbon and oxygen isotopes in sub-fossil *Sphagnum*: Assessment of their applicability for palaeoclimatology". *Chemical Geology*, vol. 259, no 3-4, p. 262-272.
- Nichols, H. (1972). "Summary of the palynological evidence for late-Quaternary vegetational and climatic change in the Central and Eastern Canadian Arctic". *Acta Universitatis Ouluensis, no A3*, p. 309-339.
- Nichols, J., Booth, R. K., Jackson, S. T., Pendall, E. G., et Huang, Y. (2010). "Differential hydrogen isotopic ratios of *Sphagnum* and vascular plant biomarkers in ombrotrophic peatlands as a quantitative proxy for precipitation-evaporation balance". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 74, no 4, p. 1407-1416.
- Nichols, J. E., Walcott, M., Bradley, R., Pilcher, J., et Huang, Y. (2009). "Quantitative assessment of precipitation seasonality and summer surface wetness using ombrotrophic sediments from an Arctic Norwegian peatland". *Quaternary Research*, vol. 72, no 3, p. 443-451.
- Oksanen, P. (2006). "Holocene development of the Vaisjeaggi palsa mire, Finnish Lapland". *Boreas*, vol. 35, p. 81-95.
- Oksanen, P. O., Kuhry, P., et Alekseeva, R. N. (2001). "Holocene development of the Rogovaya River peat plateau, European Russian Arctic". *The Holocene*, vol. 11, no 1, p. 25-40.
- Oksanen, P. O., Kuhry, P., et Alekseeva, R. N. (2003). "Holocene development and permafrost history of the Usinsk Mire, northeast European Russia". *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 57, no 2-3, p. 169-187.
- Payette, S. (1983). "The forest tundra and present tree-lines of the northern-Québec-Labrador Peninsula". *Nordicana*, vol. 47, p. 3-23.
- Payette, S. (2001). «Les processus et les formes périglaciaires». In *Écologie des tourbières du Québec-Labrador* (pp. 199-239). Sainte-Foy (Québec); Les Presses de l'Université Laval.
- Payette, S., et Delwaide, A. (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., Delwaide, A., Caccianiga, M., et Beauchemin, M. (2004). "Accelerated thawing of subarctic peatland permafrost over the last 50 years". *Geophysical Research Letters*, vol. 31, no 18, p. L18208 1-4.
- Payette, S., et Filion, L. (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 Gagnon, R. (1985). "Late Holocene deforestation and tree regeneration in the forest-tundra of Québec". *Nature*, vol. 313, no 6003, p. 570-572.
- Payette, S., et Rochefort, L. (2001). *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Sainte-Foy (Québec): Les Presses de l'Université Laval, 621 p.
- Payette, S., Samson, H., et Lagarec, D. (1976). "The evolution of permafrost in the taiga and in the forest-tundra, western Québec-Labrador Peninsula". *Canadian Journal of Forest Research*, vol. 6, no 2, p. 203-220.
- Pellerin, S., Larocque, M., et Garneau, M. (2005). *Caractérisation hydrogéologique, géomorphologique et écologique intégrée des tourbières de Lanoraie*. Montréal: Rapport remis à la Direction du patrimoine écologique et des parcs, Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs, Québec.
- Pellerin, S., Larocque, M., et Garneau, M. (2006). *Caractérisation hydrogéologique, écologique et géomorphologique intégrée des Tourbières-de-Lanoraie*. Montréal: Rapport final préparé pour la Direction du patrimoine écologique et du développement durable, Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs, Québec.
- Pendall, E., Markgraf, V., White, J. W. C., et Dreier, M. (2001). "Multiproxy record of late Pleistocene-Holocene climate and vegetation changes from a peat bog in Patagonia". *Quaternary Research*, vol. 55, no 2, p. 168-178.
- Pissart, A. (1987). *Geomorphologie périglaciaire*. Liège: Université de Liège, Laboratoire de Géomorphologie et de Géologie du Quaternaire, 135 p.
- Plank, N. (1946). "The nature of cellulose in *Sphagnum*". *American Journal of Botany*, vol. 33, no 5, p. 335-337.
- Price, G. D., McKenzie, J. E., Pilcher, J. R., et Hoper, S. T. (1997). "Carbon-isotope variation in *Sphagnum* from hummock-hollow complexes: Implications for Holocene climate reconstruction". *The Holocene*, vol. 7, no 2, p. 229-233.
- Price, J. S. (2001). «L'hydrologie». In *Écologie des tourbières du Québec-Labrador* (pp. 141-158). Sainte-Foy (Québec): Les Presses de l'Université Laval.
- Richard, P. J. H. (1970). «Atlas pollinique des arbres et arbustes indigènes du Québec». *Le Naturaliste Canadien*, vol. 97, p. 1-34; 97-161; 241-306.
- Richard, P. J. H. (1976). «Relations entre la végétation actuelle et le spectre pollinique au Québec». *Le Naturaliste canadien*, vol. 103, p. 53-66.
- Richard, P.J.H. (1981). «Paléophytogéographie postglaciaire en Ungava par l'analyse pollinique». Programme TUVAAALUK, Université du Québec à Montréal. Collection Paléo-Québec, no 13 : 153 pp.

- Richard, P. J. H., Larouche, A., et Bouchard, M. A. (1982). «Âge de la déglaciation finale et histoire postglaciaire de la végétation dans la partie centrale du Nouveau-Québec». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 36, no 1-2, p. 63-90.
- Robinson, S. D., et Moore, T. R. (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.
- Roden, J. S., Lin, G., et Ehleringer, J. R. (2000). "A mechanistic model for interpretation of hydrogen and oxygen isotope ratios in tree-ring cellulose". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 64, no 1, p. 21-35.
- Ronkanen, A.-K. et Kløve, B. (2008). "Hydraulics and flow modelling of water treatment wetlands constructed on peatlands in Northern Finland". *Water research*, vol. 42, no 14, p. 3826-3836.
- Roulet, N. T., Lafleur, P. M., Richard, P. J. H., Moore, T. R., Humphreys, E. R., et Bubier, J. (2007). "Contemporary carbon balance and late-Holocene carbon accumulation in a northern peatland". *Global Change Biology*, vol. 13, no 2, p. 397-411.
- Rozanski, K., Araguas-Araguas, L., et Gonfiantini, R. (1992). "Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate". *Science*, vol. 258, no 5084, p. 981-985.
- Sannel, A. B. K., et Kuhry, P. (2008). "Long-term stability of permafrost in subarctic peat plateaus, west-central Canada". *The Holocene*, vol. 18, no 4, p. 589-601.
- Sannel, A. B. K., et Kuhry, P. (2009). "Holocene peat growth and decay dynamics in subarctic peat plateaus, west-central Canada". *Boreas*, vol. 38, no 1, p. 13-24.
- Santisteban, J. I., Mediavilla, R., López-Pamo, E., Dabrio, C. J., Zapata, M. B. R., García, M. J. G., Castaño, S., et Martínez-Alfaro, P. E. (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.
- Scheffer, R. A., Van Logtestijn, R. S. P., et Verhoeven, J. T. A. (2001). "Decomposition of *Carex* and *Sphagnum* litter in two mesotrophic fens differing in dominant plant species". *Oikos*, vol. 92, no 1, p. 44-54.
- Schiegl, W. E. (1972). "Deuterium content of peat as a paleoclimatic recorder". *Science*, vol. 175, no 4021, p. 512-513.
- Schoning, K., Charman, D. J., et Wastegard, S. (2005). "Reconstructed water tables from two ombrotrophic mires in eastern central Sweden compared with instrumental meteorological data". *The Holocene*, vol. 15, no 1, p. 111-118.
- Seppala, M. (1986). "The origin of palsas". *Geografiska Annaler, Series A*, vol. 68 A, no 3, p. 141-147.

- Seppala, M. (2003). "Surface abrasion of palsas by wind action in Finnish Lapland". *Geomorphology*, vol. 52, no 1-2, p. 141-148.
- Skrzypek, G., Kaluzny, A., et Jedrysek, M. O. (2007a). "Carbon stable isotope analyses of mosses-comparisons of bulk organic matter and extracted nitrocellulose". *Journal of the American Society for Mass Spectrometry*, vol. 18, no 8, p. 1453-1458.
- Skrzypek, G., Kaluzny, A., Wojtun, B., et Jedrysek, M. O. (2007b). "The carbon stable isotopic composition of mosses: A record of temperature variation". *Organic Geochemistry*, vol. 38, no 10, p. 1770-1781.
- Sternberg, L., DeNiro, M., et Savidge, R. (1986). "Oxygen isotope exchange between metabolites and water during biochemical reactions leading to cellulose synthesis". *Plant Physiology*, vol. 82, p. 423-427.
- Stuiver, M., et Reimer, P. J. (1993). "Extended ¹⁴C data base and revised CALIB 3.0 ¹⁴C age calibration program". *Radiocarbon*, vol. 35, p. 215-230.
- 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., Kettles, I. M., et Lacelle, B. (2000). *Peatlands of Canada*, Commission Géologique du Canada, Dossier public 3834
- Tarnocai, C., et Stolbovoy, V. (2006). "Northern peatlands: their characteristics, development and sensitivity to climate change". In *Peatlands: Evolution and Records of Environmental and Climate Changes* (pp. 17-51), I. P. Martini, A. M. Cortizas & W. Chesworth (Eds.). Amsterdam: Elsevier.
- Taylor, M. (2007). *Continental-scale validation of the temperature signal in oxygen isotopes of sphagnum cellulose and its application as a paleoclimate proxy*. M.Sc. thesis, Laramie (Wyoming, USA), University of Wyoming.
- Telford, R. J., Heegaard, E. et Birks, H.J.B. (2004). "All age-depth model are wrong: but how badly?". *Quaternary Science Reviews*, vol. 23, p. 1-5.
- Thibault, S., et Payette, S. (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.
- Tillman, P. K., Holzkamper, S., Kuhry, P., Sannel, A. B. K., Loader, N. J., et Robertson, I. (2010). "Stable carbon and oxygen isotopes in *Sphagnum fuscum* peat from subarctic Canada: Implications for palaeoclimate studies". *Chemical Geology*, vol. 270, no 1-4, p. 216-226.
- Troëls-Smith, J. (1955). "Characterization of unconsolidated sediments". *Denmark Geologiske Undersogelse Series*, vol. 4, no 3, p. 1-73.

- Turetsky, M. R., Treat, C. C., Waldrop, M. P., Waddington, J. M., Harden, J. W., et McGuire, A. D. (2008). "Short-term response of methane fluxes and methanogen activity to water table and soil warming manipulations in an Alaskan peatland". *Journal of Geophysical Research G: Biogeosciences*, vol. 113, no 3.
- Turetsky, M. R., Wieder, R. K., Vitt, D. H., Evans, R. J., et Scott, K. D. (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.
- Turetsky, M. R., Wieder, R. K., Williams, C. J., et Vitt, D. H. (2000). "Organic matter accumulation, peat chemistry, and permafrost melting in peatlands of Boreal Alberta". *Ecoscience*, vol. 7, no 3, p. 379-392.
- Turunen, J., Tomppo, E., Tolonen, K., et Reinikainen, A. (2002). "Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland - Application to boreal and subarctic regions". *The Holocene*, vol. 12, no 1, p. 69-80.
- van Bellen, S., Dallaire, P.-L., Garneau, M., et Bergeron, Y. (soumis). "Quantifying spatial and temporal Holocene carbon accumulation in ombrotrophic peatlands of the Eastmain region, Quebec, Canada". *Global Biogeochemical Cycles*.
- Vardy, S. R., Warner, B. G., et Aravena, R. (1997). "Holocene climate effects on the development of a peatland on the Tuktoyaktuk Peninsula, Northwest Territories". *Quaternary Research*, vol. 47, no 1, p. 90-104.
- Vardy, S. R., Warner, B. G., et Aravena, R. (1998). "Holocene climate and the development of a subarctic peatland near Inuvik, Northwest Territories, Canada". *Climatic Change*, vol. 40, no 2, p. 285-313.
- Vardy, S. R., Warner, B. G., Turunen, J., et Aravena, R. (2000). "Carbon accumulation in permafrost peatlands in the Northwest Territories and Nunavut, Canada". *The Holocene*, vol. 10, no 2, p. 273-280.
- Vardy, S. R., Warner, B.G. and Asada, T. (2005). "Holocene environmental change in two polygonal peatlands, south-central Nunavut, Canada". *Boreas*, vol. 34, no 3, p. 324-334.
- Veillette, J. J., et Nixon, F. M. (1980). "Portable drilling equipment for shallow permafrost sampling". *Geological Survey of Canada Paper*, vol. 79, no 21.
- Viau, A. E., et Gajewski, K. (2009). "Reconstructing millennial-scale, regional paleoclimates of boreal Canada during the Holocene". *Journal of Climate*, vol. 22, no 2, p. 316-330.
- Viau, A. E., Gajewski, K., Fines, P., Atkinson, D. E., et Sawada, M. C. (2002). "Widespread evidence of 1500 yr climate variability in North America during the past 14 000 yrs". *Geology*, vol. 30, no 5, p. 455-458.

- Viau, A. E., Gajewski, K., Sawada, M. C., et Fines, P. (2006). "Millennial-scale temperature variations in North America during the Holocene". *Journal of Geophysical Research*, vol. 111, no 9.
- Vitt, D. H., Halsey, L. A., et Zoltai, S. C. (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.
- Wanner, H., Beer, J., Butikofer, J., Crowley, T. J., Cubasch, U., Fluckiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J. O., Kuttel, M., Muller, S. A., Prentice, I. C., Solomina, O., Stocker, T. F., Tarasov, P., Wagner, M., et Widmann, M. (2008). "Mid- to Late Holocene climate change: an overview". *Quaternary Science Reviews*, vol. 27, no 19-20, p. 1791-1828.
- Webb, T., III. (1986). "Is vegetation in equilibrium with climate? How to interpret late-Quaternary pollen data". *Vegetatio*, vol. 67, no 2, p. 75-91.
- Williams, T. G. et Flanagan, L. B. (1996). "Effect of changes in water content on photosynthesis, transpiration and discrimination against ^{13}C and $\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}$ in *Pleurozium* and *Sphagnum*". *Oecologia*, vol. 108, p. 38-46.
- Wilson, A. T., et Grinsted, M. J. (1977). " $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ in cellulose and lignin as palaeothermometers", *Nature*, vol. 265, no 5590, p. 133-135.
- Wolfe, B. B., Aravena, R., Abbott, M. B., Seltzer, G. O., et Gibson, J. J. (2001). "Reconstruction of paleohydrology and paleohumidity from oxygen isotope records in the Bolivian Andes". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 176, no 1-4, p. 177-192.
- Wolfe, B. B., et Edwards, T. W. D. (1997). "Hydrologic control on the oxygen-isotope relation between sediment cellulose and lake water, western Taimyr Peninsula, Russia: Implications for the use of surface-sediment calibrations in paleolimnology". *Journal of Paleolimnology*, vol. 18, no 3, p. 283-291.
- Wolfe, B. B., Edwards, T. W. D., Aravena, R., Forman, S. L., Warner, B. G., Velichko, A. A., et MacDonald, G. M. (2000). "Holocene paleohydrology and paleoclimate at treeline, North-Central Russia, inferred from oxygen isotope records in lake sediment cellulose". *Quaternary Research*, vol. 53, no 3, p. 319-329.
- Wolfe, B. B., Falcone, M. D., Clogg-Wright, K. P., Mongeon, C. L., Yi, Y., Brock, B. E., Amour, N. A. S., Mark, W. A., et Edwards, T. W. D. (2007). "Progress in isotope paleohydrology using lake sediment cellulose". *Journal of Paleolimnology*, vol. 37, no 2, p. 221-231.
- Woo, M. K., et Winter, T. C. (1993). "The role of permafrost and seasonal frost in the hydrology of northern wetlands in North America". *Journal of Hydrology*, vol. 141, no 1-4, p. 5-31.

- Yakir, D., et DeNiro, M. J. (1990). "Oxygen and hydrogen isotope fractionation during cellulose metabolism in *Lemna gibba* L.". *Plant Physiology*, vol. 93, no 1, p. 325-332.
- Yu, Z. (2006). "Modeling ecosystem processes and peat accumulation in boreal peatlands". In *Boreal Peatland Ecosystems* (pp. 313-327). Berlin (Allemagne): Springer-Verlag.
- Yu, Z., Loisel, J., Brosseau, D. P., Beilman, D. W., et Hunt, S. J. (2010). "Global peatland dynamics since the Last Glacial Maximum". *Geophysical Research Letters*, vol. 37, no 13.
- Zanazzi, A., et Mora, G. (2005). "Paleoclimatic implications of the relationship between oxygen isotope ratios of moss cellulose and source water in wetlands of Lake Superior". *Chemical Geology*, vol. 222, no 3-4, p. 281-291.
- Zimmermann, C., et Lavoie, C. (2001). "A paleoecological analysis of a southern permafrost peatland, Charlevoix, Quebec". *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 38, no 6, p. 909-919.
- Zoltai, S. C. (1993). "Cyclic development of permafrost in the peatlands of northwestern Alberta, Canada". *Arctic and Alpine Research*, vol. 25, no 3, p. 240-246.