

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

RÉPONSE DES TOURBIÈRES À PERGÉLISOL FACE AU RÉCHAUFFEMENT
CLIMATIQUE RÉCENT LE LONG D'UN GRADIENT LATITUDINAL AU
NUNAVIK, DANS L'EST DU CANADA

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR

CAMILLE GIRARD

MAI 2022

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.04-2020). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Pour commencer, je tiens à offrir mes remerciements les plus sincères à ma directrice de maîtrise Michelle Garneau. Tu as su me transmettre ta passion pour les tourbières, qui m'a accompagnée tout au long de mes études et qui m'accompagnera pour le reste de ma vie. Je suis reconnaissante envers ton soutien, ta rigueur de travail ainsi que toutes les opportunités que tu m'as offertes. Merci pour ton expertise, qui s'est traduite autant sur le terrain au Nunavik que dans tes corrections. J'ai la chance d'avoir été formée par une des meilleures scientifiques dans le domaine. Je tiens également à remercier Nicole K. Sanderson, qui m'a orientée sans cesse sur le terrain : sans toi j'aurais littéralement été perdue. Tu m'as offert ton aide incommensurable durant les deux dernières années et ta contribution dépasse largement le nombre d'heures passées à faire mes analyses de plomb, les modèles d'âge-profondeur uniques et le pré-traitement des données climatiques. Merci pour ton excellence scientifique, tes précieux conseils et ton anglais impeccable.

Un merci précieux revient à mon amie et collègue Léonie Perrier, pour son amitié, son écoute, son entraide et son éternelle motivation. Nous avons fait nos maîtrises à deux et chaque minute passée en ta compagnie a rendu ce parcours plus doux. Tu as été bonne du début à la fin et tu ne cesses de m'impressionner. Merci également à Pénélope Germain Chartrand pour tous les beaux moments au laboratoire. Merci à Jérémie Maillé-Bizier pour tes bras et ta bonne humeur sur le terrain ainsi que l'équipe du Centre d'études nordiques pour le soutien logistique dans le Nord. Merci également à Juupi Tuniq pour cette expérience sécuritaire et mémorable à Salluit. Je remercie Michel Allard, Samuel Gagnon et Serge Payette pour vos précieux commentaires. Merci à Joannie Beaulne d'être aussi sensible et excellente. Merci à Geneviève

Corneau, Clémence Benoît, Hugues Dorion et Emmanuel Dubois de m'avoir aidée avec mes codes R à n'importe quelle heure du jour ou du soir. Merci à G Duyemes du centre ESCER-UQAM pour les données climatiques. Finalement, merci aux Tourbeuses et aux Tourbeux pour leur camaraderie et leur soutien : Gabriel Magnan (pour la relecture), Karelle Trottier, Charles-Élie Dubé-Poirier, Antonin Prijac, Pierre Taillardat.

Je remercie tous mes amies et mes amis qui ne sont pas dans mon domaine qui m'ont encouragée de près ou de loin durant mon parcours, je suis reconnaissante de vous avoir dans ma vie : Simon, Marie-Ève, Janie, Francis, Gabrielle, Manon, Édouard, Sam, Emmanuel, Dominic, Justine et Camille.

Je remercie ma mère Lucie Girard et ma grand-mère Rachel Girard (Asselin) pour votre support indéniable, vos encouragements bienveillants et votre amour inconditionnel. Je vous remercie de m'avoir aidée à garder la motivation tout en m'encourageant à prendre soin de moi pendant les moments plus difficiles.

Finalement, ce projet de maîtrise n'aurait pas été possible sans le soutien financier d'Environnement et Changements Climatiques Canada (Projet GCXE19S029 octroyé à M.G.), du Conseil de recherches en Sciences Naturelles et en Génie du Canada (CRSNG – Supplément nordique (M. G.) et bourse d'études à la maîtrise (C.G.) ainsi que du Programme de Formation Scientifique dans le Nord (PFSN).



Camille Girard

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	vii
LISTE DES TABLEAUX.....	xi
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES	xiv
LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS	xvi
LISTE DES ESPÈCES VÉGÉTALES CITÉES	xviii
RÉSUMÉ.....	xix
CHAPITRE I INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE II RÉGION D'ÉTUDE	6
2.1 Localisation du territoire d'étude, contextes géologique et géomorphologique..	6
2.2 Contexte climatique et biophysique.....	8
2.3 Les tourbières du Nunavik.....	13
2.4 Description des sites d'étude	14
CHAPITRE III MÉTHODOLOGIE	17
3.1 Sélection des tourbières	17
3.2 Échantillonnage	17
3.3 Analyse en laboratoire	20
3.3.1 Description stratigraphique, sous-échantillonnage et entreposage	20
3.3.2 Perte au feu.....	21
3.3.3 Analyses géochimiques (ratio C/N)	21
3.3.4 Analyse des macrorestes végétaux.....	22
3.3.5 Chronologies	23
3.3.5.1 Datation au radiocarbone (^{14}C)	23
3.3.5.2 Datation radiogénique au plomb-210 (^{210}Pb).....	24

3.3.6	Modèles d'âge-profondeur	25
3.3.7	Taux d'accumulation du carbone	26
3.4	Analyses statistiques des données	26
3.4.1	Données climatiques	26
3.4.2	Analyse <i>change point</i>	27
3.4.3	Test de Mann-Kendall modifié	27
3.4.4	Analyse de la variance (ANOVA)	28
CHAPITRE IV RESPONSE OF PERMAFROST PEATLANDS TO RECENT WARMING ALONG A LATITUDINAL GRADIENT IN NUNAVIK (EASTERN CANADA)		29
4.1	Introduction.....	31
4.2	Methods	33
4.2.1	Study regions, sites and sampling.....	33
4.2.2	Climate data	38
4.2.3	Laboratory analysis.....	40
4.2.4	Dating, chronologies and C accumulation rates.....	40
4.3	Results and discussion.....	41
4.3.1	Response of permafrost peatlands to recent warming.....	41
4.3.2	Implications for carbon dynamics.....	48
4.3.3	Patterns and drivers of permafrost peatlands response	50
4.4	Conclusion	53
4.5	Data availability.....	53
4.6	Acknowledgements.....	54
4.7	Funding.....	54
4.8	Conflict of interest	54
4.9	References.....	54
4.10	Supplementary material.....	67
4.10.1	Text S1. Laboratory and statistical analyses.....	67

4.10.2 Text S2. Dating short permafrost cores.....	69
CONCLUSION.....	114
RÉFÉRENCES.....	115

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
<p>Figure 2.1 Localisation des sites d'études au Nunavik (Québec, Canada), identifiés avec des étoiles. Carte de fond modifiée de L'Hérault et Allard (2018). Photos des tourbières sélectionnées au sein de leurs régions respectives : région du Lac Wiyâshâkimî (LEC), région de la rivière Boniface (BON) et région de Salluit (SAL). Distribution du pergélisol au Nunavik, selon les sorties TTOP pour la période 2000-2016. Probabilité d'occurrence du pergélisol sur le territoire (%) a été calculée pour des zones de 25 km² (20×20 pixels) (voir L'Hérault et Allard (2018) pour plus de détail). Zones de végétation et domaines bioclimatiques pour les trois sites d'études (voir MFFP (2021) pour les descriptions complètes). 7</p>	7
<p>Figure 2.2 Tendances climatiques et réchauffement récent pour les trois régions le long du transect étudié. (a) Degrés-jours de croissance au-dessus de 0°C (GDD0). Les lignes en escaliers représentent les <i>changepoints</i> (Killick & Eckley, 2014). (b) Température moyenne annuelle (MAT, °C), augmentation moyenne significative par décennie pour la période 1988-2017 CE en rouge. (c) Précipitation moyenne annuelle (MAP, mm). L'encadré rouge pâle couvre la période 1988-2017..... 11</p>	11
<p>Figure 3.1. Exemples des sites d'extraction de monolithes et de positionnement des transects pour les trois milieux à l'étude. Pour chaque site, une photo d'ensemble avec la localisation du secteur d'extraction est présentée (flèche jaune) suivie de la présentation d'un transect (photo du dessous). (a) Tourbière LEC (Lac</p>	

Wiyâshâkimî). (b) Tourbière BON (Rivière Boniface). (c) Tourbière SAL (Salluit).....	19
--	----

Figure 4.1 Study site locations in Nunavik (Canada), identified with yellow stars. Base map modified from L'Hérault and Allard (2018). Photos of the selected peatlands within their respective regions, (SAL): Salluit region, (BON): Boniface River region, (LEC): Wiyashakimi Lake region. Permafrost distribution in Nunavik, based on estimates of temperatures at the top of permafrost from TTOP model, for the 2000-2016 period. Percentage (%) of permafrost occurrence was calculated for 25 km² zones (20×20 pixels) (see L'Hérault and Allard (2018) for further information). Vegetation zones and bioclimatic domains for the three study sites are identified in colored rectangles (MFFP, 2021). 35

Figure 4.2. Climatic trends and recent warming for the three regions. (a) Growing degree days above 0°C (GDD0). Stepped lines indicate changepoints (Killick and Eckley 2014). (b) Mean annual temperature (MAT, °C), mean significant decadal increase for 1988-2017 period in red ($p < 0.05$). (c) Mean annual precipitation (MAP, mm). Shaded red indicates the 1988-2017 CE period..... 39

Figure 4.3 Peat composition as the abundance (%) of the main peat types presented with different colors and peat properties for all the monoliths extracted from LEC (a-b), BON (c-d) and SAL (e-f) peatlands. Diagrams show two transects per site, starting with the outermost core. Y-axis is cal. CE year from 1900 CE to the coring time (2019 CE). Solid lines represent monolith number 1 of each transect. Dashed lines represent monolith number 3 of each transect. Dotted lines represent monolith number 5 of each transect. For SAL peatland, solid grey lines represent the fourth monolith of each transect (respectively LE4 and LW7). Continuous carbon accumulation rates (CAR) are presented in g C m⁻² yr⁻¹. BD stands for bulk

density (g cm^{-3}) and PAR for peat accumulation rate (mm yr^{-1}). // indicates that the record continues below to older ages (see Figure S1).....46

Figure 4.4 ACAR ($\text{g C m}^{-2} \text{yr}^{-1}$) variability for each site since 1950 (left panel) and ACAR ($\text{g C m}^{-2} \text{yr}^{-1}$) variability focused on two periods (1950-1990 and 1990 to the coring year of 2019 CE, right panel). Boxplots represent the interquartile ranges, whiskers represent minimum and maximum range, strong black line is the median (values in black), triangle is the mean (values in dark red), and black dots represent outliers. Boxplots are significantly different (ANOVAs; $p < 0.01$)....49

Figure 4.5 Conceptual model of permafrost peatlands response under increasing temperature and latitude. Colored arrows on upper panel represents fluxes: relative increase or decrease in carbon dioxide (CO_2) and methane (CH_4). The three studied sites are shown in the left panel. Permafrost thaw or collapse within the sites are shown in the middle panel. Peatland responses are shown in the right panel. Peat state in relation to permafrost conditions is illustrated through a peat core. Relative carbon accumulation in relation to peat state. Future response of permafrost peatlands under warmer temperature and increased photosynthetically active radiation after 2100 CE remains largely uncertain (Gallego-Sala *et al* 2018).52

Figure S1. Plant macrofossil diagrams, with peat composition as main types of vegetation for all 20 monoliths of this study. Relative abundance of taxa (%), counted vegetal pieces (n), decay index (1-5) and ash content (%) are also displayed. UOM stands for unidentified organic matter.99

Figure S2. PLUM age-depth models for the 20 peat cores. The x-axis is depth in centimeters (cm), the left y-axis are calibrated years before present (cal. BP) and the right y-axis is the ^{210}Pb activity in becquerel (Bq)/kilograms (kg). ^{210}Pb age

ranges are represented by blue rectangles and ^{14}C dates (cal. BP) are blue vertical violin-shaped features. The grey shading indicates the possible age-range and the darkest grey shows the most likely age range. The red line is the weighted mean modelled age. 109

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
Tableau 2.1 Informations sur les sites d'étude. Données climatiques depuis 1950 CE et sur une période de 30 ans (1988-2017 CE) : température moyenne annuelle (TMA, °C), température moyenne annuelle en hiver (TMAH, °C – décembre, janvier, février), température moyenne annuelle en été (TMAE, °C – juin, juillet, août), précipitation moyenne annuelle (PMA, mm), degré-jour de croissance au-dessus de 0°C (DJC0). Augmentation ou diminution moyenne significative depuis 1988 jusqu'à aujourd'hui (2017 CE, p-value<0.05). NA signifie que les tendances ne sont pas statistiquement significatives. Altitude en mètres au-dessus du niveau marin. Superficie de la tourbière en km ² . Végétation dominante pour les habitats secs et humides au sein des tourbières. Études paléoécologiques précédemment réalisées au sein du site ou à proximité (dans un rayon < 50 km). Les données climatiques proviennent d'une modélisation avec l'algorithme ANUSPLIN, voir le chapitre III pour plus de détails.....	10
Tableau 3.1. Taille (volume ou poids) et résolution du sous-échantillonnage pour les analyses en laboratoire.	20
Table 4.1 Study site information. Meteorological data since 1950 CE and for a 30-year period (1988-2017 CE): mean annual temperature (MAT, °C), mean annual winter temperature (MAWT, °C – December, January, February), mean annual summer temperature (MAST, °C – June, July, August), mean annual precipitation (MAP, mm), growing degree days above 0°C (GDD ₀). Mean significant decadal increase	

or decrease since 1988 CE until 2017 CE (p -value <0.05). Climatic data from ANUSPLIN modelling, see methods for more details. NA indicates statistically non-significant trends. Altitude in meters above sea level, peatland size as area (in km^2), dominant vegetation for dry and wet habitats within each peatland. Previous palaeoecological studies performed at the site or nearby (< 50 km radius)..... 37

Table 4.2 Recent peat and carbon accumulation details for each core. Core length in centimeters (cm) as in the thickness of the active layer or organic soil. * indicates that mineral soil was reached when coring. Basal age of the core (CE). Age of the shift, defined as the moment where *Sphagnum* would dominate more than 50% of the peat type vegetation assemblage (CE; see Figure 3). Average peat accumulation rates in mm yr^{-1} (PAR) and apparent carbon accumulation rates (ACAR) ($\text{g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) for the 1950-1990 CE period and since 1950 CE and 1990 CE. Averages \pm standard deviation (SD) are presented per site. (!) indicates that years are excluded from calculation because the core is younger than 1950 CE. 44

Table S1. Radiocarbon dating results, from the AEL-AMS Laboratory, University of Ottawa. Ages are either in ^{14}C years BP or F^{14}C when younger than 1950, as reported from the laboratory. NA is specified when either of the ages type does not apply. BP stands for before present (i.e. 1950) and AD for Anno Domini. Modelled age was yielded using *plum* and CE stands for Common Era. † symbol represents the Suess Effect: The Suess Effect is a flat portion of the calibration curve caused by the burning of fossil fuels and resulting in a calibrated age range covering the majority of the 1700s to early 1950s period..... 73

Table S2. ^{210}Pb activity (Bq/kg) and standard deviation (Bq/kg). Depth entered is the lower value of a layer (ex. 1-2 cm). Thickness is 1cm. 78

Table S3. Carbon, Nitrogen and C/N values measured for the three studied peatlands.

.....83

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

a	Année
a étal. BP	Année étalonnée avant l'actuel
ACAR	Apparent carbon accumulation rates (taux apparent d'accumulation du carbone)
AMOC	At Most One Change (Au plus un changement)
AMS	Accelerator mass spectrometry (Spectrométrie de masse par accélérateur)
ANUSPLIN	Australian National University SPLIN
BON	Tourbière Boniface (Boniface peatland)
BD	Bulk density (Densité sèche)
BP	Before present (Avant l'actuel – 1950)
ca	<i>Circa</i> (Environ)
cal a BP	Calibrated year before present (Année étalonnée avant l'actuel)
CAR	Carbon accumulation rate (taux d'accumulation du carbone)
14C BP	Radiocarbon age before present (âge radiocarbone avant l'actuel)
CE	Common era
cpt.meanvar	Fonction <i>change point</i> pour détecter un changement dans la moyenne et la variance
CRS	Constant rate of supply (Taux d'approvisionnement constant)
DJC ₀	Degré jour de croissance au-dessus de 0°C
ESCER	Centre pour l'Étude et la Simulation du Climat à l'Échelle Régionale
F ¹⁴ C	Fraction Modern (Fraction moderne)
GDD ₀	Growing degree-day above 0°C (Degré jour de croissance au-dessus de 0°C)
GEOTOP	Centre de recherche en géochimie et en géodynamique
GES	Gaz à effet de serre
LEC	Tourbière du Lac Wiyâshâkimî (Wiyâshâkimî Lake peatland)
LIA	Little Ice Age (Petit Âge glaciaire)
LIS	Laurentide Ice Sheet (Inlandsis laurentidien)
LOI	Loss-on-ignition (Perte au feu)
NHZ1	Northern Hemisphere Zone 1 (Hémisphère nord, zone 1)
PAR	Peat accumulation rate (Taux d'accumulation de la tourbe)
PMA	Précipitation moyenne annuelle
pMC%	Percent Modern Carbon (Pourcentage de carbone moderne)
RERCA	Recent apparent rate of carbon accumulation (Taux apparent d'accumulation du carbone récent)

SAL	Tourbière Salluit (Salluit peatland)
SD	Standard deviation (Déviation standard)
sp.	Espèce
spp.	Espèces
tfpwmk	Trend-Free Prewhitened Mann-Kendall
TMA	Température moyenne annuelle
TMAE	Température moyenne annuelle en été
TMAH	Température moyenne annuelle en hiver
UOM	Unidentified organic matter (matériel organique non-identifiable)
UQAM	Université du Québec à Montréal

LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS

α	<i>Alpha</i>
^{210}Bi	Isotope 210 du bismuth
Bq	Becquerel
C	Carbon (carbone)
C/N	Rapport carbone azote
^{14}C	Isotope 14 du carbone
°	Degré
°C	Degré Celsius
cm	Centimètre
cm ²	Centimètre carré
cm ³	Centimètre cube
CO ₂	Dioxyde de carbone
g	Gramme
Gt	Gigatonne
h	Heure
HCL	Acide chlorhydrique
HNO ₃	Acide nitrique
H ₂ O ₂	Peroxyde d'hydrogène
KOH	Hydroxyde de potassium
km	Kilomètre
km ²	Kilomètre carré
m	Mètre
m ²	Mètre carré
ml	Millilitre
mm	Millimètre
µm	Micromètre
mg	Milligramme
N	Azote
^{209}Po	Isotope 209 du polonium
^{210}Po	Isotope 210 du polonium
^{210}Pb	Isotope 210 du plomb
$^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$	Fraction supportée du plomb 210

$^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$	Fraction non supportée du plomb 210
Pb	Plomb
T°	Température
^{238}U	Isotope 238 de l'uranium
&	et
%	Pourcentage
~	Environ
±	Plus ou moins
<	Plus petit que
>	Plus grand que

LISTE DES ESPÈCES VÉGÉTALES CITÉES

Aulacomnium (Hedw.) Schwägr.
Betula Linnaeus
Betula glandulosa Michaux
Carex Linnaeus
Cenococcum geophilum E.M Fries
Chamaedaphne calyculata (Linnaeus) Moench
Cyperaceae Jussieu
Dicranum Hedwig
Empetrum nigrum Linnaeus
Ericaceae Jussieu
Eriophorum russeolum Fries
Larix laricina (DuRoi) K. Koch
Picea mariana (Miller) Britton, Sterns & Poggenburgh
Pleurozium schreberi (Willd. ex Brid.) Mitt.
Polytrichum Hedw.
Rhododendron groenlandicum Linnaeus
Rhododendron tomentosum Harmaja
Salix Linnaeus
Scorpidium revolvens (Sw.) Rubers
Scorpidium scorpioides (Hedw.) Limpr.
Sphagnum Linnaeus
Sphagnum sect. *Acutifolia*
Sphagnum sect. *Cuspidata*
Sphagnum aongstroemii C. Hartm.
Sphagnum capillifolium (Ehrh.) Hedw.
Sphagnum concinnum (Berggr.) Flatberg
Sphagnum fimbriatum Wilson
Sphagnum fuscum (Schimper) H. Klinggraff
Sphagnum riparium Ångström
Sphagnum rubellum Wilson
Sphagnum russowii Warnst.
Sphagnum squarrosum Crome
Straminergon stramineum (Dicks. ex Brid.) Hedenäs
Tomenthypnum nitens (Hedw.) Loeske
Vaccinium oxycoccos Linnaeus
Vaccinium vitis-idaea Linnaeus
Warnstorfia fluitans (Hedw.) Loeske

RÉSUMÉ

Les tourbières à pergélisol des régions de hautes latitudes constituent d'importants puits de carbone (C) à l'échelle globale, maintenant le C dans la tourbe gelée dans un état d'équilibre relatif jusqu'à récemment. Le réchauffement récent amplifié dans ces régions a entraîné le dégel du pergélisol et altéré la dynamique du carbone. La réponse des tourbières à pergélisol face au réchauffement demeure incertaine, car des trajectoires divergentes sont rapportées. Dans cette étude, nous utilisons une approche paléoécologique pour documenter les changements récents dans la succession végétale et l'accumulation du C, tels qu'ils ont été enregistrés dans 20 carottes de tourbe prélevées dans la couche active de trois tourbières à pergélisol situées le long d'un gradient latitudinal de pergélisol au Nunavik, dans le nord-est du Canada. Nous avons observé un changement généralisé vers des assemblages végétaux dominés par les sphaignes, associés à des taux élevés d'accumulation du C, au sein de paysages associés à différentes conditions de pergélisol : un fen avec des monticules de palse dégradée, une palse en dégradation et une tourbière à polygones de coins de glace. Le déclenchement de ce changement coïncide avec une augmentation des températures moyennes saisonnières et annuelles, ainsi qu'avec un allongement de la saison de croissance depuis la fin du 20^e siècle le long du gradient latitudinal. Les résultats suggèrent que ces changements sont d'origine climatique, en raison du dégel du pergélisol induit par le réchauffement au Nunavik. Notre étude met en évidence la complexité des rétroactions écologiques, du pergélisol et de la glace dans sol à travers les écosystèmes tourbeux de hautes latitudes en réponse au changement climatique. De telles données empiriques sont essentielles pour projeter les trajectoires potentielles futures de la succession végétale et de la dynamique du C dans les tourbières à pergélisol, ainsi que leur contribution au bilan global de C dans un contexte de réchauffement du climat.

Mots clés : tourbière à pergélisol, réchauffement climatique, dégel du pergélisol, accumulation du carbone, macrorestes végétaux, succession végétale

CHAPITRE I

INTRODUCTION

Les tourbières nordiques couvrent près de 3,7 millions de kilomètres carrés (km²) à l'échelle planétaire et constituent un important puits de carbone (C) terrestre, avec des stocks globaux estimés à 450 ± 150 gigatonnes (Gt) (Hugelius *et al.*, 2020). Près de la moitié de cette superficie est affectée par le pergélisol et les tourbières à pergélisol contiennent environ 185 ± 70 Gt C (Hugelius *et al.*, 2020). La menace d'un réchauffement climatique amplifié combiné à la dégradation du pergélisol dans les hautes latitudes laisse les stocks de C des tourbières à pergélisol vulnérables (Swindles *et al.*, 2015; Abbott *et al.*, 2016; Turetsky *et al.*, 2019, 2020; Treat *et al.*, 2021). À ce jour, il n'existe pas de consensus quant à la direction et la magnitude des changements attendus dans les tourbières de hautes latitudes en réaction au réchauffement climatique récent (Gallego-Sala *et al.*, 2018). Dans certains scénarios, un climat plus chaud augmentant l'épaisseur du mollisol pourrait mener à un assèchement des horizons supérieurs de la tourbe et un relargage potentiel d'une grande quantité de dioxyde de C (CO₂) (Ise *et al.*, 2008 ; Dorrepaal *et al.*, 2009; Schuur *et al.*, 2015). Dans d'autres cas, la création de mares thermokarstiques résultant de la dégradation du pergélisol pourrait induire d'importants flux de méthane (CH₄) vers l'atmosphère. Malgré ces projections d'augmentation des émissions de gaz à effet de serre (GES) vers l'atmosphère, les données récentes permettent de confirmer que le réchauffement du climat à de hautes latitudes a déjà favorisé un allongement des saisons de croissance, ce qui s'avère être fondamental pour la productivité des plantes (Charman *et al.*, 2013; Gallego-Sala *et al.*,

2018). Dans les écosystèmes tourbeux, l'augmentation de cette productivité primaire nette (PPN) se traduit par une accentuation de l'accumulation verticale, ou une expansion latérale de la tourbe (comblement, paludification; Ruppel *et al.*, 2013) qui, dans une certaine mesure, pourrait contrebalancer l'augmentation actuelle des émissions de GES d'origine anthropique (Heffernan *et al.*, 2020).

Les impacts du réchauffement récent sur les dynamiques du C et de la végétation varient selon le biome étudié. Des taux d'accumulation de la tourbe et du C ont été documentés à la fois dans les tourbières du haut-boréal sans pergélisol (par ex. Robitaille *et al.*, 2021; Primeau et Garneau, 2021) et dans les tourbières à pergélisol (par ex. Piilo *et al.*, 2019). Ces hausses sont respectivement associées à un assèchement apparent de la surface et à l'expansion des sphaignes (*Sphagnum*) (Loisel et Yu, 2013) ou au dégel des paises et des plateaux palsiques, entraînant la création de formes thermokarstiques saturées en eau et subséquemment l'établissement d'une végétation adjacente adaptée (Camill *et al.*, 2001; Jones *et al.*, 2017; Estop-Aragonés *et al.*, 2018; Piilo *et al.*, 2019; Langlais *et al.*, 2021). Des résultats similaires ont été documentés dans les tourbières à polygones de coins de glace, où le comblement rapide des mares par des cypéracées et des mousses (Magnússon *et al.*, 2020) ainsi que la colonisation des fentes de gel par ces dernières (Sim *et al.*, 2019), ont entraîné une plus grande accumulation récente du C. Taylor *et al.* (2019) ont également documenté un passage de conditions minérotrophes à faible taux d'accumulation à des conditions oligotrophes, associées à une augmentation de l'accumulation du C depuis 1850 CE pour ces tourbières à pergélisol continu de l'Alaska. En contraste, un assèchement apparent de la surface des tourbières à pergélisol discontinu a également été associé à une réduction de l'accumulation du C (Zhang *et al.*, 2018a; Sim *et al.*, 2021). Les rétroactions complexes entre la végétation, la tourbe accumulée, le pergélisol, l'hydrologie et la topographie complexifient la compréhension de la réaction de ces écosystèmes face au changement climatique (Shur et Jorgenson, 2007; McGuire *et al.*, 2018; Carpino *et al.*, 2021) et il existe encore des incohérences quant à la réponse des tourbières à pergélisol

au réchauffement, notamment en ce qui concerne les différentes conditions de pergélisol (Zhang *et al.*, 2018a, 2018b; Sim *et al.*, 2021).

Les tourbières du Canada contiennent environ 150 Gt de C et l'un des plus imposants puits de C est situé dans le nord-est du Canada, dans les basses terres de la Baie James et de la Baie d'Hudson (Beaulieu-Audy *et al.*, 2009; Tarnocai *et al.*, 2011; Packalen *et al.*, 2014). Une étude récente réalisée dans les tourbières boréales et subarctiques du Québec montre un passage généralisé de tourbières minérotrophes pauvres à ombrotrophes au cours des 100 dernières années, coïncidant avec le réchauffement des températures et une expansion de *Sphagnum* après 1980 CE, et ce, particulièrement pour les écosystèmes subarctiques (Magnan *et al.*, 2021). Plus au nord, la dégradation du pergélisol et des formes périglaciaires associées amorcée au début du 20^e siècle, s'est accélérée depuis 1950 CE (Laberge et Payette, 1995; Payette *et al.*, 2004; Vallée et Payette, 2007; Thibault et Payette, 2009; Bouchard *et al.*, 2014; Tremblay *et al.*, 2014; Gagnon et Allard, 2020b; Payette, 2021) alors que la limite de la distribution du pergélisol sporadique aurait également régressé vers le nord d'environ 130 km depuis 1950 CE (Payette, 2001; Thibault et Payette, 2009). Pourtant, peu d'études à ce jour ont examiné les impacts sur les dynamiques de la végétation et du C en lien avec le réchauffement climatique et le dégel du pergélisol (Lamarre *et al.*, 2012; Piilo *et al.*, 2019; Langlais *et al.*, 2021).

Les tourbières à pergélisol représentent de précieuses archives paléoenvironnementales, notamment grâce à leur sensibilité au climat et à l'hydrologie (Lamarre *et al.*, 2012; Garneau *et al.*, 2014). L'hydrologie exerce un contrôle sur la composition des communautés végétales et leur succession ainsi que sur la disponibilité en nutriments, ceux-ci influençant les différents types de tourbières (minérotrophes, ombrotrophes) (Rydin et Jeglum, 2013). Quant au climat, ce dernier peut influencer l'accumulation de la tourbe et du C par la température, la radiation solaire incidente et le régime d'humidité dans l'atmosphère et dans le sol. Les rétroactions

écohydrologiques sont d'autant plus complexes qu'elles impliquent également d'autres facteurs comme l'évapotranspiration, le drainage ainsi que le gel du sol (Payette *et al.*, 2004; Rydin et Jeglum, 2013; Pelletier *et al.*, 2017). Les approches paléoécologiques sont largement utilisées pour reconstruire les réponses des tourbières face aux variations du climat à différentes échelles de temps (par ex. Mackay *et al.*, 2021). Les avancées récentes dans les techniques de datation permettent maintenant d'examiner avec une meilleure précision et une haute résolution les changements récents enregistrés dans les couches superficielles des carottes de tourbe (par ex. Davies *et al.*, 2018; Magnan *et al.*, 2018; van Bellen *et al.*, 2020). Dans le cadre de cette étude, nous utilisons une combinaison d'analyses des macrorestes végétaux et des propriétés de la tourbe combinée à des chronologies robustes (^{14}C et ^{210}Pb) pour documenter les changements récents dans la végétation et l'accumulation du C à l'échelle décennale dans trois tourbières situées au sein d'un gradient latitudinal de pergélisol au Nunavik, (Québec) dans l'Est du Canada. Ce transect d'une longueur de 600 km couvre différentes conditions de pergélisol, de sporadique à continu, et explore plusieurs types d'écosystèmes tourbeux. Les objectifs de cette étude sont de (1) reconstruire les changements au niveau de la dynamique de la végétation et du C depuis les 150 dernières années, (2) évaluer les vecteurs des changements détectés dans les assemblages de plantes et de l'accumulation du C et finalement (3) déterminer la synchronicité de ces réponses au réchauffement du climat. Les résultats de cette recherche vont fournir une compréhension plus détaillée de la dynamique de la végétation et de l'accumulation du C au sein de tourbières développées sous différentes conditions de pergélisol, en plus de produire des données empiriques pour l'accumulation récente de la tourbe en complément aux études de flux de CO_2 et de CH_4 des formes thermokarstiques. Nous espérons que ces résultats amélioreront les projections des trajectoires futures des tourbières à pergélisol, et plus particulièrement en ce qui concerne leur fonction de séquestration du C liée à l'accumulation croissante de tourbe en réponse au réchauffement climatique.

Ce mémoire présente une description de la région d'étude dans le chapitre II suivie de la méthodologie, détaillée au chapitre III. Les résultats de la recherche ainsi que leur interprétation sont discutés à l'intérieur d'un article scientifique soumis à la revue *Environmental Research Letters* en décembre 2021.

CHAPITRE II

RÉGION D'ÉTUDE

2.1 Localisation du territoire d'étude, contextes géologique et géomorphologique

Le territoire d'étude se situe au Nunavik, plus précisément entre les 56° et 62° parallèles au nord du Québec. Ce territoire est marqué par un gradient climatique latitudinal qui se traduit dans les différents régimes de pergélisol et dans la zonation de la végétation (Payette, 2001a). Plus particulièrement, du sud vers le nord, les régions du Lac Wiyâshâkimî, de la rivière Boniface et de la rivière Guichaud, à Salluit sont documentées (Figure 2.1).

Le substrat rocheux du territoire étudié au Nunavik fait partie du Bouclier canadien. Les secteurs du Lac Wiyâshâkimî et de la rivière Boniface appartiennent à la province géologique du Supérieur, où les roches granitiques et gneissiques d'âge précambrien affleurent en surface (Allard et Rousseau, 1999). Le relief est caractérisé par une alternance de collines et de vallées étroites de relativement faible altitude (~200 m). La région de Salluit, située sur la pointe septentrionale du Nunavik, fait partie de la province géologique de Churchill au sein du Complexe de Narsajuaq (Charrette et Baudette, 2018). Le substrat rocheux de la région se distingue par des roches sédimentaires d'âges archéen et protérozoïque appartenant au groupe de Sugluk ainsi que des affleurements cristallins précambriens, formant notamment les versants

abrupts du fjord de Salluit (Lamothe, 1994 ; Daigneault, 2008). Le relief est plutôt ondulé et l'altitude moyenne est d'environ 400 m (Daigneault, 2008).

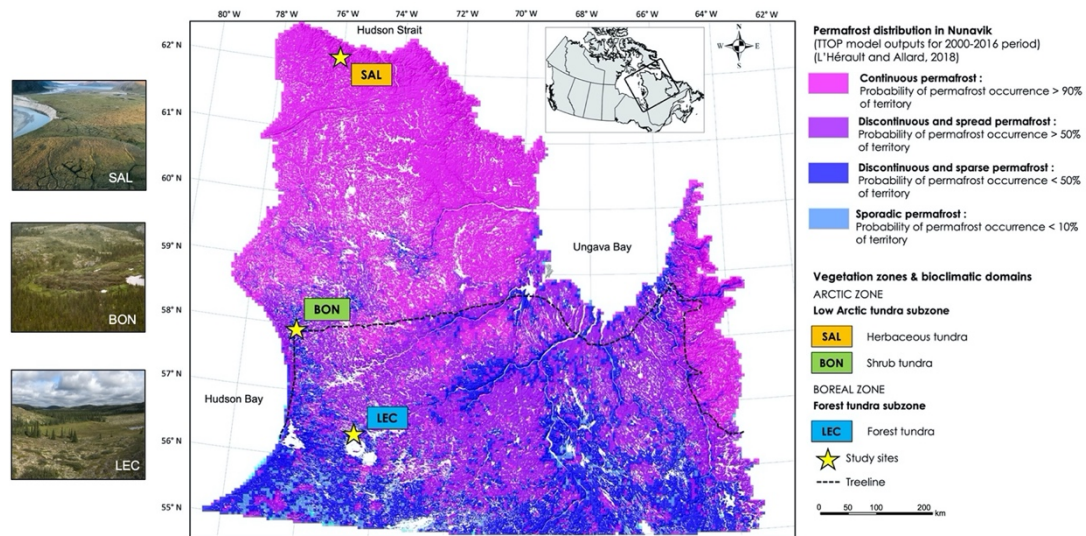


Figure 2.1 Localisation des sites d'études au Nunavik (Québec, Canada), identifiés avec des étoiles. Carte de fond modifiée de L'Hérault et Allard (2018). Photos des tourbières sélectionnées au sein de leurs régions respectives : région du Lac Wiyâshâkimî (LEC), région de la rivière Boniface (BON) et région de Salluit (SAL). Distribution du pergélisol au Nunavik, selon les sorties TTOP pour la période 2000-2016. Probabilité d'occurrence du pergélisol sur le territoire (%) a été calculée pour des zones de 25 km² (20×20 pixels) (voir L'Hérault et Allard (2018) pour plus de détail). Zones de végétation et domaines bioclimatiques pour les trois sites d'études (voir MFFP (2021) pour les descriptions complètes).

La dernière déglaciation du Nunavik est caractérisée par un rétrécissement graduel de l'inlandsis laurentidien, des zones côtières vers l'intérieur du territoire. À partir de l'ouvrage de Dyke *et al.* (2003) et l'ajout de données récentes, Dalton *et al.* (2020) ont mis à jour les patrons de déglaciation de l'Amérique du Nord, où le territoire du Nunavik est largement discuté. Le secteur du Détroit d'Hudson, comprenant la région de Salluit, est l'un des premiers secteurs du Nunavik à être déglacé, aussi tôt que vers 9000-8800 a.étal. BP (Dalton *et al.*, 2020), sculptant d'importantes vallées

glaciaires en auge. L'invasion marine de la mer d'Iberville aurait rapidement suivi le retrait des glaces pour atteindre une altitude maximale entre 140 et 182 m (Gray *et al.*, 1993 ; Kasper & Allard, 2001 ; Daigneault, 2008). On y trouve donc d'imposants dépôts marins deltaïques (Daigneault, 1996), sur lesquels des tourbières polygonales à coins de glace se sont ultérieurement formées (Kasper et Allard, 2001 ; Ouzilleau Samson *et al.*, 2010). Le relèvement postglaciaire toujours en cours dans cette région entraîne notamment l'incision d'importantes terrasses dans les dépôts meubles deltaïques (Gray *et al.*, 1993 ; Ouzilleau Samson *et al.*, 2010 ; L'Hérault *et al.*, 2017). Vers 8100-7900 a.étal. BP, l'ouest du dôme du Labrador fond et la région de la rivière Boniface est alors dépourvue de glace (Dalton *et al.*, 2020). La mer de Tyrrell, ayant atteint une altitude maximale de 220 m, aurait rapidement submergé la côte ouest du Nunavik, inondant au passage la région de la rivière Boniface (Allard et Séguin, 1985). On trouve donc des dépôts argileux dans les vallées ainsi qu'une mince couche de till recouvrant le substrat rocheux (Allard et Rousseau, 1999 ; Daigneault, 2008). La fonte continue du dôme du Labrador mène finalement à la déglaciation de la région du Lac Wiyâshâkimî, vers 7300-6800 a.étal. BP (Dalton *et al.*, 2020), laissant un épandage de sédiments fluvioglaciaires (sables, graviers) dans le fond des vallées (Allard et Séguin, 1985 ; Allard et Rousseau, 1999). Sans avoir été inondé par la mer de Tyrrell, un lac proglaciaire se serait toutefois formé dans les bassins du Lac Wiyâshâkimî (Allard et Séguin, 1985).

2.2 Contexte climatique et biophysique

Le climat des régions du Lac Wiyâshâkimî et de la rivière Boniface est de type subarctique, avec des températures moyennes annuelles frôlant -5°C pour la période 1950-2017. Les températures moyennes en hiver et en été se situent respectivement autour de -21°C et en dessous de 10°C . La précipitation moyenne totalise entre 400 et 500 mm par année et la saison de croissance moyenne compte entre 1000 et 1100 degrés-jours de croissance $> 0^{\circ}\text{C}$. La région de Salluit est caractérisée par un climat de

type arctique, où la température moyenne annuelle pour la période 1950-2017 est de $-8,7^{\circ}\text{C}$. Les températures moyennes hivernales et estivales sont respectivement $-23,4^{\circ}\text{C}$ et $5,7^{\circ}\text{C}$. La précipitation moyenne annuelle totalise 368 mm et la saison de croissance est caractérisée, en moyenne, par 615 degrés-jours de croissance $>0^{\circ}\text{C}$ (Tableau 2.1).

Les données de précipitation des trois régions d'étude affichent une tendance à la baisse depuis la fin des années 2000 sans toutefois que cette baisse soit statistiquement significative. Les données de température traduisent une augmentation moyenne significative de $0,7^{\circ}\text{C}$ par décennie depuis 1988 et la décennie 1990 est caractérisée par un allongement substantiel de la saison de croissance pour l'ensemble des régions étudiées (Figure 2.2). Les tendances climatiques significatives illustrent un réchauffement des températures plus marqué pour la saison hivernale (décembre, janvier, février) qu'estivale (juin, juillet, août) et la région la plus nordique (rivière Guichaud, Salluit) semble être la plus affectée par le réchauffement (Tableau 2.1). Les données climatiques sont des données homogénéisées et interpolées selon la méthode ANUSPLIN pour la période 1950 à 2017 (Hutchinson *et al.*, 2009 ; McKenney *et al.*, 2011). Les différents traitements statistiques appliqués sont détaillés dans le chapitre III.

Tableau 2.1 Informations sur les sites d'étude. Données climatiques depuis 1950 CE et sur une période de 30 ans (1988-2017 CE) : température moyenne annuelle (TMA, °C), température moyenne annuelle en hiver (TMAH, °C – décembre, janvier, février), température moyenne annuelle en été (TMAE, °C – juin, juillet, août), précipitation moyenne annuelle (PMA, mm), degrés-jours de croissance au-dessus de 0°C (DJC0). Augmentation ou diminution moyenne significative depuis 1988 jusqu'à aujourd'hui (2017 CE, p-value<0.05). NA signifie que les tendances ne sont pas statistiquement significatives. Altitude en mètres au-dessus du niveau marin. Superficie de la tourbière en km2. Végétation dominante pour les habitats secs et humides au sein des tourbières. Études paléoécologiques précédemment réalisées au sein du site ou à proximité (dans un rayon < 50 km). Les données climatiques proviennent d'une modélisation avec l'algorithme ANUSPLIN, voir le chapitre III pour plus de détails.

Localisation	TMA (°C)	TMAH (°C)	TMAE (°C)	PMA (mm)	DJC0	Codes de transect et de monolithe Description du site	Latitude (°N) Longitude (°W) Altitude (m a.s.l) Superficie	Végétation dominante pour les habitats secs et humides	Études précédentes
Lac Wiyâshâkimî									
Tourbière LEC									
1950-2017	-5.1	-21.5	9.6	568	1189	LB1, LB3, LB5	56° 21'09"	<u>Sec (palse et bordure forestière):</u> Ericaceae, mousses (<i>S. rubellum</i> , <i>S. fuscum</i> , <i>Pleurozium schreberi</i>), lichens, <i>Picea mariana</i> , <i>Larix laricina</i> <u>Humide (fen):</u> <i>Carex</i> spp., <i>Eriophorum russeolum</i> , cf. <i>S. riparium</i>	Langlais <i>et al</i> (2021) Bhiry <i>et al</i> (2019)
1988-2017	-4.5	-21.2	10.6	585	1327	LE1, LE3, LE5 Tourbière minérotrophe, monticules palsiques résiduels et mares peu profondes, mince bordure forestière d'épinettes noires	74° 26'58" 273 0.0084 km ²		
Augm. ou dim. décennale depuis 1988	0.7	1.6	0.7	NA	120				
Rivière Boniface									
Tourbière BON									
1950-2017	-5.8	-21.7	8.7	476	1057	LB1, LB3, LB5	57°44'1"	<u>Sec (palse et bordure forestière):</u> Ericaceae, mousses (<i>S. russowii</i> , <i>S. capillifolium</i> , <i>Tomenthypnum nitens</i>), <i>Betula glandulosa</i> , <i>Salix</i> sp., lichens <u>Humide (mares et alentours):</u> <i>Carex</i> spp., <i>Eriophorum angustifolium</i> , <i>Drepanocladus</i> spp. <i>Sphagnum</i> spp.	Jean et Payette (2014) Bhiry <i>et al</i> (2007) Vallée et Payette (2007) Lavoie et Payette (1995)
1988-2017	-5.2	-21.3	9.6	505	1183	LC1, LC3, LC5 Tourbière à palse, mares thermokarstiques, dense bordure forestière d'épinettes noires	76° 6'6" 145 0.03 km ²		
Augm. ou dim. décennale depuis 1988	0.7	1.8	0.6	NA	106				
Salluit									
Tourbière SAL									
1950-2017	-8.7	-23.4	5.7	368	615	LE1, LE2, LE3, LE4	62° 9'30"	<u>Sec (rebords du polygone):</u> mousses (<i>S. concinuum</i> , <i>S. fimbriatum</i> , <i>Aulacomnium</i> spp.), <i>Rhododendron tomentosum</i> , <i>Carex</i> spp. <u>Humide (centre du polygone):</u> <i>Hippuris vulgaris</i> , <i>Scorpidium</i> spp., <i>Carex</i> spp.	Gagnon et Allard (2020) Ouzilleau Samson <i>et al</i> (2010) Kasper et Allard (2001)
1988-2017	-8.1	-23.0	6.6	389	707	LW1, LW3, LW5, LW7 Tourbière polygonale, coins de glace dégradés et mares de polygones	75°54'18" 16 1 km ²		
Augm. ou dim. décennale depuis 1988	0.7	2.0	NA	-54	61				

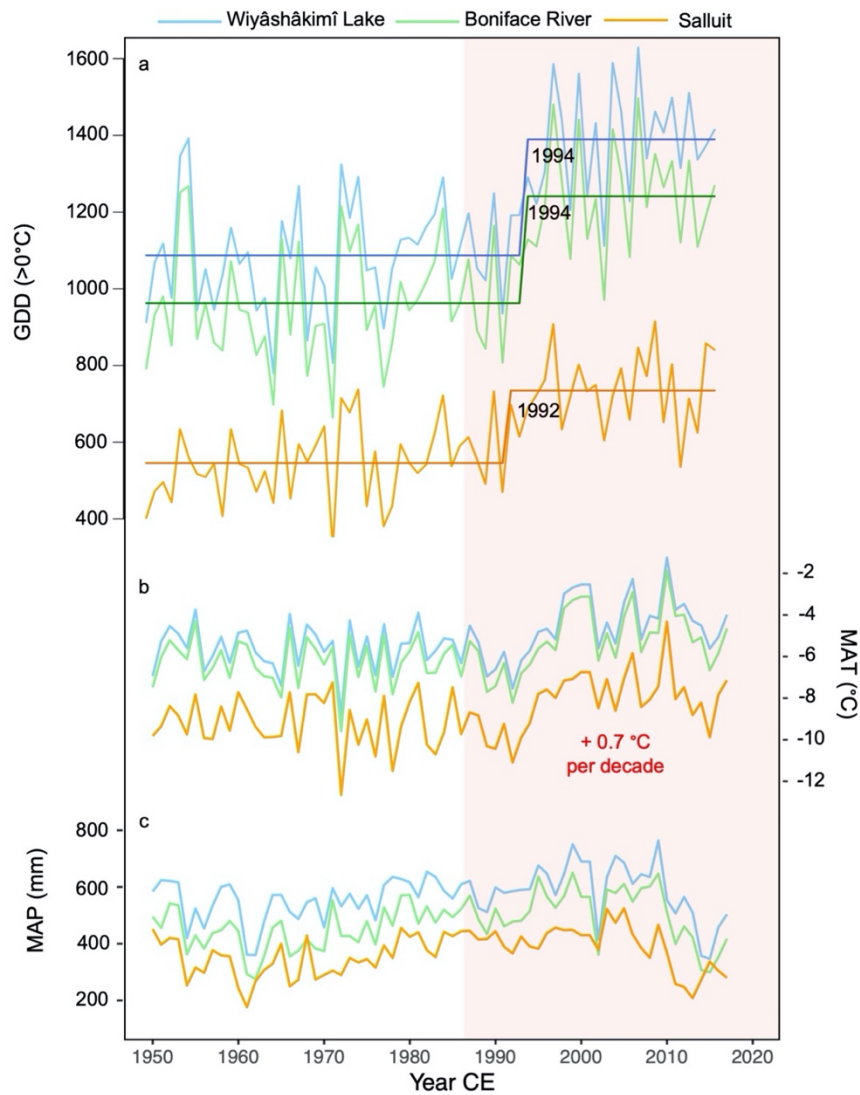


Figure 2.2 Tendances climatiques et réchauffement récent pour les trois régions le long du transect étudié. (a) Degrés-jours de croissance au-dessus de 0°C (GDD0). Les lignes en escaliers représentent les *change points* (Killick & Eckley, 2014). (b) Température moyenne annuelle (MAT, °C), augmentation moyenne significative par décennie pour la période 1988-2017 CE en rouge. (c) Précipitation moyenne annuelle (MAP, mm). L'encadré rouge pâle couvre la période 1988-2017.

Le Nunavik est divisé en deux zones de végétation et quatre domaines bioclimatiques. La zone boréale comprend la pessière à lichens et la toundra forestière alors que la zone arctique comprend la toundra arctique à arbustes érigés ou à arbustes rampants (MFFP, 2021). Du sud au nord, les trois régions à l'étude appartiennent respectivement aux domaines bioclimatiques de la toundra forestière pour le Lac Wiyâshâkimî, de la toundra arctique à arbustes érigés pour la rivière Boniface et de la toundra arctique à arbustes rampants pour Salluit (Payette et Bouchard, 2001 ; MFFP, 2021). Le paysage de la toundra forestière est composé de milieux fermés dominés par l'épinette noire (*Picea mariana*) et le mélèze laricin (*Larix laricina*) et de milieux ouverts à couverture lichénique et arbustive (Bégin et Payette, 1989). Le domaine bioclimatique de la toundra arctique à arbustes érigés est composé d'une strate arbustive dominante (principalement *Betula glandulosa* mais également *Alnus* spp. et *Salix* spp.), des sommets dénudés colonisés par des lichens et une présence arborescente de *Picea mariana* limitée aux vallées humides (Payette et Bouchard, 2001 ; Vallée & Payette, 2007). Ces deux domaines bioclimatiques partagent la limite latitudinale de la répartition des arbres. L'épinette noire constitue la seule espèce arborescente formant la limite des arbres sur le territoire du Nunavik (Gajewski *et al.*, 1993, 2021). La distribution des arbres et des îlots forestiers sur le territoire est tributaire du patron de feux de forêt, de l'échec de la régénération après feu ainsi que des conditions édaphiques pour la portion septentrionale (Payette *et al.*, 2001 ; Gajewski *et al.*, 2021). Le paysage du domaine bioclimatique de la toundra arctique à arbustes rampants est caractérisé par une végétation muscinale composée de mousses (*Sphagnum* spp., *Aulacomnium* spp., *Calliergon* spp.) et de lichens, de plantes herbacées dont des graminées et des cyperacées ainsi que des arbustes bas, localisés dans les secteurs protégés à l'abri des vents (*Betula glandulosa*, *Salix* spp.) (Payette et Bouchard, 2001).

2.3 Les tourbières du Nunavik

Toujours du sud au nord, les trois régions d'étude s'inscrivent dans trois régimes de pergélisol différents qui sont respectivement les zones de pergélisol discontinu dispersé, discontinu répandu et continu (Figure 2.1) (Allard *et al.*, 2012). La répartition des tourbières sur le territoire du Nunavik est caractérisée par un gradient climatique latitudinal et longitudinal, une histoire holocène relativement récente et la présence du pergélisol, où les tourbières subarctiques se distinguent des tourbières arctiques (Payette, 2001a). Particulièrement, les tourbières subarctiques sont présentes dans les dépressions humides à dépôts argileux laissés par la transgression de la mer de Tyrrell, où l'épaisseur de la tourbe peut atteindre 3 m (Payette, 2001a). À l'intérieur des terres, la topographie accidentée limite la présence des tourbières aux vallées ou en bordure de grands lacs, comme le Lac Wiyâshâkimî (Payette, 2001a ; Langlais *et al.*, 2021). L'évolution des tourbières minérotrophes affectées par le pergélisol donne lieu à des formes périglaciaires comme des paises et des plateaux palsiques, dont la répartition est circonscrite à la zone subarctique de pergélisol discontinu (Harris *et al.*, 1988 ; Payette, 2001b), notamment dans la région de la rivière Boniface où ces tourbières ont largement été étudiées (Allard et Rousseau, 1999 ; Bhiry *et al.*, 2007 ; Cyr et Payette, 2010 ; Jean et Payette, 2014). Ces types de tourbières se distinguent par une mixité de niveaux trophiques ombrotrophes et minérotrophes à couvert végétal variable, ainsi que par la présence de mares thermokarstiques formées par la dégradation progressive des formes périglaciaires (Payette, 2001b ; Bhiry *et al.*, 2007). En effet, les paises de la région de la rivière Boniface montrent des signes de dégradation depuis déjà plusieurs décennies, en lien avec le réchauffement climatique (Payette *et al.*, 2004 ; Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005 ; Vallée et Payette, 2007 ; Jean et Payette, 2014). Au nord de la limite des arbres, les tourbières de la zone arctique s'étalent sur des étendues variables et sont de faible épaisseur, souvent moins d'un mètre (Payette, 2001a). Les tourbières les plus septentrionales, situées en zone de pergélisol continu, se distinguent

par la présence de polygones formés par des coins de glace, comme la tourbière étudiée dans la région de Salluit (Seppälä *et al.*, 1991 ; Kasper & Allard, 2001 ; Ouzilleau Samson *et al.*, 2010). Leur répartition est limitée aux vallées et aux terrasses fluviomarines situées dans les fjords le long du détroit d'Hudson (Payette, 2001a ; Ouzilleau Samson *et al.*, 2010).

2.4 Description des sites d'étude

Le tableau 2.1 fournit les informations géographiques pour chaque site. La section suivante contient une description détaillée des trois tourbières à l'étude.

La tourbière la plus méridionale est la tourbière LEC d'une superficie de 8400 m². Elle est située sur la rive nord du bassin ouest du lac Wiyâshâkimî et est ceinturée par un versant, un champ de blocs et une bordure forestière. Il s'agit d'une tourbière minérotrophe pauvre parsemée, au centre, de résidus de palse de faible taille et fortement dégradés. On trouve sur ce site une séquence éco-hydrologique marquée par différentes conditions de drainage et donc de couvert végétal, allant de milieux sec (palse) à aquatique (mare thermokarstique), humide (mare comblée) et forestier humide (limite externe de la sphaigne), similaire au site étudié par Langlais *et al.* (2021) situé à proximité. Le processus de dégradation des paises de cette région aurait commencé à partir des années 1900, favorisé par le réchauffement climatique (Langlais *et al.*, 2021). La végétation de surface de la palse et de la bordure forestière humide se ressemblent et comprennent principalement des éricacées (*Chamaedaphne calyculata*, *Empetrum nigrum*, *Vaccinium oxycoccos*, *V. vitis-idaea*, *Rhododendron groenlandicum*), des sphaignes (*Sphagnum fuscum*, *S. rubellum*), un assemblage de mousses brunes (principalement *Dicranum spp.*, *Pleurozium schreberi* et *Straminergon stramineum*), en plus des lichens (palse) et d'espèces arborescentes (bordure forestière humide ; *Picea mariana* et *Larix laricina*). Les parties adjacentes à la mare thermokarstique sont

colonisées par des *Carex* spp., *Eriophorum russeolum* ainsi que des sphaignes (cf. *S. riparium*).

Plus au nord se trouve la tourbière à palse BON d'une superficie de 0,03 km². La tourbière étudiée est localisée à proximité de la rivière Boniface et du lac des Pluviers et présente plusieurs signes de dégradation, dont des cicatrices d'effondrement. La dégradation des tourbières à paises de la région de la rivière Boniface s'opère depuis environ 1950 (Vallée et Payette, 2007). La tourbière BON possède une séquence éco-hydrologique similaire à celle de la tourbière LEC, mais les dimensions des différents milieux sont plus importantes. En effet, les complexes palsiques de la région peuvent atteindre près de 12 m de hauteur et plus de 50 m de diamètre, faisant de celles-ci des formations uniques au monde (Lavoie et Payette, 1995 ; Payette, 2001a). Au site d'échantillonnage, la végétation de surface est également similaire à celle de la tourbière LEC (éricacées, sphaignes, mousses brunes), mais les espèces diffèrent. L'étage muscinal est composé de *S. capillifolium* et *S. russowii* mais également quelques mousses brunes comme *Dicranum* spp., *Pleurozium schreberi* et *Tomenthypnum nitens*. De plus, la strate arbustive est plus importante qu'au site de la tourbière de LEC et se compose de *Betula glandulosa*, de *Salix* spp. et de *Rhododendron groenladicum*. L'espèce arborescente dominante est *Picea mariana*. Bhiry *et al.* (2007) ont décrit les différents habitats en fonction du drainage pour une palse à proximité du Lac des Pluviers, à seulement 1 km de distance de la tourbière BON.

Le site d'étude le plus septentrional est la tourbière SAL, située à environ 25 km en amont du fjord de Salluit, à l'embouchure de la rivière Guichaud. D'une superficie d'environ 1 km², le site est circonscrit au nord par la rivière Guichaud, à l'ouest par le mont Akullirutaaluk et à l'est par la rivière Atiqangitu. Il s'agit d'un complexe tourbeux polygonal reposant sur des sédiments deltaïques. On trouve dans le paysage des dunes de sable, des terrasses sableuses d'altitudes variables, plusieurs

mares ainsi qu'un important réseau de polygones de coins de glace (Ouzilleau Samson *et al.*, 2010). La végétation minérotrophe du complexe polygonal est principalement composée d'arbustes bas (*Rhododendron tomentosum*, *Salix* spp. et *Betula* spp.), de plantes herbacées dominées par des cypéracées ainsi que plusieurs espèces de bryophytes. Les polygones de coins de glace donnent lieu à une diversité floristique évoluant avec les conditions d'humidité locale. Les polygones de coins de glace présentent une séquence éco-hydrologique de milieux humides à aquatiques dans les fentes des polygones (*S. squarrosus*), de milieux secs sur les bordures des polygones (*S. concinuum*, *S. fimbriatum*) et humides vers le centre, où se trouve une ancienne mare thermokarstique comblée par des bryophytes (*Aulacomnium* spp., *Scorpidium scorpioides*, *Warnstorfia fluitans*). Une description plus détaillée de la végétation des différents milieux de ce site d'étude est disponible dans Ouzilleau Samson *et al.* (2010).

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE

3.1 Sélection des tourbières

Une approche suivant un gradient latitudinal sud-nord a été préconisée pour la sélection des sites d'étude du Nunavik. Les tourbières sélectionnées s'inscrivent respectivement dans des domaines bioclimatiques et des régimes de pergélisol différents tels que décrits au chapitre II. Ces régions ont été extensivement décrites dans la littérature et comportent plusieurs études paléoécologiques réalisées sur le site ou à proximité de chacun de ceux-ci (par ex. Bhiry *et al.*, 2007; Ouzilleau Samson *et al.*, 2010; Langlais *et al.*, 2021; voir tableau 2.1).

Le processus de sélection des tourbières a d'abord été réalisé en laboratoire à partir d'images satellitaires Google Earth (2019). Une fois sur le terrain, une visite des différents sites présélectionnés et un survol aérien en hélicoptère pour la région de Boniface ont été effectués afin de s'assurer de la représentativité régionale de chaque tourbière sélectionnée.

3.2 Échantillonnage

La campagne d'échantillonnage s'est déroulée à l'été 2019, plus précisément entre la fin juillet et la fin août. Les échantillons de tourbe ont été prélevés spécialement dans

le but de documenter les changements récents de la composition de la végétation ainsi que de l'accumulation de la tourbe et du C dans les tourbières étudiées. Sur le terrain, la zone d'échantillonnage a été caractérisée par la limite externe de colonisation de la sphaigne, se trouvant dans la bordure forestière et ceinturant les tourbières subarctiques LEC et BON. Le contexte arctique de la tourbière SAL en zone de pergélisol continu a nécessité un ajustement à la stratégie méthodologique de collecte d'échantillons, notamment dû à la présence d'un important réseau actif de polygones de gel et de mares thermokarstiques sur le site. Au sein de la zone d'échantillonnage, l'extraction de monolithes de tourbe s'est déroulée systématiquement sur une surface à drainage intermédiaire (s'apparentant à une platière) dominée par la sphaigne. Cette microforme est la plus sensible aux changements climatiques et hydrologiques et elle est donc la plus susceptible d'enregistrer les modifications de la composition végétale dans la séquence stratigraphique (de Vleeschouwer *et al.*, 2010).

Ainsi, pour les tourbières LEC et BON, quatre transects de 2 m de longueur ont été disposés suivant les quatre points cardinaux et 5 monolithes ont été prélevés à un intervalle systématique d'environ 50 cm le long de chaque transect. Pour la tourbière SAL, deux transects orientés est et ouest ont été disposés sur les marges de trois mares thermokarstiques présentant une séquence éco-hydrologique identique de comblement par la végétation. Trente monolithes de tourbe ont été extraits le long de ces transects, depuis la mare végétalisée vers les rebords du polygone.

Au total 70 monolithes de tourbe ont été extraits manuellement à l'aide d'un couteau et de boîtes en métal 30 x 12 x 6 cm et 50 x 12 x 6 cm, jusqu'à la base du mollisol (présence de gel saisonnier ou de pergélisol) ou jusqu'au contact minéral (Tableau 4.2, Chapitre IV). La compression lors de l'échantillonnage s'est avérée minimale pour l'ensemble des monolithes (< 2 cm). Les monolithes de tourbe ont été emballés dans la pellicule plastique et du papier d'aluminium avant d'être entreposés à 4 °C jusqu'à leur analyse. Pour les sites LEC et BON, les transects étaient situés au

contact de la bordure forestière adjacente à la tourbière minérotrophe (LEC) et à palse (BON). Dans le cas de la tourbière arctique SAL, les trois sites à mares thermokarstiques font partie d'un même réseau de polygones de coins de glace. Les transects ont été disposés depuis la bordure de la mare végétalisée vers les rebords des polygones.

Une fois en laboratoire, la perte au feu a été réalisée sur l'ensemble des 70 monolithes (analyse décrite à la section 3.3.2). Cependant, pour des raisons de temps et de budget, une sous-sélection de 20 monolithes a été effectuée pour la suite des analyses, basée sur la description stratigraphique des monolithes ainsi que les résultats de la perte au feu (teneur en C, teneur en résidus, densité sèche). Six monolithes ont été respectivement retenus pour les tourbières LEC et BON et huit pour la tourbière SAL.

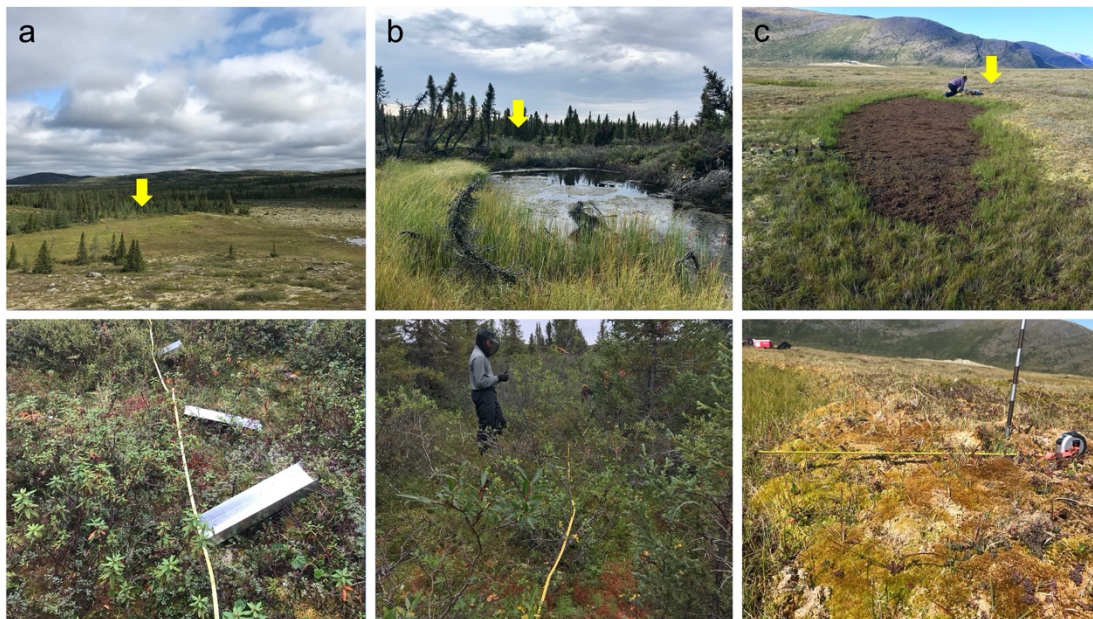


Figure 3.1. Exemples des sites d'extraction de monolithes et de positionnement des transects pour les trois milieux à l'étude. Pour chaque site, une photo d'ensembles avec la localisation du secteur d'extraction est présentée (flèche jaune) suivie de la présentation d'un transect (photo du dessous).

(a) Tourbière LEC (Lac Wiyâshâkimî). (b) Tourbière BON (Rivière Boniface). (c) Tourbière SAL (Salluit).

3.3 Analyse en laboratoire

3.3.1 Description stratigraphique, sous-échantillonnage et entreposage

En laboratoire, une description stratigraphique des 20 monolithes de tourbe a été réalisée avant la découpe de chacun de ceux-ci en tranches de 1 cm d'épaisseur. Chaque tranche a été conservée individuellement dans un sac de plastique à 4 °C. La résolution et la taille (volume ou poids) des sous-échantillons pour les différentes analyses en laboratoire sont détaillées au tableau 3.1. La plupart des analyses ont été réalisées au GEOTOP-UQAM à l'exception des datations au radiocarbone.

Tableau 3.1. Taille (volume ou poids) et résolution du sous-échantillonnage pour les analyses en laboratoire.

Analyse	Taille du sous-échantillon	Résolution
Perte au feu (densité sèche, %C, teneur en résidu)	3 cm ³	1 cm
Ratio C/N (%C, %N)	1.5-2.5 mg (poids sec)	2 cm
Macrorestes végétaux	4 cm ³	2 cm (pour monolithes <15 cm de longueur, 1 cm)
Datation radiocarbone (¹⁴ C)	5-10 mg (poids sec)	> 2 dates / monolithe
Datation radiogénique (²¹⁰ Pb)	<0,5 g	2 cm ; généralement 1 cm vers la base du monolithe

3.3.2 Perte au feu

La perte au feu est une méthode qui consiste à déterminer la teneur en matériel organique et minéral à partir de la densité sèche de la tourbe, en plus de fournir une estimation du contenu en carbone (Chambers *et al.*, 2010). Il s'agit d'une méthode relativement rapide et peu coûteuse pour obtenir des données sur le contenu des fractions minérales et organiques d'un échantillon. Un sous-échantillon frais de 3 cm³ a été prélevé à intervalle systématique de 1 cm à l'aide d'un emporte-pièce, puis pesé, avant d'être séché à l'étuve à 105 °C pendant 12 h et pesé une seconde fois. Ces manipulations permettent d'obtenir la densité sèche de la tourbe (g cm³). Ensuite, le sous-échantillon est placé dans un four à 550 °C pour une ignition d'une durée de 3,5 h (Heiri *et al.*, 2001). Une fois brûlé et refroidi dans un dessiccateur, le sous-échantillon est pesé, les résidus sont conservés (fraction minérale) et le contenu en carbone (g cm²) est calculé en multipliant le contenu en matière organique par 0,5 (Turunen *et al.*, 2002).

3.3.3 Analyses géochimiques (rapport C/N)

L'analyse géochimique du rapport C/N est couramment utilisée afin de quantifier le taux d'humification et de décomposition de la tourbe, en évaluant les variations de la teneur en carbone (%C) et en azote (%N) (Kuhry & Vitt, 1996). Lorsque combiné à d'autres analyses paléocéologiques, le rapport C/N peut également servir à détecter des événements passés de pergélisol dans la colonne de tourbe (Sannel & Kuhry, 2009; Treat *et al.*, 2016; Magnan *et al.*, 2018; van Bellen *et al.*, 2020). L'azote est ajouté à la tourbière par déposition atmosphérique et par les processus de fixation et de minéralisation. Des pertes surviennent dans l'acrotelme, principalement par la dénitrification et par l'écoulement superficiel de l'eau. Lorsqu'incorporé dans le catotelme, l'azote y est immobilisé (Malmer & Holm, 1984; Kuhry & Vitt, 1996). Quant au C, il s'accumule dans l'acrotelme de la tourbière par le processus de photosynthèse. Contrairement à l'azote, le C est soumis aux processus de décomposition aérobie de l'acrotelme et anaérobie du catotelme. Ainsi,

l'enrichissement du catotélme en N et la lente décomposition anaérobique du C traduisent un rapport C/N qui baisse plus la profondeur augmente (Kuhry & Vitt, 1996). De manière générale, un rapport C/N bas signifie un taux de décomposition de la tourbe plus élevée (Kuhry & Vitt, 1996).

À un intervalle systématique de 2 cm, un volume variable de tourbe a été prélevé puis placé dans des godets de porcelaine à l'étuve à 40 °C pendant 12 h, avant d'être broyé à l'aide d'un mortier en agate. Pour chaque échantillon, entre 1,5 et 2,5 mg de matériel sec a été extrait puis placé dans des capsules en étain pour être analysé par combustion éclair, à l'aide d'un analyseur élémentaire Carlo Erba NC 2500 au laboratoire de géochimie des isotopes stables et légers du GEOTOP-UQAM. Les résultats obtenus ont été intégrés à la figure 4.3 du chapitre IV.

3.3.4 Analyse des macrorestes végétaux

Les macrorestes végétaux sont des résidus de plantes de taille variable, allant de moins d'un millimètre à quelques centimètres et sont visibles à l'œil nu. L'analyse des macrorestes végétaux consiste à calculer l'abondance relative de catégories de végétation (sphaignes, mousses, hépatiques, lichens, herbacées, ligneux,) et au dénombrement de pièces végétales (aiguilles, feuilles, graines), de fragments de charbons (> 2 mm) et de sclérotés de *Cenococcum geophilum*. Cette analyse paléoécologique permet de reconstituer l'évolution temporelle des tourbières à l'échelle locale (Bhiry et Filion, 2001; Mauquoy *et al.*, 2010).

L'analyse des macrorestes végétaux a été effectuée à un intervalle systématique de 2 cm (ou chaque cm lorsqu'il y avait des changements prononcés dans la végétation). Un volume de 4 cm³, sous-échantillonné avec un emporte-pièce (tableau 3.1) a été porté à faible ébullition dans une solution d'hydroxyde de potassium (KOH) dilué à 5% pour lessiver les acides humiques et fulviques, avant d'être tamisé à l'aide d'un tamis de 125 µm (Mauquoy *et al.*, 2010). Les échantillons prêts à être observés ont ensuite été

placés dans un contenant à pétri quadrillé et analysés par balayage systématique à l'aide d'une loupe stéréoscopique Leica MS5 pour évaluer l'abondance relative des différentes catégories de végétation et effectuer le dénombrement des pièces végétales. L'identification des macrorestes végétaux a été possible grâce à la collection de référence du laboratoire de paléoécologie continentale du centre de recherche GEOTOP de l'UQAM (Garneau, 1995) ainsi qu'en consultant les ouvrages de Lévêque (1988), Mauquoy & van Geel (2013) et Birks (2013). Les hépatiques, les sphaignes et les mousses brunes ont été identifiées à l'espèce en utilisant les ouvrages de Faubert (2012, 2013, 2014) et Ayotte et Rochefort (2019). Dans l'impossibilité d'identifier des végétaux à l'espèce, le genre leur a été attribué. Les diagrammes de macrorestes végétaux pour chaque carotte ont été réalisés avec le logiciel C2 (Juggins, 2014).

Pour chaque échantillon analysé, l'identification des espèces de sphaignes a d'abord été réalisée à l'aide de spécimens complets (tiges, feuilles raméales et caulinaires, rameaux) en utilisant un microscope Leitz Diaplan (grossissement 10× à 100×). Lorsque la décomposition était trop importante, menant à l'absence de spécimens complets, l'identification du sous-genre a été réalisée à partir de 50 feuilles raméales de sphaignes extraites aléatoirement puis colorées au violet de méthyle. L'ensemble des sphaignes a été identifié à l'espèce, à l'exception des espèces appartenant au complexe *recurvum*, qui ont été classées sous cette appellation. L'abondance relative (%) des sous-genres et des différentes espèces a été calculée pour chaque échantillon.

3.3.5 Chronologies

3.3.5.1 Datation au radiocarbone (^{14}C)

Un total de 49 échantillons a été soumis pour la datation au radiocarbone par spectrométrie de masse par accélérateur (*accelerator mass spectrometry – AMS*) au

Laboratoire A.E. Lalonde AMS de l'Université d'Ottawa. D'abord, toutes les bases des monolithes ont été datées, puis la sélection des horizons à dater parmi les monolithes s'est faite en fonction de la stratigraphie et de la composition des assemblages végétaux puisque l'objectif visait la datation des changements récents. Un minimum de deux horizons par monolithe a été daté mais la plupart ont au moins trois datations au radiocarbone.

Le matériel sélectionné pour la datation a subi un nettoyage pour éliminer les radicelles de plantes herbacées et ligneuses, avant d'être séché et pesé. Les fragments priorités pour la datation étaient des tiges de sphaignes (Nilsson *et al.*, 2001), mais lorsque la composition végétale ne le permettait pas, des tiges de mousses ou des pièces ligneuses ou herbacées (graines, aiguilles) ont été sélectionnées. Toutes les dates obtenues ont été calibrées avec la courbe de calibration IntCal20 (Reimer *et al.*, 2020) et les dates modernes ont été corrigées avec la courbe de radiocarbone atmosphérique post-bombe NHZ1 (Hua *et al.*, 2013).

3.3.5.2 Datation radiogénique au plomb-210 (^{210}Pb)

La datation au plomb-210 (^{210}Pb) est une méthode alternative au ^{14}C pour les chronologies récentes soit les 150-200 dernières années, et fournit un profil continu de dates absolues (Turetsky *et al.*, 2004). Avec une demi-vie de 22,3 ans, le ^{210}Pb est un produit issu d'une série de désintégration de l'uranium-238 (^{238}U), un nucléide présent dans les sols, les sédiments et les roches. Deux produits sont issus de la chaîne de désintégration du ^{210}Pb menant au plomb stable (^{206}Pb), soit le bismuth-210 (^{210}Bi) et le polonium-210 (^{210}Po). La technique utilisée pour mesurer l'activité du ^{210}Pb est la spectrométrie alpha. Cette technique mesure indirectement et précisément l'activité du ^{210}Pb en comptant les particules alpha (α) émises durant la désintégration du ^{210}Po (Eakins & Morrison, 1978; Church *et al.*, 2012). Les deux postulats de cette méthode de datation sont (1) un apport constant et régulier de ^{210}Pb et (2) la stabilité verticale du ^{210}Pb dans la colonne de tourbe suivant sa déposition.

L'inventaire total de ^{210}Pb dans les tourbières est composé de la fraction supportée ($^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ - production *in situ*) et de la fraction non-supportée ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ – principalement issue des précipitations) (Turetsky *et al.*, 2004; Le Roux & Marshall, 2011). Dans la colonne de tourbe, les perturbations anthropiques ou naturelles peuvent déclencher la mobilité verticale du ^{210}Pb (apport latéral d'eau, conditions hydrologiques saturées, cryoturbation, pergélisol, processus de décomposition) (Damman, 1978 ; Urban *et al.*, 1990). Cependant, la datation effectuée sur des profils de sphaigne non perturbés a confirmé une robustesse des résultats au cours de la dernière décennie (Vile *et al.*, 1999; Loisel & Yu, 2013; Estop-Aragonés *et al.*, 2018; Piilo *et al.*, 2019, 2020; Beaulne *et al.*, 2021; Primeau et Garneau, 2021).

Tous les monolithes ($n = 20$) ont été analysés à un intervalle de 1-2 cm. Pour chaque échantillon, un poids de 0,5 g de tourbe a été extrait, séché puis broyé finement. L'ajout d'un traceur (^{209}Po) suivi d'une série de digestions acides a permis l'extraction du ^{210}Po par électroplacage sur des disques en argent allant au compteur de spectrométrie alpha (Estop-Aragonés *et al.*, 2018).

3.3.6 Modèles d'âge-profondeur

Les modèles d'âge-profondeur ont été construits en combinant les dates ^{14}C et les dates ^{210}Pb inférées avec les packages *rbacon* v2.5.6 (Blaauw & Christen, 2011) et *rplum* (Aquino-López *et al.*, 2018) v0.2.2 dans R version 3.6.3 (R Core Development Team, 2008). Un seul modèle a été construit avec *rbacon* (LECLE1, Figure S2). Selon l'approche statistique bayésienne utilisant des informations préalables (par ex. stratigraphie, hiatus), ce type de modèle d'âge-profondeur divise chaque monolithe en sections pour lesquelles les taux d'accumulation sont estimés. Par la suite, l'ajustement optimal de la courbe de l'âge et de la profondeur est calculé.

3.3.7 Taux d'accumulation du carbone

Les taux apparents d'accumulation du carbone (ACAR, Apparent Carbon Accumulation Rate; $\text{g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$) (Frolking *et al.*, 2014) ont été calculés respectivement pour les périodes 1950 CE à aujourd'hui, 1950-1990 CE et 1990 CE à aujourd'hui. Les ACARs ont été calculés en divisant la somme du carbone accumulé depuis le début de la période par l'âge exact de cette période. Enfin, les taux d'accumulation de la tourbe (PAR, Peat Accumulation Rate, $\text{mm}^{-1} \text{ a}^{-1}$) et du carbone (CAR, Carbon Accumulation Rate; $\text{g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$) ont été calculés, respectivement, à partir de l'épaisseur de la tourbe entre chaque segment daté et le contenu en carbone divisé par l'âge (nombre d'années) de chacun des monolithes.

Afin de se soustraire aux nombreuses réserves soulevées quant à l'interprétation des taux d'accumulation (Young *et al.*, 2021) provenant de monolithes récents (Young *et al.*, 2019), les périodes temporelles retenues ont été choisies (1950 CE à aujourd'hui, 1950-1990 CE et 1990 CE à aujourd'hui) afin de pouvoir les comparer entre elles et non pas pour les comparer avec des taux d'accumulation holocènes. Ainsi, les taux d'accumulation des sections récentes comprenant l'acrotelme ne sont pas directement comparés avec les dynamiques anciennes puisque les processus de décomposition s'avèrent potentiellement incomplets.

3.4 Analyses statistiques des données

3.4.1 Données climatiques

Les données climatiques utilisées ont été fournies par le centre de recherche ESCER-UQAM. Les températures moyennes annuelles et saisonnières, la précipitation moyenne annuelle et les degrés-jours de croissance $>0^{\circ}\text{C}$ ont été calculés pour les trois sites d'étude à partir des données homogénéisées de stations météorologiques (Vincent *et al.*, 2018) et interpolées selon la méthode Australian National University Plan

(ANUSPLIN) utilisant des algorithmes de lissages par plans affinés (Hutchinson *et al.*, 2009; McKenney *et al.*, 2011). Cette interpolation a été réalisée pour la période 1950-2017, à l'échelle du Canada, sur une grille de 300 arc secondes (résolution spatiale $1/12^\circ$, ~ 10 km).

Les stations météorologiques avec de longues séries temporelles ne sont pas répandues au Nunavik, ni à proximité des sites d'étude, alors les données climatiques ANUSPLIN ont été priorisées afin d'avoir un portrait climatique robuste et comparable entre les régions depuis 1950. Les données climatiques ont également été traitées avec l'analyse *change point* (Killick & Eckley, 2014) et le test de Mann-Kendall modifié (respectivement sections 3.4.2 et 3.4.3).

3.4.2 Analyse *change point*

L'analyse *change point* a été conduite en utilisant le package *change point* (Killick & Eckley, 2014) dans R version 3.6.3 (R Core Development Team, 2008). Ce type d'analyse statistique est utilisé pour identifier la présence d'un ou plusieurs changements significatifs dans une série de données temporelles. Le *change point* a été calculé en utilisant la fonction pour détecter un changement dans la moyenne et la variance (*cpt.meanvar*) et la méthode *AMOC* (At Most One Change). Cette approche a été utilisée sur les données de DJC₀.

3.4.3 Test de Mann-Kendall modifié

L'analyse des tendances climatiques significatives a été réalisée dans R version 3.6.3 (R Core Development Team, 2008) avec le package *modifiedmk* et la fonction *tfpwmk* (Trend-Free Prewhitened Mann-Kendall) qui utilise l'approche de Yue & Wang (2002). Le test de Mann-Kendall est un test non paramétrique qui permet de déterminer la présence d'une tendance statistiquement significative (Mann, 1945; Kendall, 1975). Les séries de données temporelles comme les séries climatiques sont à risque

d'autocorrélation et l'existence d'une autocorrélation influence le résultat du test de Mann-Kendall (Yue *et al.*, 2002). Un prétraitement a été appliqué afin d'éliminer l'influence d'une possible autocorrélation de la série avant d'appliquer le test de Mann-Kendall avec un niveau de confiance de 95% ($p\text{-value} < 0.05$). Le test de Mann-Kendall modifié a été appliqué sur les variables de températures moyennes annuelles, de températures moyennes annuelles en hiver (décembre, janvier, février) et en été (juin, juillet, août), la précipitation moyenne annuelle et les degrés-jours de croissance au-dessus de 0 °C. Pour les tendances significatives, la valeur annuelle de la tendance (Sen's slope) a été multipliée par 10 pour obtenir une tendance décennale. Les tendances décennales ont été calculées pour la période 1988-2017.

3.4.4 Analyse de la variance (ANOVA)

Plusieurs ANOVA ont été réalisées sur les données d'accumulation du C (ACAR, Figure 4.1). Les données n'étaient pas distribuées normalement, conséquemment, une transformation logarithmique (\log_{10}) de celles-ci a été effectuée avant de réaliser les ANOVA avec la fonction « *aov* » dans R 3.6.3 (R Core Team, 2020). Le test de Shapiro-Wilk a été réalisé pour valider la normalité des résidus de l'analyse ANOVA. La série de données peut être considérée comme étant distribuée normalement lorsque la p -value calculée par ce test est plus grande ou égale à 0.05. Ici, $p > 0.05$, alors la distribution des résidus est normale.

CHAPITRE IV

RESPONSE OF PERMAFROST PEATLANDS TO RECENT WARMING ALONG A LATITUDINAL GRADIENT IN NUNAVIK (EASTERN CANADA)

Ce chapitre a été rédigé sous la forme d'un article scientifique soumis à la revue *Environmental Reserach Letters* en décembre 2021 (manuscrit # ERL-113135). J'ai moi-même rédigé et conçu l'ensemble du manuscrit et des figures, alors que Michelle Garneau (directrice), Nicole K. Sanderson et Gabriel Magnan ont apporté des commentaires et suggéré des corrections sur les versions préliminaires.

Titre : Response of permafrost peatlands to recent warming along a latitudinal gradient in Nunavik (Eastern Canada)

Auteurs : Camille Girard^{1 2 3}, Nicole K. Sanderson¹, Michelle Garneau^{1 2 3}

¹ Geotop and GRIL Research Centers, Université du Québec à Montréal, Canada

² Department of geography, Université du Québec à Montréal, Canada

³ Centre for northern studies, Université Laval, Canada

Résumé : Permafrost peatlands in high-latitude regions act as globally important carbon (C) sinks, trapping C in frozen peat in a relative state of equilibrium until recently. The amplified recent warming in these regions has led to permafrost thaw and altered C dynamics. The response of permafrost peatlands to warming remains unclear, as divergent trajectories are being reported. In this study, we use a palaeoecological approach to document the recent changes in vegetation succession and C accumulation, as registered in 20 active-layer peat cores collected from three permafrost peatlands along a latitudinal permafrost gradient in Nunavik, northeastern Canada. We observed a synchronous and widespread shift to *Sphagnum*-dominated assemblages, associated with high C accumulation rates, in landscapes associated with different conditions of permafrost: a fen with thawed palsa mounds, a thawing palsa, and a polygonal peatland. The timing of the shift coincided with a rise in mean seasonal and annual temperatures, as well as a lengthening of the growing season during the late 20th century along the latitudinal gradient. Results suggest that these changes are climatically-driven, due to warming-induced permafrost thaw in Nunavik. Our study highlights the complexity of ecological, permafrost, and ground-ice feedbacks in high-latitude peatland ecosystems in response to climate change. Such replicated, empirical datasets are key for projecting potential future trajectories of vegetation succession and C patterns in permafrost peatlands, and their contributions to the global C budget in a warming climate.

Mots clés : permafrost peatlands, climate warming, permafrost thaw, carbon accumulation, plant macrofossils, vegetation shift

4.1 Introduction

Northern peatlands cover 3.7 million km² and represent one of the most important terrestrial carbon (C) sinks, with global stocks estimated at 450 ± 150 Gt C; nearly half of this area is affected by permafrost, with permafrost peatlands containing 185 ± 70 Gt C (Hugelius *et al* 2020). These C stores are highly vulnerable to amplified warming and permafrost degradation in high-latitude regions (Treat *et al* 2021, Turetsky *et al* 2020, 2019, Abbott *et al* 2016, Swindles *et al* 2015), and there is currently no consensus regarding the direction and magnitude of changes in the C balance of these permafrost peatlands (Gallego-Sala *et al* 2018). In some scenarios, a warmer climate and increasing permafrost active layer thickness may lead to persistent drying of peatlands and the potential release of large amounts of CO₂ (Schuur *et al* 2015, Ise *et al* 2008, Dorrepaal *et al* 2009). Conversely, wetting from permafrost degradation may increase CH₄ fluxes to the atmosphere (Matveev *et al* 2016, Walter *et al* 2007). In addition, climate warming in high-latitude regions also allows for longer growing seasons, which is beneficial for plant productivity (Gallego-Sala *et al* 2018, Charman *et al* 2013). This enhanced net primary production (NPP) may lead to greater vertical peat accumulation and to lateral peatland expansion (terrestrialization, paludification; Ruppel *et al* 2013), processes which could, to some extent, offset current increased CO₂ and CH₄ emissions related to permafrost thaw (Heffernan *et al* 2020).

The impacts of recent warming on vegetation patterns and C dynamics may vary between biomes. Increases in peat C accumulation rates have been documented in high-boreal peatlands without permafrost as well as in permafrost peatlands, as a result of either apparent surface drying and *Sphagnum* expansion (Loisel and Yu 2013a), or thawing palsas and peat plateaus leading to waterlogged thermokarst features and adjacent vegetation establishment (Piilo *et al* 2019, Estop-Aragonés *et al* 2018, Jones

et al 2017, Camill *et al* 2001). Similar trends were found in polygonal peatlands, formed by networks of ice wedges (Lachenbruch 1962), following rapid terrestrialization of ponds by sedges and mosses (Magnússon *et al* 2020) and greater moss colonization in polygon troughs (Sim *et al* 2019). Taylor *et al* (2019) also described a shift from minerotrophic conditions with low C accumulation to oligotrophic conditions in continuous permafrost peatlands of Alaska, corresponding with enhanced C accumulation. In contrast, apparent surface drying in discontinuous permafrost peatlands has also been associated with a slowdown in C accumulation (Sim *et al* 2021, Zhang *et al* 2018a). It is clear that the intricate feedbacks between vegetation, accumulated peat, permafrost, hydrology, and topography complexify the understanding of permafrost peatland responses to climate change (Carpino *et al* 2021, McGuire *et al* 2018, Shur and Jorgenson 2007), in particular with respect to various permafrost conditions (Sim *et al* 2021, Zhang *et al* 2018a, 2018b).

Canada's peatlands store ~150 Gt C (Tarnocai *et al* 2011) and one of the largest C pools is in the James Bay and Hudson Bay Lowlands (Packalen *et al* 2014, Beaulieu-Audy *et al* 2009, Tarnocai *et al* 2011). A recent study across boreal and subarctic peatlands in northeastern Canada showed a widespread shift from oligotrophic fens to bogs over the last 100 years, coinciding with warming and a pronounced *Sphagnum* expansion since 1980 CE, particularly in subarctic peatlands (Magnan *et al* 2021). Further north, while the degradation of permafrost and ice-related features (such as peat plateaus, palsas and ice wedges) began at the start of the 20th century and has accelerated since 1950 CE (Payette 2021, Gagnon and Allard 2020b, Bouchard *et al* 2014, Tremblay *et al* 2014, Thibault and Payette 2009, Vallée and Payette 2007, Payette *et al* 2004, Laberge and Payette 1995), few studies have investigated the impact on recent vegetation patterns and C dynamics (Langlais *et al* 2021, Piilo *et al* 2019, Lamarre *et al* 2012).

Permafrost peatlands are valuable paleoenvironmental archives due to their sensitivity to changes in climate and hydrology (Garneau *et al* 2014, Lamarre *et al* 2012). Palaeoecological approaches have been widely used to reconstruct how peatlands respond to climate variations using different time scales (e.g. Mackay *et al* 2021). Recent advancements in dating methods allows for the investigation of recent ecohydrological changes registered in upper peat layers with greater accuracy and higher temporal resolution (e.g. Davies *et al* 2018, Magnan *et al* 2018, van Bellen *et al* 2020). Here, we use a combination of plant macrofossil and peat property data along with robust chronologies to document recent changes in vegetation and C accumulation on a decadal scale in peatlands distributed along a permafrost gradient in Nunavik (Québec), eastern Canada. This 600 km transect covers sporadic to continuous permafrost zones, and encompasses different types of peatland ecosystems from fen to polygonal peatland. The objectives of this study are: (1) to reconstruct changes in vegetation and C dynamics over the last ~100 years, (2) to assess drivers of change in plant assemblages and C accumulation and (3) to evaluate the synchronicity of responses to climate warming within and between sites. The results of this study will provide a more detailed understanding of vegetation and C dynamics in peatlands under different permafrost conditions, while also providing empirical data from peat-accumulating areas as a complement to CH₄ and CO₂ flux studies from thermokarst features. We seek to provide insights into future trajectories of permafrost peatlands, especially with respect to the C sequestration function of increasing peat accumulation in response to global warming.

4.2 Methods

4.2.1 Study regions, sites and sampling

The study was carried out in three ecoregions along a 600 km permafrost gradient in northeastern Canada (Nunavik, Québec), respectively from south to north – in the

Wiyâshâkimi Lake (LEC), Boniface River (BON) and Salluit (SAL) regions. Three permafrost peatlands were selected, one within each permafrost zone – from sporadic to continuous –, characterized by distinct regional vegetation (Figure 1, Table 1). Local vegetation assemblages at both subarctic sites (LEC and BON peatlands) are characterized by ombrotrophic species on palsa mounds at the center and at the forested edges, and wet aquatic species colonizing the ponds and their saturated surroundings. Vegetation at the arctic site (SAL peatland) follows a pond-infilling ecohydrological gradient, from dry towards the edges of the polygon to aquatic in the center (Table 1).

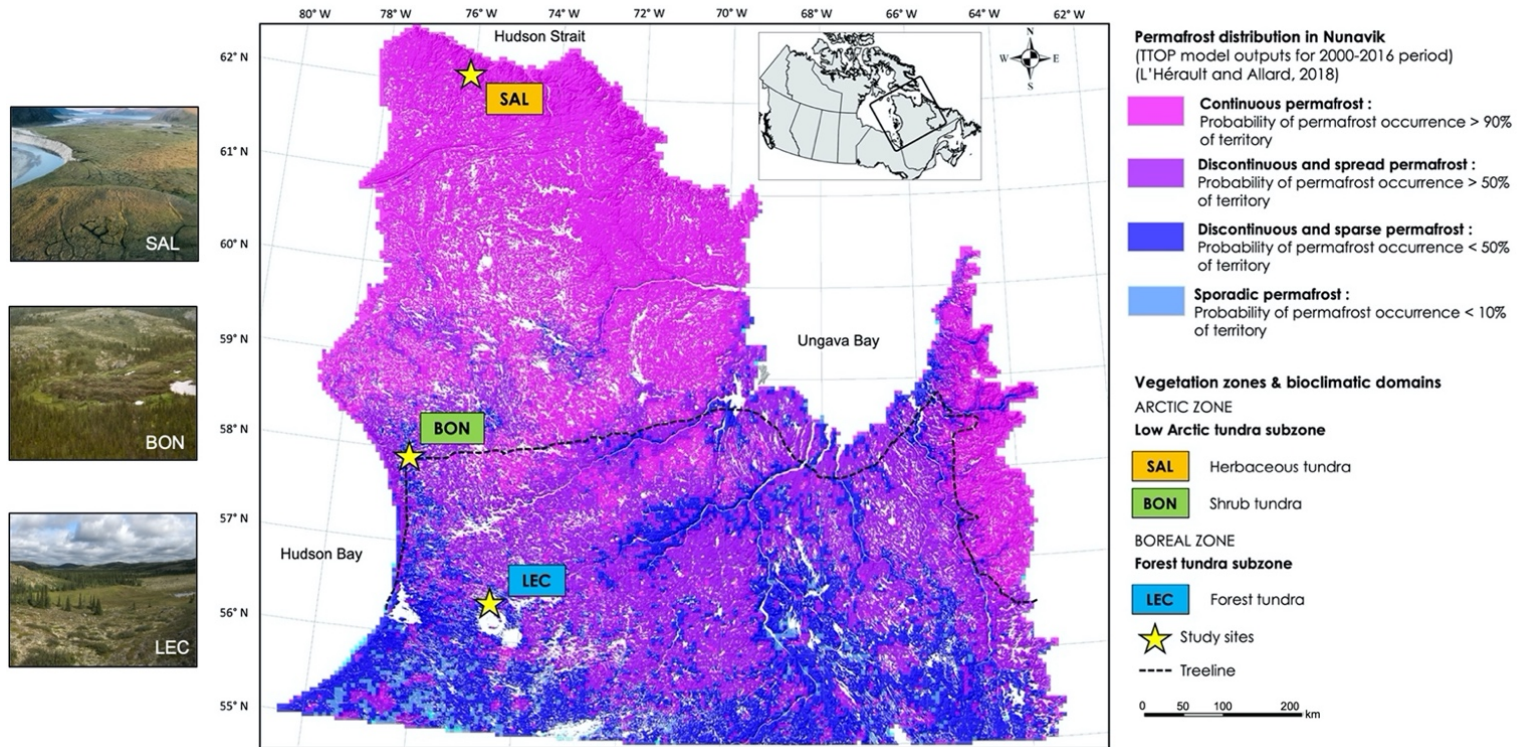


Figure 4.1 Study site locations in Nunavik (Canada), identified with yellow stars. Base map modified from L'Hérault and Allard (2018). Photos of the selected peatlands within their respective regions, (SAL): Salluit region, (BON): Boniface River region, (LEC): Wiyashakimi Lake region. Permafrost distribution in Nunavik, based on estimates of temperatures at the top of permafrost from TTOP model, for the 2000-2016 period. Percentage (%) of permafrost occurrence was calculated for 25 km² zones (20×20 pixels) (see L'Hérault and Allard (2018) for further information). Vegetation zones and bioclimatic domains for the three study sites are identified in colored rectangles (MFFP, 2021).

The retreat of the Laurentide Ice Sheet in the studied regions occurred as early as 9000-8800 cal. yr BP (Dalton *et al* 2020) and the Boniface River and Salluit regions were both submerged by postglacial seas (respectively the Tyrrell and Iberville Seas, Bhiry *et al* 2007, Kasper and Allard 2001). Permafrost features in peatlands across Nunavik, such as peat plateaus, palsas, and ice wedge networks, formed during the Neoglacial and the Little Ice Age cold periods (Bhiry *et al* 2019, Bhiry *et al* 2007, Cyr and Payette 2010, Lamarre *et al* 2012, Gagnon and Allard 2020b). These features show signs of ongoing degradation across all three study sites (Payette 2021, Gagnon and Allard 2020b, Payette *et al* 2004).

Sampling was conducted in July and August 2019. We used replicate peat cores in order to identify potential regional drivers of change (climate, permafrost or internally driven), as well as to document within-site variability in each peatland. A total of 20 peat cores were extracted manually using a serrated knife and metal boxes of different lengths ($30 \times 12 \times 6$ cm and $50 \times 12 \times 6$ cm) along two opposite transects within the three studied peatlands: six for LEC and BON and eight for SAL. To document recent vegetation and C dynamics, transects were positioned close to the forested edges of LEC and BON peatlands where lateral expansion is occurring. These outer margin areas were identified as peat-accumulating and were bordering wet thermokarst zones, as this study focuses on recent accumulation from terrestrial vegetation within these ecosystems. At the SAL peatland, transects were set from the edges of the polygon towards its vegetation-filled thermokarst pond center. Samples were collected at regular intervals from *Sphagnum*-dominated surfaces with intermediate drainage, as such surfaces are thought to best capture variations in soil hydrology and responses from vegetation (de Vleeschouwer *et al* 2010, Välranta *et al* 2007). Core lengths varied between 8 and 34 cm and peat was sampled to the mineral layer or until the bottom of the active layer was reached (Table 2).

Table 4.1 Study site information. Meteorological data since 1950 CE and for a 30-year period (1988-2017 CE): mean annual temperature (MAT, °C), mean annual winter temperature (MAWT, °C – December, January, February), mean annual summer temperature (MAST, °C – June, July, August), mean annual precipitation (MAP, mm), growing degree days above 0°C (GDD₀). Mean significant decadal increase or decrease since 1988 CE until 2017 CE (*p*-value<0.05). Climatic data from ANUSPLIN modelling, see methods for more details. NA indicates statistically non-significant trends. Altitude in meters above sea level, peatland size as area in km², dominant vegetation for dry and wet habitats within each peatland. Previous palaeoecological studies performed at the site or nearby (< 50 km radius).

Location	MAT (°C)	MAWT (°C)	MAST (°C)	MAP (mm)	GDD ₀	Transect and core codes Site description	Latitude (°N) Longitude (°W) Altitude (m a.s.l) Area	Dominant vegetation for dry and wet habitats	Previous studies
Wiyâshâkimî Lake						LEC peatland			
1950-2017	-5.1	-21.5	9.6	568	1189	LB1, LB3, LB5	56° 21'09"	<u>Dry (palsa mounds and forested edge):</u> <i>Ericaceae</i> , mosses (<i>S. rubellum</i> , <i>S. fuscum</i> , <i>Pleurozium schreberi</i>), lichens, <i>Picea mariana</i> , <i>Larix laricina</i> <u>Wet (fen):</u> <i>Carex</i> spp., <i>Eriophorum russeolum</i> , cf. <i>S. riparium</i>	Langlais <i>et al</i> (2021) Bhiry <i>et al</i> (2019)
1988-2017	-4.5	-21.2	10.6	585	LE1, LE3, LE5	74° 26'58"			
Decadal increase or decrease since 1988	0.7	1.6	0.7	NA	120	Minerotrophic peatland, residual palsa mounds and shallow ponds, thin forested edge	0.0084 km ²		
Boniface river						BON peatland			
1950-2017	-5.8	-21.7	8.7	476	1057	LB1, LB3, LB5	57°44'1"	<u>Dry (palsa mounds and forested edge):</u> <i>Ericaceae</i> , mosses (<i>S. russowii</i> , <i>S. capillifolium</i> , <i>Tomentypnum nitens</i>), <i>Betula glandulosa</i> , <i>Salix</i> sp., lichens <u>Wet (ponds and surroundings):</u> <i>Carex</i> spp., <i>Eriophorum angustifolium</i> , <i>Drepanocladus</i> spp. <i>Sphagnum</i> spp.	Jean and Payette (2014) Bhiry <i>et al</i> (2007) Vallée and Payette (2007) Lavoie and Payette (1995)
1988-2017	-5.2	-21.3	9.6	505	1183	LC1, LC3, LC5	76° 6'6"		
Decadal increase or decrease since 1988	0.7	1.8	0.6	NA	106	Palsa peatland, thermokarst ponds, dense black spruce forested edge	0.03 km ²		
Salluit						SAL peatland			
1950-2017	-8.7	-23.4	5.7	368	615	LE1, LE2, LE3, LE4	62° 9'30"	<u>Dry (polygon edges):</u> mosses (<i>S. concinnum</i> , <i>S. fimbriatum</i> , <i>Aulacomnium</i> spp.), <i>Rhododendron tomentosum</i> , <i>Carex</i> spp. <u>Wet (polygon center):</u> <i>Hippuris vulgaris</i> , <i>Scorpidium</i> spp., <i>Carex</i> spp.	Gagnon and Allard (2020) Ouzilleau Samson <i>et al</i> (2010) Kasper and Allard (2001)
1988-2017	-8.1	-23.0	6.6	389	707	LW1, LW3, LW5, LW7	75°54'18"		
Decadal increase or decrease since 1988	0.7	2.0	NA	-54	61	Low-centered polygonal peatland, decaying ice wedges and polygon ponds	1 km ²		

4.2.2 Climate data

The studied peatlands encompass the subarctic (LEC, BON) and arctic (SAL) climatic regions, that are characterized by short mild summers and cold winters (climate is described in Table 1). Approximately 30-40% (for the subarctic regions) and 45% (for the arctic region) of precipitation falls as snow. For each region, gridded homogenized climate data (1950-2017 CE) were obtained and interpolated using the ANUSPLIN algorithm (~10×10 km grid) (Vincent *et al* 2018, Hutchinson *et al* 2009, McKenney *et al* 2011). Mean significant decadal trends for the 1988-2017 CE period were calculated for five climatic variables (Table 1) using the modified Mann-Kendall test (p -value<0.05) (Mann 1945, Kendall 1975). Change point analysis was conducted on growing degree days above 0°C (GDD₀) data for each site (Killick and Eckley 2014, Figure 2). For detailed methodology, see supplementary material (Text S1).

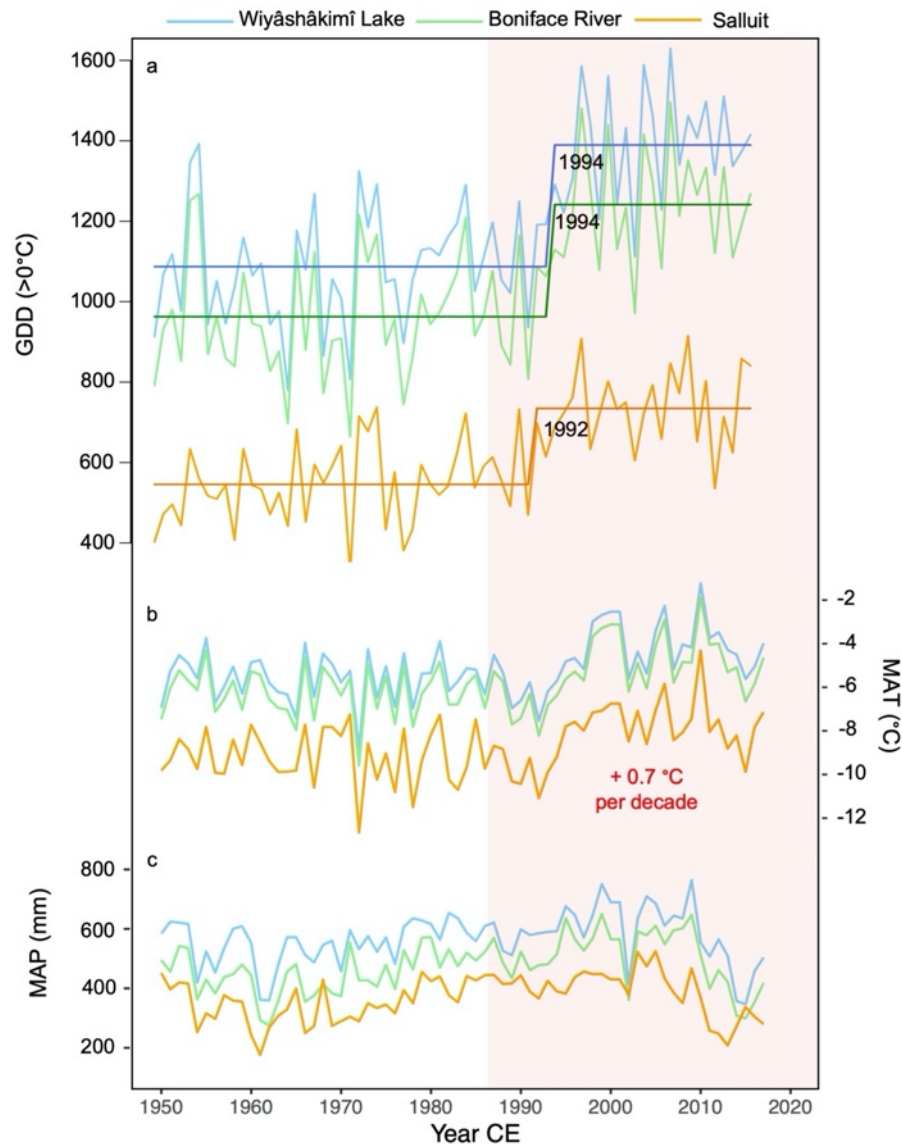


Figure 4.2. Climatic trends and recent warming for the three regions. (a) Growing degree days above 0°C (GDD0). Stepped lines indicate changepoints (Killick and Eckley 2014). (b) Mean annual temperature (MAT, °C), mean significant decadal increase for 1988-2017 period in red ($p < 0.05$). (c) Mean annual precipitation (MAP, mm). Shaded red indicates the 1988-2017 CE period.

4.2.3 Laboratory analysis

Plant macrofossils were analysed according to the Mauquoy *et al* (2010) protocol at a 2-cm resolution, or on contiguous 1-cm samples for shorter cores (<10 cm) as well as when apparent changes in vegetation composition occurred. Relative abundance (%) was estimated for different categories of peat material, and exact counts were provided for plant fragments (e.g. seeds). All *Sphagnum* mosses were randomly picked and identified with stem and branch leaves to the species level, except for the *recurvum* complex (Sect. *Cuspidata*). Detailed macrofossil diagrams are presented in Figure S1.

Dry bulk density (g cm^{-3}), carbon density (g C cm^{-3}) and mineral content (%) were generated contiguously (1-cm samples) using the modified loss-on-ignition (LOI) protocol by Heiri *et al* (2001). The carbon density was calculated by multiplying the organic matter density by 0.5 (as in Turunen *et al* 2002). Total carbon (%C) and nitrogen (%N) were also measured at 2-cm intervals using a Carlo Erba NC 2500 elementary analyzer and expressed as C/N ratios (Kuhry and Vitt 1996). Analyses were conducted respectively at the Continental Paleocology and the Light Stable Isotope Geochemistry Laboratories, GEOTOP-UQAM. Detailed methodologies for all laboratory analyses are described in supplementary material (Text S1).

4.2.4 Dating, chronologies and C accumulation rates

Chronologies were established using radiocarbon (^{14}C) accelerator mass spectrometry (AMS) and lead-210 (^{210}Pb) dating. A total of 49 samples were submitted to the A.E. Lalonde AMS Laboratory at the University of Ottawa (Ontario, Canada) for ^{14}C dating, where *Sphagnum* stems were preferentially chosen (Nilsson *et al* 2001). Samples from basal core layers and major transitions in vegetation and stratigraphic composition were selected for dating. ^{14}C ages were calibrated using the IntCal20 calibration curve (Reimer *et al* 2020) and modern dates were calibrated using the NHZ1 post-bomb atmospheric radiocarbon curve (Hua *et al* 2013). For robust and accurate recent

chronologies, ^{210}Pb dates were measured at 1-2 cm intervals on each core at the GEOTOP-UQAM Radiochronology Laboratory using alpha spectrometry (as in Ali *et al* 2008). Age-depth models were produced combining ^{14}C and ^{210}Pb data using the *rplum* package v0.2.2 (Aquino-López *et al* 2018) in R (R Core Team, 2020). For ^{210}Pb activity data and detailed chronologies, see respectively Table S2 and Text S2 in Supplementary material.

Carbon density values derived from LOI analysis were used to calculate carbon accumulation rates for distinct periods. Apparent carbon accumulation rates (ACAR, $\text{g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) were calculated since 1950 CE (ACAR_{1950}), for the 1950-1990 CE period ($\text{ACAR}_{1950-1990}$) and since 1990 CE (ACAR_{1990}) in order to evaluate the spatial variability in C accumulation within each period. Surface peat sections contain partially decomposed peat within the active layer, subjected to seasonal thawing (Khury *et al* 2013) and interacting with the atmosphere; as such, recent carbon accumulation rates are not comparable to long-term C accumulation rates found in the catotelm, nor between time periods (Young *et al* 2019, 2021).

4.3 Results and discussion

4.3.1 Response of permafrost peatlands to recent warming

Subarctic peatlands of the sporadic to discontinuous permafrost zone

Reconstructed recent changes in vegetation for the LEC and BON peatlands showed a shift to *Sphagnum*-dominated assemblages during the second half of the 20th century, coinciding with warmer climate conditions. At the LEC fen, pre-shift vegetation consisted of decomposed ligneous and brown-moss peat (*Polytrichum* spp. and

Pleurozium schreberi), with little abundance of *Sphagnum* mosses (Figure S1). We observed low C/N ratios (30-40, Table S3) and high bulk densities across all cores (Figure 3a-b), both associated with a high degree of decomposition (Kuhry and Vitt 1996). Charcoal fragments (> 1mm) were also identified, dated between *ca.* 955 and 1595 CE (Figure S1, Table S1) and associated with fire events during the Little Ice Age (LIA) (Millet and Payette 1987). These assemblages, from xeric to mesic soil conditions supporting ligneous vegetation (mainly ericaceous shrubs and low *Picea mariana*), are associated with permafrost conditions (Magnan *et al* 2018, Treat *et al* 2016, Lamarre *et al* 2012). Post-shift, *S. rubellum* and *S. capillifolium* became the dominant peat-forming species and showed capacity to recover from disturbances such as frozen and dry soil conditions induced by permafrost. This transition to a dominance of *Sphagnum* in all cores (> 50%) was dated approximately to 1985±4 CE (Table 2). These vegetation shifts, coinciding with high carbon accumulation rates (site-averaged $ACAR_{1990} = 95.1 \pm 2 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) and PAR ($4.4 \pm 1 \text{ mm yr}^{-1}$) registered within the different cores of the LEC fen (Figure 3a-b), also correspond to warmer climate conditions. A changepoint in GDD_0 was detected at 1994 CE, suggesting a lengthening of the growing season thereafter (Figure 2a) as well as mean significant increases of 120 in GDD_0 , 0.7°C in MAT, 1.6°C in MAWT and 0.7°C in MAST per decade since 1988 CE ($p < 0.05$) (Table 1).

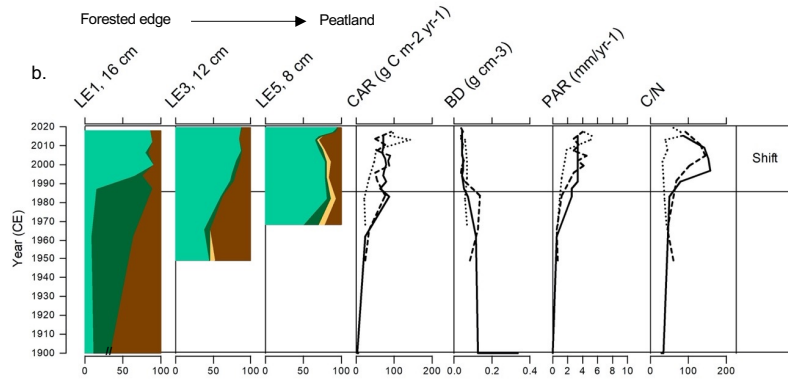
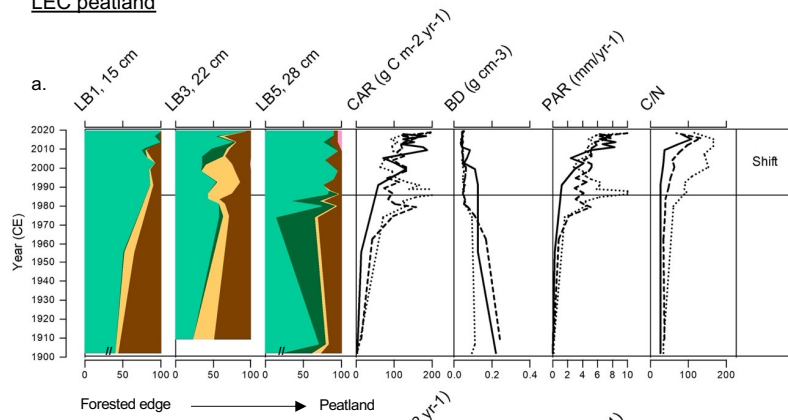
Macrofossil analysis for the BON palsa peatland revealed a pre-shift vegetation cover dominated by ligneous species and brown mosses (*Tomenthypnum nitens*, *Pleurozium schreberi*, and *Aulacomnium* spp.) (Figure S1). Results show a high relative abundance of unidentified organic matter (UOM) and low C/N ratios (20-30, Table S3), associated again with highly decomposed peat (Figure 3c-d) (Kuhry and Vitt 1996). All cores with a ligneous basal horizon are underlain by marine silty clay sediments (Allard and Seguin 1985). We observed an abrupt transition to *S. russowii* around 1992±8 CE (Table 2, Figure 3c-d). This vegetation shift was accompanied by high CAR (site-averaged $ACAR_{1990} = 116.8 \pm 2 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) and PAR ($7.0 \pm 2 \text{ mm yr}^{-1}$),

low bulk density and high C/N ratios (50-100, Table S3) (Table 2, Figure 3c-d), characteristic of undecomposed and rapidly accumulating peat (Loisel and Yu 2013b). This transition is synchronous with a lengthening of the growing season (detected change point at 1994 CE, Figure 2) and a significant rise in GDD₀ (+106) since 1988 CE as well as mean significant increases per decade in MAT, MAWT and MAST of 0.7 °C, 1.8°C and 0.6 °C respectively ($p < 0.05$, Table 1). These results suggest that recent lateral expansion of *Sphagnum* over mineral substrate has very likely occurred both towards the center of the peatland and outwards to the forested edges, as a result of increased soil moisture from the ongoing palsa degradation, favored by local gentle surface topography (Loisel *et al* 2013, Belyea and Malmer 2004).

Table 4.2 Recent peat and carbon accumulation details for each core. Core length in centimeters (cm) as in the thickness of the active layer or organic soil. * indicates that mineral soil was reached when coring. Basal age of the core (CE). Age of the shift, defined as the moment where *Sphagnum* would dominate more than 50% of the peat type vegetation assemblage (CE; see Figure 3). Average peat accumulation rates in mm yr⁻¹ (PAR) and apparent carbon accumulation rates (ACAR) (g C m⁻² yr⁻¹) for the 1950-1990 CE period and since 1950 CE and 1990 CE. Averages ± standard deviation (SD) are presented per site. (!) indicates that years are excluded from calculation because the core is younger than 1950 CE.

Core name	Core length (cm)	Basal age of the core (CE)	Age of shift (CE)	PAR ₁₉₅₀₋₁₉₉₀ (mm yr ⁻¹)	PAR ₁₉₅₀ (mm yr ⁻¹)	PAR ₁₉₉₀ (mm yr ⁻¹)	ACAR ₁₉₅₀₋₁₉₉₀ (g C m ⁻² yr ⁻¹)	ACAR ₁₉₅₀ (g C m ⁻² yr ⁻¹)	ACAR ₁₉₉₀ (g C m ⁻² yr ⁻¹)
LEC LB1	15	1592	1990	0.7	5.0	5.4	27.9	59.2	114.3
LEC LB3	22	1909	1979	3.2	4.8	5.4	85.0	100.1	121.7
LEC LB5	28	1661	1986	6.8	6.3	5.9	147.5	115.5	113.8
LEC LE1	16	1141	1983	2.2	3.0	3.3	46.3	58.9	81.0
LEC LE3	12	1949	1984	1.2	2.7	3.3	44.1	52.9	75.1
LEC LE5	8	1956	1985	0.9	2.1	2.9	29.3	37.4	64.7
Site: Wiyāshākimi Lake			1985±4	2.5±2	4.0±2	4.4±1	63.3±46	70.7±30	95.1±24
BON LB1	18*	1975	1977	5.6 (!)	4.8 (!)	3.8	179.2 (!)	116.0 (!)	88.3
BON LB3	20*	1953	1997	1.6	5.0	6.2	72.0	86.1	119.0
BON LB5	20*	1956	1995	1.9	5.9	7.3	63.0	79.4	110.3
BON LC1	20*	1937	1994	1.3	6.4	8.4	52.7	65.4	93.8
BON LC3	20*	1980	1992	3.1 (!)	7.6 (!)	8.5	140.0 (!)	135.7 (!)	144.2
BON LC5	20*	1981	1999	2.7 (!)	7.3 (!)	8.0	131.6 (!)	131.0 (!)	145.4
Site: Boniface River			1992±8	2.7±2	6.2±1	7.0±2	106.4±51	102.3±29	116.8±24
SAL LE1	34	1728	1964	1.4	4.1	5.5	38.5	42.1	56.3
SAL LE2	28	1895	1986	1.3	6.1	7.9	35.0	41.5	59.9
SAL LE3	30	1817	1993	1.5	5.0	6.6	31.4	42.0	68.7
SAL LE4	32	1806	1988	3.1	5.8	7.5	62.4	76.7	103.5
SAL LW1	29	1893	1969	2.0	3.5	4.6	32.3	37.4	51.0
SAL LW3	24	1839	1984	1.7	2.5	3.2	29.6	31.2	38.2
SAL LW5	15	1969	1993	1.8 (!)	3.8 (!)	4.6	42.9 (!)	50.1 (!)	63.4
SAL LW7	10	1974	2009	0.8 (!)	4.7 (!)	5.2	36.6 (!)	59.1 (!)	81.1
Site: Salluit			1986±14	1.7±1	4.4±1	5.6±2	38.6±11	47.5±14	65.3±20

LEC peatland



BON peatland

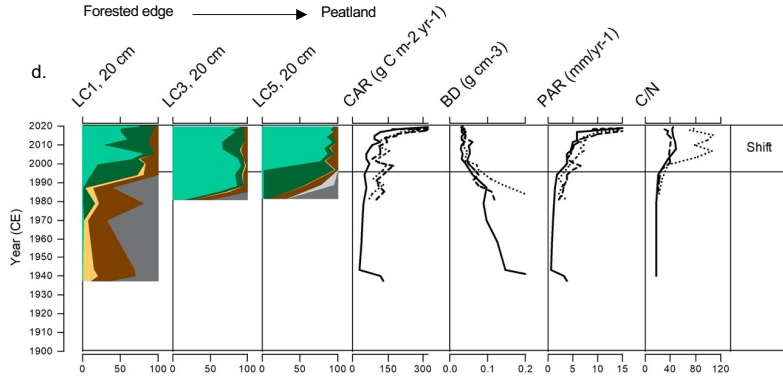
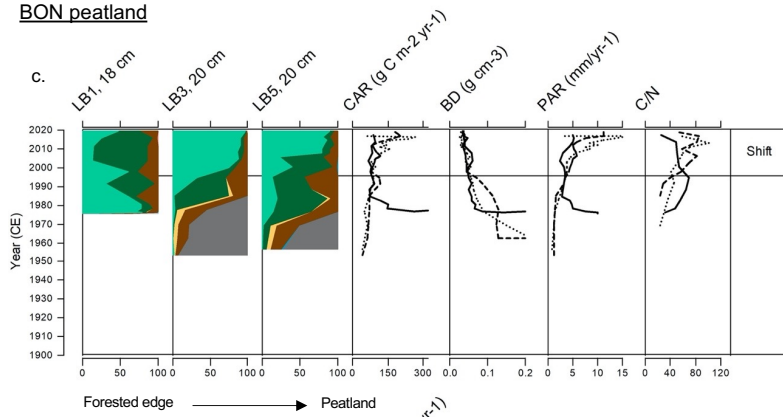


Figure 4.3 Peat composition as the abundance (%) of the main peat types presented with different colors and peat properties for the all the monoliths extracted from LEC (a-b), BON (c-d) and SAL (e-f) peatlands. Diagrams show two transects per site, starting with the outermost core. Y-axis is cal. CE year from 1900 CE to the coring time (2019 CE). Solid lines represent monolith number 1 of each transect. Dashed lines represent monolith number 3 of each transect. Dotted lines represent monolith number 5 of each transect. For SAL peatland, solid grey lines represent the fourth monolith of each transect (respectively LE4 and LW7). Continuous carbon accumulation rates (CAR) are presented in $\text{g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. BD stands for bulk density (g cm^{-3}) and PAR for peat accumulation rate (mm yr^{-1}). // indicates that the record continues below to older ages (see Figure S1).

Arctic peatland of the continuous permafrost zone

The SAL polygonal peatland registered more complex dynamics in terms of ecological changes. More precisely, only the western transect (LW1 to LW7, n=4) showed a clear shift (site-averaged to 1986 ± 14 CE, Table 2) from brown mosses (*Warnstorfia fluitans*, *Scorpidium revolvens*) associated with wet rich fen conditions (Vitt, 2014) to *Sphagnum aongstroemii* (Figure S1), a Low-Arctic oceanic species found in poor fens (Vitt and Adrus, 1975). The opposite transect (LE1 to LE4, n=4) displayed no apparent shift in vegetation (except LE4), as *S. fimbriatum* or *S. concinuum* dominate the peat core assemblages (Figure S1). We hypothesize that these differences between the two transects may arise from local factors such as microtopography and dominant winds. The low-centered polygon surface morphology is uneven, as the edges (ramparts) are more prominent than the depressed center, which likely results in variable snow thickness during the winter (Donner *et al* 2012), in relation to strong westerly dominant winds in the Salluit valley (Ouzilleau Samson *et al* 2010). The irregular snow cover and subsequent spring melt create differing ground temperatures and hydrological conditions, potentially influencing local vegetation establishment (Christiansen 2005). Nonetheless, the vegetation shifts are consistent with increases in both PAR and CAR

since 1990 CE (respectively, $5.6 \pm 2 \text{ mm yr}^{-1}$ and site-averaged $\text{ACAR}_{1990} = 65.3 \pm 20 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, Table 2; see also Figure 3e-f). We also noted substantially lower CAR values at this site than those at lower latitudes. This may be in part due to local site conditions influenced by important aeolian activity, where more mineral sediment is incorporated in the peat leading to a reduced organic C content in the peat column ($\sim 23 \pm 7 \% \text{C}$, Table S3) (Ouzilleau Samson *et al* 2010). The documented changes registered in the peat cores are supported by a climatic shift towards warmer conditions during the 1990 CE decade. Our results showed longer growing seasons (detected change point is 1992 CE, Figure 2), and a mean significant increase of $+61 \text{ GDD}_0$ per decade since 1988 CE ($p < 0.05$, Table 1). This northernmost studied region also displayed a mean significant rise in MAT ($+0.7 \text{ }^\circ\text{C}$), the largest increase in MAWT ($+2 \text{ }^\circ\text{C}$) and a decreasing trend in MAT (-54 mm) for the same period ($p < 0.05$, Table 1).

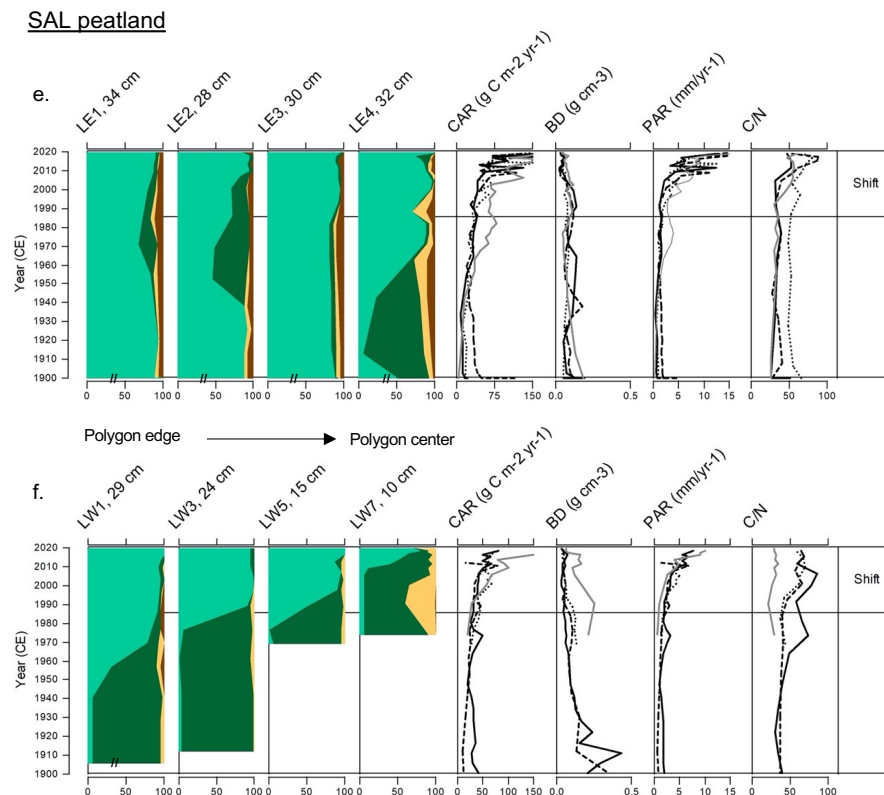


Figure 3. (continued)

4.3.2 Implications for carbon dynamics

The results of the reconstructed vegetation succession and peat C accumulation from replicate cores highlight a widespread and synchronous climatic shift around 1990 CE along a permafrost degradation gradient spanning 56° to 62° N. C accumulation rates for three recent periods allowed us to evaluate C dynamics within and between sites (Figure 4). Site-averaged ACAR₁₉₅₀ were the highest for BON palsa (102.3±3 g C m⁻² yr⁻¹) and the lowest for SAL polygonal peatland (47.5±14 g C m⁻² yr⁻¹); rates for the LEC fen are in between (70.7±30.2 g C m⁻² yr⁻¹) (Figure 4, Table 2). Our results are consistent with those of other studies focusing on recent C dynamics. Lamarre *et al* (2012) and Piilo *et al* (2019) registered higher ACAR₁₉₅₀ values (defined as RERCA – recent rates of apparent carbon accumulation since 1950 CE), associated with *Sphagnum* dominance in palsa peatlands located at the southern limit of subarctic Quebec (respectively 133-147 g C m⁻² yr⁻¹ and 122.5 g C m⁻² yr⁻¹), as palsas started degrading earlier and vegetation shifts occurred between 1950 and 1990 CE. Zhang *et al* (2018a) presented averaged ACAR₁₉₅₀ in sporadic permafrost peatlands of Finnish Lapland (20.06-58.03 g C m⁻² yr⁻¹) and discontinuous permafrost peatlands of Russia (25.8-30.06 g C m⁻² yr⁻¹) that are lower than ours. Yet, some cores showed high ACAR (> 50 g C m⁻² yr⁻¹) coinciding with *Sphagnum* growth following permafrost thaw (Zhang *et al* 2018b). Site-averaged ACAR₁₉₅₀₋₁₉₉₀ data presents a similar trend, with BON palsa peatland displaying the highest rates but also the greatest variability, the SAL polygonal peatland the lowest and the LEC fen, intermediate (Figure 4, Table 2). While some cores were younger than 1950 CE, they were included in the ACAR calculations as they displayed the same ecological shifts in vegetation as older profiles from the same site (Table 2). Site-averaged values for ACAR₁₉₉₀ varied similarly for the BON, SAL and the LEC peatlands but with less variability within sites (Table 2, Figure 4). Unsurprisingly, ACAR are higher since 1990 CE than for the two other studied periods, partly explained by the most recent accumulation and poorly compacted peat, as well as incomplete decomposition processes (Young *et al* 2019,

2021); however, the goal of this study is to document the recent peat successional processes and C accumulation across the same time periods rather than to delve into the decomposition processes related to a recent shift to *Sphagnum* vegetation. Within each time period, ACAR were significantly different for all three sites (multiple ANOVAs, $p < 0.01$), suggesting that their C accumulation patterns differ, despite showing a common enhanced C accumulation.

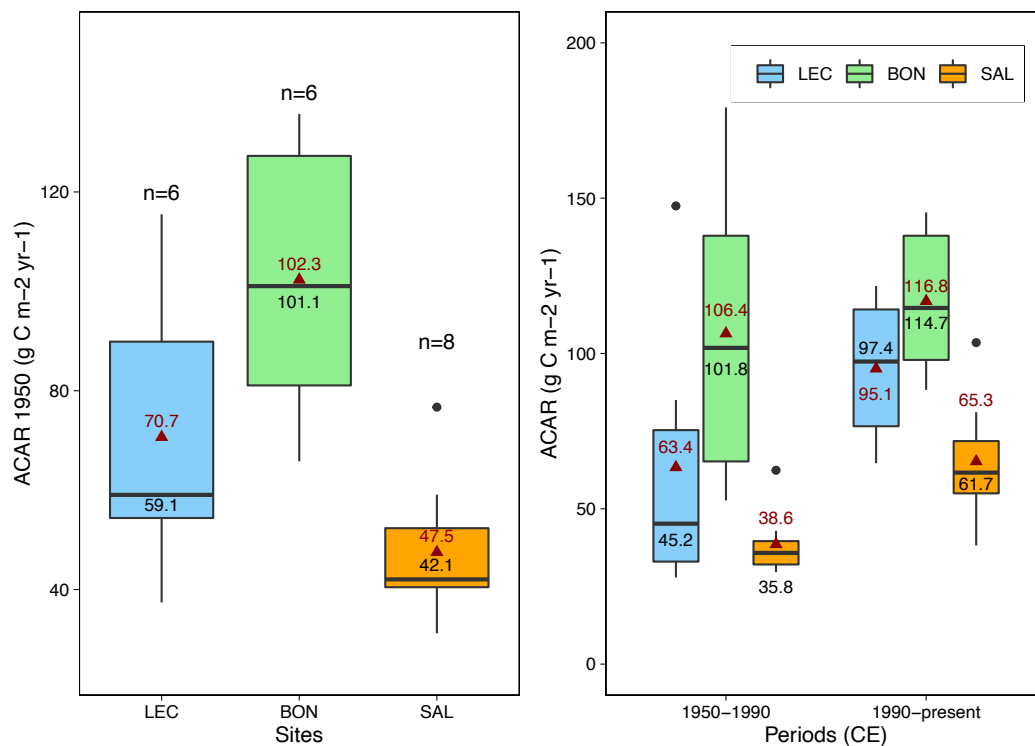


Figure 4.4 ACAR (g C m⁻² yr⁻¹) variability for each site since 1950 (left panel) and ACAR (g C m⁻² yr⁻¹) variability focused on two periods (1950-1990 and 1990 to the coring year of 2019 CE, right panel). Boxplots represent the interquartile ranges, whiskers represent minimum and maximum range, strong black line is the median (values in black), triangle is the mean (values in dark red), and black dots represent outliers. Boxplots are significantly different (ANOVAs; $p < 0.01$).

4.3.3 Patterns and drivers of permafrost peatlands response

The consistency and synchronicity of the recent changes in vegetation patterns and C dynamics suggest a climatic driver, as demonstrated by empirical studies across various permafrost zones globally (Payette 2021, Piilo *et al* 2019, Taylor *et al* 2019, Magnan *et al* 2018, Jones *et al* 2017, Loisel and Yu 2013a, Lamarre *et al* 2012). While in some other arctic and subarctic regions, no link was established between climate change and CAR (Gao and Couwenberg 2015) and a mid-20th century drying caused a decline in CAR (Sim *et al* 2021), the ecohydrological shift documented here is also synchronous with an enhanced shrubification documented across Nunavik in relation to increasing photosynthetically active radiation (Pelletier *et al* 2019, Ropars and Boudreau 2012).

The interpretation of our results is supported by the favorable climatic conditions regionally, and sufficient moisture availability locally from accelerating peat degradation in the LEC fen and the BON peatland during the 20th century (Figure 5; Payette 2021, Payette *et al* 2004). This altered moisture balance would have allowed for *Sphagnum* expansion and associated higher ACAR (Gallego-Sala *et al* 2018, Bengtsson *et al* 2020). While the rapid growth of *Sphagnum* may be caused by internal forcing (Yu *et al* 2009), our findings based on replicated cores within and between sites indicate that recent climatic and associated hydrological changes are synchronous and drive the vegetation shift. As for the SAL polygonal peatland, we suggest that the interaction between permafrost, ice wedges, and vegetation favored a recent succession from brown mosses to *Sphagnum* vegetation (Figure 5). Studies have associated high summer temperatures to the enhanced evaporation of shallow ponds as well as a succession from sedge- to *Sphagnum*-dominated vegetation in some thermokarst bogs (Jones *et al* 2017, Wolfe *et al* 2011, Myers-Smith *et al* 2008). Similar results in tundra ecosystems were documented, where open water ponds were colonized by aquatic sedge and moss species (Magnússon *et al* 2020). Organic matter accumulation could then enable permafrost recovery and favor shifts towards drier and

oligotrophic conditions characterized by *Sphagnum* vegetation (Magnússon *et al* 2020, Jorgenson *et al* 2015), as these mosses are known for their low thermal conductivity (Baughman *et al* 2015, Soudzilovskaia *et al* 2013). In the Salluit region, active-layer deepening as a result of permafrost thaw and ice-wedge degradation has been documented in relation to climate warming (Gagnon and Allard 2020a-b, Kasper and Allard 2001) and support our hypothesis that this documented vegetation succession of pond-infilling is in response to warming-induced pond formation within the polygons of SAL peatland.

Within our studied peatlands and despite their differences in permafrost conditions, all sites exhibit a synchronous response in which vegetation-permafrost feedbacks appear to exert a notable control on peat type and C accumulation (Figure 5). While the timing of the shift in vegetation and C accumulation is likely climatically driven, the magnitude is also likely related to site-specific factors influencing thaw, such as exposure, topography, and water supply. These results highlight the complexity of permafrost peatland systems and vegetation-hydrology-climate interactions.

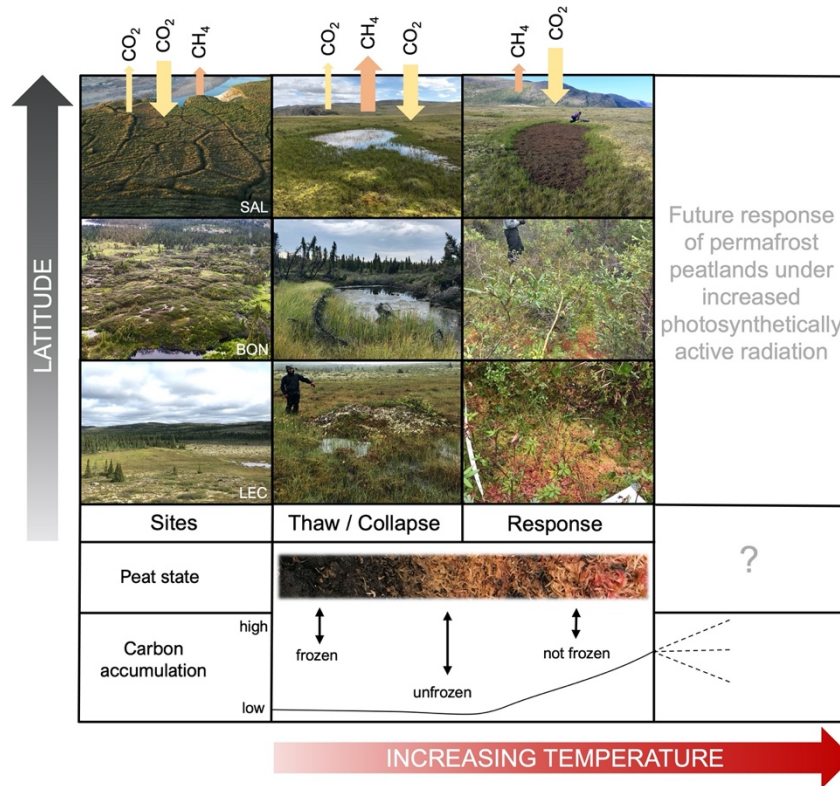


Figure 4.5 Conceptual model of permafrost peatlands response under increasing temperature and latitude. Colored arrows on upper panel represents fluxes: relative increase or decrease in carbon dioxide (CO_2) and methane (CH_4). The three studied sites are shown in the left panel. Permafrost thaw or collapse within the sites are shown in the middle panel. Peatland responses are shown in the right panel. Peat state in relation to permafrost conditions is illustrated through a peat core. Relative carbon accumulation in relation to peat state. Future response of permafrost peatlands under warmer temperature and increased photosynthetically active radiation after 2100 CE remains largely uncertain (Gallego-Sala *et al* 2018).

4.4 Conclusion

This study investigated 20 active layer short cores for palaeoecological analyses from three peatlands along a latitudinal gradient of different permafrost conditions in Nunavik, northeastern Canada. Our results show a relatively synchronous ecological response to the late 20th century warming, timed with a lengthening of the growing season. We documented an enhanced vegetation productivity characterized by a shift to *Sphagnum*-dominated assemblages and associated high ACAR ~1990 CE. We show that high-resolution chronologies, multiproxy analyses, and multiple cores are essential to capture local- to regional-scale responses of permafrost peatlands to recent climate changes. While permafrost thaw is warming-induced, local factors and permafrost type may have affected the magnitude and relative timing of shifts within and between sites. Our study highlights the complexity and the heterogeneity of permafrost peatlands and vegetation-permafrost-climate feedbacks and serves to document changes in C uptake and the processes related to increased photosynthesis as a complement to C fluxes studies related to thawing permafrost. While the fate of permafrost peatlands and their overall C balance remains uncertain, such empirical data is a valuable addition to future calibration and validation of vegetation and C trajectories in global C cycle models.

4.5 Data availability

All data that support these findings are included within the article and in the supplementary material.

4.6 Acknowledgments

We thank J Maille-Bizier and J Tuuniqu for fieldwork assistance and guidance and the CEN for logistics. We are grateful for the Geotop staff for geochemical and peat analyses assistance and Les Tourbeux for support. We also thank G Duyemes (ESCER-UQAM) for climate data.

4.7 Funding

Funding for this study was provided by a Grant and Contribution from Environment and Climate Change Canada (ECCC) (Project GCXE19S029) and from Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC) Nordic supplement to MG. NSERC Scholarship and National Scientific Training Program (NSTP) funding for fieldwork was granted to CG.

4.8 Conflict of interest

The authors declare no competing interests.

4.9 References

Abbott B W, Jones J B, Schuur E A G, Chapin F S, Bowden W B, Bret-Harte M S, Epstein H E, Flannigan M D, Harms T K, Hollingsworth T N, Mack M C, McGuire A D, Natali S M, Rocha A V., Tank S E, Turetsky M R, Vonk J E, Wickland K P, Aiken G R, Alexander H D, Amon R M W, Benscoter B W, Bergeron Y, Bishop K, Blarquez O, Bond-Lamberty B, Breen A L, Buffam I, Cai Y, Carcaillet C, Carey S K, Chen J M, Chen H Y H, Christensen T R, Cooper L W, Cornelissen J H C, De Groot W J, Deluca T H, Dorrepaal E, Fetcher N, Finlay J C, Forbes B C, French N H F, Gauthier S, Girardin M P, Goetz S J, Goldammer J G, Gough L, Grogan P, Guo L, Higuera P E, Hinzman L, Hu F S, Hugelius G, Jafarov E E, Jandt R, Johnstone J F, Karlsson J, Kasischke E S, Kattner G, Kelly

- R, Keuper F, Kling G W, Kortelainen P, Kouki J, Kuhry P, Laudon H, Laurion I, MacDonald R W, Mann P J, Martikainen P J, McClelland J W, Molau U, Oberbauer S F, Olefeldt D, Paré D, Parisien M A, Payette S, Peng C, Pokrovsky O S, Rastetter E B, Raymond P A, Reynolds M K, Rein G, Reynolds J F, Robards M, Rogers B M, Schdel C, Schaefer K, Schmidt I K, Shvidenko A, Sky J, Spencer R G M, Starr G, Striegl R G, Teisserenc R, Tranvik L J, Virtanen T, et al 2016 Biomass offsets little or none of permafrost carbon release from soils, streams, and wildfire: An expert assessment *Environ. Res. Lett.* **11** 034014
- Ali A A, Ghaleb B, Garneau M, Asnong H and Loisel J 2008 Recent peat accumulation rates in minerotrophic peatlands of the Bay James region, Eastern Canada, inferred by ^{210}Pb and ^{137}Cs radiometric techniques *Appl. Radiat. Isot.* **66** 1350–8
- Allard M and Séguin M K 1985 La déglaciation d'une partie du versant hudsonien québécois : bassins des rivières Nastapoca, Sheldrake et à l'Eau Claire *Géographie phys. Quat.* **39** 13–24
- Aquino-López M A, Blaauw M, Christen J A and Sanderson N K 2018 Bayesian Analysis of ^{210}Pb Dating *J. Agric. Biol. Environ. Stat.* **23** 317–33
- Baughman C A, Mann D H, Verbyla D L and Kunz M L 2015 Soil-surface organic layers in Arctic Alaska: Spatial distribution, rates of formation, microclimatic effects. *Journal of Geophysical Research Biogeosciences.* **120** 1150–1164
- Beaulieu-Audy V, Garneau M, Richard P J H and Asnong H 2009 Holocene palaeoecological reconstruction of three boreal peatlands in the La Grande Rivière region, Québec, Canada *The Holocene* **19** 459–76
- Belyea L R and Malmer N 2004 Carbon sequestration in peatland: Patterns and mechanisms of response to climate change *Glob. Chang. Biol.* **10** 1043–52
- Bengtsson F, Rydin H, Baltzer J L, Bragazza L, Bu Z J, Caporn S J M, Dorrepaal E, Flatberg K I, Galanina O, Gałka M, Ganeva A, Goia I, Goncharova N, Hájek M, Haraguchi A, Harris L I, Humphreys E, Jiroušek M, Kajukało K, Karofeld E, Koronátova N G, Kosykh N P, Laine A M, Lamentowicz M, Lapshina E, Limpens J, Linkosalmi M, Ma J Z, Mauritz M, Mitchell E A D, Munir T M, Natali S M, Natcheva R, Payne R J, Philippov D A, Rice S K, Robinson S, Robroek B J M,

- Rocheport L, Singer D, Stenøien H K, Tuittila E S, Vellak K, Waddington J M and Granath G 2020 Environmental drivers of Sphagnum growth in peatlands across the Holarctic region *J. Ecol.* **109** 417–431
- Bhiry N, Decaulne A and Bourgon-Desroches M 2019 Development of a subarctic peatland linked to slope dynamics at Lac Wiyâshâkimî (Nunavik, Canada) *The Holocene* **29** 1459–67
- Bhiry N, Payette S and Robert É C 2007 Peatland development at the arctic tree line (Québec, Canada) influenced by flooding and permafrost *Quat. Res.* **67** 426–37
- Bouchard F, Francus P, Pienitz R, Laurion I and Feyte S 2014 Subarctic thermokarst ponds: Investigating recent landscape evolution and sediment dynamics in thawed permafrost of Northern Québec (Canada) *Arctic, Antarct. Alp. Res.* **46** 251–71
- Camill P, Lynch J A, Clark J S, Adams J B and Jordan B 2001 Changes in biomass, aboveground net primary production, and peat accumulation following permafrost thaw in the boreal peatlands of Manitoba, Canada *Ecosystems* **4** 461–78
- Carpino O, Haynes K, Connon R, Craig J, Devoie É and Quinton W 2021 Long-term climate-influenced land cover change in discontinuous permafrost peatland complexes *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **25** 3301–17
- Charman D J, Beilman D W, Blaauw M, Booth R K, Brewer S, Chambers F M, Christen J A, Gallego-Sala A, Harrison S P, Hughes P D M, Jackson S T, Korhola A, Mauquoy D, Mitchell F J G, Prentice I C, Van Der Linden M, de Vleeschouwer F, Yu Z C, Alm J, Bauer I E, Corish Y M C, Garneau M, Hohl V, Huang Y, Karofeld E, Le Roux G, Loisel J, Moschen R, Nichols J E, Nieminen T M, MacDonald G M, Phadtare N R, Rausch N, Sillasoo U, Swindles G T, Tuittila E S, Ukonmaanaho L, Väliranta M, Van Bellen S, Van Geel B, Vitt D H and Zhao Y 2013 Climate-related changes in peatland carbon accumulation during the last millennium *Biogeosciences* **10** 929–944
- Christiansen H H 2005 Thermal regime of ice-wedge cracking in Adventdalen, Svalbard *Permafrost. Periglac. Process.* **16** 87–98
- Cyr S and Payette S 2010 The origin and structure of wooded permafrost mounds at the arctic treeline in eastern Canada *Plant Ecol. Divers.* **3** 35–46

- Dalton A S, Margold M, Stokes C R, Tarasov L, Dyke A S, Adams R S, Allard S, Arends H E, Atkinson N, Attig J W, Barnett P J, Barnett R L, Batterson M, Bernatchez P, Borns H W, Breckenridge A, Briner J P, Brouard E, Campbell J E, Carlson A E, Clague J J, Curry B B, Daigneault R A, Dubé-Loubert H, Easterbrook D J, Franzl D A, Friedrich H G, Funder S, Gauthier M S, Gowan A S, Harris K L, Héty B, Hooyer T S, Jennings C E, Johnson M D, Kehew A E, Kelley S E, Kerr D, King E L, Kjeldsen K K, Knaeble A R, Lajeunesse P, Lakeman T R, Lamothe M, Larson P, Lavoie M, Loope H M, Lowell T V., Lusardi B A, Manz L, McMartin I, Nixon F C, Occhietti S, Parkhill M A, Piper D J W, Pronk A G, Richard P J H, Ridge J C, Ross M, Roy M, Seaman A, Shaw J, Stea R R, Teller J T, Thompson W B, Thorleifson L H, Utting D J, Veillette J J, Ward B C, Weddle T K and Wright H E 2020 An updated radiocarbon-based ice margin chronology for the last deglaciation of the North American Ice Sheet Complex *Quat. Sci. Rev.* **234**
- Davies L J, Appleby P, Jensen B J L, Magnan G, Mullan-Boudreau G, Noernberg T, Shannon B, Shotyk W, van Bellen S, Zaccone C and Froese D G 2018 High-resolution age modelling of peat bogs from northern Alberta, Canada, using pre- and post-bomb ^{14}C , ^{210}Pb and historical cryptotephra *Quat. Geochronol.* **47** 138–162
- de Vleeschouwer F, Chambers F M and Swindles G T 2010 Coring and sub-sampling of peatlands for palaeoenvironmental research. *Mires and Peat* **7** 1–10
- Donner N, Minke M, De Klerk P, Sofronov R and Joosten H 2012 Patterns in polygon mires in north-eastern Yakutia, Siberia: the role of vegetation and water *Finnish Environ.* 19–30
- Dorrepaal E *et al* 2009 Carbon respiration from subsurface peat accelerated by climate warming in the subarctic *Nature* **460** 616–619
- Eppinga M B, de Ruiter P C, Wassen M J and Rietkerk M 2009 Nutrients and hydrology indicate the driving mechanisms of peatland surface patterning *The American Naturalist* **173** 803–818.

- Gagnon S and Allard M 2020a Geomorphological controls over carbon distribution in permafrost soils: The case of the Narsajuaq River Valley, Nunavik (Canada) *Arct. Sci.* **6** 509–528
- Gagnon S and Allard M 2020b Changes in ice - wedge activity over 25 years of climate change *Permafrost. Periglacial Process.* **31** 69–84
- Gallego-Sala A V., Charman D J, Brewer S, Page S E, Prentice I C, Friedlingstein P, Moreton S, Amesbury M J, Beilman D W, Björck S, Blyakharchuk T, Bochicchio C, Booth R K, Bunbury J, Camill P, Carless D, Chimner R A, Clifford M, Cressey E, Courtney-Mustaphi C, de Vleeschouwer F, de Jong R, Fialkiewicz-Koziel B, Finkelstein S A, Garneau M, Githumbi E, Hribljan J, Holmquist J, Hughes P D M, Jones C, Jones M C, Karofeld E, Klein E S, Kokfelt U, Korhola A, Lacourse T, Le Roux G, Lamentowicz M, Large D, Lavoie M, Loisel J, Mackay H, MacDonald G M, Makila M, Magnan G, Marchant R, Marcisz K, Martínez Cortizas A, Massa C, Mathijssen P, Mauquoy D, Mighall T, Mitchell F J G, Moss P, Nichols J, Oksanen P O, Orme L, Packalen M S, Robinson S, Roland T P, Sanderson N K, Sannel A B K, Silva-Sánchez N, Steinberg N, Swindles G T, Turner T E, Uglow J, Väliranta M, van Bellen S, van der Linden M, van Geel B, Wang G, Yu Z, Zaragoza-Castells J and Zhao Y 2018 Latitudinal limits to the predicted increase of the peatland carbon sink with warming *Nat. Clim. Chang.* **8** 907–913
- Gao Y and Couwenberg J 2015 Carbon accumulation in a permafrost polygon peatland: Steady long-term rates in spite of shifts between dry and wet conditions *Glob. Chang. Biol.* **21** 803–15
- Garneau M, van Bellen S, Magnan G, Beaulieu-Audy V, Lamarre A and Asnong H 2014 Holocene carbon dynamics of boreal and subarctic peatlands from Québec, Canada *The Holocene* **24** 1043–1053
- Heffernan L, Estop-Aragonés C, Knorr K H, Talbot J and Olefeldt D 2020 Long-term Impacts of Permafrost Thaw on Carbon Storage in Peatlands: Deep Losses Offset by Surficial Accumulation *J. Geophys. Res. - Biogeosciences* **125** 1–20
- Heiri O, Lotter A F and Lemcke G 2001 Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: Reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology.* **25** 101-110.

- Hua Q, Barbetti M and Rakowski A J 2013 Atmospheric Radiocarbon for the Period 1950-2010. *Radiocarbon*. **55** 2059–2072.
- Hugelius G, Loisel J, Chadburn S, Jackson R B, Jones M, MacDonald G, Marushchak M, Olefeldt D, Packalen M, Siewert M B, Treat C, Turetsky M, Voigt C and Yu Z 2020 Large stocks of peatland carbon and nitrogen are vulnerable to permafrost thaw *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* **117** 20438–46
- Hutchinson M F, McKenney D W, Lawrence K, Pedla, J H, Hopkinson R F, Milewska E and Papadopol P 2009 Development and testing of Canada-wide interpolated spatial models of daily minimum-maximum temperature and precipitation for 1961-2003. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. **48** 725–741.
- Ise T *et al* 2008 High sensitivity of peat decomposition to climate change through water-table feedback *Nat. Geosci.* **1** 763–6
- Jones M C, Harden J, O'Donnell J, Manies K, Jorgenson T, Treat C and Ewing S 2017 Rapid carbon loss and slow recovery following permafrost thaw in boreal peatlands *Glob. Chang. Biol.* **23** 1109–27
- Jorgenson M T, Kanevskiy M, Shur Y L, Moskalenko N, Brown D R N, Wickland K P, Striegl R and Koch J 2015 Role of ground ice dynamics and ecological feedbacks in recent ice wedge degradation and stabilization *J. Geophys. Res.-Earth Surf.* **120** 2280–97
- Kasper J N and Allard M 2001 Late-Holocene climatic changes as detected by the growth and decay of ice wedges on the southern shore of Hudson Strait, northern Québec, Canada *The Holocene* **11** 563–77
- Kendall M G 1975 *Rank Correlation Methods*, Oxford University Press. New York.
- Killick R and Eckley I A 2014 changepoint: An R Package for Changepoint Analysis. *Journal of Statistical Software*, **58**
- Kuhry P, Grosse G, Harden J W, Hugelius G, Koven C D, Ping C L, Schirrmeister L and Tarnocai C 2013 Characterisation of the permafrost carbon pool *Permafrost. Periglac. Process.* **24** 146–55

- Kuhry P and Vitt D 1996 Fossil Carbon / Nitrogen Ratios as a Measure of Peat Decomposition. *Ecology* **77** 271–5
- Laberge M J and Payette S 1995 Long-term monitoring of permafrost change in a palsa peatland in northern Quebec, Canada: 1983-1993 *Arct. Alp. Res.* **27** 167–71
- Lachenbruch AH. In: Lachenbruch AH 1962 ed. *Mechanics of Thermal Contraction Cracks and Ice-Wedge Polygons in Permafrost. Special Papers No. 70*. Denver, CO: Geological Society of America. **69**.
- Lamarre A, Garneau M and Asnong H 2012 Holocene paleohydrological reconstruction and carbon accumulation of a permafrost peatland using testate amoeba and macrofossil analyses, Kuujuarapik, subarctic Québec, Canada *Rev. Palaeobot. Palynol.* **186** 131–141
- Langlais K, Bhiry N and Lavoie M 2021 Holocene dynamics of an inland palsa peatland at Wiyâshâkimî Lake (Nunavik, Canada) *Écoscience* 1–14
- L'Hérault E and Allard M 2018 *Production de la 2ième approximation de la carte de pergélisol du Québec en fonction des paramètres géomorphologiques, écologiques, et des processus physiques liés au climat*. Rapport final. Réalisé pour le compte du Ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs, Gouvernement du Québec. Centre d'études nordiques, Université Laval, 61 p
- Loisel J, Gallego-Sala A V., Amesbury M J, Magnan G, Anshari G, Beilman D W, Benavides J C, Blewett J, Camill P, Charman D J, Chawchai S, Hedgpeth A, Kleinen T, Korhola A, Large D, Mansilla C A, Müller J, van Bellen S, West J B, Yu Z, Bubier J L, Garneau M, Moore T, Sannel A B K, Page S, Väiliranta M, Bechtold M, Brovkin V, Cole L E S, Chanton J P, Christensen T R, Davies M A, de Vleeschouwer F, Finkelstein S A, Frohking S, Gałka M, Gandois L, Girkin N, Harris L I, Heinemeyer A, Hoyt A M, Jones M C, Joos F, Juutinen S, Kaiser K, Lacourse T, Lamentowicz M, Larmola T, Leifeld J, Lohila A, Milner A M, Minkinen K, Moss P, Naafs B D A, Nichols J, O'Donnell J, Payne R, Philben M, Piilo S, Quillet A, Ratnayake A S, Roland T P, Sjögersten S, Sonnentag O, Swindles G T, Swinnen W, Talbot J, Treat C, Valach A C and Wu J 2021 Expert assessment of future vulnerability of the global peatland carbon sink *Nat. Clim. Chang.* **11** 70–77

- Loisel J and 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 *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **291** 493–533
- Loisel J, Yu Z, Parsekian A, Nolan J and Slater L 2013 Quantifying landscape morphology influence on peatland lateral expansion using ground-penetrating radar (GPR) and peat core analysis *J. Geophys. Res.- Biogeosciences* **118** 373–84
- Loisel J and Yu Z C 2013a Recent acceleration of carbon accumulation in a boreal peatland, south central Alaska *J. Geophys. Res.- Biogeosciences.* **118**, 41e53
- Loisel J and Yu Z 2013b Surface vegetation patterning controls carbon accumulation in peatlands *Geophys. Res. Lett.* **40** 5508–5513
- Mackay H, Amesbury M J, Langdon P G, Charman D J, Magnan G, van Bellen S, Garneau M, Bainbridge R and Hughes P D M 2021 Spatial variation of hydroclimate in north-eastern North America during the last millennium *Quat. Sci. Rev.* **256** 106813
- Magnan G, Sanderson N K, Piilo S, Pratte S, Väiliranta M, van Bellen S, Zhang H and Garneau M 2021 Widespread recent ecosystem state shifts in high-latitude peatlands of northeastern Canada and implications for carbon sequestration. *Glob. Change Biol.* Accepted Author Manuscript.
- Magnan G, van Bellen S, Davies L, Froese D, Garneau M, Mullan-Boudreau G, Zacccone C and Shotyk W 2018 Impact of the Little Ice Age cooling and 20th century climate change on peatland vegetation dynamics in central and northern Alberta using a multi-proxy approach and high-resolution peat chronologies *Quat. Sci. Rev.* **185** 230–43
- Magnússon R, Limpens J, van Huissteden J, Kleijn D, Maximov T C, Rotbarth R, Sass-Klaassen U and Heijmans M M P D 2020 Rapid Vegetation Succession and Coupled Permafrost Dynamics in Arctic Thaw Ponds in the Siberian Lowland Tundra *J. Geophys. Res. - Biogeosciences* **125** 1–20
- Mann H B 1945 Nonparametric tests against trend *Econometrica.* **13** 245-259.

- Matveev A, Laurion I, Deshpande B N, Bhiry N and Vincent W F 2016 High methane emissions from thermokarst lakes in subarctic peatlands *Limnol. Oceanogr.* **61** S150–S164
- Mauquoy D, Hughes M and Van Geel B 2010 A protocol for plant macrofossil analysis of peat deposits *Mires and Peat* **7** 1–5
- McGuire A D, Lawrence D M, Koven C, Clein J S, Burke E, Chen G, Jafarov E, MacDougall A H, Marchenko S, Nicolsky D, Peng S, Rinke A, Ciais P, Gouttevin I, Hayes D J, Ji D, Krinner G, Moore J C, Romanovsky V, Schädel C, Schaefer K, Schuur E A G and Zhuang Q 2018 Dependence of the evolution of carbon dynamics in the northern permafrost region on the trajectory of climate change *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* **115** 3882–3887
- McKenney D W, Hutchinson M F, Papadopol P, Lawrence K, Pedlar J, Campbell K and Owen T 2011 Customized spatial climate models for North America *Bulletin of the American Meteorological Society.* **92** 1611–1622.
- MFFP 2021 Classification écologique du territoire québécois. Québec : Ministère des forêts, de la faune et des parcs, Direction des inventaires forestiers, 11 p.
- Millet J and Payette S 1987 Influence of Fire on Deforestation of the Central Islands of Lac à l'Eau Claire, Northern Québec *Géographie phys. Quat.* **41** 79–86
- Myers-Smith I, Harden J, Wilmking M, Fuller C, McGuire A and Chapin F III 2008 Wetland succession in a permafrost collapse: Interactions between fire and thermokarst. *Biogeosciences.* **5** 1273–1286
- Ouzilleau Samson D, Bhiry N and Lavoie M 2010 Late-Holocene palaeoecology of a polygonal peatland on the south shore of Hudson Strait, northern Québec, Canada *The Holocene* **20** 525–36
- Packalen M S, Finkelstein S A and McLaughlin J W 2014 Carbon storage and potential methane production in the Hudson Bay Lowlands since mid-Holocene peat initiation *Nat. Commun.* **5** 1–8

- Payette S 2021 A Paleo-perspective on Ecosystem Collapse in Boreal North America in J G Canadell, R B Jackson (eds) *Ecosystem Collapse and Climate Change, Ecological Studies* **241** 101-129
- Payette S, Delwaide A, Caccianiga M and Beauchemin M 2004 Accelerated thawing of subarctic peatland permafrost over the last 50 years *Geophys. Res. Lett.* **31** 1–4
- Pelletier M, Allard M and Levesque E 2019 Ecosystem changes across a gradient of permafrost degradation in subarctic Québec (Tasiapik Valley, Nunavik, Canada) *Arct. Sci.* **5** 1–26
- Piilo S R, Zhang H, Garneau M, Gallego-Sala A, Amesbury M J and Väiliranta M M 2019 Recent peat and carbon accumulation following the Little Ice Age in northwestern Québec, Canada *Environ. Res. Lett.* **14** 075002
- Ropars P and Boudreau S 2012 Shrub expansion at the forest tundra ecotone: Spatial heterogeneity linked to local topography *Environ. Res. Lett.* **7**
- Ruppel M, Väiliranta M, Virtanen T and Korhola A 2013 Postglacial spatiotemporal peatland initiation and lateral expansion dynamics in North America and northern Europe *The Holocene* **23** 1596–606
- Rydin H and Jeglum J 2006 *The Biology of Peatlands* (Oxford: University Press)
- Schuur E A G, McGuire A D, Schädel C, Grosse G, Harden J W, Hayes D J, Hugelius G, Koven C D, Kuhry P, Lawrence D M, Natali S M, Olefeldt D, Romanovsky V E, Schaefer K, Turetsky M R, Treat C C and Vonk J E 2015 Climate change and the permafrost carbon feedback *Nature* **520** 171–179
- Shur Y L and Jorgenson M T 2007 Patterns of Permafrost Formation and Degradation in Relation to Climate and Ecosystems *Permafrost. Periglac. Process.* **18** 7–19
- Sim T G, Swindles G T, Morris P J, Baird A J, Cooper C L, Gallego-sala A V, Charman D J, Roland T P, Borken W and Mullan D J 2021 Divergent responses of permafrost peatlands to recent climate change *Environ. Res. Lett.* **16** 034001

- Sim T G, Swindles G T, Morris P J, Galka M, Mullan D and Galloway J M 2019 Pathways for Ecological Change in Canadian High Arctic Wetlands Under Rapid Twentieth Century Warming *Geophys. Res. Lett.* **46** 4726–4737
- Sothe C, Gonsamo A, Arabian J, Kurz W A, Finkelstein S A and Snider J 2021 Large soil carbon storage in terrestrial ecosystems of Canada *Global Biogeochem. Cycles*
- Soudzilovskaia N A, Bodegom P M and Cornelissen J H 2013 Dominant bryophyte control over high-latitude soil temperature fluctuations predicted by heat transfer traits, field moisture regime and laws of thermal insulation *Functional Ecology*. **27** 1442–1454
- Swindles G T, Morris P J, Mullan D, Watson E J, Turner T E, Roland T P, Amesbury M J, Kokfelt U, Schoning K, Pratte S, Gallego-Sala A, Charman D J, Sanderson N, Garneau M, Carrivick J L, Woulds C, Holden J, Parry L and Galloway J M 2015 The long-term fate of permafrost peatlands under rapid climate warming *Sci. Rep.* **5** 17951
- Tarnocai C, Kettles I M and Lacelle B 2011 Peatlands of Canada; *Geological Survey of Canada*, Open File 6561 Natural Resources Canada.
- Taylor L S, Swindles G T, Morris P J, Galka M and Green S M 2019 Evidence for ecosystem state shifts in Alaskan continuous permafrost peatlands in response to recent warming *Quaternary Science Review* **207** 134-144
- Thibault S and Payette S 2009 Recent Permafrost Degradation in Bogs of the James Bay Area, Northern Quebec, Canada *Permafr. Periglac. Process.* **20** 383–389
- Treat C C, Jones M C, Alder J, Sannel A B K, Camill P and Frohking S 2021 Predicted Vulnerability of Carbon in Permafrost Peatlands with Future Climate Change and Permafrost Thaw in Western Canada *J. Geophys. Res. - Biogeosciences* **126** e2020JG005872
- Treat C C, Jones M C, Camill P, Gallego-Sala A, Garneau M, Harden J W, Hugelius G, Klein E S, Kokfelt U, Kuhry P, Loisel J, Mathijssen P J H, O'Donnell J A, Oksanen P O, Ronkainen T M, Sannel A B K, Talbot J, Tarnocai C and Väiranta M 2016 Effects of permafrost aggradation on peat properties as determined from

- a pan-Arctic synthesis of plant macrofossils *J. Geophys. Res. - Biogeosciences* **121** 78–94
- Tremblay S, N Bhiry and M Lavoie 2014 Long-term dynamics of a palsa in the sporadic permafrost zone of northwestern Quebec (Canada). *Can. J. Earth Sci.* **51** 1–10
- Turetsky M R, Jones M C, Walter Anthony K, Olefeldt D, Schuur E A G, Koven C, McGuire A D and Grosse G 2019 Permafrost collapse is accelerating carbon release *Nature* **569** 32–34
- Turunen J, Tomppo E, Tolonen K and Reinikainen A 2002 Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland—application to boreal and subarctic regions *The Holocene*. **12** 69–80
- Väliranta M, Korhola A, Seppä H, Tuittila E S, Sarmaja-Korjonen K, Laine J, Alm J 2007 High-resolution reconstruction of wetness dynamics in a southern boreal raised bog, Finland, during the late Holocene: a quantitative approach. *The Holocene* **17** 1093–1107.
- Vallée S and Payette S 2007 Collapse of permafrost mounds along a subarctic river over the last 100 years (northern Québec) *Geomorphology* **90** 162–70
- van Bellen S, Shotyk W, Magnan G, Davies L, Nason T, Mullan-Boudreau G, Garneau M, Noernberg T, Bragazza L and Zaccone C 2020 Carbon and nitrogen accumulation rates in ombrotrophic peatlands of central and northern Alberta, Canada, during the last millennium *Biogeochemistry* **151** 251–72
- Vincent L A, Zhang X, Mekis É, Wan H and Bush E J 2018 Changes in Canada's Climate: Trends in Indices Based on Daily Temperature and Precipitation Data, *Atmosphere-Ocean*. **56** 332–349.
- Vitt D H 2014 A Key and Review of Bryophytes Common in North American Peatlands *Evansia* **31** 121–58
- Vitt D H and House M 2021 Bryophytes as key indicators of ecosystem function and structure of northern peatlands *Bryophyt. Divers. Evol.* **043** 253–264

- Vitt D H and Andrus R E 1975 *Sphagnum aongstroemii* in North America *Bryologist* **78** 463
- Walter K M, Edwards M E, Grosse G, Zimov S A and Chapin F S 2007 Thermokarst lakes as a source of atmospheric CH₄ during the last deglaciation *Science*. **318** 633–636
- Wolfe B B, Light E M, Macrae M L, Hall R I, Eichel K, Jasechko S, *et al* 2011 Divergent hydrological responses to 20th century climate change in shallow tundra ponds, western Hudson Bay Lowlands *Geophysical Research Letters*, **38**, L23402
- Young D M, Baird A J, Sala A V G and Loisel J 2021 A cautionary tale about using the apparent carbon accumulation rate (aCAR) obtained from peat cores *Sci. Rep.* **11** 9547
- Young D M, Baird A J, Charman D J, Evans C D, Gallego-Sala A V., Gill P J, Hughes P D M, Morris P J and Swindles G T 2019 Misinterpreting carbon accumulation rates in records from near-surface peat *Sci. Rep.* **9** 17939
- Yu Z, Beilman D W and Jones M C 2009 Sensitivity of Northern Peatland carbon dynamics to Holocene climate change In: *Carbon Cycling in Northern Peatlands (Geophysical Monograph Series vol 184)* A Baird *et al* (eds) (Washington, DC: AGU) pp55–69
- Zhang H, Gallego-Sala A V., Amesbury M J, Charman D J, Piilo S R and Väliranta M M 2018a Inconsistent Response of Arctic Permafrost Peatland Carbon Accumulation to Warm Climate Phases *Global Biogeochem. Cycles* **32** 1605–1620
- Zhang H, Piilo S R, Amesbury M J, Charman D J, Gallego-Sala A V. and Väliranta M M 2018b The role of climate change in regulating Arctic permafrost peatland hydrological and vegetation change over the last millennium *Quat. Sci. Rev.* **182** 121–130

4.10 Supplementary material

4.10.1 Text S1. Laboratory and statistical analyses

Laboratory analyses

Plant macrofossils analysis was performed using volumetric subsamples of 4 cm³ according to the Mauquoy *et al* (2010) protocol. Plant macrofossil identification was achieved using Lévesque (1988), Mauquoy and van Geel (2013), Birks (2013), Faubert (2012, 2013, 2014) and the Geotop Continental Paleocology Laboratory reference collection (Garneau 1995). Diagrams were produced using the C2 software (Juggins 2014).

Dry bulk density (g cm⁻³), carbon density (g C cm⁻³) and mineral content (%) were measured for every cm with a 3 cm³ volumetric subsample using the modified loss on ignition (LOI) protocol by Heiri *et al* (2001). Subsamples were weighed, dried at 105°C for >12 hours before being weighed again. Then, they were ignited at 550°C in a muffle furnace for 3.5 hours before a final weighing.

Carbon accumulation rates (CAR, g C m⁻² yr⁻¹) were calculated continuously for each core by dividing the C content by the sedimentation rate (mm⁻¹ yr⁻¹) and are presented in Figure 3. Apparent carbon accumulation rates (ACAR, g C m⁻² yr⁻¹) were calculated for three time periods (from 1950 to the surface: ACAR₁₉₅₀, from 1950-1990: ACAR₁₉₅₀₋₁₉₉₀, and from 1990 to the surface: ACAR₁₉₉₀) by dividing the total C content accumulated (cumulative C) for each period by the number of years, based on modelled

ages. These results are presented in Figure 4. For age-depth modelling, see the following section (Text S2).

Statistical analyses

Average significant decadal trends were calculated for the 1988-2017 period (30 years) for all sites for five climatic variables (Table 1) using the modified Mann-Kendall test (Mann 1945, Kendall 1975) package (*'modifiedmk'*, Patakamuri & O'Brien, 2020) in R 3.6.3 (R Core Team, 2020). The computed function was *'tftpwmk'* (Trend-Free Prewhitened Mann-Kendall), which applies a pre-treatment to remove any influence of serial autocorrelation (Yu *et al* 2002, Yue and Wang 2002). The confidence interval was set at 95% (0.05).

Changepoint analysis was conducted on growing degree days above 0°C (GDD₀) data for each site in R 3.6.3 (R Core Team, 2020), using the package *'changepoint'*, the function *'cpt.var'* (identifying changepoint in mean and variance) and the *'AMOC'* method (At Most One Change) (Killick and Eckley 2014).

Multiple ANOVAs were performed on ACARs within time periods to evaluate rates of carbon accumulation between sites (Figure 4). Data was not normally distributed and was consequently log transformed (\log_{10}) prior to the computing of one-way ANOVAs using the *'aov'* function in base R 3.6.3 (R Core Team, 2020). The Shapiro-Wilk test was performed to validate the normality of the ANOVA residuals. The observed data series can be considered normally distributed when the *p*-value calculated by this test is greater than or equal to 0.05. Here, $p > 0.05$, thus the distribution is normal.

4.10.2 Text S2. Dating short permafrost cores

The dating of recent, short, and permafrost-affected peat cores has proven to be challenging (Turetsky *et al* 2004, Treat *et al* 2016, Young *et al* 2019). In this study, multiple dating techniques coupled with palaeoecological proxies were used to construct robust chronologies. The dating of short peat cores with rapid accumulation rates often yields dates within the Industrial period, as well as modern ^{14}C dates (younger than 1950 CE, or 0 BP), both with wide calibrated ranges (see Table S1). Between the 1950s and the 1960s, nuclear weapons testing resulted in an abrupt rise in ^{14}C atmospheric concentrations, and its gradual decline since the mid-1960s (Hua *et al* 2013). This means that post-bomb dating allows for multiple probability estimates when building the age-depth model. One of the challenges arise from the variations in the atmospheric concentrations of ^{14}C and thus in dealing with “wiggles” in the calibration curve. To account for this issue, we performed multiple ^{14}C dates within each core, many replicates within each site (Turetsky *et al* 2004) and used both ^{14}C dates and ^{210}Pb activity to construct age-depth models.

A total of 49 radiocarbon (^{14}C) dates were used for this study (Table S1). We selected material, such as *Sphagnum* stems, for the dating of the shifts (Nilsson *et al* 2001) and mosses stems, charcoals, or seeds for the dating of older peat layers. No bulk samples were submitted. We observed no evidence of contamination or cryoturbation, as no age reversals occurred.

^{210}Pb is a dating technique providing continuous absolute dates for the last ~150 years CE. The total ^{210}Pb pool contained in peatlands consists of the supported fraction ($^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$) produced *in situ* and the unsupported or excess fraction ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) from the atmosphere that is deposited at the peat surface (Turetsky *et al* 2004, Le Roux and Marshall 2011). The two main assumptions are (1) a steady supply of ^{210}Pb to the surface and (2) post-depositional immobility in the peat column. In dating short, permafrost cores, it is important to verify these key assumptions. First, the ^{210}Pb supply

depends on precipitation and wind patterns. However, in short cores sampled in the active layer limited by the presence of ice, as well as in the context of new peat accumulation younger than ~150 years, it is possible to obtain incomplete ^{210}Pb activity profiles or variable sources of influx (e.g. mixing from peat collapse). In our study, replicated cores within each site serve as checks. Second, evidence of down-core mobility in the literature is divided, as some studies documented mobility or losses in wet fens (e.g., Urban *et al* 1990). In our loose surface *Sphagnum* cores, there is evidence of percolation through the upper layers. However, several studies revealed robust chronologies and reliable dates measured on such undisturbed *Sphagnum*-dominated peat profiles using a combination of ^{210}Pb and ^{14}C dates (Vile *et al* 1999, Loisel and Yu 2013, Estop-Aragonés *et al* 2018, Piilo *et al* 2019, 2020, Beaulne *et al* 2021, Primeau and Garneau 2021).

^{210}Pb dating was performed on the 20 peat cores. Samples were prepared for ^{210}Pb dating at the Geotop Radiochronology Laboratory (Montreal, Canada), as in Ali *et al* (2008), using alpha spectrometry to calculate ^{210}Pb activity based on the decay of its daughter product, polonium-210 (^{210}Po). Dried and finely grounded subsamples (< 0.5g) were spiked with a ^{209}Po chemical yield tracer. Samples were subjected to a sequential $\text{HNO}_3:\text{H}_2\text{O}_2:\text{HCl}$ (1:2:1) acid digestion, Po was electroplated onto silver discs and counted using Ortec alpha spectrometers.

We used the *Plum* age-depth model (Aquino-López *et al* 2018), which uses a Bayesian approach to model ages and peat accumulation for each 1 cm peat horizon, by dividing each core into sections and using input data (uncalibrated ^{210}Pb activity, sample density, and uncalibrated ^{14}C dates) and prior information. The surface age was set at -69 yr. BP, which corresponds to the year of coring (i.e. 2019 CE). The R package *rplum* (v0.2.2) was used to produce age-depth models (except LECLE5, for which Bacon was used, Blaauw and Christen 2011).

All our short cores, collected from three permafrost peatlands in Nunavik, showed a recent shift to *Sphagnum*-dominated vegetation. *Sphagnum* surface peat can be very porous or wet, depending on sampled section of the peatland. ^{210}Pb dating in permafrost peat or subarctic or arctic environments has not been performed very often (see Piilo *et al* 2019, 2020, Taylor *et al* 2019, Sim *et al* 2021). Losses in the ^{210}Pb inventory and down-core mobility of ^{210}Pb , associated with wet environments (Urban *et al* 1990) as well as potentially disturbed profiles from drastic shifts in topography and hydrology (e.g., erosion, as in Milner *et al* 2021) were predicted challenges. In peatlands located in the discontinuous permafrost zone, where thermokarst landforms resulting from permafrost thaw are abundant, the hydrological setting can change dramatically, potentially resulting in wetter environments and the violation of the underlying assumptions of the dating method. Moreover, the seasonal fluctuation of the active layer depth can result in vertical mixing of the organic matter and/or the ^{210}Pb inventory and induce chronologic and accuracy uncertainties in the analysis of the paleo-record (Bockheim and Tarnocai 1998). To address this issue, we extracted peat monoliths from *Sphagnum*-dominated surfaces of intermediate drainage to limit ^{210}Pb mobility or losses associated with wetter environments. Furthermore, as our aim was to date the important ecological shifts for each site, the total ^{210}Pb inventory for the post-shift section was used to calculate the timing of the shift.

The supported ^{210}Pb (i.e. the background) was not always obtained for each core due the sampling limitations and the depth of the active layer (LECLE3, LECLE5, BONLB3, BONLB5, BONLC3, SALLE3, SALLE4, SALLW5, SALLW7). To account for these uncertain individual core chronologies, the ^{210}Pb supported values (supp.mean in Bq kg^{-1}) and influx (phi.mean and phi.shape in Bq m^{-2}) of complete peat profiles within each site were averaged and added as prior information (LEC: supp.mean = 16, phi.mean = 103 ; BON: supp.mean = 12, phi.mean = 103 ; SAL: supp.mean = 5.8, phi.mean = 35). Our supported ^{210}Pb values are also in line with other published studies of lake sedimentation in Nunavik, supp.mean \sim 8-41 Bq kg^{-1} (near

Umiujaq: Jolivel *et al* 2015 and in the Salluit region: Saulnier-Talbot *et al* 2009). Influx values within each transect were highest at LEC and BON towards the dry, forested edge; at SAL, they were highest towards the center of the polygon as well as for the LE transect which validates our hypothesis of higher snow deposition (Christiansen 2005).

Table S1. Radiocarbon dating results, from the AEL-AMS Laboratory, University of Ottawa. Ages are either in ^{14}C years BP or F^{14}C when younger than 1950, as reported from the laboratory. NA is specified when either of the ages type does not apply. BP stands for before present (i.e. 1950) and AD for Anno Domini. Modelled age was yielded using *plum* and CE stands for Common Era. † symbol represents the Suess Effect: The Suess Effect is a flat portion of the calibration curve caused by the burning of fossil fuels and resulting in a calibrated age range covering the majority of the 1700s to early 1950s period.

Core	Depth (cm)	Lab ID	Material	F14C ±	14C yr BP±	Cal BP/AD (1σ range)	Modelled age (CE)
LEC LB1	11-12	UOC-13858	Sphagnum stems	1.0376±0.0036	NA	1955 (2.1%) cal AD 1956-1957 (72.8%) cal AD 2008 (6.9%) cal AD 2009 (13.6%) cal AD	NA
	11-12	UOC-15464	Sphagnum stems	1.0926±0.0055	NA	1957 (3.9%) calAD 1997-2002 (91.5%) calAD	1991
	15-16	UOC-14193	Charcoal	NA	397 ± 34	513-426 (67.3%) cal BP 391-319 (28.2%) cal BP	1592
LEC LB3	8-9	UOC-15465	Sphagnum stems	1.0445±0.0043	NA	1956-1957 (23.2%) calAD 2007-2009 (72.3%) calAD	2006
	20-21	UOC-13609	Sphagnum stems	1.1668±0.0039	NA	1957-1059 (17.2%) cal AD 1988-1990 (78.3%) cal AD	1975
	22-23	UOC-13610	Charcoal	NA	397	513-426 (69.4%) cal BP 379-320 (26.1%) cal BP	1909
LEC LB5	18-19	UOC-15466	Sphagnum stems	1.2458±0.0045	NA	1959 (7.2%) calAD 1960 (1.3%) calAD 1961-1962 (11.1%) calAD 1980-1983 (75.8%) calAD	1986

	21-22	UOC-13860	Sphagnum stems	1.2318±0.0041	NA	1959-1960 (27.5%) cal AD 1961-1962 (14.4%) cal AD 1982-1984 (53.6%) cal AD	1980
	28-29	UOC-14194	Charcoal	NA	271 ± 34	452-350 (47.4%) cal BP 336-280 (41.2%) cal BP 171-152 (6.9%) cal BP	1662
LEC LE1	8-9	UOC-13607	Sphagnum stems	1.0504±0.0037	NA	1956-1957 (9.0%) cal AD 2006-2009 (86.5%) cal AD	1994
	10-11	UOC-15460	Sphagnum & mosses stems	1.0648±0.0036	NA	1956-1957 (2.6%) calAD 2003-2007 (85.6%) cal AD 2008 (5.1%) calAD 2009...(2.1%) calAD	1987
	12-13	UOC-13608	Mosses stems, Larix needles, Ericaceae seeds	1.1082±0.0039	NA	1957 (1.6%) cal AD 1995-1999 (93.8%) cal AD	1962
	16-17	UOC-14192	Charcoal	NA	1053±34	1058-1019 (15.9%) cal BP 1009-915 (79.6%) cal BP	956
LEC LE3	9-10	UOC-15461	Sphagnum stems	1.0842±0.0046	NA	1956-1957 (4.1%) calAD 2000-2004 (91.3%) calAD	1991
	11-12	UOC-13859	Sphagnum stems, mosses stems	1.4527±0.0047	NA	1962-1963 (6.8%) cal AD 1972-1974 (88.6%) cal AD	1966
LEC LE5	3-4	UOC-15462	Sphagnum stems	1.0267±0.0039	NA	1955-1957 (95.4%) calAD 2009-present calAD	2010
	8-9	UOC-15463	Sphagnum stems	1.1225±0.0041	NA	1957-1958 (4.8%) calAD 1993-1996 (90.7%) calAD	1956
BONI LB1	12-13	UOC-14456	Sphagnum stems	1.1494±0.0042	NA	1957-1958 (8.6%) calAD 1989-1992 (86.9%) calAD	1985
	17-18	UOC-14195	Sphagnum stems	1.4154±0.0061	NA	1962 - 1963 (23.0%) calAD 1973 - 1974 (64.9%) calAD 1975 (7.6%) calAD	1976
BONI LB3	10-11	UOC-14196	Sphagnum stems	1.0451±0.0050	NA	1956 - 1957 (20.4%) calAD 2007 - 2009 (75.1%) calAD	2005

	16-17	UOC-14197	Empetrum nigrum seeds & Picea needles	1.1729±0.0050	NA	1957 - 1959 (20.4%) calAD 1987 - 1990 (75.1%) calAD	1985
BONI LB5	9-10	UOC-14198	Sphagnum stems	1.0267±0.0045	NA	1955 - 1957 (95.4%) calAD	2008
	16-17	UOC-14199	Mosses stems & Sphagnum stems	1.0667±0.0048	NA	1956 - 1957 (2.6%) calAD 2002 - 2007 (88.1%) calAD > 2009 (1.0%) calAD	1988
	18-19	UOC-15457	Mosses stems	1.0821±0.0037	NA	1956-1957 (4.3%) calAD 2000-2004 (91.1%) calAD	1977
BONI LC1	11-12	UOC-14686	Sphagnum stems	1.0458±0.0038	NA	1956 – 1957 (19.1%) cal AD 2007 – 2009 (76.4%) cal AD	2002
	13-14	UOC-15458	Sphagnum & mosses stems	1.0651±0.0037	NA	1956-1957 (2.9%) calAD 2003-2007 (85.7%) calAD 2008(4.8%) calAD 2009...(2.0%) calAD	1994
	15-16	UOC-14687	Mosses stems & Viola spp. seeds	1.1028±0.0038	NA	1957 (2.4%) cal AD 1996 – 2000 (93.0%) cal AD	1979
BONI LC3	12-13	UOC-15459	Sphagnum stems	1.0781±0.0039	NA	1956-1957 (3.2%) calAD 2001-2005 (92.3%) calAD	2002
	19-20	UOC-14688	Sphagnum stems	1.1693±0.0041	NA	1958 – 1959 (17.4%) cal AD 1987 – 1990 (78.0%) cal AD	1985
BONI LC5	14-15	UOC-14948	Sphagnum stems	1.0446±0.0042	NA	1956 – 1957 (23.0%) cal AD 2007 – 2009 (72.4%) cal AD	2002
	18-19	UOC-14689	Mosses stems & Ericaceae seeds	1.0898±0.0038	NA	1957 (3.5%) cal AD 1999 – 2002 (92.0%) cal AD	1989
SAL LE1	12-13	UOC-15446	Sphagnum stems	1.3193±0.0045	NA	1977-1979 (95.4%) calAD	1971
	28-29	UOC-15447	Sphagnum stems	NA	193±30	304-255 (23.2%) 226-138 (53.7%) 112-105 (0.7%)	1788

						98- 73 (1.9%) 35...(16.0%)†	
	34-35	UOC-14940	Sphagnum stems	NA	116±33	272 - 209 (26.1%) cal BP 199 - 187 (2.3%) cal BP 151 - 9 (67.0%) † cal BP	1729
SAL LE2	16-17	UOC-15449	Sphagnum stems	1.5935±0.0054	NA	1963 (6.9%) calAD 1967-1968 (88.5%) calAD	1969
	28-29	UOC-15448	Sphagnum stems	NA	79±31	260-222 (26.2%) 143-29 (69.3%) †	1895
SAL LE3	14-15	UOC-15450	Sphagnum stems	1.2874±0.0051	NA	1959 (5.0%) calAD 1961-1962 (10.8%) calAD 1979-1980 (79.6%) calAD	1981
	30-31	UOC-15451	Sphagnum stems	NA	164±36	290-240 (17.4%) 233-128 (41.9%) 119-57 (17.6%) 45...(18.5%)†	1817
SAL LE4	18-19	UOC-15452	Sphagnum stems	1.1921±0.0041	NA	1958-1959 (9.4%) calAD 1960-1961 (2.5%) calAD 1984-1988 (83.6%) calAD	1988
	27-28	UOC-14941	Sphagnum stems	1.7866±0.0072	NA	1963 - 1965 (95.4%) calAD	1957
	32-33	UOC-14942	Sphagnum stems	NA	95±33	267 - 215 (26.2%) calBP 148 - 15 (69.3%) † calBP	1807
SAL LW1	16-17	UOC-14943	Sphagnum stems	1.2869±0.0051	NA	1959 (5.0%) calAD 1961 - 1962 (10.9%) calAD 1979 - 1980 (79.6%) calAD	1970

	29-30	UOC-14944	Mosses stems	NA	72±32	259 - 222 (26.3%) calBP 142 - 30 (69.1%) † calBP	1893
SAL LW3	8-9	UOC-14945	Sphagnum stems	1.1837±0.0049	NA	1958 - 1959 (18.4%) calAD 1985 - 1989 (77.1%) calAD	1989
	24-25	UOC-14946	Mosses stems	NA	91±33	267 - 215 (26.4%) cal AD 148 - 21 (69.1%) † cal AD	1839
SAL LW5	10-11	UOC-15453	Sphagnum stems	1.0886±0.0041	NA	1957 (3.9%) calAD 1999-2003 (91.5%) calAD	1998
	15-16	UOC-14947	Mosses stems	1.5967±0.0065	NA	1963 (8.7%) calAD 1967 - 1968 (86.7%) calAD	1969
SAL LW7	5-6	UOC-15454	Sphagnum stems	1.0361±0.0037	NA	1955-1957 (84.3%) calAD 2008 (3.5%) calAD 2009-present (7.7%) calAD	2012
	10-11	UOC-15455	Mosses stems	1.3488±0.0052	NA	1962 (10.3%) calAD 1975-1977 (82.7%) calAD 1978 (2.5%) calAD	1974

Table S2. ²¹⁰Pb activity (Bq/kg) and standard deviation (Bq/kg). Depth entered is the lower value of a layer (ex. 1-2 cm). Thickness is 1cm.

Lab ID	Core	Depth (cm)	²¹⁰ Pb (Bq/kg)	sd (Bq/kg)
10829	LECLB1	2	498,98	32,90
10830	LECLB1	4	434,74	28,78
10831	LECLB1	6	434,47	28,99
10832	LECLB1	8	560,68	36,97
10833	LECLB1	10	334,47	22,40
10834	LECLB1	12	142,67	9,52
10835	LECLB1	14	17,35	1,22
10836	LECLB1	16	10,62	0,77
10532	LECLB3	1	203,02	16,28
10533	LECLB3	3	280,14	22,66
10534	LECLB3	5	314,01	25,55
10536	LECLB3	7	299,65	24,28
10537	LECLB3	9	308,76	25,01
10538	LECLB3	11	232,55	18,84
10539	LECLB3	13	270,69	22,36
10540	LECLB3	15	273,88	22,65
10541	LECLB3	17	242,37	20,16
10542	LECLB3	19	77,41	6,79
10735	LECLB3	21	67,93	5,69
10535	LECLB3	22	34,25	2,93
10736	LECLB3	23	23,82	2,03
10734	LECLB3	24	25,21	2,15
10853	LECLB5	2	258,51	16,96
10854	LECLB5	4	263,78	17,43
10855	LECLB5	6	301,86	19,66
10856	LECLB5	8	263,36	17,27
10857	LECLB5	10	201,47	13,22
10858	LECLB5	12	143,46	9,55
10859	LECLB5	14	108,83	7,21
10860	LECLB5	16	61,22	4,10
10861	LECLB5	18	51,22	3,39
10862	LECLB5	20	74,34	4,92
10863	LECLB5	22	52,37	3,54
10864	LECLB5	24	63,91	4,26
10947	LECLB5	26	33,20	2,54
10948	LECLB5	28	12,47	0,96

10929	LECLE1	2	238,81	16,16
10930	LECLE1	4	228,27	15,49
10931	LECLE1	6	265,80	18,06
10932	LECLE1	8	266,75	17,90
10933	LECLE1	10	378,71	26,03
10934	LECLE1	12	407,70	27,86
10935	LECLE1	14	363,50	24,94
10936	LECLE1	16	109,92	7,56
10937	LECLE1	17	85,50	5,93
10951	LECLE3	2	465,56	31,35
10952	LECLE3	4	465,91	31,37
10953	LECLE3	6	321,12	21,81
10954	LECLE3	8	277,38	18,98
10955	LECLE3	10	333,96	22,56
10956	LECLE3	12	457,96	30,87
10957	LECLE3	13	259,39	17,12
10938	LECLE5	1	379,27	25,61
10939	LECLE5	2	270,95	18,34
10940	LECLE5	3	361,44	24,24
10941	LECLE5	4	582,01	39,43
10942	LECLE5	5	505,32	34,37
10943	LECLE5	6	465,00	31,99
10944	LECLE5	7	473,19	31,39
10945	LECLE5	8	469,42	31,94
10946	LECLE5	9	331,01	22,08
10960	BONLB1	2	497,58	32,79
10961	BONLB1	4	492,30	32,48
10962	BONLB1	6	515,98	34,12
10963	BONLB1	8	337,31	22,66
10964	BONLB1	10	287,42	19,33
10965	BONLB1	12	270,86	18,50
10966	BONLB1	14	121,73	8,34
10967	BONLB1	16	72,21	5,01
10968	BONLB1	18	13,26	1,04
10969	BONLB3	2	202,79	13,70
10970	BONLB3	4	247,65	16,54
10971	BONLB3	6	333,08	22,26
10972	BONLB3	8	278,05	18,55
10973	BONLB3	10	245,47	16,54
10974	BONLB3	12	230,57	15,39

10975	BONLB3	14	239,46	15,90
10976	BONLB3	16	242,51	16,12
10977	BONLB3	18	190,85	13,33
10978	BONLB3	20	166,98	11,68
10979	BONLB5	2	96,19	7,17
10980	BONLB5	4	142,23	10,34
10981	BONLB5	6	170,12	12,47
10982	BONLB5	8	185,91	13,30
10983	BONLB5	10	230,85	16,51
10984	BONLB5	12	238,64	16,82
10985	BONLB5	14	208,46	14,78
10986	BONLB5	16	169,89	12,02
10987	BONLB5	18	192,94	12,78
10988	BONLB5	20	110,66	7,49
10689	BONLC1	1	8,16	0,70
10690	BONLC1	3	268,23	22,63
10691	BONLC1	5	431,75	36,54
10692	BONLC1	7	476,13	39,64
10693	BONLC1	9	533,37	46,78
10694	BONLC1	11	558,57	49,37
10695	BONLC1	13	798,25	69,86
10696	BONLC1	15	352,72	30,74
10697	BONLC1	17	288,65	23,52
11113	BONLC1	21	28,47	2,14
10879	BONLC3	2	131,36	9,16
10880	BONLC3	4	334,51	22,64
10881	BONLC3	6	390,65	26,30
10882	BONLC3	8	658,86	43,70
10883	BONLC3	10	515,42	34,30
10884	BONLC3	12	503,36	33,80
10885	BONLC3	14	272,85	18,61
10886	BONLC3	16	316,68	22,39
10887	BONLC3	18	327,21	21,64
10958	BONLC3	20	214,14	14,14
10701	BONLC5	1	131,60	11,32
10702	BONLC5	3	212,25	18,18
10703	BONLC5	5	277,54	23,88
10704	BONLC5	7	299,83	25,27
10705	BONLC5	9	325,94	27,48
10706	BONLC5	11	274,43	23,20

10707	BONLC5	13	255,10	21,51
10698	BONLC5	15	337,14	27,96
10699	BONLC5	17	532,75	44,76
10700	BONLC5	19	431,52	36,40
11114	BONLC5	21	25,96	2,31
11115	BONLC5	23	11,37	1,01
11116	BONLC5	24	10,28	0,92
11107	SALLE1	2	56,75	4,23
11108	SALLE1	4	100,20	7,00
11109	SALLE1	6	91,83	6,47
11110	SALLE1	8	176,51	12,01
11111	SALLE1	10	114,60	8,23
11112	SALLE1	12	114,00	8,28
11192	SALLE1	14	37,58	2,96
11193	SALLE1	16	80,72	5,97
11194	SALLE1	18	36,12	2,88
11206	SALLE1	20	5,70	0,57
11178	SALLE1	35	3,62	0,51
11181	SALLE2	2	89,06	6,82
11182	SALLE2	4	48,89	3,79
11183	SALLE2	6	132,06	9,72
11184	SALLE2	8	201,54	15,60
11185	SALLE2	10	112,95	8,57
11186	SALLE2	12	112,10	8,15
11187	SALLE2	14	213,61	15,40
11188	SALLE2	16	159,75	11,83
11189	SALLE2	18	156,23	11,68
11190	SALLE2	20	42,99	3,13
11191	SALLE2	29	10,02	1,10
11195	SALLE3	2	56,99	4,38
11196	SALLE3	4	107,60	8,68
11197	SALLE3	6	73,04	5,72
11198	SALLE3	8	155,99	11,67
11199	SALLE3	10	82,40	6,18
11200	SALLE3	12	112,49	8,50
11201	SALLE3	14	140,53	10,25
11202	SALLE3	16	143,05	10,40
11203	SALLE3	18	103,87	7,45
11204	SALLE3	20	97,99	7,09
11205	SALLE3	31	41,98	3,32

11207	SALLE4	2	62,83	4,58
11208	SALLE4	4	109,41	8,07
11209	SALLE4	6	97,47	6,99
11210	SALLE4	8	107,70	7,70
11211	SALLE4	10	76,17	5,66
11212	SALLE4	12	61,77	4,46
11213	SALLE4	14	69,87	5,05
11214	SALLE4	16	74,87	5,38
11215	SALLE4	18	95,40	6,97
11216	SALLE4	20	72,77	5,26
11217	SALLE4	33	13,38	1,15
11167	SALLW1	2	77,88	6,03
11168	SALLW1	4	59,26	4,58
11169	SALLW1	6	80,91	5,84
11170	SALLW1	8	150,10	10,98
11171	SALLW1	10	149,55	11,23
11172	SALLW1	12	128,37	9,70
11173	SALLW1	14	95,31	7,57
11174	SALLW1	16	35,22	2,90
11175	SALLW1	18	44,31	3,46
11176	SALLW1	20	42,07	3,29
11177	SALLW1	30	5,55	0,66
11221	SALLW3	2	56,84	4,08
11222	SALLW3	4	105,50	7,53
11223	SALLW3	6	81,36	5,90
11224	SALLW3	8	79,72	5,85
11225	SALLW3	10	64,81	4,56
11226	SALLW3	12	40,39	3,03
11227	SALLW3	14	36,12	2,69
11228	SALLW3	16	20,02	1,55
11229	SALLW3	18	4,92	0,47
11230	SALLW3	20	4,62	0,46
11231	SALLW3	25	6,37	0,63
10763	SALLW5	2	103,34	7,31
10764	SALLW5	4	124,97	8,76
10765	SALLW5	6	134,66	9,42
10766	SALLW5	8	90,28	6,33
10767	SALLW5	10	71,55	5,15
10768	SALLW5	12	100,96	6,94
10769	SALLW5	14	59,75	4,07

10770	SALLW5	16	46,27	3,22
11096	SALLW7	1	108,24	8,42
11097	SALLW7	2	137,80	10,47
11098	SALLW7	3	94,56	6,98
11099	SALLW7	4	115,34	9,07
11100	SALLW7	5	90,26	7,15
11101	SALLW7	6	80,78	6,29
11102	SALLW7	7	198,84	15,65
11103	SALLW7	8	186,62	12,64
11104	SALLW7	9	224,81	15,35
11105	SALLW7	10	156,64	10,69
11106	SALLW7	11	94,24	6,48

Table S3. Carbon, Nitrogen and C/N values measured for the three studied peatlands.

Core and depth (cm)	%N	%C	C/N
LEC LB1 1-2	0,52	43,03	82,69
LEC LB1 3-4	0,39	42,29	107,14
LEC LB1 5-6	0,58	42,80	74,24
LEC LB1 7-8	1,12	42,63	38,00
LEC LB1 9-10	1,23	41,17	33,58
LEC LB1 11-12	1,39	36,43	26,27
LEC LB1 13-14	0,90	23,78	26,33
LEC LB1 15-16	0,88	22,91	26,16
LEC LB3 1-2	0,63	42,77	67,74
LEC LB3 3-4	0,33	42,61	130,54
LEC LB3 5-6	0,44	42,97	98,53
LEC LB3 7-8	0,56	43,03	77,07
LEC LB3 9-10	0,73	42,79	58,79
LEC LB3 11-12	0,65	41,49	63,62
LEC LB3 13-14	0,79	41,24	52,26
LEC LB3 15-16	0,81	39,18	48,64
LEC LB3 17-18	1,12	43,37	38,67
LEC LB3 19-20	1,09	44,04	40,50
LEC LB3 21-22	1,25	41,48	33,16
LEC LB3 23-24	0,67	25,15	37,57
LEC LB5 1-2	0,40	44,20	110,73
LEC LB5 3-4	0,26	43,71	165,97
LEC LB5 5-6	0,26	43,50	166,76
LEC LB5 7-8	0,31	43,82	141,41
LEC LB5 9-10	0,28	42,10	153,06

LEC LB5 11-12	0,37	41,17	110,61
LEC LB5 13-14	0,45	41,32	91,02
LEC LB5 15-16	0,47	42,38	90,47
LEC LB5 17-18	0,44	41,87	95,14
LEC LB5 19-20	0,52	42,76	81,69
LEC LB5 21-22	0,71	41,90	59,23
LEC LB5 23-24	1,23	41,25	33,65
LEC LB5 25-26	0,99	43,09	43,45
LEC LB5 27-28	1,23	38,26	31,09
LEC LE1 1-2	0,51	44,51	87,32
LEC LE1 3-4	0,29	42,15	143,09
LEC LE1 5-6	0,28	42,47	152,82
LEC LE1 7-8	0,27	42,48	157,05
LEC LE1 9-10	0,55	43,22	78,90
LEC LE1 11-12	0,90	45,39	50,55
LEC LE1 13-14	1,23	43,12	35,10
LEC LE1 15-16	1,05	29,83	28,49
LEC LE1 16-17	0,93	31,25	33,43
LEC LE3 1-2	0,47	43,57	92,88
LEC LE3 3-4	0,32	42,88	132,28
LEC LE3 5-6	0,30	43,41	143,66
LEC LE3 7-8	0,41	42,71	103,03
LEC LE3 9-10	0,64	43,36	67,63
LEC LE3 11-12	0,97	43,20	44,72
LEC LE3 12-13	0,73	44,79	61,22
LEC LE5 0-1	0,71	42,98	60,65
LEC LE5 1-2	0,55	42,87	77,96
LEC LE5 2-3	0,52	43,32	83,56
LEC LE5 3-4	1,11	43,73	39,43
LEC LE5 4-5	0,91	41,38	45,45
LEC LE5 5-6	1,38	43,37	31,48
LEC LE5 6-7	1,24	43,13	34,78
LEC LE5 7-8	1,15	42,16	36,57
LEC LE5 8-9	1,05	42,97	41,11
BONI LC1 1-2	0,96	43,09	44,82
BONI LC1 3-4	1,08	45,24	42,05
BONI LC1 5-6	0,97	43,15	44,56
BONI LC1 7-8	0,91	43,16	47,57
BONI LC1 9-10	0,87	42,59	48,74
BONI LC1 11-12	1,20	43,05	35,99
BONI LC1 13-14	2,09	43,33	20,69
BONI LC1 15-16	2,32	40,90	17,64
BONI LC1 17-18	2,26	39,79	17,59
BONI LC1 19-20	1,67	30,31	18,15
BONI LC3 1-2	1,50	44,57	29,79
BONI LC3 3-4	1,21	44,30	36,48
BONI LC3 5-6	1,29	44,67	34,70
BONI LC3 7-8	1,09	45,20	41,41
BONI LC3 9-10	1,14	45,42	39,98

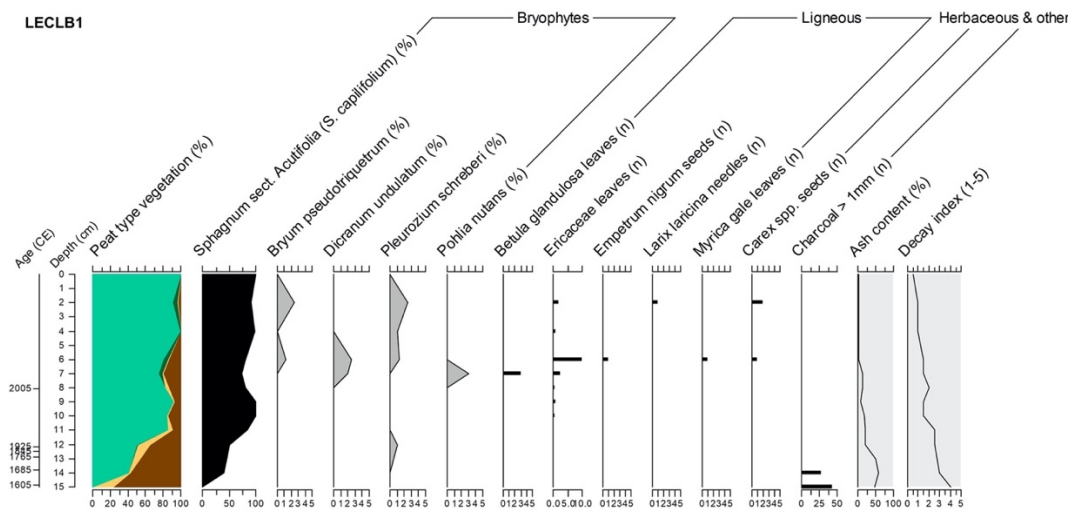
BONI LC3 11-12	1,22	45,46	37,17
BONI LC3 13-14	1,08	42,65	39,60
BONI LC3 15-16	1,63	41,20	25,28
BONI LC3 17-18	1,94	44,15	22,80
BONI LC3 19-20	2,05	42,00	20,49
BONI LC5 1-2	0,53	42,40	79,57
BONI LC5 3-4	0,60	42,28	70,31
BONI LC5 5-6	0,39	42,12	106,98
BONI LC5 7-8	0,42	41,71	99,31
BONI LC5 9-10	0,53	42,32	79,57
BONI LC5 11-12	0,40	41,99	105,44
BONI LC5 13-14	0,52	42,93	83,27
BONI LC5 15-16	1,22	43,73	35,87
BONI LC5 17-18	1,24	32,56	26,34
BONI LC5 19-20	1,19	26,88	22,64
BONI LB1 1-2	2,14	53,53	25,07
BONI LB1 3-4	0,97	47,07	48,38
BONI LB1 5-6	0,95	47,48	50,08
BONI LB1 7-8	0,90	47,53	53,05
BONI LB1 9-10	0,67	46,97	69,65
BONI LB1 11-12	0,72	46,58	64,48
BONI LB1 13-14	0,81	44,80	55,02
BONI LB1 15-16	0,86	40,36	46,83
BONI LB1 17-18	1,12	35,78	32,05
BONI LB3 1-2	0,85	44,84	52,82
BONI LB3 3-4	0,52	44,58	85,96
BONI LB3 5-6	0,54	44,59	82,77
BONI LB3 7-8	0,78	45,50	58,55
BONI LB3 9-10	0,54	44,58	82,01
BONI LB3 11-12	0,59	41,25	69,41
BONI LB3 13-14	0,75	42,49	56,64
BONI LB3 15-16	1,12	45,02	40,04
BONI LB3 17-18	1,48	42,33	28,65
BONI LB3 19-20	1,53	37,31	24,35
BONI LB5 1-2	0,78	43,90	56,61
BONI LB5 3-4	0,56	43,43	77,74
BONI LB5 5-6	0,41	42,05	101,39
BONI LB5 7-8	0,62	43,49	70,32
BONI LB5 9-10	0,76	45,32	59,91
BONI LB5 11-12	0,87	44,56	51,51
BONI LB5 13-14	1,11	46,12	41,42
BONI LB5 15-16	0,93	42,51	45,88
BONI LB5 17-18	1,13	41,60	36,82
BONI LB5 19-20	1,19	28,80	24,17
SAL LE1 1-2	0,78	36,49	47,00
SAL LE1 3-4	0,58	30,76	53,00
SAL LE1 5-6	0,59	31,22	53,26
SAL LE1 7-8	0,96	30,76	31,98
SAL LE1 9-10	0,82	27,04	32,86

SAL LE1 11-12	0,75	29,77	39,63
SAL LE1 13-14	0,70	23,86	33,89
SAL LE1 15-16	0,34	10,70	31,76
SAL LE1 17-18	1,09	28,16	25,95
SAL LE1 19-20	0,17	4,61	26,97
SAL LE1 21-22	0,69	22,08	32,14
SAL LE1 23-24	0,68	29,97	43,84
SAL LE1 25-26	0,59	21,54	36,63
SAL LE1 27-28	0,30	11,25	37,54
SAL LE1 29-30	0,49	21,43	43,60
SAL LE1 31-32	0,41	21,16	51,08
SAL LE1 33-34	0,63	22,43	35,52
SAL LE1 34-35	0,60	19,17	31,70
SAL LE2 1-2	0,50	27,27	54,46
SAL LE2 3-4	0,27	23,54	88,68
SAL LE2 5-6	0,32	27,61	86,98
SAL LE2 7-8	0,40	24,93	62,27
SAL LE2 9-10	0,48	26,17	54,86
SAL LE2 11-12	0,22	8,92	39,91
SAL LE2 13-14	0,46	14,28	31,12
SAL LE2 15-16	0,52	20,23	39,16
SAL LE2 17-18	0,89	30,48	34,30
SAL LE2 19-20	0,70	19,54	27,80
SAL LE2 21-22	0,77	27,56	35,94
SAL LE2 23-24	0,68	26,43	38,80
SAL LE2 25-26	0,42	16,82	40,16
SAL LE2 27-28	1,11	30,83	27,75
SAL LE2 28-29	0,54	16,79	30,88
SAL LE3 1-2	0,29	20,13	68,93
SAL LE3 3-4	0,24	19,24	79,85
SAL LE3 5-6	0,26	18,46	72,17
SAL LE3 7-8	0,42	27,56	66,04
SAL LE3 9-10	0,52	28,22	54,04
SAL LE3 11-12	0,50	32,35	65,00
SAL LE3 13-14	0,42	21,67	52,16
SAL LE3 15-16	0,64	30,75	48,07
SAL LE3 17-18	0,48	25,28	52,58
SAL LE3 19-20	0,77	37,48	48,42
SAL LE3 21-22	0,56	31,14	55,31
SAL LE3 23-24	0,47	31,17	66,44
SAL LE3 25-26	0,49	24,24	49,26
SAL LE3 27-28	0,56	25,99	46,76
SAL LE3 29-30	0,69	25,34	36,78
SAL LE3 30-31	0,60	24,09	40,07
SAL LE4 1-2	0,51	29,79	58,63
SAL LE4 3-4	0,27	12,93	47,53
SAL LE4 5-6	0,43	23,45	54,62
SAL LE4 7-8	0,49	27,67	56,55
SAL LE4 9-10	0,21	11,45	53,50

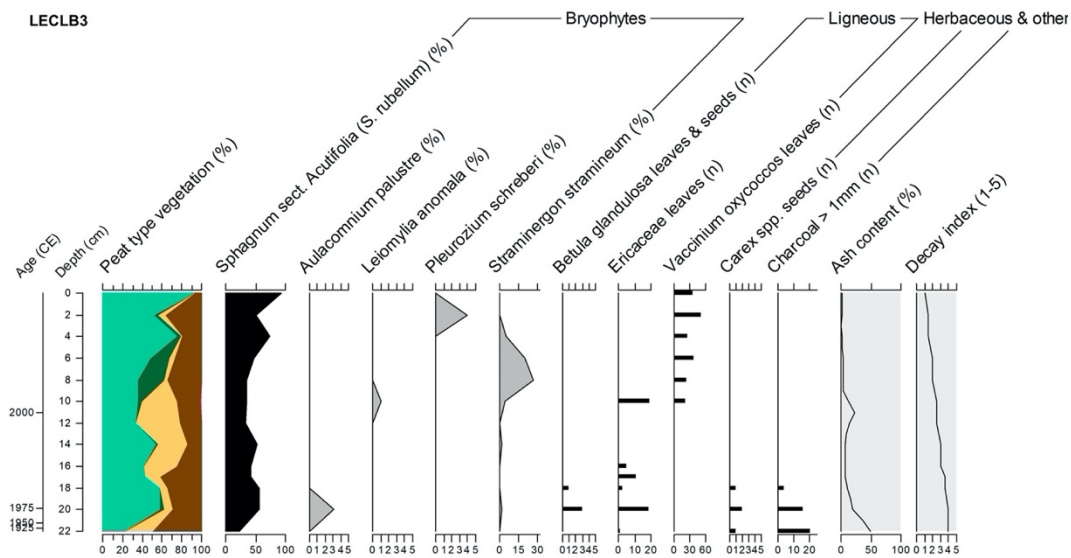
SAL LE4 11-12	0,43	23,66	55,14
SAL LE4 13-14	0,20	10,28	50,86
SAL LE4 15-16	0,47	21,06	45,05
SAL LE4 17-18	0,91	27,99	30,68
SAL LE4 19-20	0,77	26,88	35,08
SAL LE4 21-22	0,95	29,53	31,02
SAL LE4 23-24	0,71	24,64	34,93
SAL LE4 25-26	1,01	30,08	29,66
SAL LE4 27-28	0,72	23,26	32,46
SAL LE4 29-30	1,18	30,61	26,03
SAL LE4 31-32	0,85	25,35	29,97
SAL LE4 32-33	0,95	26,60	27,91
SAL LW1 1-2	0,49	31,29	64,42
SAL LW1 3-4	0,44	30,18	69,06
SAL LW1 5-6	0,14	8,63	59,70
SAL LW1 7-8	0,40	34,04	84,94
SAL LW1 9-10	0,43	33,46	77,69
SAL LW1 11-12	0,31	17,99	58,06
SAL LW1 13-14	0,35	23,44	66,36
SAL LW1 15-16	0,44	32,73	73,76
SAL LW1 17-18	0,55	26,80	48,84
SAL LW1 19-20	0,81	32,20	39,64
SAL LW1 21-22	0,68	23,37	34,50
SAL LW1 23-24	0,57	17,39	30,44
SAL LW1 25-26	0,22	7,50	34,47
SAL LW1 27-28	0,23	9,09	39,94
SAL LW1 29-30	0,50	18,38	36,75
SAL LW3 1-2	0,35	21,59	62,36
SAL LW3 3-4	0,51	28,34	55,97
SAL LW3 5-6	0,37	24,43	66,37
SAL LW3 7-8	0,67	30,52	45,52
SAL LW3 9-10	0,61	24,14	39,70
SAL LW3 11-12	0,57	23,31	40,57
SAL LW3 13-14	0,65	25,00	38,57
SAL LW3 15-16	0,39	14,28	36,43
SAL LW3 17-18	0,31	11,63	37,00
SAL LW3 19-20	0,33	11,74	35,88
SAL LW3 21-22	0,46	19,10	41,77
SAL LW3 23-24	0,36	12,38	34,75
SAL LW3 24-25	0,76	26,87	35,24
SAL LW5 1-2	0,54	30,91	57,50
SAL LW5 3-4	0,39	25,62	66,46
SAL LW5 5-6	0,45	31,67	69,92
SAL LW5 7-8	0,50	31,67	63,42
SAL LW5 9-10	0,47	29,16	61,94
SAL LW5 11-12	0,65	27,64	42,73
SAL LW5 13-14	0,58	21,38	36,72
SAL LW5 15-16	0,68	29,11	42,97
SAL LW7 0-1	1,27	36,95	29,02

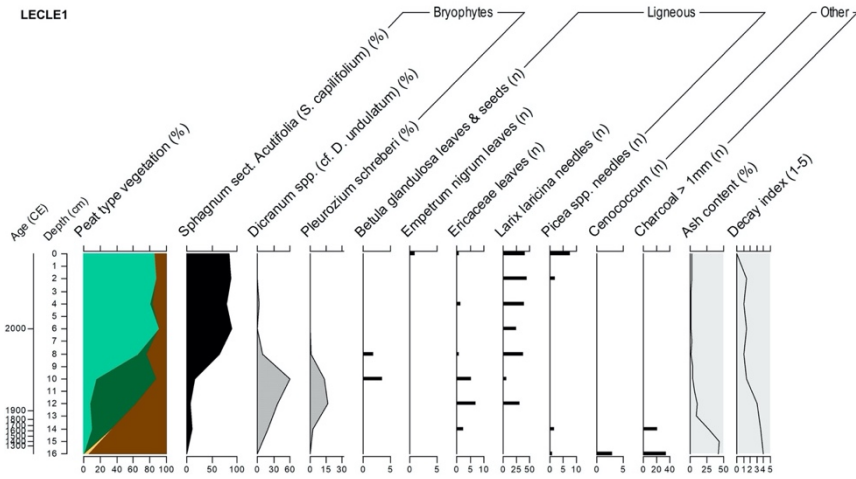
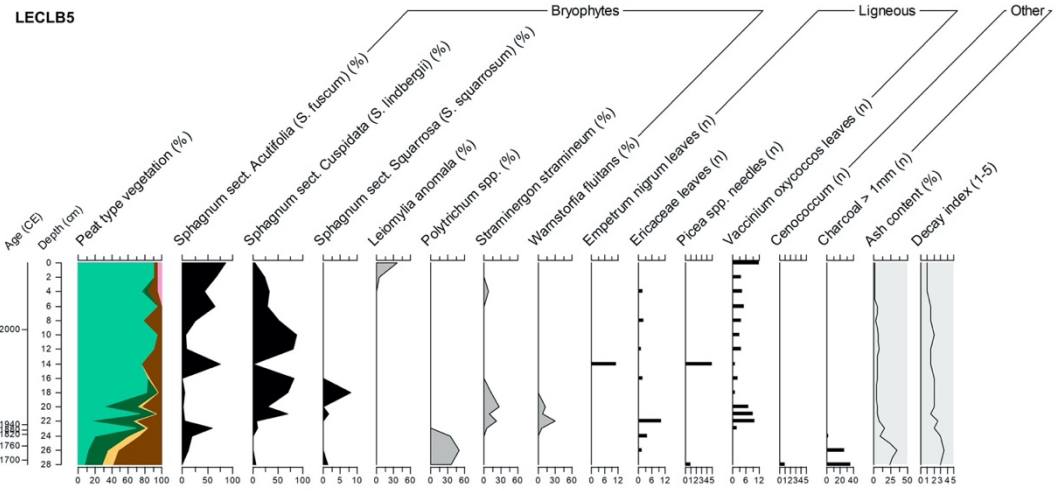
SAL LW7 1-2	1,03	30,08	29,12
SAL LW7 2-3	0,83	25,54	30,85
SAL LW7 3-4	0,45	14,33	31,73
SAL LW7 4-5	0,26	7,93	30,56
SAL LW7 5-6	0,32	11,15	34,62
SAL LW7 6-7	1,07	30,42	28,42
SAL LW7 7-8	0,54	16,98	31,74
SAL LW7 8-9	0,51	13,81	26,93
SAL LW7 9-10	0,45	9,69	21,63
SAL LW7 10-11	0,53	15,56	29,23

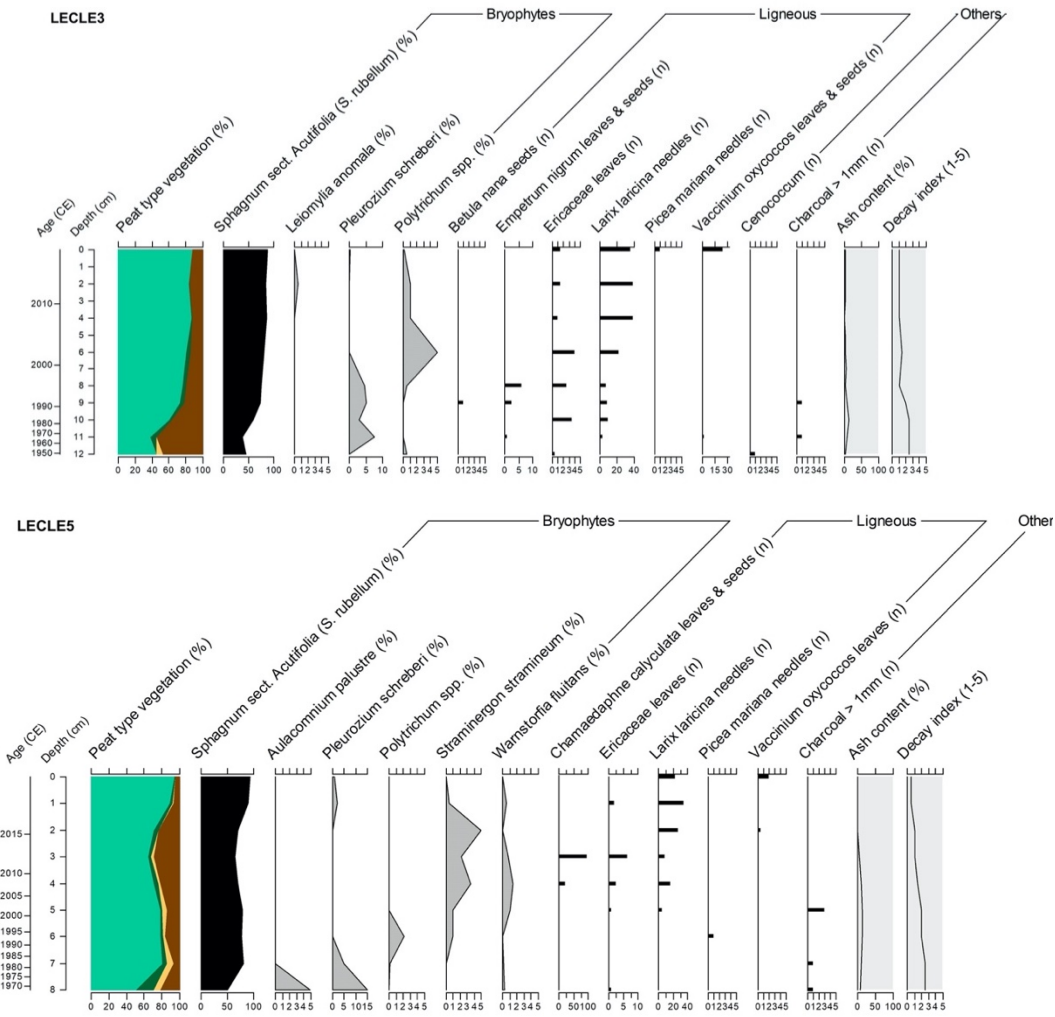
LECLB1



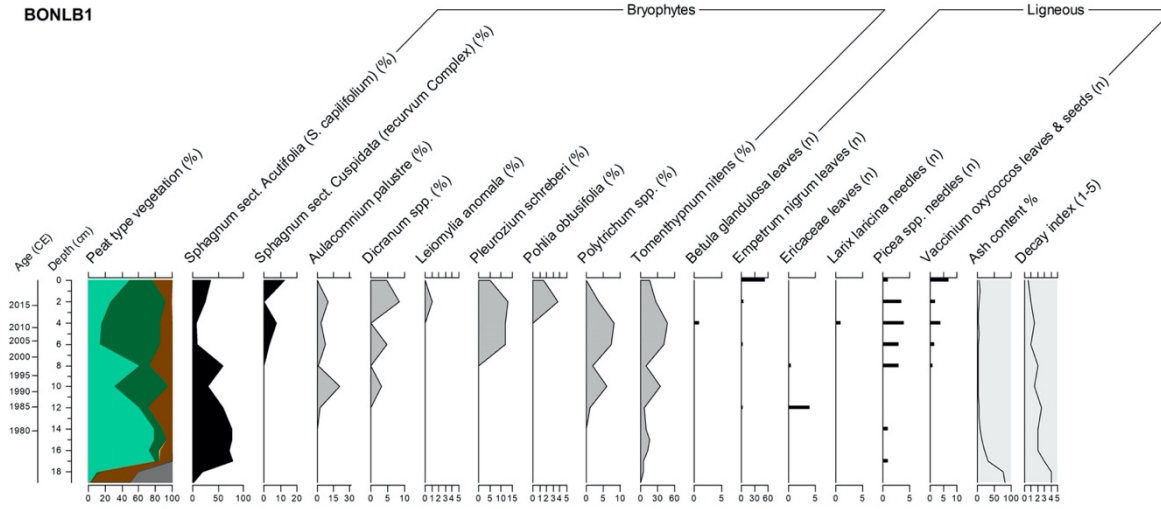
LECLB3



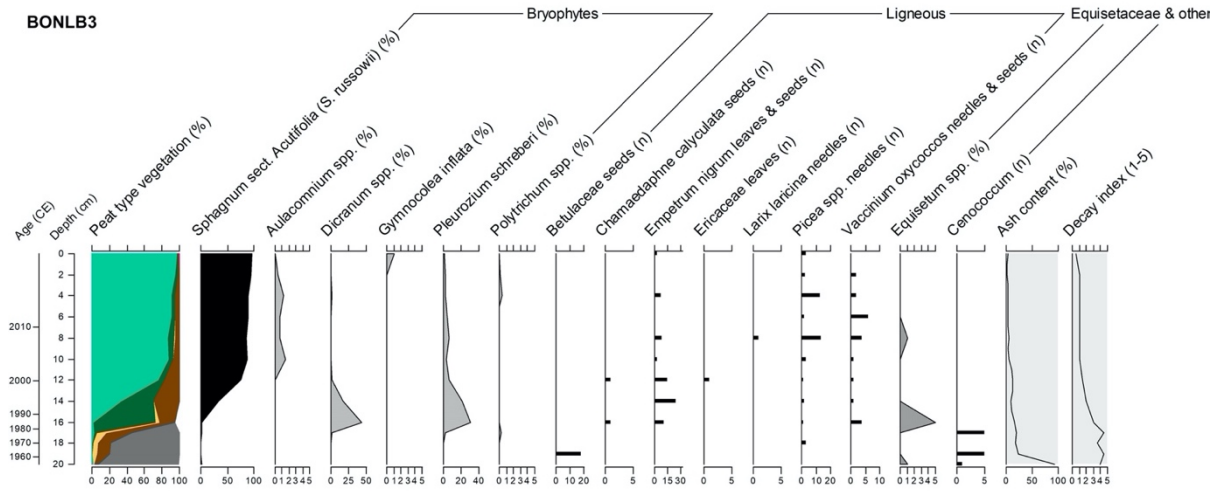




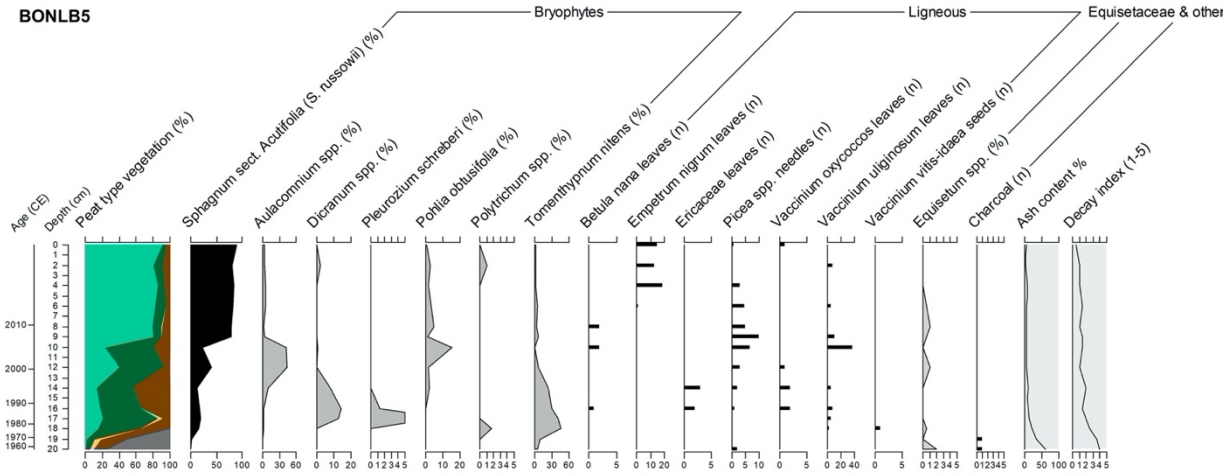
BONLB1



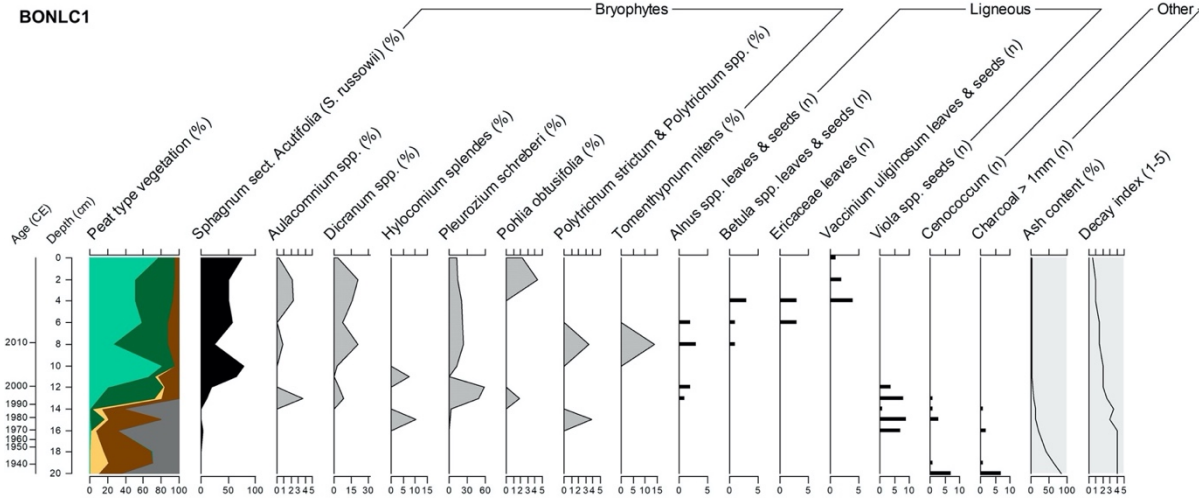
BONLB3

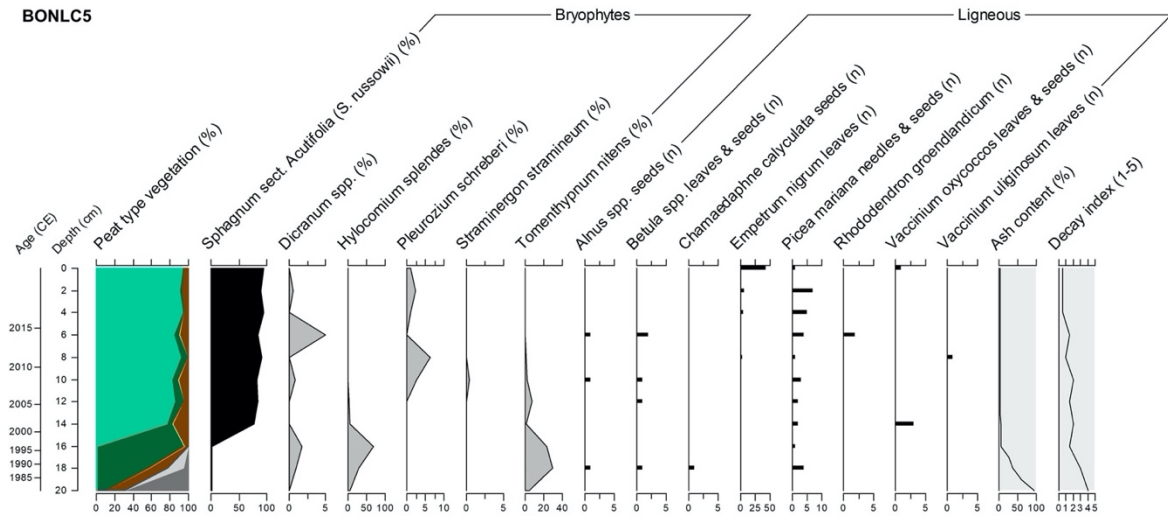
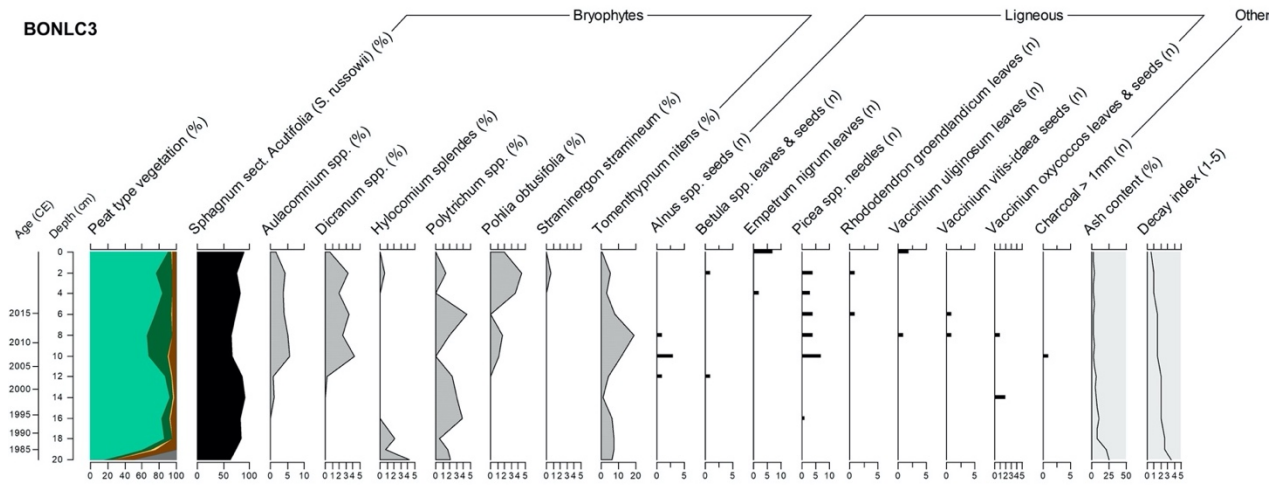


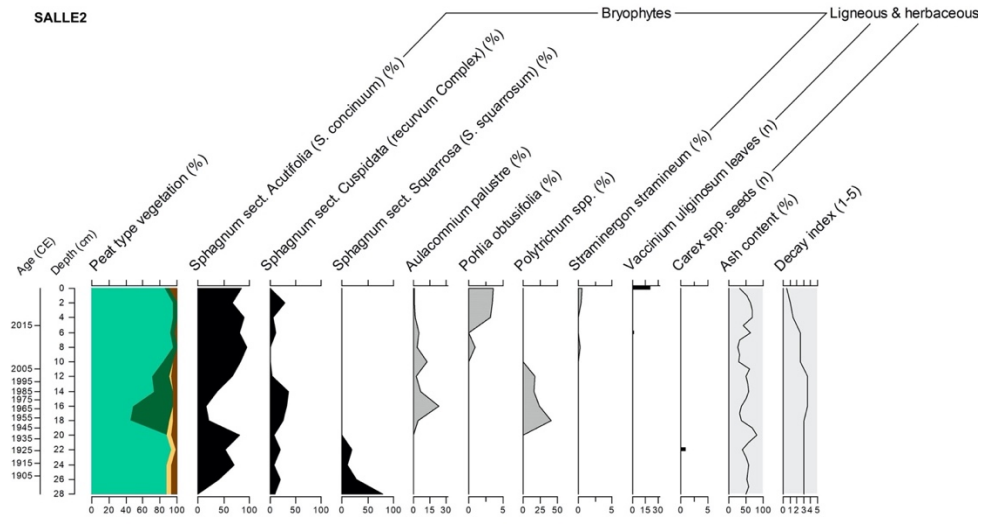
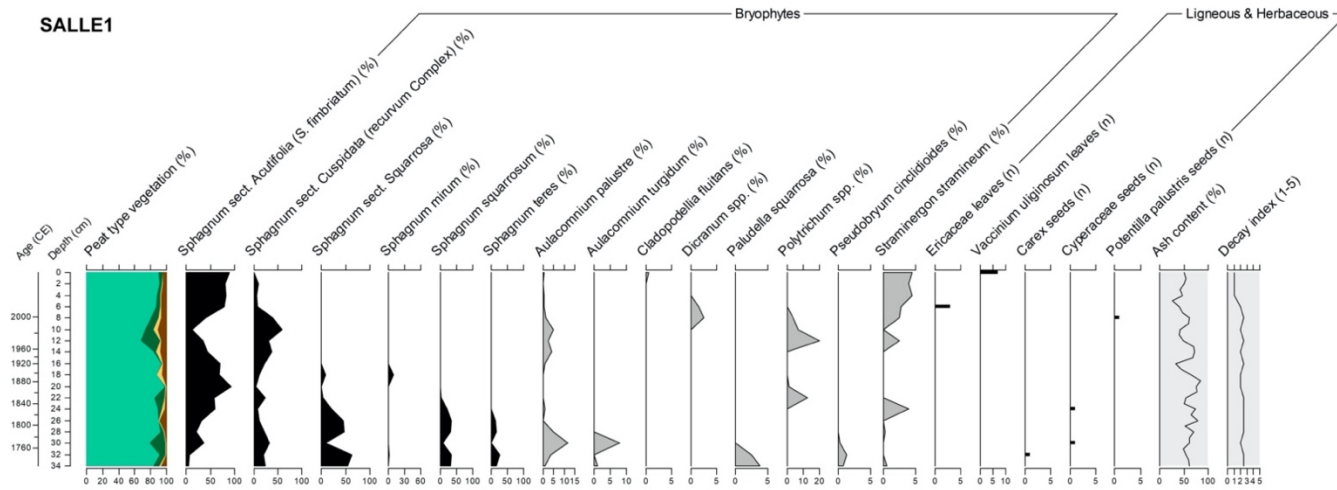
BONLB5



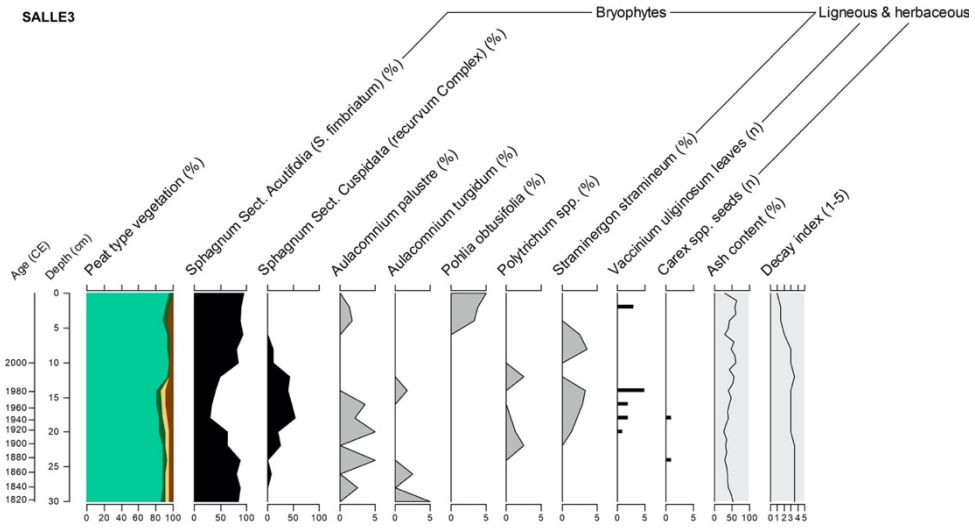
BONLC1



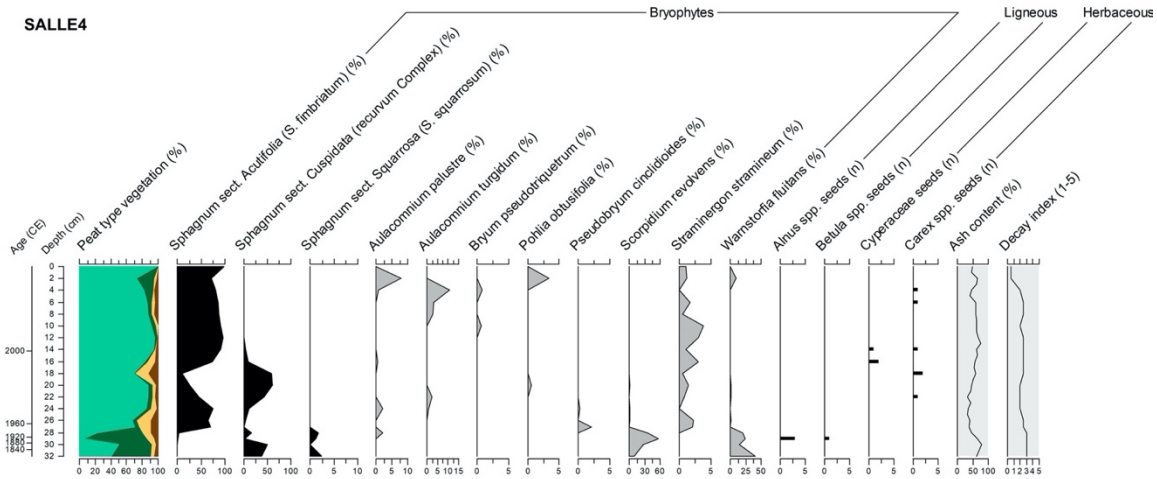


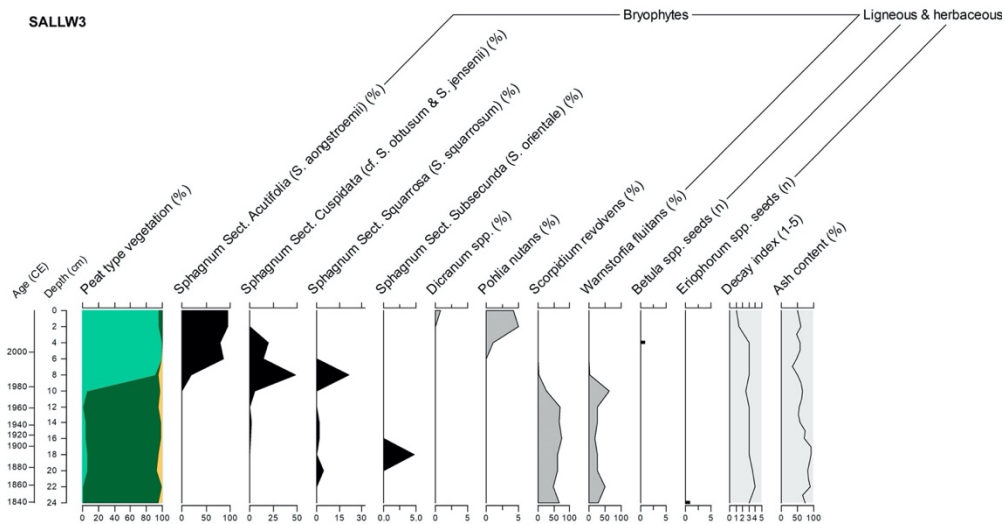
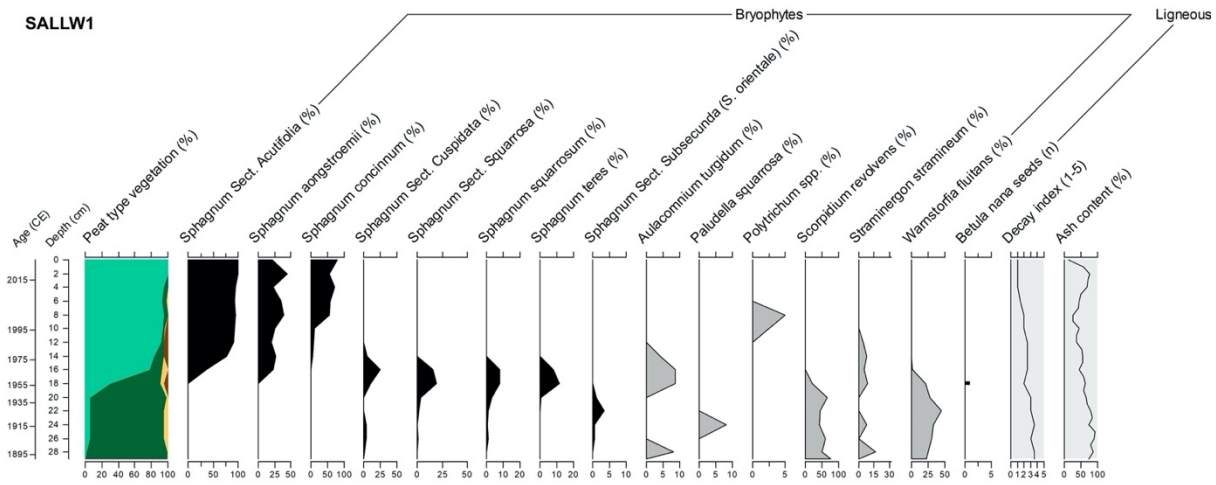


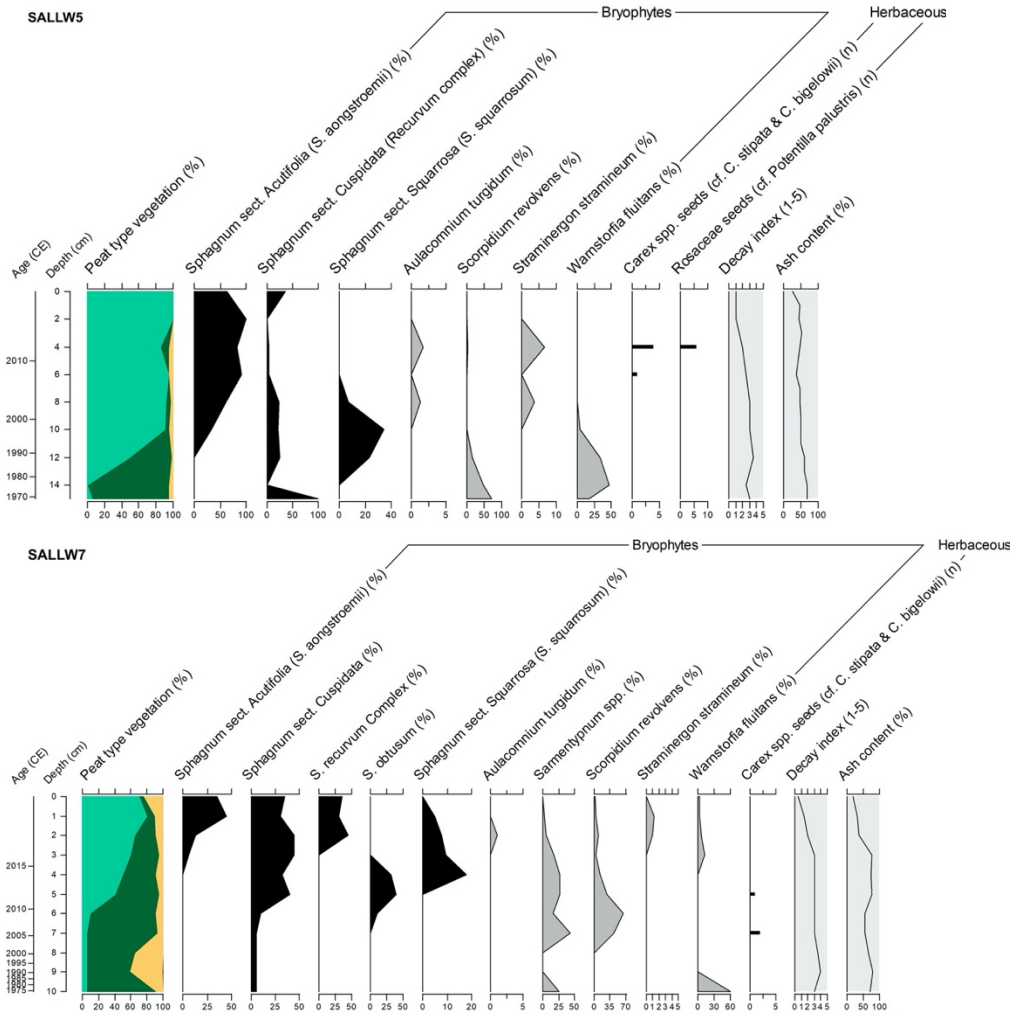
SALLE3



SALLE4







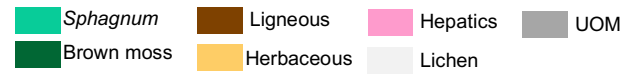
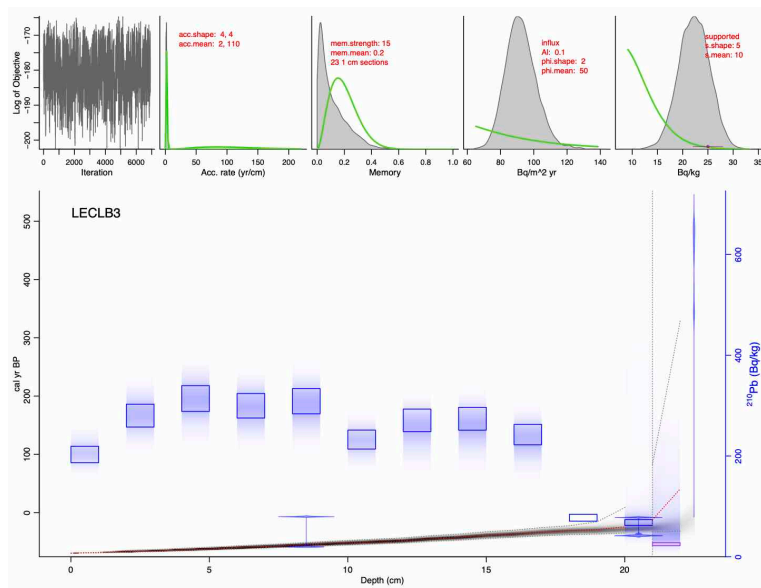
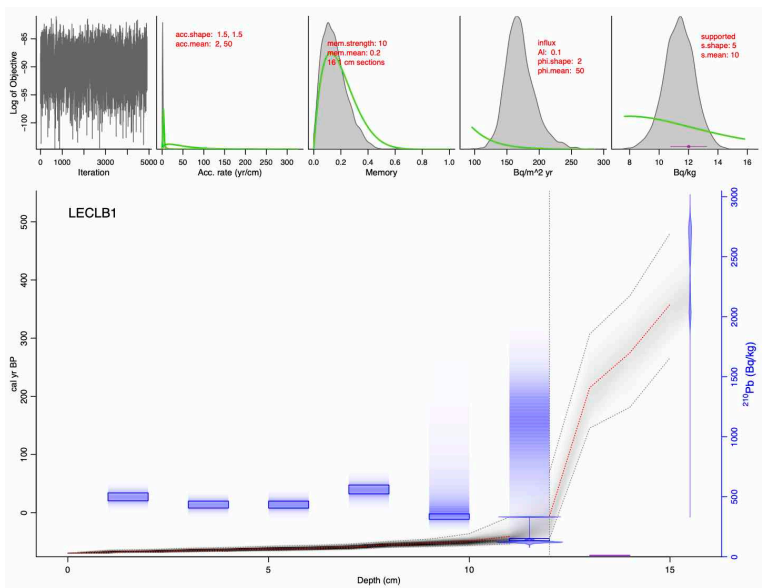
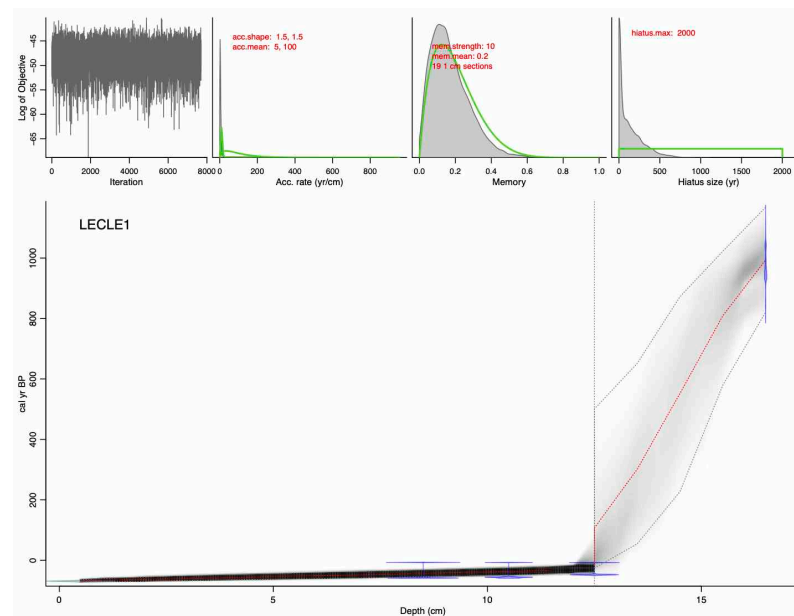
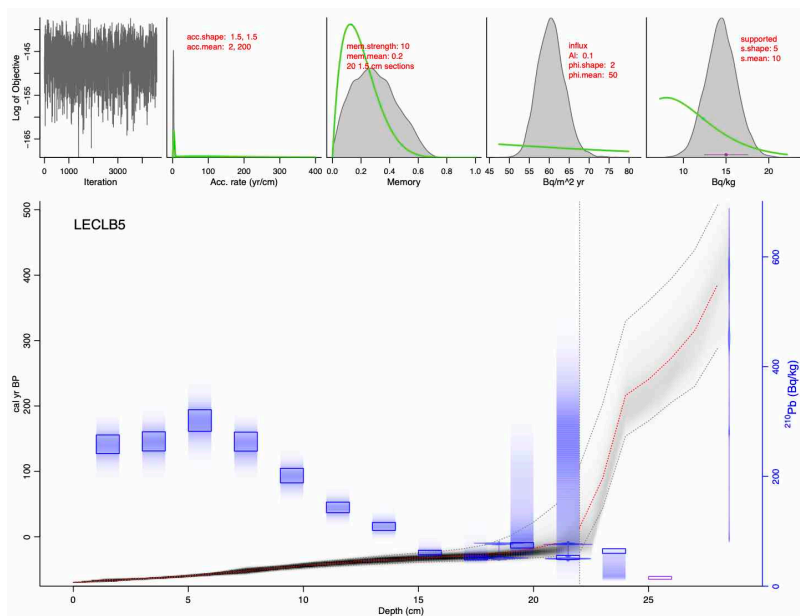
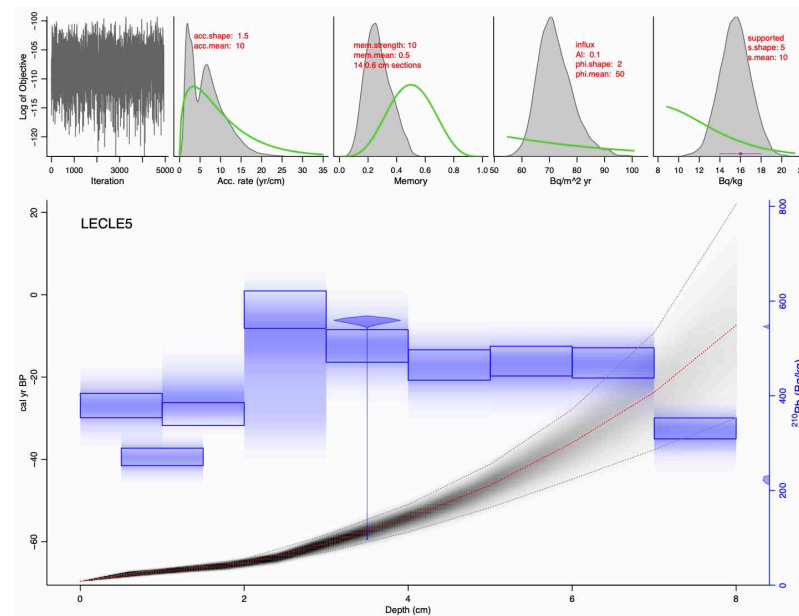
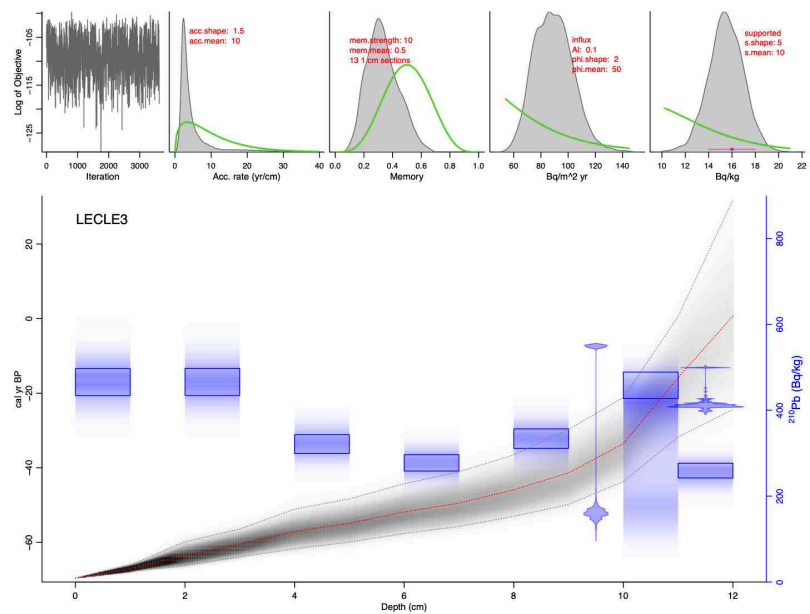
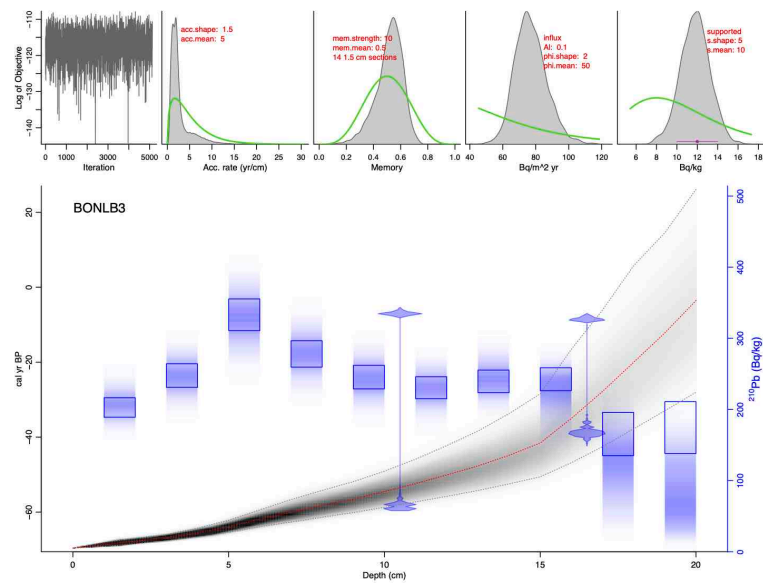
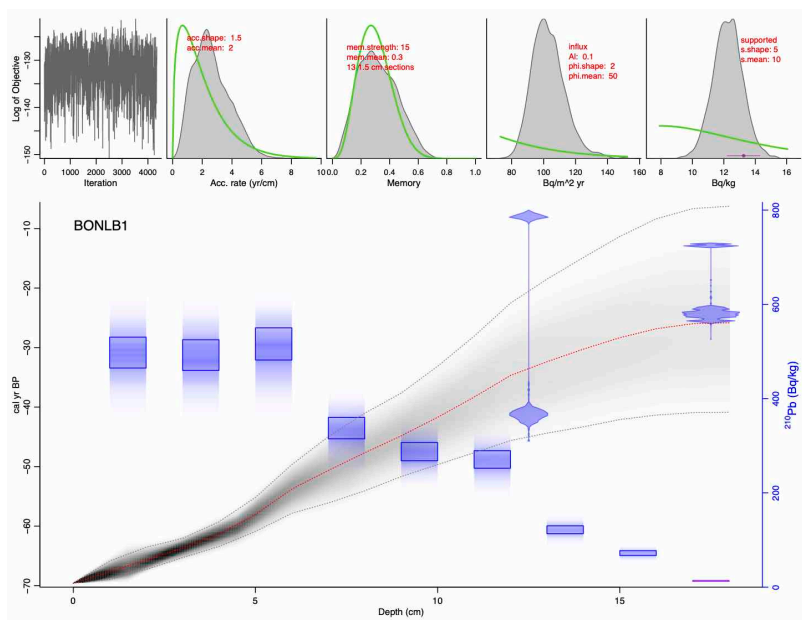


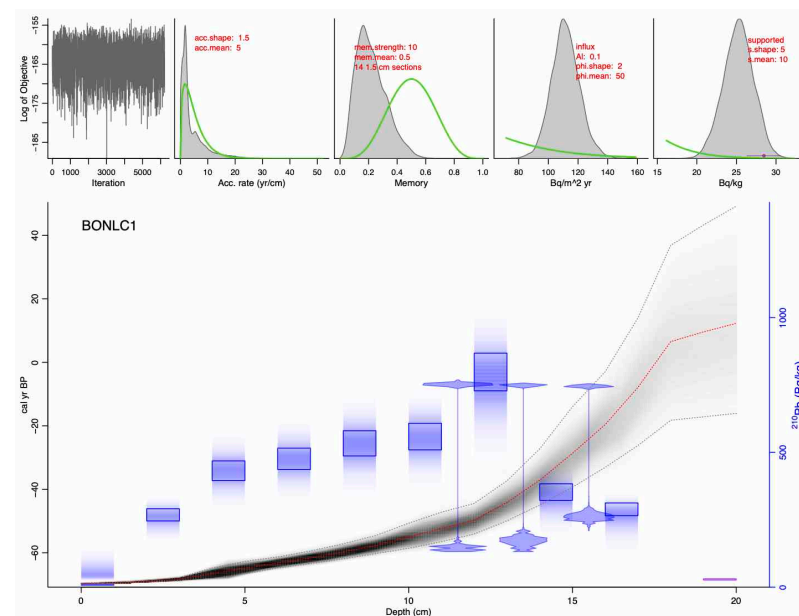
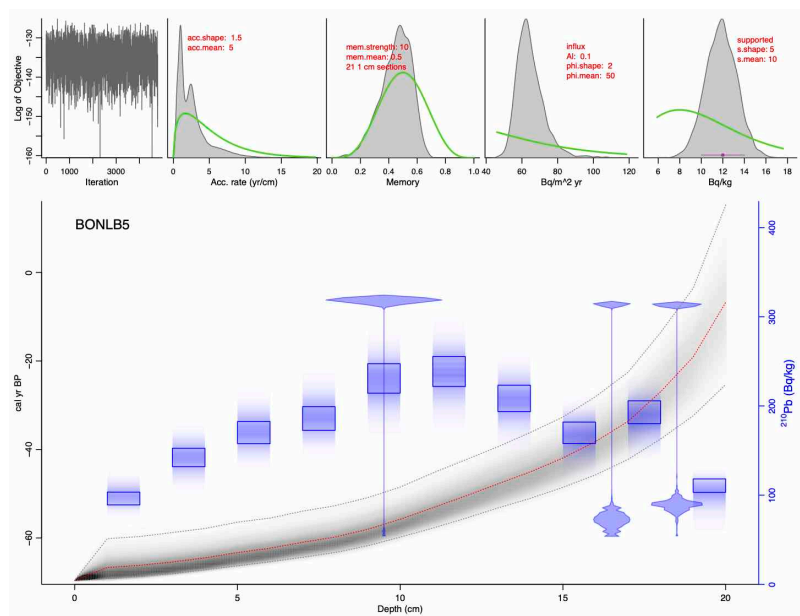
Figure S1. Plant macrofossil diagrams, with peat composition as main types of vegetation for all 20 monoliths of this study. Relative abundance of taxa (%), counted vegetal pieces (n), decay index (1-5) and ash content (%) are also displayed. UOM stands for unidentified organic matter.

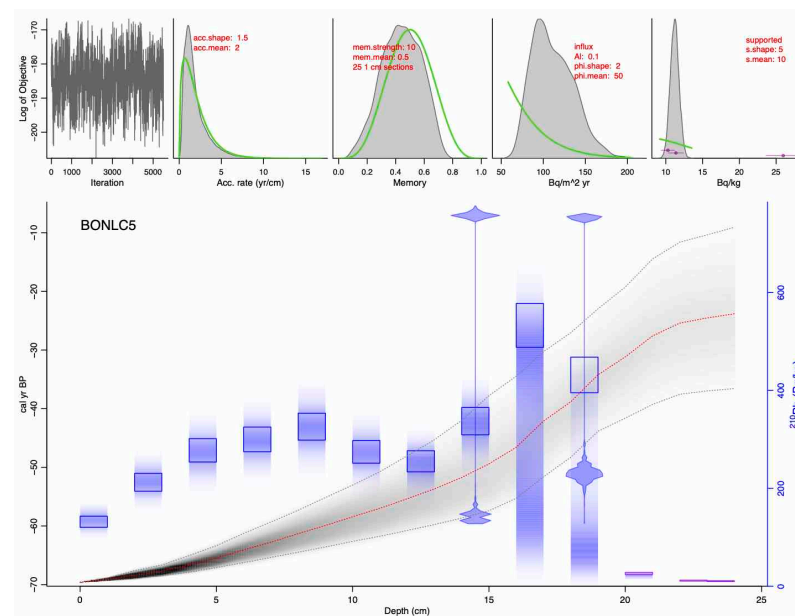
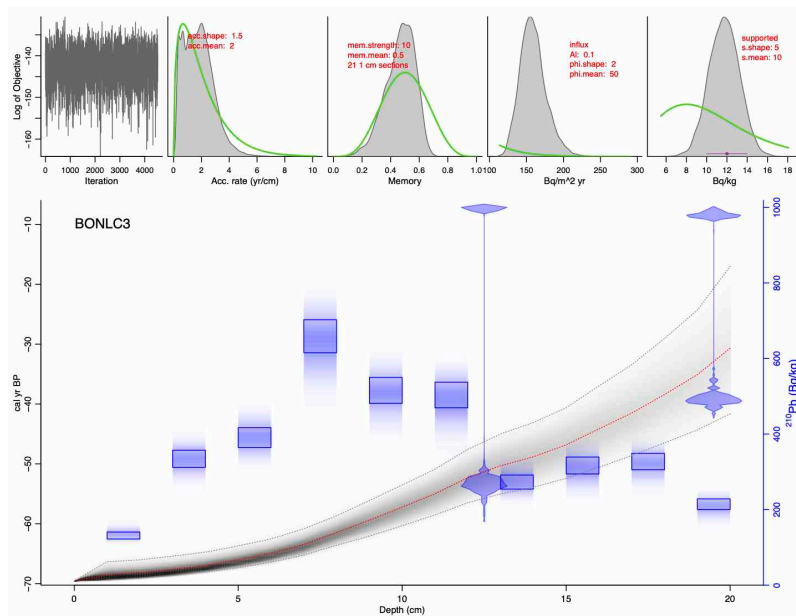


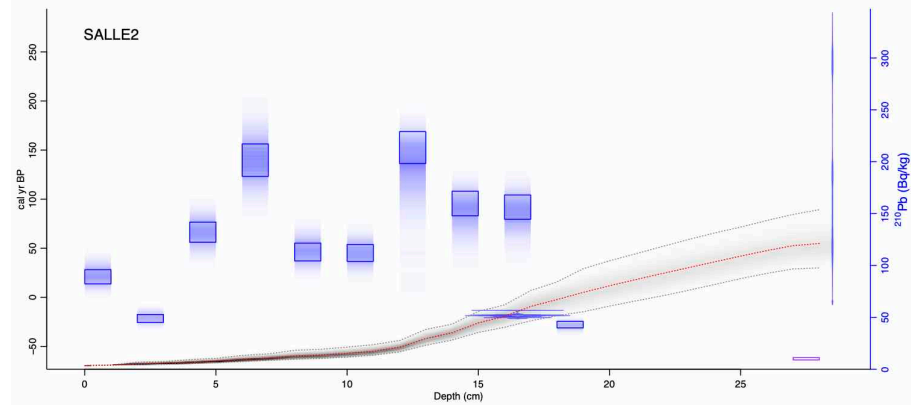
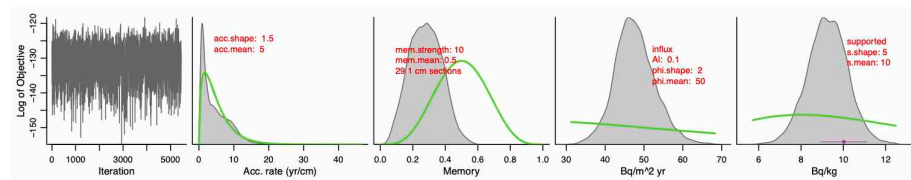
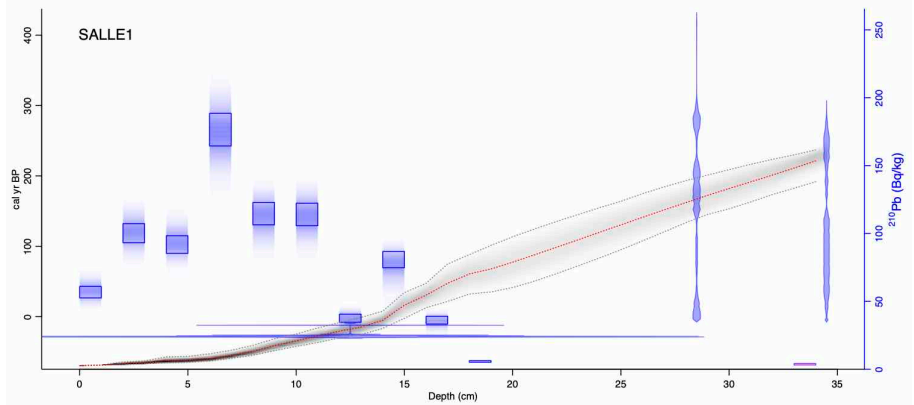
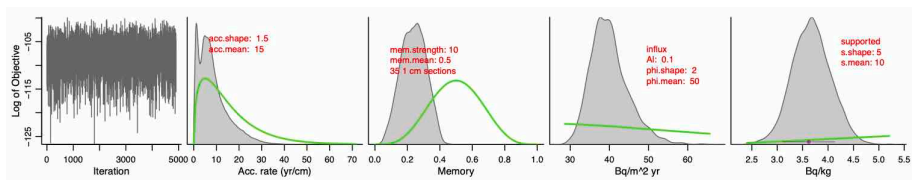


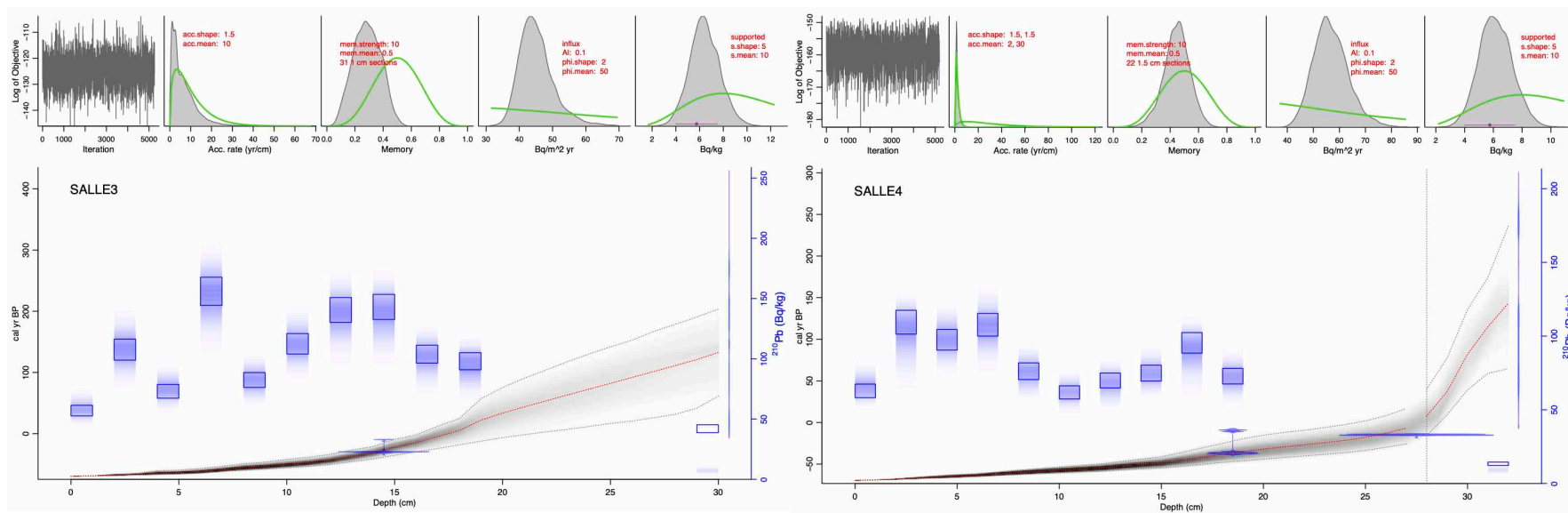


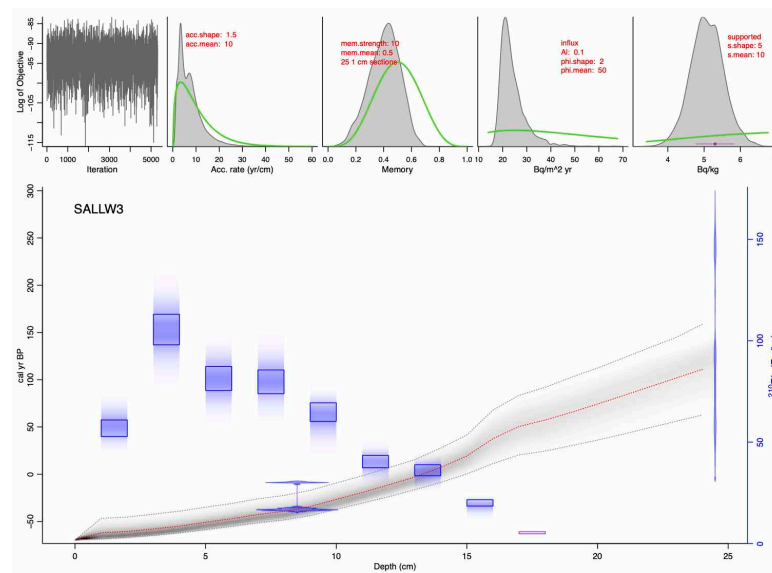
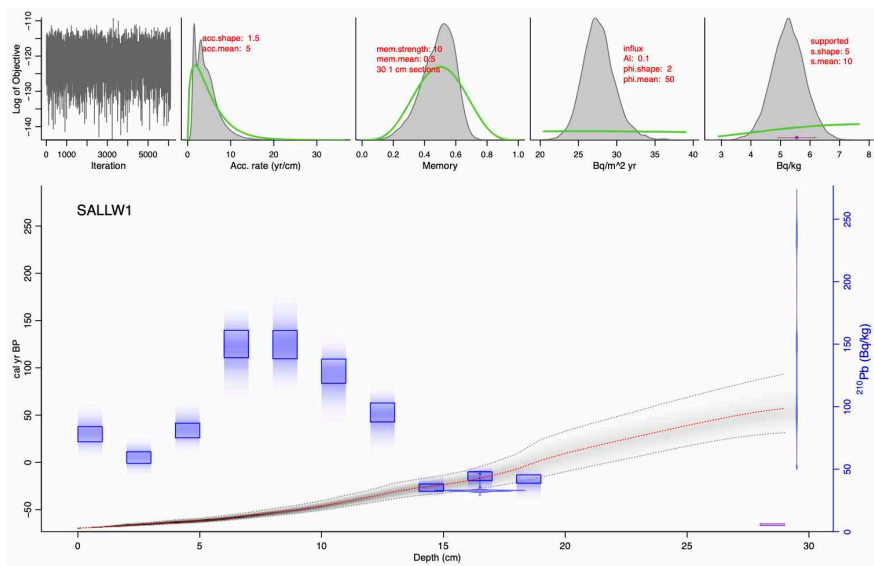












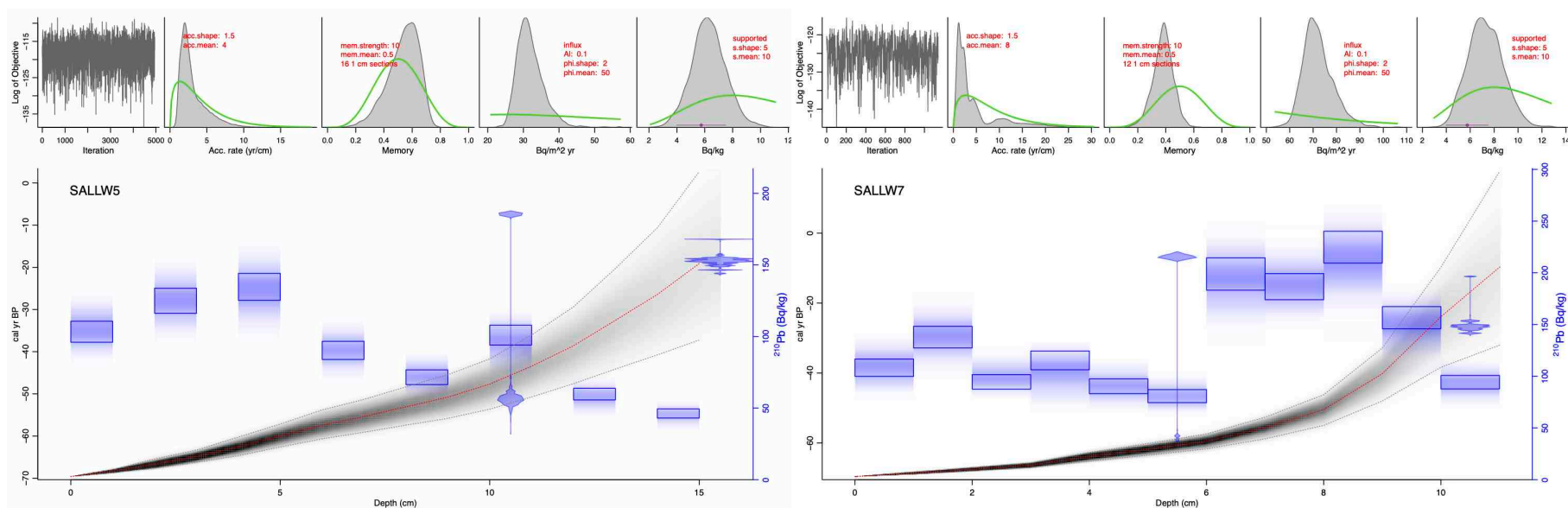


Figure S2. PLUM age-depth models for the 20 peat cores. The x-axis is depth in centimeters (cm), the left y-axis are calibrated years before present (cal. BP) and the right y-axis is the ²¹⁰Pb activity in becquerel (Bq)/kilograms (kg). ²¹⁰Pb age ranges are represented by blue rectangles and ¹⁴C dates (cal. BP) are blue vertical violin-shaped features. The grey shading indicates the possible age-range and the darkest grey shows the most likely age range. The red line is the weighted mean modelled age.

Supplementary material references

- Ali A A, Ghaleb B, Garneau M, Asnong H and Loisel J 2008 Recent peat accumulation rates in minerotrophic peatlands of the Bay James region, Eastern Canada, inferred by ^{210}Pb and ^{137}Cs radiometric techniques *Appl. Radiat. Isot.* **66** 1350–8
- Aquino-López M A, Blaauw M, Christen J A and Sanderson N K 2018 Bayesian Analysis of ^{210}Pb Dating *J. Agric. Biol. Environ. Stat.* **23** 317–33
- Beaulne J, Garneau M, Magnan G and Boucher E 2021 Peat deposits store more carbon than trees in forested peatlands of the boreal biome. *Sci. Rep.* **11** 2657
- Birks H 2013 Plant Macrofossil Introduction. *Encyclopedia of Quaternary Science.* **3** 2266-2288
- Blaauw M and Christen J A 2011 Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis.* **6** 457–474
- Christiansen H H 2005 Thermal regime of ice-wedge cracking in Adventdalen, Svalbard *Permafr. Periglac. Process.* **16** 87–98
- Estop-Aragonés C, Cooper M D A, Fisher J P, Thierry A, Garnett M H, Charman D J, Murton J B, Phoenix G K, Treharne R, Sanderson N K, Burn C R, Kokelj S V., Wolfe S A, Lewkowitz A G, Williams M and Hartley I P 2018 Limited release of previously-frozen C and increased new peat formation after thaw in permafrost peatlands *Soil Biol. Biochem.* **118** 115–29
- Faubert, J 2012 Flore des bryophytes du Québec-Labrador. Volume 1: Anthocérotes et hépatiques. Saint-Valérien, Québec : Société Québécoise de bryologie.
- Faubert J 2013 Flore des bryophytes du Québec-Labrador. Volume 2: Mousses, première partie. Saint-Valérien, Québec : Société Québécoise de bryologie.
- Faubert J 2014 Flore des bryophytes du Québec-Labrador. Volume 3: Mousses, seconde partie. Saint-Valérien, Québec : Société Québécoise de bryologie.
- Garneau M 1995 *Collection de référence de graines et autres macrofossiles végétaux de taxons provenant du Québec méridional et boréal et de l'arctique canadien.* Sainte-Foy: Geological Survey of Canada, Division de la science des terrains, 47 pp.

- Hua Q, Barbetti M and Rakowski A J 2013 Atmospheric Radiocarbon for the Period 1950-2010. *Radiocarbon*. **55** 2059–2072.
- Jolivel M, Allard M, and St-Onge G 2015 Climate change and recent sedimentation in Nastapoka Sound, eastern coast of Hudson Bay. *Canadian Journal of Earth Sciences*. **52** 322-337
- Juggins S 2014 C2, version 1.7.6. [Logiciel]. United Kingdom: University of Newcastle.
- Kendall M G 1975 *Rank Correlation Methods*, Oxford University Press. New York.
- Killick R and Eckley I A 2014 changepoint: An R Package for Changepoint Analysis. *Journal of Statistical Software*, **58**
- Le Roux G and Marshall W A 2011 Constructing recent peat accumulation chronologies using atmospheric fall-out radionuclides. *Mires and Peat*. **7** 1–14
- Lévesque P E M, Dinel H et Larouche A C 1988 *Guide illustré des macrofossiles végétaux des tourbières du Canada*, Agriculture Canada. Ministère des approvisionnement et services, Publication no. 1817.
- Loisel J and Yu Z C 2013 Recent acceleration of carbon accumulation in a boreal peatland, south central Alaska *J. Geophys. Res. - Biogeosciences*. **118**, 41e53
- Mann, H. B. (1945). Nonparametric tests against trend, *Econometrica*, 13, 245-259.
- Mauquoy D, Hughes M and Van Geel B 2010 A protocol for plant macrofossil analysis of peat deposits *Mires and Peat*. **7** 1–5
- Mauquoy D and van Geel B 2013 Mire and Peat Macros. *Encyclopedia of Quaternary Science: Second Edition*. 637–656
- Milner A M, Baird A J, Green S M, Swindles G T, Young D M, Sanderson N K, Timmins M S I and Galka M 2021 A regime shift from erosion to carbon accumulation in a temperate northern peatland *J. Ecol*. **109** 125–38
- Nilsson M, Klarqvist M, Bohlin E, et al 2001 Variation in ¹⁴C age of macrofossils and different fractions of minute peat samples dated by AMS *The Holocene*. **11** 579-586
- Patakamuri S K and O'Brien N 2020 Modifiedmk: Modified Mann Kendall Trend Tests.

- Piilo S R, Zhang H, Garneau M, Gallego-Sala A, Amesbury M J and Väliranta M M 2019 Recent peat and carbon accumulation following the Little Ice Age in northwestern Québec, Canada *Environ. Res. Lett.* **14** 075002
- Piilo S R, Korhola A, Heiskanen L, Tuovinen J P, Aurela M, Juutinen S, Marttila H, Saari M, Tuittila E S, Turunen J and Väliranta M M 2020 Spatially varying peatland initiation, Holocene development, carbon accumulation patterns and radiative forcing within a subarctic fen *Quat. Sci. Rev.* **248** 1–16
- Primeau G and Garneau M 2021 Carbon accumulation in peatlands along a boreal to subarctic transect in eastern Canada *The Holocene* **31** 1–12
- R Core Team 2020 R: A language and environment for statistical computing (Vienna: R Foundation for Statistical Computing)
- Saulnier-Talbot É, Pienitz R and Stafford T W 2009 Establishing Holocene sediment core chronologies for northern Ungava lakes, Canada, using humic acids (AMS 14C) and 210Pb *Quat. Geochronol.* **4** 278–87
- Sim T G, Swindles G T, Morris P J, Baird A J, Cooper C L, Gallego-sala A V, Charman D J, Roland T P, Borken W and Mullan D J 2021 Divergent responses of permafrost peatlands to recent climate change *Environ. Res. Lett.* **16** 1–13.
- Taylor L S, Swindles G T, Morris P J, Gałka M and Green S M 2019 Evidence for ecosystem state shifts in Alaskan continuous permafrost peatlands in response to recent warming *Quaternary Science Review* **207** 134-144
- Treat C C, Jones M C, Camill P, Gallego-Sala A, Garneau M, Harden J W, Hugelius G, Klein E S, Kokfelt U, Kuhry P, Loisel J, Mathijssen P J H, O'Donnell J A, Oksanen P O, Ronkainen T M, Sannel A B K, Talbot J, Tarnocai C and Väliranta M 2016 Effects of permafrost aggradation on peat properties as determined from a pan-Arctic synthesis of plant macrofossils *J. Geophys. Res.-Biogeosciences* **121** 78–94
- Turetsky M R, Manning S W and Wieder R K 2004 Dating recent peat deposits *Wetlands.* **24** 324–356.

- Urban NR, Eisenreich S J, Grigal D F and Schurr K T 1990 Mobility and diagenesis of Pb and ^{210}Pb in peat, *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **54** 3329-3346
- Vile M A, Wieder R K and Novák M 1999 Mobility of Pb in Sphagnum-derived peat. *Journal of Geophysical Research - Biogeochemistry*. **45** 35–52
- Young D M, Baird A J, Charman D J, Evans C D, Gallego-Sala A V., Gill P J, Hughes P D M, Morris P J and Swindles G T 2019 Misinterpreting carbon accumulation rates in records from near-surface peat *Sci. Rep.* **9** 17939
- Yue S, Pilon P, Phinney B, and Cavadias G 2002) The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series. *Hydrol Process*. **16** 1807–1829
- Yue S and Wang C 2002 Applicability of Prewhitening to Eliminate the Influence of Serial Correlation on the Mann-Kendall Test. *Water Resources Research*. **38** 4-1

CONCLUSION

Dans le cadre de cette étude, nous avons effectué l'analyse paléoécologique de 20 monolithes de tourbe, provenant des limites externes de trois tourbières distribuées le long d'un gradient latitudinal présentant différentes conditions de pergélisol au Nunavik, dans le nord-est du Canada. Nos résultats démontrent une réponse écologique relativement synchrone à un réchauffement des températures au cours de la deuxième moitié du 20^e siècle, accompagnée par un allongement de la saison de croissance. Nous avons documenté une productivité végétale accrue dominée par les sphaignes et y avons associé des taux récents élevés d'accumulation du C au courant des dernières décennies. Cette étude révèle que les chronologies à haute résolution ainsi que les analyses utilisant plusieurs marqueurs sur de multiples échantillons s'avèrent essentiels pour capturer les changements récents liés au climat à des échelles locales ou régionales. Bien que nous ne nous attardions pas à des projections du bilan de C futur de ces écosystèmes, notre étude souligne la complexité et l'hétérogénéité des tourbières à pergélisol et des rétroactions végétation-pergélisol-climat et met en garde contre une simplification excessive de la dynamique du C et de la végétation dans la modélisation du cycle global du C.

RÉFÉRENCES

- Abbott, B. W., Jones, J. B., Schuur, E. A. G., Chapin, F. S., Bowden, W. B., Bret-Harte, M. S., ... Zimov, S. (2016). Biomass offsets little or none of permafrost carbon release from soils, streams, and wildfire: An expert assessment. *Environmental Research Letters*, 11(3), 034014.
- Allard, M. & Rousseau, L. (1999). The internal structure of a palsa and a peat plateau in the Rivière Boniface region, Québec: inferences on the formation of ice segregation mounds. *Géographie physique et Quaternaire*, 53(3), 373-387.
- Allard, M. et Séguin, M.K. (1985). La déglaciation d'une partie du versant hudsonien québécois : bassins des rivières Nastapoca, Sheldrake et à l'Eau Claire, *Géographie physique et Quaternaire*, 39(1), 13-24.
- Allard, M., Lemay, M., Barrette, C., L'Hérault, E. & Sarrazin, D. (2012). Permafrost and climate change in Nunavik and Nunatsiavut: Importance for municipal and transportation infrastructures. Dans: Allard, M. and M. Lemay (eds), *Nunavik and Nunatsiavut: From science to policy. An Integrated Regional Impact Study (IRIS) of climate change and modernization*. ArcticNet Inc., Québec, Canada, p. 171-197.
- Aquino-López, M. A., Blaauw, M., Christen, J. A. & Sanderson, N. K. (2018). Bayesian Analysis of 210 Pb Dating. *Journal of Agricultural, Biological, and Environmental Statistics*, 23(3), 317–333.
- Arlen-Pouliot, Y. & Bhiry, N. (2005). Palaeoecology of a palsa and a filled thermokarst pond in a permafrost peatland, subarctic Québec, Canada. *The Holocene*, 15(3), 408-419.
- Ayotte, G. et Rochefort, L. (2019). Les Sphaignes de l'Est du Canada : clé d'identification visuelle et cartes de répartition. Québec : Éditions JFD.
- Bégin, Y. & Payette, S. (1989). La végétation riveraine du lac à l'Eau Claire, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire*, 43(1), 39–50.
- Bhiry, N., Decaulne, A., & Bourgon-Desroches, M. (2019). Development of a subarctic peatland linked to slope dynamics at Lac Wiyâshâkimî (Nunavik, Canada). *The Holocene*, 29(9), 1459–1467.

- Bhiry, N. et Filion, L. (2001). Chapitre 11 : Analyse des macrorestes végétaux. Dans : Payette, S. et Rochefort, L. (eds). *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Québec : Les Presses de l'Université Laval, p. 259-273.
- Bhiry, N., Payette, S. & Robert, É. C. (2007). Peatland development at the arctic tree line (Québec, Canada) influenced by flooding and permafrost. *Quaternary Research*, 67(3), 426–437.
- Birks, H. (2013). Plant Macrofossil Introduction. *Encyclopedia of Quaternary Science*, 3, 2266-2288.
- Blaauw, M. & Christen, J. A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 6, 457–474.
- Camill, P., Lynch, J. A., Clark, J. S., Adams, J. B., & Jordan, B. (2001). Changes in biomass, aboveground net primary production, and peat accumulation following permafrost thaw in the boreal peatlands of Manitoba, Canada. *Ecosystems*, 4(5), 461–478.
- Carpino, O., Haynes, K., Connon, R., Craig, J., Devoie, É., & Quinton, W. (2021). Long-term climate-influenced land cover change in discontinuous permafrost peatland complexes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 25, 3301–3317.
- Chambers, F. M., Beilman, D. W., & Yu, Z. (2010). Methods for determining peat humification and for quantifying peat bulk density , organic matter and carbon content for palaeostudies of climate and peatland carbon dynamics. *Mires and Peat*, 7, 1–10.
- Charrette, B. et Beaudette, M. (2018). Géologie de la région du cap Wolstenholme, Orogène de l'Ungava, Province de Churchill, sud-est d'Ivujivik, Québec, Canada. MERN. BG 2018-03, 2 plans.
- Charman, D. J., Beilman, D. W., Blaauw, M., Booth, R. K., Brewer, S., Chambers, F. M., ... Zhao, Y. (2013). Climate-related changes in peatland carbon accumulation during the last millennium. *Biogeosciences*, 10(2), 929–944.
- Christiansen, H. H. (2005). Thermal regime of ice-wedge cracking in Adventdalen, Svalbard. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(1), 87–98.
- Church, T., Rigaud, S., Baskaran, M., Kumar, A., Friedrich, J., Masque, P., Puigcorbé, V., Kim, G., Radakovitch, O., Hong, G., Choi, H. & Stewart, G. (2012). Intercalibration studies of ^{210}Po and ^{210}Pb in dissolved and particulate seawater samples. *Limnology and Oceanography: Methods*, 10, 776–789.

- Cyr, S., & Payette, S. (2010). The origin and structure of wooded permafrost mounds at the arctic treeline in eastern Canada. *Plant Ecology and Diversity*, 3(1), 35–46.
- Daigneault, R. A. (2008). Géologie du Quaternaire du nord de la péninsule d'Ungava, Québec. *Geological Survey of Canada*, Bulletin 533, 115 p.
- Dalton, A. S., Margold, M., Stokes, C. R., Tarasov, L., Dyke, A. S., Adams, R. S., Wright, H. E. (2020). An updated radiocarbon-based ice margin chronology for the last deglaciation of the North American Ice Sheet Complex. *Quaternary Science Reviews*, 234.
- Damman, W. H. (1978). Distribution and movement of elements in ombrotrophic peat bogs. *Oikos*, 30, 480–495.
- Davies, L. J., Appleby, P., Jensen, B. J. L., Magnan, G., Mullan-Boudreau, G., Noernberg, T., ... Froese, D. G. (2018). High-resolution age modelling of peat bogs from northern Alberta, Canada, using pre- and post-bomb ^{14}C , ^{210}Pb and historical cryptotephra. *Quaternary Geochronology*, 47, 138–162.
- de Vleeschouwer, F., Chambers, F.M. & Swindles, G.T. (2010). Coring and subsampling of peatlands for palaeoenvironmental research. *Mires and Peat*, 7, 1–10.
- Dorrepaal, E., Toet, S., van Logtestijn, R. S. P., Swart, E., van de Weg, M. J., Callaghan, T. V, & Aerts, R. (2009). Carbon respiration from subsurface peat accelerated by climate warming in the subarctic. *Nature*, 460(7255), 616–619.
- Dyke, A.S., Moore, A., Robertson, L. (2003). Deglaciation of North America: Thirty-two digital maps at 1:7,000,000 scale with accompanying digital chronological database and one poster (two sheets) with full map series. Geological Survey of Canada. Open File 1574.
- Eakins, J. D. & Morrison, R. T. (1978). A new procedure for the determination of lead-210 in lake and marine sediments. *The International Journal of Applied Radiation and Isotopes*, 29, 531–536.
- Estop-Aragonés, C., Olefeldt, D., Abbott, B. W., Chanton, J. P., Czimczik, C. I., Dean, J. F., ... Anthony, K. W. (2020). Assessing the potential for mobilization of old soil carbon after permafrost thaw: A synthesis of ^{14}C measurements from the northern permafrost region. *Global Biogeochemical Cycles*, 34(9), 1–26.
- Faubert, J. (2012). Flore des bryophytes du Québec-Labrador. Volume 1: Anthocérotes et hépatiques. Saint-Valérien, Québec : Société Québécoise de bryologie.

- Faubert, J. (2013). Flore des bryophytes du Québec-Labrador. Volume 2: Mousses, première partie. Saint-Valérien, Québec : Société Québécoise de bryologie.
- Faubert, J. (2014). Flore des bryophytes du Québec-Labrador. Volume 3: Mousses, seconde partie. Saint-Valérien, Québec : Société Québécoise de bryologie.
- Frolking, S., Talbot, J. & Subin, Z. M. (2014). Exploring the relationship between peatland net carbon balance and apparent carbon accumulation rate at century to millennial time scales. *The Holocene*, 24(9), 1167–1173.
- Gajewski, K., Payette, S. & Ritchie, J. (1993). Holocene vegetation history at the boreal forest-shrub tundra transition in northern Quebec. *Journal of Ecology*, 81(3), 433-443.
- Gajewski, K., Grenier, A. & Payette, S. (2021). Climate, fire and vegetation history at treeline east of Hudson Bay, northern Québec. *Quaternary Science Reviews*, 254, 106794.
- Garneau, M (1995) *Collection de référence de graines et autres macrofossiles végétaux de taxons provenant du Québec méridional et boréal et de l'arctique canadien*. Sainte-Foy: Commission géologique du Canada, Division de la science des terrains, 47 pp.
- Gray, J., Lauriol, B., Bruneau, D. & Ricard, J. (1993). Postglacial emergence of Ungava Peninsula, and its relationship to glacial history. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(8), 1676–1696.
- Harris, S.A., French, H.M., Heginbottom, J.A., Johnston, G.H., Ladanyi, B., Sego, D.C., van Everdingen, R.O. (1988). *Glossary of permafrost and related ground-ice terms*. National Research Council of Canada, Ottawa.
- Heffernan, L., Estop-Aragonés, C., Knorr, K. H., Talbot, J., & Olefeldt, D. (2020). Long-term impacts of permafrost thaw on carbon storage in peatlands: Deep losses offset by surficial accumulation. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 125(3), 1–20.
- Heiri, O., Lotter, A. F. & Lemcke, G. (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: Reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25, 101-110.
- Hua, Q., Barbetti, M. & Rakowski, A. J. (2013). Atmospheric radiocarbon for the period 1950-2010. *Radiocarbon*, 55(4), 2059–2072.

- Hutchinson, M. F., McKenney, D. W., Lawrence, K., Pedlar, J. H., Hopkinson, R. F., Milewska, E. & Papadopol, P. (2009). Development and testing of Canada-wide interpolated spatial models of daily minimum-maximum temperature and precipitation for 1961-2003. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(4), 725–741.
- Ise, T., Dunn, A. L., Wofsy, S. C., & Moorcroft, P. R. (2008). High sensitivity of peat decomposition to climate change through water-table feedback. *Nature Geoscience*, 1(11), 763–766.
- Jean, M. & Payette, S. (2014). Dynamics of active layer in wooded palsas of northern Québec. *Geomorphology*, 206, 87–96.
- Jones, M. C., Harden, J., O'Donnell, J., Manies, K., Jorgenson, T., Treat, C., & Ewing, S. (2017). Rapid carbon loss and slow recovery following permafrost thaw in boreal peatlands. *Global Change Biology*, 23(3), 1109–1127.
- Juggins, S. (2014). C2, version 1.7.6. [Logiciel]. United Kingdom: University of Newcastle.
- Kasper, J. N., & Allard, M. (2001). Late-Holocene climatic changes as detected by the growth and decay of ice wedges on the southern shore of Hudson Strait, northern Québec, Canada. *The Holocene*, 11(5), 563–577.
- Kendall, M. G. (1975). Rank Correlation Methods, Oxford University Press. New York.
- Killick, R. & Eckley, I. A. (2014). Changepoint: An R Package for Changepoint Analysis. *Journal of Statistical Software*, 58(3).
- Kuhry, P. & Vitt, D. (1996). Fossil Carbon / Nitrogen Ratios as a Measure of Peat Decomposition. *Ecology*, 77(1), 271–275.
- Lachenbruch, A.H. (1962) Dans Lachenbruch, A.H. (ed.) *Mechanics of Thermal Contraction Cracks and Ice-Wedge Polygons in Permafrost. Special Papers No. 70*. Denver, CO, Geological Society of America, 69.
- Lamothe, D. (1994). Géologie de la Fosse de l'Ungava, Nouveau- Québec. Ministère des Ressources naturelles, Géologie du Québec. MM 94-01, 67-74.
- Langlais, K., Bhiry, N. & Lavoie, M. (2021). Holocene dynamics of an inland palsa peatland at Wiyâshâkimî Lake (Nunavik, Canada). *Écoscience*, 1–14.

- Lavoie, C. et Payette, S. (1995). Analyse macrofossile d'une palse subarctique (Québec nordique). *Canadian Journal of Botany*, 73(4), 527–537.
- Le Roux, G. & Marshall, W. A. (2011). Constructing recent peat accumulation chronologies using atmospheric fall-out radionuclides. *Mires and Peat*, 7, 1–14.
- Lévesque, P. E. M., Diné, H. et Larouche, A. C. (1988). *Guide illustré des macrofossiles végétaux des tourbières du Canada*, Agriculture Canada. Ministère des approvisionnements et services, Publication no. 1817.
- L'Hérault, E., Boisson, A., Allard, M., Aubé-Michaud, S., Sarrazin, D., Roger, J., et Barrette, C. (2017). *Détermination et analyse des vulnérabilités du Nunavik en fonction des composantes environnementales et des processus physiques naturels liés au climat : Phase 1 Rapport final*. Réalisé pour le compte du Ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs, Gouvernement du Québec. Centre d'études nordiques, Université Laval, 160 p.
- Loisel, J. & Yu, Z. (2013). Recent acceleration of carbon accumulation in a boreal peatland, south central Alaska. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 118(1), 41–53.
- Mackay, H., Amesbury, M. J., Langdon, P. G., Charman, D. J., Magnan, G., van Bellen, S., ... Hughes, P. D. M. (2021). Spatial variation of hydroclimate in north-eastern North America during the last millennium. *Quaternary Science Reviews*, 256, 106813.
- Magnan, G., Sanderson, N.K., Piilo, S., Pratte, S., Väiliranta, M., van Bellen, S., Zhang, H. & Garneau, M. (2021), Widespread recent ecosystem state shifts in high-latitude peatlands of northeastern Canada and implications for carbon sequestration. *Global Change Biology*.
- Magnan, G., van Bellen, S., Davies, L., Froese, D., Garneau, M., Mullan-Boudreau, G., Shotyk, W. (2018). Impact of the Little Ice Age cooling and 20th century climate change on peatland vegetation dynamics in central and northern Alberta using a multi-proxy approach and high-resolution peat chronologies. *Quaternary Science Reviews*, 185, 230–243.
- Magnússon, R., Limpens, J., van Huissteden, J., Kleijn, D., Maximov, T. C., Rotbarth, R., Heijmans, M. M. P. D. (2020). Rapid vegetation succession and coupled permafrost Dynamics in Arctic Thaw Ponds in the Siberian Lowland Tundra. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 125(7), 1–20.

- Malmer, N. & Holm, E. (1984). Variation in the C/N-quotient of peat in relation to decomposition rate and age determination with ^{210}Pb . *Oikos*, 43, 171-182.
- Mann, H. B. (1945). Nonparametric tests against trend, *Econometrica*, 13, 245-259.
- Matveev, A., Laurion, I., Deshpande, B. N., Bhiry, N., & Vincent, W. F. (2016). High methane emissions from thermokarst lakes in subarctic peatlands. *Limnology and Oceanography*, 61, S150–S164.
- Mauquoy, D., Hughes, M. & van Geel, B. (2010). A protocol for plant macrofossil analysis of peat deposits. *Mires and Peat*, 7), 1–5.
- Mauquoy, D. & van Geel, B. (2013). Mire and Peat Macros. *Encyclopedia of Quaternary Science: Second Edition*, (December), 637–656.
- McGuire, A. D., Lawrence, D. M., Koven, C., Klein, J. S., Burke, E., Chen, G., Zhuang, Q. (2018). Dependence of the evolution of carbon dynamics in the northern permafrost region on the trajectory of climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 115(15), 3882–3887.
- McKenney, D. W., Hutchinson, M. F., Papadopol, P., Lawrence, K., Pedlar, J., Campbell, K. & Owen, T. (2011). Customized spatial climate models for North America. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(12), 1611–1622.
- MFFP (2021). Classification écologique du territoire québécois. Québec : Ministère des forêts, de la faune et des parcs, Direction des inventaires forestiers, 11 p.
- Nilsson M, Klarqvist M, Bohlin E, *et al.* (2001) Variation in ^{14}C age of macrofossils and different fractions of minute peat samples dated by AMS. *The Holocene*, 11(5), 579-586.
- Ouzilleau Samson, D., Bhiry, N. & Lavoie, M. (2010). Late-Holocene palaeoecology of a polygonal peatland on the south shore of Hudson Strait, northern Québec, Canada. *The Holocene*, 20(4), 525–536.
- Packalen, M. S., Finkelstein, S. A. & McLaughlin, J. W. (2014). Carbon storage and potential methane production in the Hudson Bay Lowlands since mid-Holocene peat initiation *Nature Communications*, 5, 1–8.
- Payette, S. (2021). A Paleo-perspective on Ecosystem Collapse in Boreal North America. Dans : Canadell, J. G. & Jackson, R. B. (eds), Ecosystem Collapse and Climate Change, *Ecological Studies*, 241, 101-129

- Payette, S. (2001a). Chapitre 2 : Les principaux types de tourbières. Dans : Payette, S. et Rochefort, L. (eds) *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Québec : Les Presses de l'Université Laval, p. 39-90.
- Payette, S. (2001b). Chapitre 9 : Les processus et les formes périglaciaires. Dans : Payette, S. et Rochefort, L. (eds) *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Québec : Les Presses de l'Université Laval, p. 199-240.
- Payette, S. et Bouchard, A. (2001). Chapitre 1 : Le contexte physique et biogéographique. Dans Payette, S. et Rochefort, L. (eds) *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Québec : Les Presses de l'Université Laval, p. 9-38.
- Payette, S., Fortin, M. J. & Gamache, I. (2001). The subarctic forest-tundra: The structure of a biome in a changing climate. *BioScience*, 51(9), 709–718.
- Payette, S., Delwaide, A., Caccianiga, M. & Beauchemin, M. (2004). Accelerated thawing of subarctic peatland permafrost over the last 50 years. *Geophysical Research Letters*, 31, 18, 1–4.
- Pelletier, N., Talbot, J., Olefeldt, D., Turetsky, M., Blodau, C., Sonnentag, O., & Quinton, W. L. (2017). Influence of Holocene permafrost aggradation and thaw on the paleoecology and carbon storage of a peatland complex in northwestern Canada. *The Holocene*, 27(9), 1391–1405.
- Piilo, S. R., Zhang, H., Garneau, M., Gallego-Sala, A., Amesbury, M. J. & Väiliranta, M. M. (2019). Recent peat and carbon accumulation following the Little Ice Age in northwestern Québec, Canada. *Environmental Research Letters*, 14(7), 1–14.
- Piilo, S. R., Korhola, A., Heiskanen, L., Tuovinen, J. P., Aurela, M., Juutinen, S., Marttila, H., Saari, M., Tuittila, E.S., Turunen, J. & Väiliranta, M. M. (2020). Spatially varying peatland initiation, Holocene development, carbon accumulation patterns and radiative forcing within a subarctic fen. *Quaternary Science Reviews*, 248, 1-16.
- Primeau, G., & Garneau, M. (2021). Carbon accumulation in peatlands along a boreal to subarctic transect in eastern Canada. *The Holocene*, 31(5), 858-869
- R Core Team (2020). R: A language and environment for statistical computing (Vienna: R Foundation for Statistical Computing)

- Reimer, P., Austin, W., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., Talamo, S. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62(4), 725–757.
- Robitaille, M., Garneau, M., van Bellen, S., & Sanderson, N. K. (2021). Long-term and recent ecohydrological dynamics of patterned peatlands in north-central Quebec (Canada). *The Holocene*, 31 (5): 844–855
- Ruppel, M., Väiliranta, M., Virtanen, T., & Korhola, A. (2013). Postglacial spatiotemporal peatland initiation and lateral expansion dynamics in North America and northern Europe. *The Holocene*, 23(11), 1596–1606.
- Sannel, A. B. K. & Kuhry, P. (2009). Holocene peat growth and decay dynamics in sub-arctic peat plateaus, west-central Canada. *Boreas*, 38(1), 13–24.
- Schuur, E. A. G., McGuire, A. D., Schädel, C., Grosse, G., Harden, J. W., Hayes, D. J., ... Vonk, J. E. (2015). Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*, 520 (7546), 171–179.
- Seppälä, M., Gray, J. & Ricard, J. (1991). Development of low-centred ice-wedge polygons in the northernmost Ungava Peninsula, Quebec, Canada. *Boreas*, 20(3), 259–285.
- Seppälä, M. (2011). Synthesis of studies of palsa formation underlining the importance of local environmental and physical characteristics. *Quaternary Research*, 75(2), 366–370.
- Shur, Y. L., & Jorgenson, M. T. (2007). Patterns of Permafrost Formation and Degradation in Relation to Climate and Ecosystems. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18 (1), 7–19.
- Swindles, G. T., Morris, P. J., Mullan, D., Watson, E. J., Turner, T. E., Roland, T. P., Galloway, J. M. (2015). The long-term fate of permafrost peatlands under rapid climate warming. *Scientific Reports*, 5 (1), 1–6.
- Tarnocai, C., Kettles, I. M. & Lacelle, B. (2011). Peatlands of Canada; *Geological Survey of Canada*, Open File 6561, *Natural Resources Canada*.
- Treat, C. C., Jones, M. C., Camill, P., Gallego-Sala, A., Garneau, M., Harden, J. W., Väiliranta, M. (2016). Effects of permafrost aggradation on peat properties as determined from a pan-Arctic synthesis of plant macrofossils. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 121(1), 78–94.

- Turetsky, M. R., Manning, S. W. & Wieder, R. K. (2004). Dating recent peat deposits. *Wetlands*, 24(2), 324–356.
- Turunen, J., Tomppo, E., Tolonen, K. & Reinikainen, A. (2002). Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland – application to boreal and subarctic regions. *The Holocene*, 12(1), 69–80.
- Urban, N. R., Eisenreich, S. J., Grigal, D. F. & Schurr, K. T. (1990). Mobility and diagenesis of ^{210}Pb in peat. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 3329–3346.
- Vallée, S. and Payette, S. (2007). Collapse of permafrost mounds along a subarctic river over the last 100 years (northern Québec). *Geomorphology*, 90(1–2), 162–170.
- van Bellen, S., Shoty, W., Magnan, G., Davies, L., Nason, T., Mullan-Boudreau, G., ... Zaccane, C. (2020). Carbon and nitrogen accumulation rates in ombrotrophic peatlands of central and northern Alberta, Canada, during the last millennium. *Biogeochemistry*, 151(2), 251–272.
- Vile, M. A., Wieder, R. K. & Novák, M. (1999). Mobility of Pb in Sphagnum-derived peat. *Journal of Geophysical Research: Biogeochemistry*, 45(1), 35–52.
- Vincent, L. A., Zhang, X., Mekis, É., Wan, H. & Bush, E. J. (2018) Changes in Canada's Climate: Trends in Indices Based on Daily Temperature and Precipitation Data, *Atmosphere-Ocean*, 56(5), 332–349.
- Walter, K. M., Edwards, M. E., Grosse, G., Zimov, S. A., & Chapin, F. S. (2007). Thermokarst lakes as a source of atmospheric CH₄ during the last deglaciation. *Science*, 318(5850), 633–636.
- Yue, S. and Wang, C. (2002). Applicability of prewhitening to eliminate the influence of serial correlation on the Mann-Kendall Test. *Water Resources Research*, 38(6). 4-1.
- Zhang, H., Gallego-Sala, A. V., Amesbury, M. J., Charman, D. J., Piilo, S. R., & Väiliranta, M. M. (2018a). Inconsistent Response of Arctic Permafrost Peatland Carbon Accumulation to Warm Climate Phases. *Global Biogeochemical Cycles*, 32(10), 1605–1620.
- Zhang, H., Piilo, S. R., Amesbury, M. J., Charman, D. J., Gallego-Sala, A. V., & Väiliranta, M. M. (2018b). The role of climate change in regulating Arctic

permafrost peatland hydrological and vegetation change over the last millennium.
Quaternary Science Reviews, 182, 121–130.