

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ACCUMULATION RÉCENTE DE LA TOURBE SUR LES RELIEFS À
PERGÉLISOL EN MARGE DES TOURBIÈRES DE LA VALLÉE DU FLEUVE
MACKENZIE, TERRITOIRES DU NORD-OUEST, CANADA

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR
PÉNÉLOPE GERMAIN CHARTRAND

AOÛT 2023

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

Je tiens tout d'abord à remercier ma directrice de maîtrise Michelle Garneau de m'avoir transmis sa passion pour les tourbières lors de notre premier terrain ensemble sur l'Île de Skye en Écosse dans le cadre du baccalauréat en géographie. Ton expérience exceptionnelle ainsi que ton dévouement pour tes étudiants-es ont été une source d'inspiration à poursuivre à la maîtrise. Ton support professionnel et personnel ainsi que tes précieux conseils tout au long de cette maîtrise rocambolesque marquée par une pandémie mondiale m'ont fortement aidée à ne jamais lâcher et à continuer de développer le désir d'apprendre tous les jours.

Merci à mon co-directeur Oliver Sonnentag de l'Université de Montréal pour ses ressources illimitées sur le terrain et pour tous les conseils techniques et pratiques tout au long de l'analyse de mes données et de ma rédaction. Merci de m'avoir permis de découvrir l'immense beauté des Territoires du Nord-Ouest. Je remercie également son étudiante doctorante Nia Perron pour son aide et son support lors de ma campagne de terrain à l'été 2019. Ton savoir-faire, ta rigueur et ta curiosité n'ont qu'embelli notre travail sur le terrain et ont fait de nos nombreuses heures de route à travers les ours et les bisons une expérience exceptionnelle. Je suis très reconnaissante pour cette amitié. Du même laboratoire, je remercie aussi Gabriel Gosselin et Élise Devoie.

Je tiens également à remercier Nicole K. Sanderson pour tout son soutien technique et psychologique lors de mes nombreuses heures en laboratoire. En plus d'un modèle féminin extraordinaire, j'ai découvert une amie collègue hors pair. Merci d'avoir été pour moi un baume pour le cœur et pour le moral. Sans tout ton travail de support au laboratoire, cette maîtrise ne serait pas déposée. Pour le travail en laboratoire, je remercie également Agnieszka Adamowicz-Walczak pour son soutien à l'analyse de

mes données et les belles discussions de « Mino ». Je tiens à souligner aussi mes fantastiques collègues au quotidien Camille Girard, Joannie Beaulne, Karelle Trottier, Charles-Élie Dubé-Poirier, Clémence Benoit, Chloé Giraud et Emilie Labourdette pour votre support, votre aide et votre compagnie pendant toutes ces années. Un merci tout particulier à Léonie Perrier, ma collègue et grande amie. Sans ta présence, tes encouragements et tes rencontres mandataires à chaque matin, je ne sais pas où j'en serais rendue !

Puis, le plus gros des mercis à « Papa Jacques » pour son support financier lors de ma maîtrise, pour ses encouragements constants et tous ses déplacements à l'aéroport pour le transport des glacières de carottes. À ma sœur et meilleure amie Violaine pour tous tes « *home-cooked meals* » qui m'ont permis de bien me nourrir pendant ma rédaction. Merci simplement pour ta personne et d'avoir été là avec moi chaque jour dans mes hauts et très nombreux bas. Merci aussi pour toute la zoothérapie gratuite. Merci à ma mère Marie-Josée pour n'avoir jamais douté que j'allais réussir. Enfin, mes dernières gratitudes à Dre Keira Mecheri.

Finalement, je remercie le soutien financier reçu par Subvention et Contribution – Environnement et Changement Climatique Canada, Subvention et Contribution (Projet GCXE19S029 octroyé à Michelle Garneau) ainsi qu'au supplément nordique du CRSNG octroyé à Michelle Garneau en plus du Programme de Formation Scientifique dans le Nord (PFSN).



Pénélope Germain Chartrand

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	v
LISTE DES TABLEAUX.....	ix
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES	xi
LISTE DES SYMBOLES ET UNITÉS	xiii
LISTE DES ESPÈCES VÉGÉTALES CITÉES	xiv
RÉSUMÉ	xvi
CHAPITRE I.....	17
CHAPITRE II	23
2.1. La région des Territoires du Nord-Ouest	23
2.1.1. Localisation et contexte géomorphologique	23
2.1.2. Contexte climatique et biophysique.....	25
2.1.3. Tourbières à l'étude	28
2.1.3.1. Scotty Creek, Fort Simpson	28
2.1.3.2. Smith Creek, Wrigley.....	29
2.1.3.3. Havikpak Creek, Inuvik	30
CHAPITRE III	32
3.1. Sélection des sites d'étude	32
3.1.1. Représentativité du paysage.....	32
3.2. Techniques d'échantillonnage sur le terrain	32
3.3. Analyses et traitements en laboratoire.....	34
3.3.1. Perte au feu.....	34
3.3.2. Macrorestes végétaux	34
3.3.2.1. Facteurs de différenciation des périodes de transition	35
3.3.3. Analyse du ratio C/N.....	36

3.3.4. Chronologies	36
3.3.4.1. Datation au radiocarbone (^{14}C)	36
3.3.4.2. Datation radiogénique au plomb-210 (^{210}Pb).....	37
3.3.5. Modèles d'âge-profondeur	38
3.3.6. Taux d'accumulation de la tourbe.....	38
3.3.7. Traitements statistiques.....	39
3.3.7.1. Tendances climatiques	39
3.3.7.2. Analyse en point de rupture (Change Point analysis)	39
3.3.7.3. Mann-Kendall Test modifié	40
3.3.7.4. Analyse de distribution de la médiane	40
CHAPITRE IV	41
RECENT PEAT AND CARBON ACCUMULATION ON CHANGING PERMAFROST LANDFORMS ALONG THE MACKENZIE RIVER VALLEY, NORTHWEST TERRITOIRES, CANADA	
4.7. Supplementary materials	72
CONCLUSION GÉNÉRALE	114
RÉFÉRENCES.....	116

LISTE DES FIGURES

- Figure 1.1. Distribution et concentration des tourbières de l'hémisphère nord en lien avec le pergélisol a) étendue des tourbières b) pergélisol dans les tourbières. Traduit de l'anglais et modifié de Hugelius et al. (2020). 19
- Figure 2.1. Unités physiographiques des Territoires du Nord-Ouest basées sur la distribution spatiale du pergélisol (a) les provinces géologiques des TNO (b) distribution du pergélisol et localisation des sites d'étude. Adapté de Kokelj & Wolfe, 2018. 25
- Figure 2.2. Tendances climatiques de 1950 à 2017 tirées de Vincent et al (2018). De gauche à droite : Scotty Creek, Fort Simpson (61°N), Smith Creek, Wrigley (63°N) et Havikpak Creek, Inuvik (68°N). De haut en bas : (a) Températures moyennes annuelles de l'air (MMAT) °C, (b) Moyenne des précipitations totales annuelles (MTAP) mm (c) Degrés-jours de croissance au-dessus de zéro (GDD₀) >0°C. 27
- Figure 2.3. Contenu en carbone dans les sols tourbeux au Canada suivant la distribution du type de pergélisol et de la limite nordique des forêts (Brackley, 2019). Le rectangle illustre la région d'étude qui s'inscrit dans le « Mackenzie River Basin Wetland Complex » (MRBWC). 28
- Figure 2.4. Localisation des trois sites d'étude suivant le gradient de conditions de pergélisol dans les Territoires du Nord-Ouest a) distribution des conditions de pergélisol b) les trois tourbières du sud au nord; Scotty Creek, Smith Creek et Havikpak Creek c) localisation des 2 transects de la tourbière de Scotty Creek d) localisation des 2 transects de la tourbière de Smith Creek et e) localisation des 2 transects de la tourbière de Havikpak Creek. 31
- Figure 3.1. Protocole d'échantillonnage sur le terrain et nomenclature des échantillons. (I) Carottes emballées dans leur boîte de métal (II) Position du transect en marge de la tourbière (III) Stratigraphie de la tourbe (IV) Exemple de site d'échantillonnage des carottes latérales. 33
- Figure 3.2. Illustration des approches et intervalles retenus pour les différents types d'échantillonnage sur le terrain et des analyses en laboratoire. 37
- Figure 4.1. a) Permafrost areal extent in Canada from isolated ($\leq 10\%$), sporadic ($\geq 10-50\%$), discontinuous ($>50-90\%$) and continuous ($>90\%$) (Gruber 2012), b)

location of the three study sites in the Mackenzie River valley of the Taiga Plains ecozone in relation to permafrost condition limits (black lines), and c), d), e) documented sampling transects (red lines) in c) Scotty Creek ('southern'), d) Smith Creek ('central') and e) Havikpak Creek ("northern"). Aerial photographs from Google Earth Pro Version 7.3.6.9345 (Image © 2023 Maxar Technologies; Image © Airbus).46

Figure 4.2. Example of the three main stratigraphic units through a 30 cm example core. From bottom to top: 'Permafrost period' refers to an environment of stable permafrost peat plateau with ligneous peat, low peat accumulation and high decomposition; 'Transitional period' refers to the *Sphagnum* take-over where at >50 % *Sphagnum*-dominated peat introduces the shift; 'Post thaw' period refers to > 80 % *Sphagnum* mosses with high recent peat accumulation and low decomposition.49

Figure 4.3. Significant decadal trends ($^{\circ}\text{C}/10\text{yr}$) in mean annual air temperature (MAAT, $^{\circ}\text{C}$) for the periods spanning 1950-2017 and, as indicated in red, for the period spanning 1980-2017 based on the Mann-Kendall test ($\alpha = 0.05$).51

Figure 4.4.Scotty Creek (SCC): vegetation succession and chronologies of the pre-thaw period, transition period and the post-thaw period of SCC_LNZ-Y-X-V of the northern transect (on the left) and SCC_LSZ-X-V of the southern transect (on the right) for the Scotty Creek peatland (SCC).....53

Figure 4.5. Smith Creek (SMC): vegetation succession and chronologies of the pre-thaw period, transition period and the post-thaw period of SMC_LNZ-X-V of the northern transect (on the left) and SMC_LSZ-X-V of the southern transect (on the right) for the Smith Creek peatland (SMC).55

Figure 4.6. Havikpak Creek (HPC): vegetation succession and chronologies of the pre-thaw period, transition period and the post-thaw period of HPC_LNZ-Y-W of the northern transect (on the left) and HPC_LEZ-Y-X-V of the southern transect (on the right) for the Havikpak Creek peatland (HPC).57

Figure 4.7. Apparent Carbon Accumulation Rates (ACAR, $\text{gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) for Scotty Creek, Smith Creek and Havikpak Creek over the three time periods spanning 1950-2017, 1950-1980 and 1980-2017, n is sample size, a is significantly different from b (p -value < 0.05).59

Figure 4.8. Spatio-temporal synthesis of the reconstructed stratigraphic units of a) Scotty Creek (SCC), b) Smith Creek (SMC) and c), Havikpak Creek (HPC)

spanning the climate period of 1950-2017. ‘End of core’ refers to the bottom of the core while ‘Core continuing’ means that the bottom of the core is older than 1950 CE.....	62
Figure S.1. Photographs of the Scotty Creek coring site showing on the left the main collapse scar of the permafrost peat plateau, and on the right the transect position on the permafrost peat plateau with the clear <i>Sphagnum</i> and lichen hummocks mosaic.....	73
Figure S.2. Photographs of the Smith Creek coring site showing on the left the main collapse scar of the permafrost peat plateau, and on the right the transect position on the permafrost peat plateau with the clear <i>Sphagnum</i> and lichen hummocks mosaic.....	74
Figure S.3. Photographs of the Havikpak Creek coring site showing on the left the main peatland and its plateau near the dense fringe of <i>Picea mariana</i> (Black spruce), and on the right the transect position on the permafrost peat plateau with the clear <i>Sphagnum</i> and lichen hummocks mosaic.	75
Figure S.4. Age-depths models for the three peatland sites modelled in <i>rplum</i> version 0.2.2 (Aquino-López et al., 2018). Blue rectangles represent ^{210}Pb activity (Bq kg $^{-1}$), blue shading are the modelled ^{210}Pb data, and ^{14}C dates are shown in light blue. The red line represents the mean model, grey dashed lines are the 95% confidence intervals, and grey shading are all the model iterations. The prior (green lines) and posterior (grey plots) distributions for each model are shown in the mini plots. As only two cores at HPC and one at SMC reached the supported ^{210}Pb activity, <i>acc.mean</i> and <i>s.mean</i> were modified based on mean values for other cores in the region. Age-depth models were retained when the models also agreed with the post-bomb ^{14}C dates for each core. For cores HPC_LEY and HPC_LNY, only ^{14}C dates were retained for the age-depth models, the ^{210}Pb activity profiles showing clear indications of important disturbance or mobility; the <i>Bacon</i> function of <i>rplum</i> was used..	99
Figure S.5. Detailed macrofossil results for Scotty Creek, Smith Creek and Havikpak Creek	109
Figure S.6. Changepoint analysis performed on MAAT (Mean annual air temperature, °C) for the winter of Scotty Creek (SCC), Smith Creek (SMC) and Havikpak Creek (HPC) from 1950 to 2017.....	110
Figure S.7. MTAP (Mean total annual precipitation, mm) for the winter and the summer at Scotty Creek (SCC) from 1950 to 2017.....	111

Figure S.8. MTAP (Mean total annual precipitation, mm) for the winter and the summer
at Smith Creek (SMC) from 1950 to 2017.....112

Figure S.9. MTAP (Mean total annual precipitation, mm) for the winter and the summer
at Havikpak Creek (HPC) from 1950 to 2017.....113

LISTE DES TABLEAUX

<p>Tableau 3.1. Taille (volume et poids) et résolution des sous-échantillons pour chaque analyse en laboratoire.</p>	<p>38</p>
<p>Table 4.1. General characteristics of the coring locations. From south to north: Scotty Creek (SCC), Smith Creek (SMC) and Havikpak Creek (HPC). Peatland type is defined according to the literature (e.g., Quinton <i>et al</i> 2019; Haynes <i>et al</i> 2018; Vardy <i>et al</i> 1998). The size refers to the specific studied peatland and the dominant vegetation is based on field observations. Mean annual air temperatures (MAAT, °C), mean total annual precipitation (MTAP, mm) and growing degree-days (GDD₀, > 0 °C) are based on the homogenized climate data from 1950 to 2017 (Vincent <i>et al</i> 2018; Hutchison <i>et al</i> 2019; McKenney <i>et al</i> 2011). See Supplementary Material Figure S.1 to S.3 for photographs of the sampling sites.....</p>	<p>47</p>
<p>Table 4.2. Peat Accumulation Rate (PAR, mm yr⁻¹) and Apparent Carbon Accumulation Rate (ACAR, gC m⁻² yr⁻¹) for 1950-1980 and 1980-2017 for each site and transect. Values of Max. basal age, Min. basal age and latest shift age with ‘*’ symbol were obtained from combined modelling of ¹⁴C and ²¹⁰Pb dating results. Shifts were identified using a >50 % dominance of <i>Sphagnum</i> in the vegetation assemblages (see section 2.3). Detailed ¹⁴C and ²¹⁰Pb chronologies results from all cores are in the Supplementary Material, Table S.2.</p>	<p>58</p>
<p>Table S.1. Peat Accumulation Rate (PAR, mm yr⁻¹) and Apparent Carbon Accumulation Rate (ACAR, g C m⁻² yr⁻¹) for 1950-2017 1950-1980 and 1980-2017 for each core, transect and site. Values with (!) were not included in the calculations as their basal ages are younger than 1950 CE. Values in grey represent the mean accumulation rate for each time series and “NA” are absent results. Basal modelled ages were obtained using the <i>Plum</i> model combining ¹⁴C and ²¹⁰Pb dating; the modelled ages of the shifts were based on the macrofossil assemblages.....</p>	<p>77</p>
<p>Table S.2. Detailed chronologies of radiocarbon dating results, from the AEL-AMS Laboratory, University of Ottawa. Ages are either in ¹⁴C years BP or F¹⁴C 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>i.e.</i>, 1950), cal BP is the calibrated date and cal AD for Anno Domini. Modelled dates and uncertainties are from <i>Plum</i> in CE (Common Era).....</p>	<p>78</p>

Table S.3. Peat Accumulation Rate (PAR, mm yr⁻¹) and Apparent Carbon Accumulation Rate (ACAR, g C m⁻² yr⁻¹) calculated for the permafrost period, transition period and post-thaw period according to the macrofossil analyses. Values with “NA” are absent results. All modelled ages were obtained from the *Plum* model combining ¹⁴C and ²¹⁰Pb dating (Aquino- López *et al* 2018).80

Table S.4. Carbon (%C), Nitrogen (%N) and C:N ratios for all studied sites81

Table S.5. ²¹⁰Pb activity (Bq/kg) and standard deviation (Bq/kg) of all three sites....85

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

ACAR	<i>Apparent carbon accumulation rate</i> (taux apparent d'accumulation du carbone)
alt.	Altitude
AMOC	<i>At Most One Change</i> (Au plus un changement)
AMS	<i>Accelerator mass spectrometry</i> (Spectrométrie de masse par accélérateur)
ANUSPLIN	<i>Australian National University SPLIN</i>
BP	<i>Before present</i> (Avant l'actuel – 1950)
CE	<i>Common era</i>
cal BP	<i>Calibrated year before present</i> (Années étalonnées avant l'actuel)
cal CE	<i>Calibrated year common era</i> (Année étalonnée de la période actuelle)
cpt.meanvar	Fonction changepoint pour détecter un changement dans la moyenne et la variance
E	<i>East</i> (Est)
ESCR	Centre pour l'Étude et la Simulation du Climat à l'Échelle Régionale
GEOTOP	Centre de recherche en géochimie et en géodynamique
GDD	<i>Growing degree day</i> (degré jour de croissance)
GSL	<i>Great Slave Lowlands</i> (Basses-Terres du Lac des Grands Esclaves)
HCL	Acide chlorhydrique
HPC	Havikpak Creek
ka	Millier d'année
KOH	Hydroxyde de potassium
L	Latérale (carotte latérale)
LIA	<i>Little Ice Age</i> (Petit Âge glaciaire)
LOI	<i>Loss on ignition</i> (Perte au feu)
MAAT	<i>Mean annual air temperature</i> (température moyenne annuelle de l'air)
MRBWC	<i>Mackenzie River Basin Wetland Complex</i> (Complexe tourbeux du bassin du Fleuve Mackenzie)
MST	<i>Mean summer temperature</i> (température moyenne en été)
MTAP	<i>Mean total annual precipitation</i> (moyenne annuelle des précipitations)
MWT	<i>Mean winter temperature</i> (température moyenne en hiver)
N	<i>North</i> (Nord)
NHZI	<i>Northern Hemisphere Zone 1</i> (Hémisphère nord zone 1)
NWT	Northwest Territories
PAG	Petit Âge Glaciaire
PAR	<i>Peat accumulation rate</i> (taux d'accumulation de la tourbe)
pH	Potentiel hydrogène
PP	<i>Peel Plateau</i> (Plateau de Peel)
S	<i>South</i> (Sud)
S.	<i>Sphagnum</i>

SCC	Scotty Creek
SMC	Smith Creek
sp.	Espèce
spp.	Sous-espèce
tfpwmk	<i>Trend-Free Prewhitened Mann-Kendall</i>
TNO	Territoires du Nord-Ouest
UQAM	Université du Québec à Montréal
W	<i>West</i> (Ouest)

LISTE DES SYMBOLES ET UNITÉS

α	Alpha
Bq	Becquerel
C	Carbone
C/N	Ratio carbone azote
^{14}C	Isotope 14 du carbone
$^{\circ}\text{C}$	Degré Celsius
cm	Centimètre
cm ²	Centimètre carré
cm ³	Centimètre cube
CO ₂	Dioxyde de carbone
g	gramme
Gt	Gigatonne
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
^{209}Po	Isotope 209 du polonium
^{210}Po	Isotope 210 du polonium
^{210}Pb	Isotope 210 du plomb
Pb	Plomb
T°	Température
μm	Micromètre
N	Azote
&	et
%	Pourcentage
~	Environ
>	Plus grand que

LISTE DES ESPÈCES VÉGÉTALES CITÉES

Alnus Mill.

Anastrophylum minutum (Schreb.) Schust

Andromeda glauca (P. Watson) Paxton

Andromeda polifolia Linnaeus

Aulacomnium palustre (Hedw.) Schwägr.

Aulacomnium turgidum (Wahlenb.) Schwägr.

Barbilophozia Loeske

Betula Linnaeus

Betula nana Linnaeus

Bryum Hedw.

Carex Linnaeus

Cenococcum geophilum E.M Fries

Chamaedaphne calyculata (Linnaeus) Moench

Dicranum Hedwig

Dicranum acutifolium (Lindberg & Arnell)

Eriophorum vaginatum Linnaeus

Kalmia angustifolia Linnaeus

Larix laricina (DuRoi) K. Koch

Mylia anomala (Hook.) Gray

Picea mariana (Miller) Britton, Sterns & Poggenburgh

Pinus Linnaeus

Pleurozium schreberi (Willd. Ex Brid.) Mitt.

Pohlia Hedw.

Polytrichum Hedw.

Rhododendron groenlandicum Linnaeus

Scheuchzeria palustris Linnaeus

Scorpidium (Schimp.) Limpr.

Sphagnum sect. *Acutifolia*

Sphagnum arcticum Flatberg & Frisvoll

Sphagnum capillifolium (Ehrhart) R. Hedwig

Sphagnum fuscum (Schimp.) H. Klinggräff

Sphagnum girgensohnii Russow

Sphagnum quinquefarium (Braithwaite) Warnstorff

Sphagnum rubellum Wilson

Sphagnum russowii Warnstorff

Sphagnum warnstorffii Russow

Sphagnum sect. *Cuspidata*

Sphagnum angustifolium (Russow) Jensen

Sphagnum balticum (Russow) Jensen

Sphagnum cuspidatum Hoffman

Sphagnum sect. Rigida

Sphagnum compactum Lamarck & de Candolle

Sphagnum sect. Sphagnum

Sphagnum centrale Arnell & C.E.O. Jensen

Sphagnum papillosum Lindberg

Sphagnum sect. Squarrosa

Tomentypnum nitens (Hedw.) Loeske

Vaccinium macrocarpon Aiton

Vaccinium myrtillus Linnaeus

Vaccinium oxycoccus Linnaeus

Vaccinium uliginosum Linnaeus

RÉSUMÉ

Le nord-ouest du Canada se réchauffe actuellement quatre fois plus rapidement que la moyenne mondiale, ce qui engendre d'importantes répercussions sur les écosystèmes des zones de pergélisol au Canada. Parmi ces écosystèmes, les tourbières à pergélisol constituent l'un des plus grands réservoirs de carbone. Pourtant, il n'y a toujours pas de consensus sur la direction et l'ampleur des changements dans le bilan carbone futur de ces écosystèmes. Dans cette étude, nous avons évalué les changements récents des tourbières induits par le dégel du pergélisol le long d'un transect de 1000 km dans la vallée de la rivière Mackenzie dans les Territoires du Nord-Ouest afin d'évaluer l'impact du réchauffement climatique sur la dynamique d'accumulation de la tourbe et du carbone. Avec la dégradation des plateaux tourbeux à pergélisol, les résultats montrent une accumulation récente de la tourbe depuis 1950 dans les zones de pergélisol sporadique et discontinu, en plus d'une expansion latérale de la tourbe dans la zone de pergélisol continu. Parmi les trois zones documentées, les résultats montrent que les taux d'accumulation de tourbe et du carbone les plus élevés se trouvent dans la zone de pergélisol continu avec des valeurs atteignant 4 mm/an et où la température annuelle moyenne de l'air a augmenté d'environ 4.2 °C depuis 1950. Cette étude souligne la nécessité d'un bilan net carbone des tourbières qui intègre à la fois les émissions de CO₂ et de CH₄ dues au dégel du pergélisol, mais aussi les valeurs d'absorption du CO₂ et d'accumulation de la tourbe favorisées par l'augmentation de l'activité photosynthétique due à l'allongement des saisons de croissance. La connaissance intégrée de ces processus dans les reliefs à pergélisol nécessite d'être mieux documentée afin de contribuer à l'évaluation de la réponse globale des tourbières de hautes latitudes aux changements climatiques.

Mots clés : tourbières, pergélisol, succession végétale, thermokarst, réchauffement climatique, accumulation de la tourbe et du carbone, vallée du Mackenzie, Territoires du Nord-Ouest

CHAPITRE I

INTRODUCTION

Les tourbières sont des milieux humides où l'accumulation de la matière organique est plus grande que la décomposition de celle-ci (Payette et Rochefort 2001). Elles jouent un rôle primordial dans le cycle du carbone à l'échelle planétaire, car elles agissent naturellement comme puits de carbone et source de méthane (Moore, 2001). En plus de leur rôle dans le cycle du carbone, les tourbières offrent d'importants services écosystémiques en tant que zones tampons face aux inondations, de filtration des eaux ainsi que de territoires où la biodiversité végétale et animale est élevée (Blackwell et Pilgrim 2011). L'accumulation d'une couche de 30 à 40 cm de matière organique non décomposée à la surface des tourbières est responsable de réserves de carbone pouvant atteindre 100 kg C m^{-2} (Moore, 2001). La végétation comprenant des mousses de sphaigne (*Sphagnum spp.*) capte le CO₂ provenant de l'atmosphère grâce à la photosynthèse, puis relâche en retour du CO₂ et du CH₄ vers l'atmosphère par les processus de respiration autotrophe et hétérotrophe (Moore, 2001). En plus des échanges gazeux entre les tourbières et l'atmosphère, l'accumulation de matière organique permet aux tourbières de constituer d'importantes archives paléoenvironnementales de l'évolution du climat (Charman, 2002).

A l'échelle de la planète, les stocks globaux de C sont estimés à 450 ± 150 gigatonnes (Gt) (Hugelius *et al.*, 2020) et près de la moitié de cette superficie est affectée par le pergélisol. Selon Hugelius *et al.* (2020), les tourbières à pergélisol contiendraient environ 185 ± 70 Gt C. Dans l'hémisphère nord du globe, d'importantes concentrations de tourbières sont trouvées en Sibérie et au Canada (Charman *et al.*, 2013). Le pergélisol occupe environ $18.782 \times 10^3 \text{ km}^2$ de la superficie circumpolaire du globe et 35 % de cette superficie se trouve en Amérique du Nord (Tarnocai *et al.*, 2009). L'étendue des tourbières à pergélisol de l'Amérique du Nord représente approximativement $1048 \times 10^3 \text{ km}^2$ (Tarnocai *et al.*, 2009) dont la plupart se trouvent au Canada. Les tourbières stockent environ 150 Gt C (Tarnocai *et al.*, 2011) et 80 % de ces réserves de C se trouvent dans les sols pergélisolés des territoires subarctique et arctique (Treat *et al.*, 2016).

Au Canada, les complexes tourbeux les plus importants se trouvent dans les basses terres de la Baie d'Hudson (Ontario et Québec) où ils couvrent approximativement 250 000 km² et représentent 6 % des réservoirs de carbone de l'ensemble des tourbières nordiques (Harris et al., 2018). Le deuxième complexe tourbeux le plus important se trouve dans la vallée du fleuve Mackenzie (Territoires du Nord-Ouest) et couvre une superficie de plus de 166 300 km² au nord du 60^e parallèle (Vitt et al., 1980). La particularité de ce complexe tourbeux est qu'il s'étend sur un gradient latitudinal de plus de 1125 km et comprend plusieurs types de milieux humides associés à plusieurs biomes et différentes conditions de pergélisol (Vitt et al., 1980). La distribution du pergélisol dans les TNO varie d'isolé ($\leq 10\%$ de la superficie) à continu ($>90\text{-}100\%$) en passant par sporadique (10-50 %) et discontinu ($>50\text{-}90\%$) (Brown 1963). Les formes de pergélisol les plus fréquentes sont représentées par les plateaux tourbeux, les palses et les plateaux tourbeux à polygones de gel (Wright et al., 2022). La présence de pergélisol est intrinsèquement liée à la distribution et la dynamique des tourbières. Selon le type de pergélisol, on trouvera du sud au nord de la vallée du Mackenzie des tourbières à thermokarst, des fens et des plateaux tourbeux dans les zones à pergélisol sporadique et discontinu et des tourbières et des plateaux tourbeux à polygones de gel dans la zone de pergélisol continu (Wright et al., 2022).

La dégradation du pergélisol riche en glace et typique des TNO a été observée et décrite depuis le début du XX^e siècle (Quinton et al., 2019), mais il n'y a toujours pas de consensus sur la direction et l'ampleur des changements dans les composantes du bilan de carbone des écosystèmes tourbeux touchés par la dégradation du pergélisol (Gallego-Sala et al., 2018).

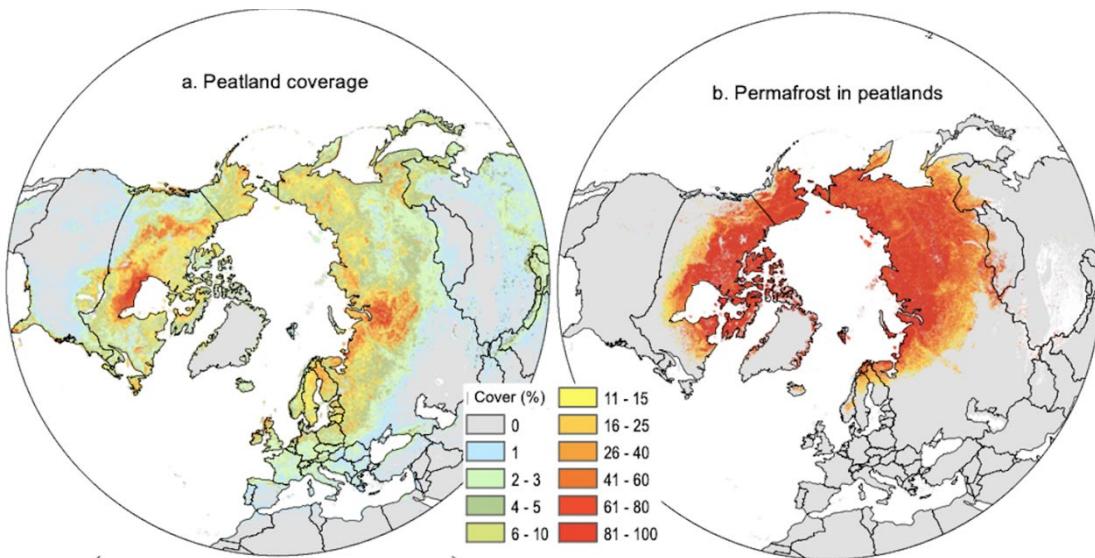


Figure 1.1. Distribution et concentration des tourbières de l'hémisphère nord en lien avec le pergélisol a) étendue des tourbières b) pergélisol dans les tourbières. Traduit de l'anglais et modifié de Hugelius et al. (2020).

Les causes principales du dégel du pergélisol dans les hautes latitudes sont les changements climatiques liés aux activités humaines (GIEC, 2019). Les températures annuelles moyennes de l'air au Canada ont augmenté de 1,7 °C depuis 1950, mais le réchauffement de surface dans le nord-ouest du Canada atteint 3 °C dans les latitudes arctiques et subarctiques (Bush et Lemmen, 2019). Le nord-ouest du Canada se réchauffe actuellement à un rythme jusqu'à quatre fois plus rapide que la moyenne mondiale (Rantanen et al., 2022). Ce phénomène appelé « amplification arctique » a été documenté par des observations empiriques sur le terrain et par l'élaboration de modèles climatiques (Rantanen et al., 2022). Depuis la dernière décennie, le réchauffement plus rapide et plus prononcé de l'Arctique peut être attribuable au réchauffement des océans causant la fonte de la glace de mer réduisant de ce fait l'effet d'albédo, mais également par le transport de chaleur dans les océans et le transport d'humidité atmosphérique par les continents (Rantanen et al., 2022). L'augmentation récente des températures de l'air accélère la dégradation du pergélisol, ce qui entraîne potentiellement la libération progressive de carbone dans l'atmosphère, précédemment gelé sous forme de dioxyde de carbone (CO₂) et de méthane (CH₄) (Schuur et al., 2015; Turetsky et al., 2020).

Le réchauffement climatique continu et le dégel associé du pergélisol ont transformé les paysages tourbeux fragmentés ainsi que les forêts du biome boréal des Territoires du Nord-Ouest en lacs thermokarstiques et zones humides (Wright et al., 2022; Quinton et al., 2019). Les changements dans ces écosystèmes ont augmenté la connectivité hydrologique du milieu, modifiant potentiellement la distribution du ruissellement et accélérant ainsi la décomposition anaérobique dans les zones humides et les tourbières (Wright et al., 2022 ; Haynes et al., 2018 ; Connon et al., 2015). Avec l'augmentation des températures de l'air, le dégel du pergélisol se produit à la fois verticalement (épaisseur de la couche active) et latéralement (expansion latérale), favorisant le développement de zones humides thermokarstiques et la dégradation de plateaux tourbeux pergélisolés environnants (McClymont et al., 2013; Pelletier et al., 2017; Pelletier 2016). En zones de pergélisol sporadique et discontinu, la dégradation sur les plateaux tourbeux boisés entraîne une subsidence des marges inondées et un retour à l'accumulation de la sphaigne sur les surfaces affaissées (Pelletier et al., 2017; Baltzer et al., 2014). En zone de pergélisol continu, le dégel du pergélisol se produit verticalement avec un épaissement de la profondeur de la couche active, mais sa dégradation n'a pas encore été pleinement documentée aux limites septentrionales maximales du territoire (Connon et al., 2018; Rey et al., 2020).

Les tourbières à thermokarst qui résultent du dégel du pergélisol modifient la structure et le fonctionnement des écosystèmes pergélisolés en modifiant l'hydrologie des bassins, la végétation, l'accumulation du carbone ainsi que les échanges gazeux (CO_2 et CH_4) (Camill 1999; Beilman 2001; Robinson et Moore 2000; Turetsky et al., 2002; Liblik et al., 1997).

Plusieurs études ont documenté l'impact du changement climatique sur les milieux humides des zones à pergélisol des TNO (Haynes et al., 2018; Quinton et al., 2009; Carpino et al., 2021; Helbig et al., 2017b; Baird et al., 2019; Loisel et al., 2014). Lorsque les plateaux tourbeux à pergélisol dégèlent, les changements sont enregistrés à travers la stratigraphie des carottes de tourbe. La végétation ligneuse et lichénique caractéristique de la surface des plateaux à pergélisol est associée à l'aggravation du pergélisol et à un ralentissement des taux d'accumulation de la tourbe pendant les épisodes climatiques froids (Piilo et al., 2019; Zhang et al., 2018). Lorsque le pergélisol se dégrade, la végétation ligneuse et lichénique est remplacée par la sphaigne qui profite des conditions de saturation en eau pour croître dans les endroits les moins bien drainés. Cette

succession de végétation depuis une dominance ligneuse vers de la sphaigne a été mentionnée et datée pour la première fois par Lamarre et al. (2012) au Nunavik. Plus récemment, Magnan et al. (2021) ont publié une synthèse de successions similaires à partir de la synthèse de 33 sites du Québec, mais ce type de données manquent ailleurs sur le territoire canadien. Ce changement de tourbe ligneuse à une tourbe dominée par les sphaignes augmente la séquestration du carbone (Estop-Aragonés et al., 2018; Larson et al., 2022).

D'autres études se sont concentrées sur les effets du dégel du pergélisol sur l'hydrologie de surface et de la couche active (Quinton et al., 2019; Connon et al. 2015; Devoie et al., 2019; McClymont et al., 2013, Pelletier et al., 2017), mais rares sont celles qui ont examiné les flux de carbone atmosphérique en marge des plateaux tourbeux en dégradation et encore moins l'étude de l'accumulation récente de tourbe (Larson et al., 2022; Sim et al., 2021; Heffernan et al., 2020; Loisel & Yu 2013; Turetsky et al., 2020). Camill (1999) a documenté la succession végétale dans les formes thermokarstiques au Manitoba, Canada où des taxons retrouvés typiquement sur les buttes de sphaignes (i.e. *Sphagnum fuscum*, *S. angustifolium*) succédaient à des espèces aquatiques. Loisel & Yu (2013) ont documenté l'expansion latérale récente sur plusieurs sites en Patagonie et démontré que la présence de sphaignes favorise la formation rapide de tourbe. De plus, dans leur étude portant sur la zone de pergélisol continu circumpolaire, Sim et al., (2021) mentionnent que les bryophytes telles que *Sphagnum fuscum* se sont avérées plus résistantes que les herbacées aux changements hydrologiques et pourraient exercer un contrôle important sur la dynamique du carbone suite à l'accumulation récente de tourbe induite par le dégel.

Des études récentes menées dans les tourbières de hautes latitudes en Europe suggèrent que l'accumulation de carbone peut augmenter à la suite d'un dégel brutal du pergélisol, car la surface susceptible d'absorber du carbone augmente avec l'expansion latérale de la tourbe et la paludification des marges forestières adjacentes (Mathijssen et al., 2017; Swindles et al., 2015). Au fur et à mesure que les tourbières à thermokarst se développent, la végétation ligneuse dominée par les conifères et les arbustes est sujette à une transition complète de sphaignes. Cette nouvelle dominance de sphaigne est notamment associée à des taux élevés de productivité végétale et d'accumulation de tourbe (Larson et al., 2022 ; Heffernan et al., 2020). Malgré ces quelques études, la dynamique de l'accumulation de tourbe suite au dégel du pergélisol n'est pas suffisamment

documentée dans le nord-ouest canadien. En utilisant une approche paléoécologique, le but de cette étude est de reconstruire et dater les changements récents induits par le dégel du pergélisol dans trois tourbières distribuées le long d'un gradient climatique et de pergélisol dans la vallée du fleuve Mackenzie afin d'évaluer l'impact du réchauffement climatique sur l'accumulation récente de tourbe.

Pour atteindre ce but, les objectifs spécifiques de l'étude sont de 1) échantillonner des carottes de tourbe réparties de part et d'autre d'un affaissement thermokarstique dans trois tourbières situées respectivement dans les zones de pergélisol sporadique, discontinu et continu, 2) reconstruire les assemblages de végétation ayant succédé au dégel du pergélisol dans chacune des carottes échantillonnées et 3) quantifier et dater l'accumulation récente de tourbe et du carbone depuis 1950 sur l'ensemble des 20 carottes échantillonnées.

CHAPITRE II

RÉGION D'ÉTUDE

2.1. La région des Territoires du Nord-Ouest

2.1.1. Localisation et contexte géomorphologique

Les Territoires du Nord-Ouest (TNO) constituent un des 13 territoires et provinces du Canada. D'une superficie totale de 1 144 00 km², les TNO se situent entre le 60^e et le 78^e parallèle nord et entre le Nunavut à l'est et le Yukon à l'ouest. Les frontières sud des TNO sont partagées par les provinces de la Colombie-Britannique, de l'Alberta et de la Saskatchewan. Le fleuve Mackenzie traverse les TNO où il prend sa source dans le Grand Lac des Esclaves. D'une longueur approximative de 1 1738 km, le fleuve Mackenzie s'écoule du sud au nord et se jette depuis la mer de Beaufort, dans l'océan Arctique, via un impressionnant delta marécageux.

Les Territoires du Nord-Ouest chevauchent cinq grandes provinces géologiques : les montagnes Innuitiennes, les montagnes de la Cordillère, la Plateforme Arctique, le Bouclier canadien et la Plateforme de l'Intérieur (Bostock, 1970). La province géologique de la Plateforme de l'intérieur se subdivise en deux entités physiographiques : les « Great Slave Lowlands » (GSL) qui constituent la majeure partie du sud du territoire et le « Peel Plateau » (PP) qui couvre la région du nord (Wolfe et al., 2014).

Le maximum glaciaire du territoire a culminé vers 25 ka BP et a duré jusqu'à 16 ka BP (Lemmen et al., 1994). La région du Mackenzie était recouverte d'une part par l'Inlandsis de la Cordillère à l'ouest et l'Inlandsis Laurentidien à l'est (Lemmen et al., 1994). La dynamique de glaciation et de déglaciation de ces deux inlandsis a largement contribué à l'héritage

géomorphologique des TNO et rend cette région unique au Canada en termes de formes et processus glaciaires.

La déglaciation s'est produite en deux temps. Le retrait glaciaire de la « Lower Mackenzie Valley » s'est produit entre 13 ka BP et 11.5 ka BP tandis que le reste de la région s'est déglaçée rapidement à partir de 11 ka BP (Lemmen et al., 1994) favorisant le drainage du lac glaciaire McConnell par la voie du fleuve Mackenzie actuel. Les dépôts meubles des « Great Slave Lowlands » recouvrent des plaines colonisées par des forêts et des tourbières mises en place sur des sédiments glaciolacustres et lacustres mal drainés répartis sur des plateaux de roches granitiques de faible élévation (Kokelj et al. 2013). Sur le territoire du « Peel Plateau », les dépôts meubles sont constitués majoritairement de tills riches en glace et de dépôts fluvio-glaciaires et glaciolacustres pouvant dépasser 50 m d'épaisseur (Mackay, 1972).

Le retrait des marges glaciaires de la région a laissé place à des basses terres dominées par un pergélisol riche en glace. La Plateforme de l'intérieur représente environ 320 000 km² de terrain pergélisolé mis en place au cours de la seconde moitié de l'Holocène (Kokelj et Wolfe, 2018). Au sud, dans les « Great Slave Lowlands », le pergélisol s'est formé vers 4000-3000 BP et varie de sporadique à discontinu (Gruber, 2012; Zoltai et Tarnocai, 1975; Zoltai, 1993; Zoltai et Tarnocai, 1975; Zoltai, 1993). Au nord, sur le « Peel Plateau », le pergélisol continu s'est développé vers 6000-5000 BP (Zoltai, 1995; Vardy et al., 1998). Il peut atteindre des profondeurs jusqu'à 125 m (Mackay, 1967) et se caractérise par un pergélisol riche en glace. À l'échelle régionale, le pergélisol sporadique s'étend de la frontière sud des TNO jusqu'à Fort Simpson, le pergélisol discontinu de Fort Simpson à Norman Wells et le pergélisol continu à partir de Norman Wells jusqu'à Tuktoyaktuk à l'embouchure la mer de Beaufort (Smith et al., 2009). Ces conditions de pergélisol ont servi de base pour le choix des trois tourbières à l'étude à l'intérieur d'un gradient latitudinal (Figure 2.1).

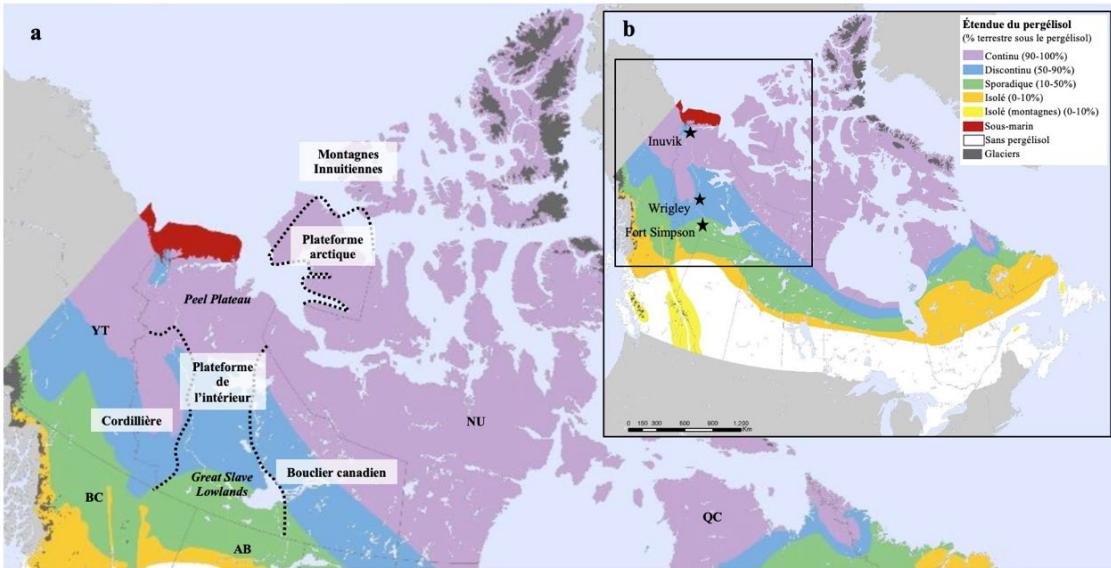


Figure 2.1. Unités physiographiques des Territoires du Nord-Ouest basées sur la distribution spatiale du pergélisol (a) les provinces géologiques des TNO (b) distribution du pergélisol et localisation des sites d'étude. Adapté de Kokelj & Wolfe, 2018.

2.1.2. Contexte climatique et biophysique

La Plateforme de l'intérieur des TNO est caractérisée par un climat continental avec des hivers longs et froids, des étés courts et frais et fait partie du domaine bioclimatique de la taïga (Environnement Canada, 1995). La région la plus au sud de l'étude (Fort Simpson) enregistre une température moyenne annuelle de -3°C, une moyenne annuelle des précipitations totales de 362 mm et une moyenne de 1981 degrés-jours de croissance ($>0^{\circ}\text{C}$). Environ 41% des précipitations tombent sous forme de neige. Les températures et précipitations moyennes enregistrées lors des mois d'été (juin à septembre) sont respectivement de 13°C et 140 mm. En hiver, pour les mois de décembre à mars, les températures moyennes atteignent -21°C et le total des précipitations moyennes atteignent 58 mm (Figure 2.2).

Légèrement plus au nord, la région de Wrigley enregistre une température moyenne annuelle de -4°C, une moyenne totale des précipitations de 305 mm et un nombre de degrés-jours de croissance ($>0^{\circ}\text{C}$) de 1904. Comme à Fort Simpson, 41% des précipitations tombent sous forme de neige. Les températures moyennes estivales (juin à septembre) sont de 13°C tandis que la

moyenne des précipitations pour les mêmes mois totalise 125 mm. Entre décembre et mars, la région de Wrigley enregistre des températures moyennes de -23°C et une moyenne des précipitations de 47 mm (Figure 2.2).

Dans les régions de Fort Simpson et Wrigley, le paysage est caractérisé par de nombreux plans d'eau et un relief plat mal drainé appartenant au domaine de la forêt boréale fermée (Environnement Canada, 1995; Slaymaker, 2017). Le territoire présente une mosaïque d'affleurements rocheux dominés par l'épinette noire (*Picea mariana* [Mill.] B.S.P) et le pin gris (*Pinus banksiana* Lambert), de forêts mixtes d'épinette noire et de bouleaux à papier (*Betula papyrifera* Marshall), parsemés de fens et de bogs (Vardy et al., 1998) . S'inscrivant dans la zone de pergélisol sporadique (Fort Simpson) et discontinu (Wrigley), les deux régions présentent un paysage dominé par des complexes tourbeux minérotropiques riches en chenaux, des tourbières thermokarstiques, des petits lacs et des plateaux à pergélisol en voie de dégradation pour la plupart (Pelletier et al., 2017).

La région d'Inuvik constitue la limite nord du gradient latitudinal. Située dans la zone de pergélisol continu, cette région est caractérisée par des formes et processus périglaciaires comme les pingos et de larges plateaux à pergélisol dominés par des forêts ouvertes d'épinettes noires accompagnées de bouleau à papier (*Betula papyrifera*) (Environnement Canada, 1995). Sur les grands plateaux pergélisolés, on observe généralement une toundra arbustive dominée par *Betula* spp., *Alnus* spp., et *Salix* spp. en transition vers la toundra herbacée (Vardy et al, 1998).

Inuvik enregistre des températures moyennes annuelles de -8°C avec une moyenne totale de précipitations annuelles de 305 mm et 1304 degrés-jours de croissance (>0°C). Les précipitations sous forme solide représentent 50% de la moyenne des précipitations totales annuelles. La température moyenne estivale (juin à septembre) est de 10°C et la moyenne des précipitations de 105 mm. Pour les mois d'hiver (décembre à mars), les températures moyennes atteignent -26°C avec une moyenne de précipitations neigeuses de 44 mm (Figure 2.2).

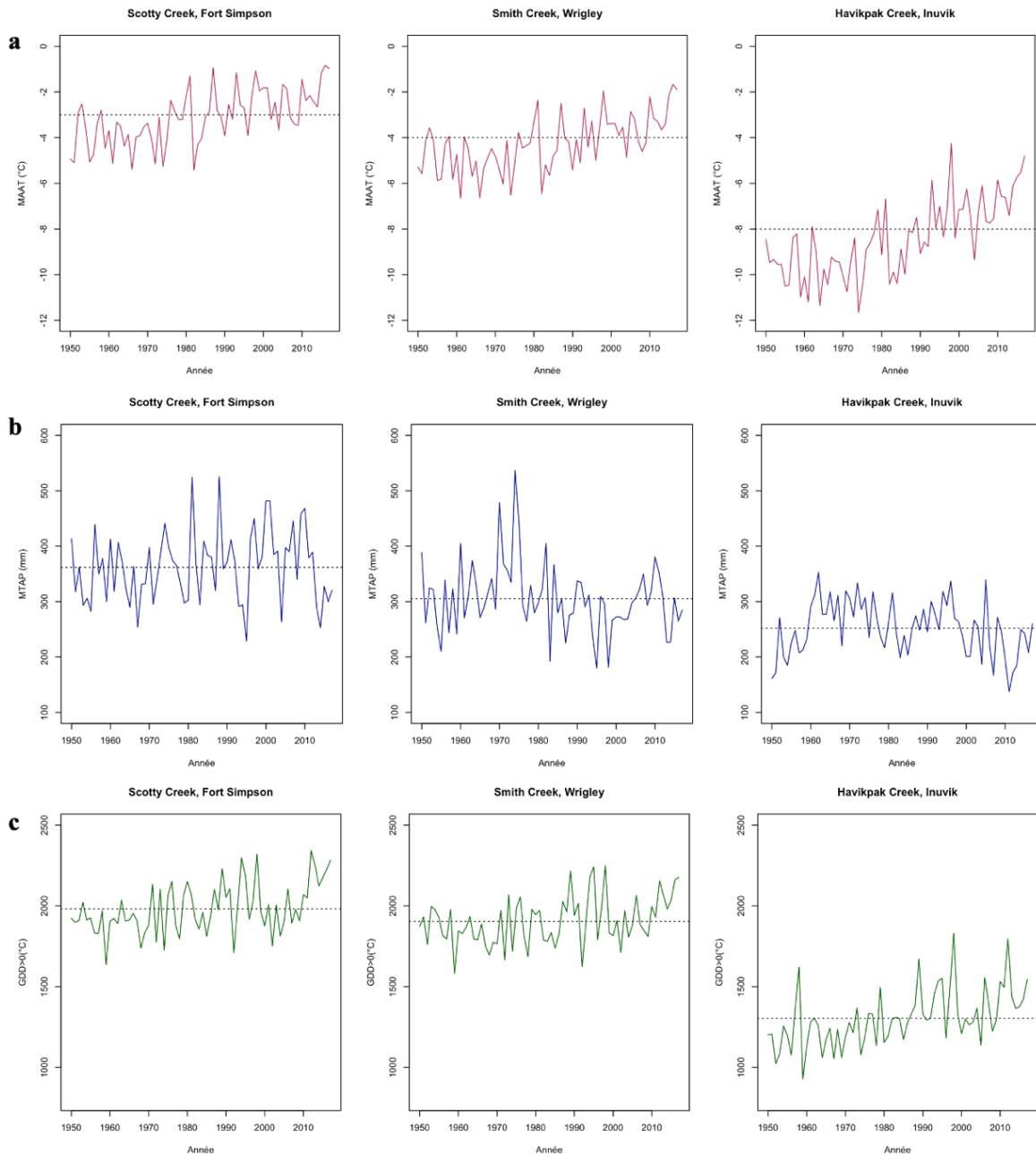


Figure 2.2. Tendances climatiques de 1950 à 2017 tirées de Vincent et al (2018). De gauche à droite : Scotty Creek, Fort Simpson (61°N), Smith Creek, Wrigley (63°N) et Havikpak Creek, Inuvik (68°N). De haut en bas : (a) Températures moyennes annuelles de l'air (MMAT) $^{\circ}\text{C}$, (b) Moyenne des précipitations totales annuelles (MTAP) mm (c) Degrés-jours de croissance au-dessus de zéro (GDD₀) $>0^{\circ}\text{C}$.

Le territoire de la vallée du Mackenzie « Mackenzie River Basin Wetland Complex » (MRBWC) englobe le 2^e complexe tourbeux le plus grand du Canada après celui des basses terres

de la baie d’Hudson. Dans l’ensemble, la profondeur moyenne de la tourbe est de 2.5 m et le stock de carbone est estimé à 13-18 Gt (Vitt et al., 1980). Le MRBWC couvre une superficie de 166 300 km² (+/- 10 2000 km²) de milieux humides répartis sur un gradient latitudinal de 1125 km de longueur (Vitt et al., 1980) et qui correspond au gradient retenu pour la présente étude.

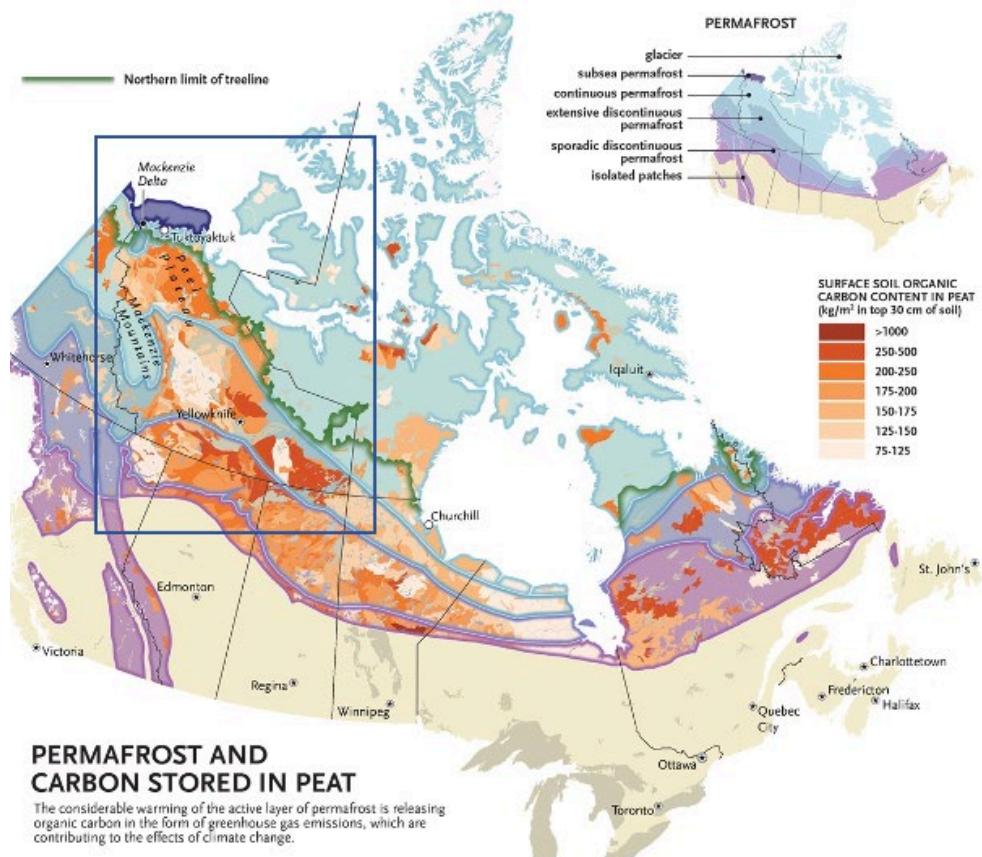


Figure 2.3. Contenu en carbone dans les sols tourbeux au Canada suivant la distribution du type de pergélisol et de la limite nordique des forêts (Brackley, 2019). Le rectangle illustre la région d’étude qui s’inscrit dans le « Mackenzie River Bassin Wetland Complex » (MRBWC).

2.1.3. Tourbières à l’étude

2.1.3.1. Scotty Creek, Fort Simpson

La tourbière de Scotty Creek (61°18.425 N, 121°18.248 W; alt. 282 m) se situe à environ 62 km au sud de la ville de Fort Simpson entre la rivière Liard à l’ouest et le fleuve Mackenzie à l’est. Elle s’inscrit dans la zone de pergélisol sporadique où le paysage est dominé par des

complexes tourbeux minérotrophes riches en chenaux, des tourbières thermokarstiques et des petits lacs, le tout entouré de plateaux à pergélisol en dégradation (Pelletier et al., 2017). D'une superficie de 0.11 km², la tourbière étudiée est ombrórophe, uniforme et ouverte et elle est délimitée par des marges inondées faisant la transition avec des plateaux à pergélisol résiduels à son pourtour. Les platières de la tourbière de Scotty Creek sont majoritairement dominées par *Sphagnum fuscum* tandis que les buttes se composent d'une mosaïque de *Sphagnum fuscum*, *Sphagnum rubellum* et *Leiomylia anomala*. De petits spécimens (>1m de hauteur) de *Picea mariana* et de *Larix laricina* ont été identifiés sur les buttes au centre de la tourbière. Les marges inondées sont quant à elles colonisées par les sphaignes de la section Cuspidata. En périphérie, sur les plateaux à pergélisol, on trouve des individus de *Picea mariana*, de *Larix laricina* et de *Rhododendron groenlandicum* entre les buttes de sphaigne sporadiques et parsemées de *Cladonia spp.* Les buttes de sphaignes de ces plateaux se composent à la fois de *Sphagnum fuscum*, *S. capillifolium* et de *Polytrichum spp.*

2.1.3.2. Smith Creek, Wrigley

La tourbière de Smith Creek (63°09.941 N, 123°18.951 W; alt. 218 m) se situe à une douzaine de kilomètres au sud-est de Wrigley entre le fleuve Mackenzie à l'ouest et les Monts Franklins à l'est. Elle s'inscrit dans un paysage régional à pergélisol discontinu caractérisé par des tourbières thermokarstiques ceinturées par des plateaux à pergélisol. La tourbière est ombrórophe, uniforme et ouverte avec une superficie de 0.22 km². En son centre, on retrouve des mares thermokarstiques de superficies moyennes dominées par les cypéracées (*Carex spp.*). La végétation sur les buttes et les platières est dominée par *Sphagnum fuscum*, *Sphagnum rubellum* et *Leiomylia anomala* ainsi que plusieurs individus de *Picea mariana* (>2m) et *Larix laricina* (>1m). Les marges inondées de la tourbière associées à la dégradation du pergélisol sont occupées par de nombreux épinettes noires mortes, des cypéracées et des sphaignes appartenant à la section Cuspidata. En périphérie de la tourbière se trouvent des plateaux à pergélisol colonisés par *Picea mariana*, *Larix laricina* et des éricacées comme le *Rhododendron spp.* et le *Vaccinium spp.*. Comme à Scotty Creek, les buttes sous le couvert forestier sont dominées par *Sphagnum fuscum* et *S. capillifolium* dont plusieurs sont surmontées de lichens *Cladonia spp.*

2.1.3.3. Havikpak Creek, Inuvik

La tourbière de Havikpak Creek (68°19.195 N, 133°32.239 W; alt. 106 m) se situe à environ 10 km au sud-est de la ville d’Inuvik et elle s’inscrit à la limite sud de la zone de pergélisol continu. D’une superficie de 1.53 km², la tourbière de Havikpak Creek est ombrótrope, modérément ouverte où les buttes et les platières sont majoritairement dominées par *Picea mariana* et *Cladonia* spp. accompagnées de *Sphagnum fuscum*, *S. angustifolium* et *S. rubellum*. La tourbière est ceinturée par une frange forestière dense d’épinettes noires et de sphaignes dont *Sphagnum fuscum*, *S. balticum* et des hépatiques dominées par *Leiomylia anomala* *Barbilophozia* spp. et *Anastrophyllum minutum*. La limite sud de la tourbière est marquée par un dénivélé abrupt de plusieurs mètres tandis que l’extrémité est présente une pente douce qui se draine vers un exutoire.

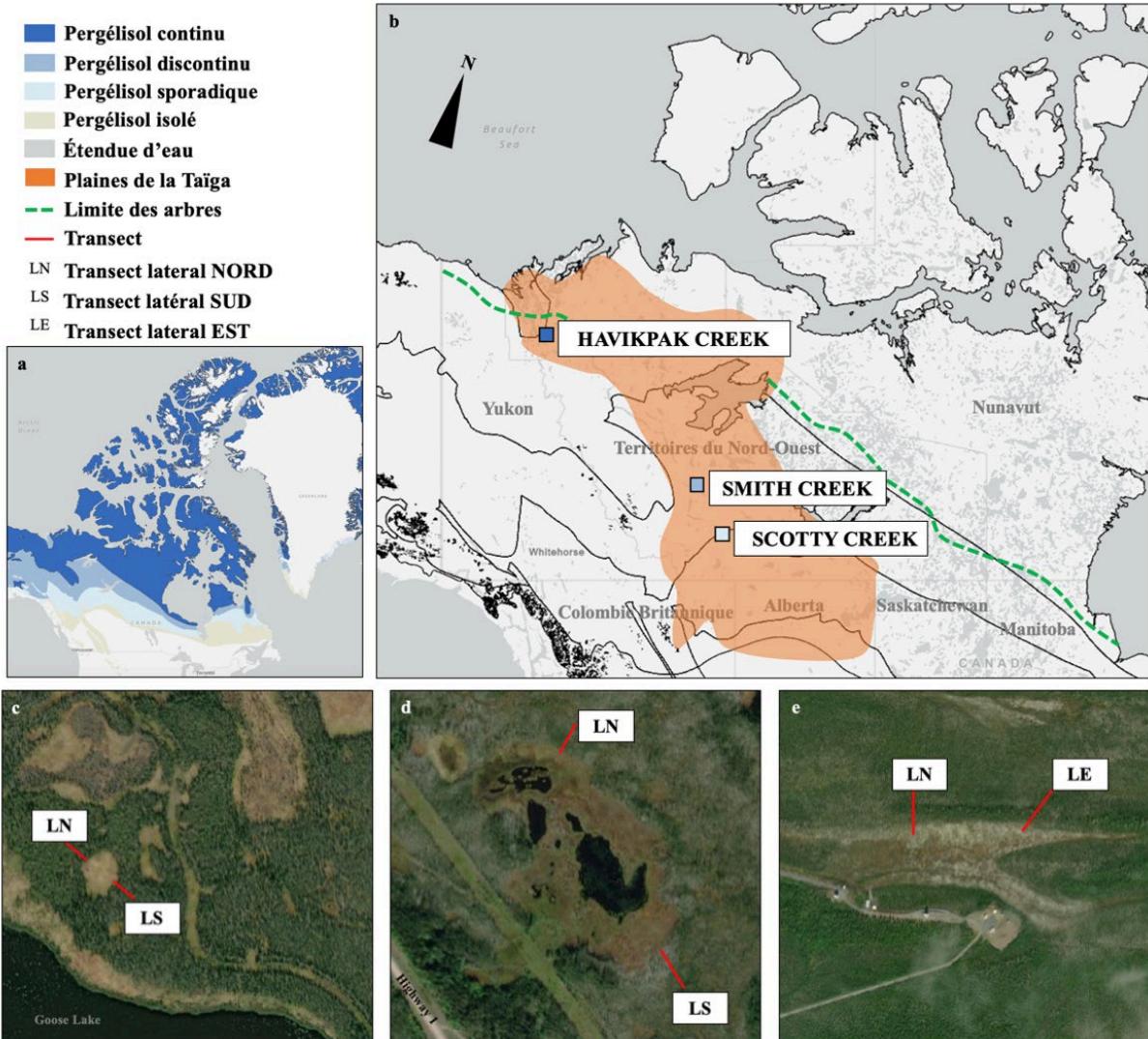


Figure 2.4. Localisation des trois sites d'étude suivant le gradient de conditions de pergélisol dans les Territoires du Nord-Ouest a) distribution des conditions de pergélisol b) les trois tourbières du sud au nord; Scotty Creek, Smith Creek et Havikpak Creek c) localisation des 2 transects de la tourbière de Scotty Creek d) localisation des 2 transects de la tourbière de Smith Creek et e) localisation des 2 transects de la tourbière de Havikpak Creek.

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE

3.1. Sélection des sites d'étude

Les trois tourbières ont été sélectionnées en fonction de la zonation sud-nord des conditions de pergélisol (sporadique, discontinu et continu) dans la vallée du fleuve Mackenzie.

3.1.1. Représentativité du paysage

Un examen d'images satellites sur Google Earth (Google Inc., 2013) a été préalablement effectué avant d'entreprendre les campagnes de terrain. Cinq tourbières ont été présélectionnées selon chaque condition de pergélisol. Une fois sur le terrain, chacune des cinq tourbières a été visitée avant de confirmer le choix final des trois sites à l'étude. Le choix s'est arrêté sur la tourbière qui représentait le mieux la dynamique régionale des milieux humides (tourbière thermokarstique en expansion due au dégel des marges de la tourbière), la zone de pergélisol (sporadique, discontinu et continu), le régime trophique (ombrotrophe), la taille de l'écosystème ainsi que l'accessibilité (≤ 2 km d'une route).

3.2. Techniques d'échantillonnage sur le terrain

Pour les trois sites d'étude, une observation générale du milieu a d'abord été effectuée : description de l'état des conditions de pergélisol, de la topographie ainsi que de la végétation. Pour mesurer l'accumulation récente, quatre transects ont été érigés dans chaque tourbière selon l'orientation des points cardinaux (nord, sud, est et ouest). Sur chacun de ces transects, la profondeur de la couche active a été mesurée à l'aide d'une sonde Oakfield et cinq carottes de

tourbe ont été récoltées sur les regroupements de sphaigne à des intervalles variant de 1 à 2 m (Figure 3.1). La hauteur de la nappe phréatique ainsi que le pH ont aussi été mesurés. L'échantillonnage de la tourbe a été effectué à l'aide de boîtes de métal de 30 x 12 x 6 cm et de 50 x 12 x 6 cm selon l'épaisseur du dépôt tourbeux. Une description détaillée de la stratigraphie ainsi que des photos ont été prises pour chaque carotte. L'ensemble des échantillons a été conservé dans des glacières et transporté par camion des TNO jusqu'au laboratoire de paléoécologie continentale du Geotop de l'UQAM où ils ont par la suite été réfrigérés à 4 °C jusqu'à leur analyse. Au total, 60 carottes latérales de 19 à 38 cm de profondeur ont été récoltées au cours de l'été 2019 dans les Territoires du Nord-Ouest.

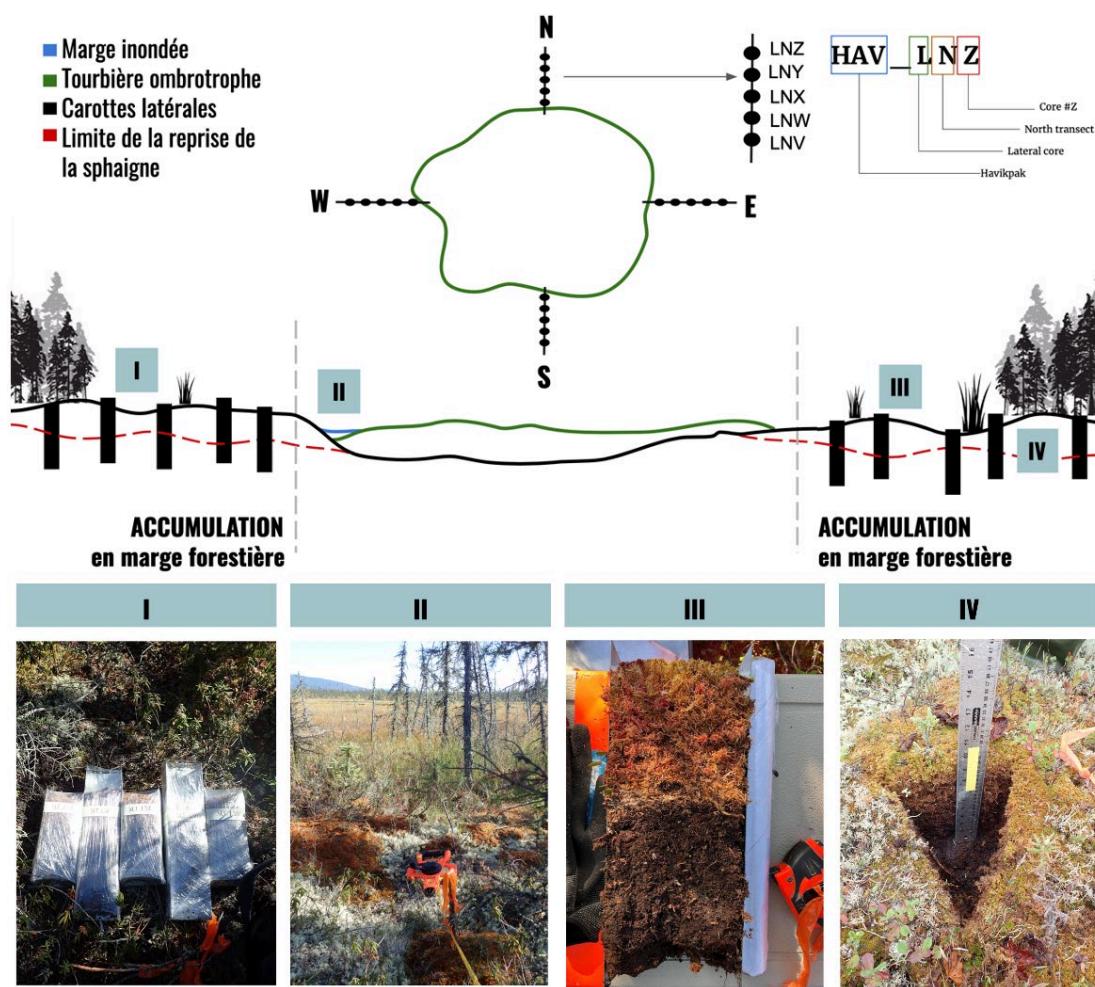


Figure 3.1. Protocole d'échantillonnage sur le terrain et nomenclature des échantillons. (I) Carottes emballées dans leur boîte de métal (II) Position du transect en marge de la tourbière (III) Stratigraphie de la tourbe (IV) Exemple de site d'échantillonnage des carottes latérales.

3.3. Analyses et traitements en laboratoire

Les analyses ont été effectuées au laboratoire de paléoécologie continentale du centre de recherche Geotop à l'Université du Québec à Montréal. Par souci de temps et dû au contexte pandémique, seulement 2 transects sur 4 ont finalement été retenus pour les analyses en laboratoire. Les transects nord et sud ont été choisis pour Scotty Creek (SCC) et Smith Creek (SMC) et les transects nord et est ont été choisis pour Havikpak Creek (HPC). Au total, les analyses en laboratoire ont été effectuées sur 20 carottes réparties parmi les trois sites : 7 carottes à Scotty Creek, 6 carottes à Smith Creek et 7 carottes à Havikpak Creek. Le choix des carottes à analyser a été guidé par la stratigraphie à savoir la présence d'un horizon ligneux surmonté par un horizon de sphaigne (Figure 3.1) ou par uniquement de la sphaigne fraîche. Chaque carotte de tourbe a été découpée par tranche de 1 cm d'épaisseur, disposée dans des sacs individuels identifiés et conservés au réfrigérateur jusqu'à leur analyse.

3.3.1. *Perte au feu*

L'analyse de la perte au feu a été réalisée suivant le protocole modifié de Chambers et al., (2011). Pour les 20 carottes, 3 cm³ de tourbe fraîche ont été sous-échantillonnés à chaque centimètre à l'aide d'un emporte-pièce et sur toute la longueur des profils de tourbe. Les échantillons ont d'abord été pesés et séchés à 105 °C dans une étuve pendant 12 heures. La différence entre le poids frais et le poids sec a permis d'obtenir la densité sèche de la tourbe. Puis, ces mêmes échantillons ont été placés dans un four à 550°C pendant 3h30 et pesés à nouveau. La différence entre le poids sec de l'échantillon et le poids résiduel du matériel brûlé a permis d'estimer le contenu en matière organique. La valeur du contenu en carbone de chaque échantillon a été calculée en multipliant la valeur de la matière organique par 0.5 (Turunen et al., 2002). Les courbes de densité sèche ont été ajoutées aux graphiques des macrorestes végétaux.

3.3.2. *Macrorestes végétaux*

L'analyse des macrorestes végétaux a été réalisée suivant le protocole de Mauquoy et al., (2010). Elle a été effectuée à intervalle de 4 cm sur l'ensemble des 20 carottes, puis elle a été

resserrée à intervalle de 2 cm afin de préciser les assemblages végétaux. Lorsqu'un changement important dans la stratigraphie était observé, certains niveaux ont même été analysés à intervalle de 1 cm. Pour chaque échantillon, 4 cm³ de matériel a été sous-échantillonné à l'aide d'un emporte-pièce puis déposé dans un bêcher de 150 ml avec une solution de KOH (hydroxyde de potassium) dilué à 5%. Le matériel a été chauffé pendant 5 à 10 minutes, filtré avec un tamis de 125 microns et rincé avec de l'eau distillée (Mauquoy et al., 2010). Chaque échantillon a été conservé dans des sacs en plastique et réfrigéré jusqu'à l'analyse à l'aide un stéréoscope Leica MS5 à grossissement de 10 à 40 x.

Au cours de l'analyse, le degré de décomposition de la tourbe a été déterminé qualitativement sur une échelle de 1 à 5, 1 étant aucunement décomposé et 5 étant très fortement décomposé. Puis l'estimation en pourcentage (%) des différentes catégories de végétation (sphaignes, mousses, hépatiques, herbacées et fragments ligneux) a été réalisée. Les aiguilles, graines, opercules de sphaigne, feuilles d'éricacées, sclérotes de Cenococcum et les charbons ≥ 2 mm ont quant à eux été dénombrés. L'identification des principaux macrorestes a été réalisée à partir des ouvrages de Lévesque et al., (1998), Mauquoy et van Geel (2007) ainsi qu'à l'aide de la collection de référence du laboratoire de paléoécologie continentale (Garneau, 1995). La nomenclature utilisée pour les plantes vasculaires a été celle de Marie-Victorin (2005). L'identification des bryophytes a été réalisée grâce à Faubert (2012, 2013, 2014). Lorsque possible, les sphaignes et les mousses ont été identifiées à l'espèce à partir de l'observation aléatoire de 50 feuilles raméales. Au final, les analyses de macrorestes végétaux ont été synthétisées dans des diagrammes confectionnés à l'aide du logiciel C2 version 1.7.7 (Juggins, 2007).

3.3.2.1. Facteurs de différenciation des périodes de transition

Afin de mieux comprendre la dynamique de la succession végétale dans les carottes des tourbières à l'étude, trois unités stratigraphiques importantes ont été identifiées à partir de l'analyse des macrorestes végétaux. La première unité correspond à la section basale des carottes où le matériel végétal dominant était composé de plus de 80% de débris ligneux et moins de 1-5% de sphaignes. Les horizons au-dessus de cette dernière représentent une période de transition avec un

retour à des assemblages de sphaignes. Cette unité a été définie lorsque la sphaigne atteignait entre 50 et 80% du volume de l'échantillon. Finalement, lorsque la sphaigne représentait > 80% de l'échantillon, l'unité a été associée à un changement d'état de l'écosystème correspondant à un retour à des conditions d'ombrotrophie.

3.3.3. Analyse du ratio C/N

L'analyse du ratio C/N permet de quantifier l'état de décomposition de la tourbe de façon plus précise qu'avec la méthode de perte au feu (Kuhry et Vitt, 1996). De plus, lorsque combiné à d'autres paléoindicateurs, le ratio C/N peut être utilisé comme un témoin de la présence de pergélisol dans la tourbe (Sannel et Kuhry, 2008; Treat et al., 2016) En effet, avec la présence de pergélisol, les conditions de drainage s'assèchent, la matière organique se décompose et le couvert végétal est dominé par des espèces ligneuses qui ne s'accumulent que très peu. Un sous-échantillonnage de 0.5 cm³ de matériel à une résolution de 2 cm a été effectué sur toutes les carottes. Après avoir été séchés et broyés à l'aide d'une tige de verre, les échantillons ont été analysés à l'aide d'un analyseur élémentaire Carlo Erba NC 2500 au laboratoire de géochimie des isotopes stables légers du Geotop. Les valeurs de concentration de carbone et d'azote sont exprimées en pourcentage et la courbe des résultats a été ajoutée aux diagrammes des macrorestes végétaux (Kuhry et Vitt, 1996)

3.3.4. Chronologies

3.3.4.1. Datation au radiocarbone (¹⁴C)

Un total de 52 échantillons a été soumis au laboratoire SMA A.E. Lalonde de l'Université d'Ottawa et analysé selon la méthode de spectrométrie de masse par accélérateur. La plupart des bases des différentes carottes ont été datées ainsi que tous les niveaux où un changement stratigraphique était observé. Les tiges de sphaignes ont été priorisées pour la datation au radiocarbone (Nilsson et al., 2001). Lorsque le choix ne le permettait pas, des tiges de mousses, des graines, des aiguilles et des fragments de charbons ont été utilisés alors que pour certains échantillons basaux très décomposés, un volume en vrac de 1 cm³ de matériel a été prélevé. Les

résultats ont été obtenus et corrigés selon la courbe de calibration IntCal20 (Reimer et al., 2020). Lorsqu'un âge moderne était obtenu (>1950), les résultats ont été corrigés à partir de la courbe post-bomb de la zone 1 de l'hémisphère NORD (NHZ1) (Hua et al., 2013). Tous les âges sont exprimés en âge calibré de la période actuelle CE (common era).

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

La datation radiogénique au plomb-210 (^{210}Pb) a été utilisée comme méthode de datation complémentaire afin de préciser les chronologies récentes (Turetsky et al., 2004). La majorité des résultats au ^{14}C étant des dates modernes calibrées, celles-ci ont été soumises à la datation au plomb-210 afin de confirmer les âges récents. L'analyse a été effectuée à une résolution de 2 cm jusqu'à la limite du plomb non-supporté (i.e., *ca.* 1850). Le matériel organique frais a été séché pendant 12 h à 40 °C puis broyé avec une tige de verre pour obtenir environ 0.4 g de matériel sec. Un traceur chimique de polonium-209 (^{209}Po) a été ajouté en quantité contrôlée (Turetsky et al., 2004). Les activités du ^{210}Po et du ^{209}Po ont été mesurées à l'aide d'un spectromètre alpha EGG-Ortec Type 576A™ au laboratoire de radiochimie isotopique du Geotop. Le ratio obtenu a été utilisé pour calculer l'activité du ^{210}Pb selon la densité de l'échantillon et en fonction de la profondeur de la tourbe (Turetsky et al., 2004).

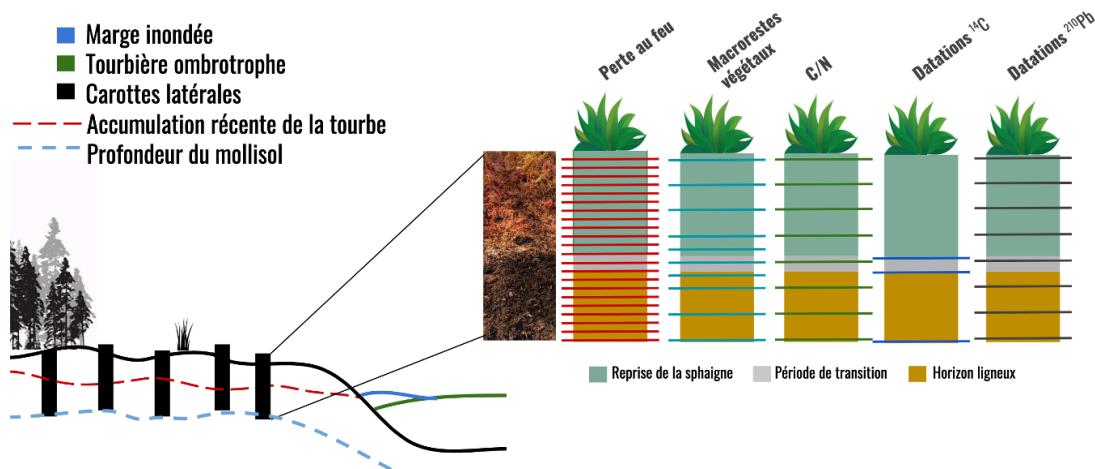


Figure 3.2. Illustration des approches et intervalles retenus pour les différents types d'échantillonnage sur le terrain et des analyses en laboratoire.

Tableau 3.1. Taille (volume et poids) et résolution des sous-échantillons pour chaque analyse en laboratoire.

Analyse	Taille du sous-échantillon	Résolution
Perte au feu	3 cm ³	1 cm
Macrorestes végétaux	4 cm ³	1 à 2 cm
Ratio C/N (%C, %N)	1.5 à 2.5 mg (poids sec)	2 cm
Datation radiocarbone (¹⁴ C)	5 à 10 mg (poids sec)	2 à 3 dates / carotte
Datation radiogénique (²¹⁰ Pb)	<0.5 g	1 à 2 cm

3.3.5. Modèles d'âge-profondeur

Afin de reconstruire les taux d'accumulation de chaque carotte, des modèles incluant les datations au radiocarbone (¹⁴C) ainsi que les datations radiogéniques (²¹⁰Pb) ont été réalisés selon le modèle bayésien *Plum* (Aquino-Lopez et al., 2018) dans le logiciel R version 3.6.3 (R Core Team, 2019). Les modèles ont été réalisés sur chaque carotte en utilisant toutes les dates obtenues pour un total de 20 modèles d'âge-profondeur. Les dates ont par la suite été calibrées à l'aide du package *Plum* en utilisant la courbe de calibration IntCal20 (Reimer et al., 2020). L'âge de la surface a été fixé à -69 cal BP qui correspond à l'année d'échantillonnage 2019.

3.3.6. Taux d'accumulation de la tourbe

Les taux récents apparents d'accumulation du carbone (ACAR : Apparent Carbon Accumulation Rate; g C m⁻² a⁻¹, Frolking et al., 2014) ont été calculées pour l'ensemble des carottes de tourbe. Les ACAR ont d'abord été calculés pour la période climatique temporelle de 1950-2017 CE puis subdivisées en sous périodes d'environ 30 ans : 1950-1980 CE et 1980-2017 CE afin de correspondre aux séries météorologiques. Les dates utilisées ont été celles produites par les modèles d'âge-profondeur. Les valeurs des taux d'accumulation ont été rapportées sur une surface de 1m² puis calculées en fonction du temps. Ces taux d'accumulation ont été réalisés afin de quantifier et de comparer les valeurs au cours des mêmes périodes récentes et en considérant que la décomposition de la tourbe est incomplète. Ils ne peuvent donc pas être comparés à des échelles de temps plus anciennes (i.e., période holocène) (Young et al., 2019). Les taux

d'accumulation de la tourbe (PAR : peat accumulation rate; mm/an⁻¹) ont également été calculés pour les mêmes périodes que les ACAR.

3.3.7. Traitements statistiques

3.3.7.1. Tendances climatiques

Les données climatiques présentées dans le cadre de cette étude ont été extraites de Vincent et al. (2018) par le centre de recherche ESCER-UQAM. Les températures moyennes annuelles et saisonnières, la moyenne totale des précipitations annuelles et saisonnières et les degrés-jours de croissance ($>0^{\circ}\text{C}$) ont été calculés pour les trois sites à partir des données homogénéisées puis interpolées grâce à la méthode Australian National Université Plan (ANUSPLIN; Hutchison et al., 2019; McKenney et al., 2011) pour la période temporelle de 1950 à 2017. Les données homogénéisées ont été priorisées plutôt que les données de stations afin de comparer les trois sites à partir des mêmes séries temporelles. Le traitement de données a été réalisé dans le logiciel R version 3.6.3 (R Core Team, 2019).

3.3.7.2. Analyse en point de rupture (Change Point analysis)

L'analyse en point de rupture a été produite à l'aide du package *changepoint* (Killick et Eckley, 2014) dans R version 3.6.3 (R Core Team, 2019). Cette analyse a permis d'identifier un ou plusieurs points de rupture dans la série de données climatiques pour la période de 1950 à 2017. Puisque la série temporelle des données est d'une courte durée (67 années), l'option d'un seul point de rupture à partir de la méthode AMOC (At Most One Change) a été retenue. Le test a été appliqué sur la moyenne de la série de données des températures moyennes annuelles de l'air (MAAT°C), de la moyenne totale des précipitations annuelles (MTAP mm) et des degrés-jours de croissance (GDD $>0^{\circ}\text{C}$) avec la fonction *cpt.mean* selon un degré significatif $\alpha = 0.05$.

3.3.7.3. Mann-Kendall Test modifié

Le test non paramétrique Mann-Kendall modifié a été réalisé dans R version 3.6.3 (R Core Team, 2019) en empruntant le package *modifiedmk* et la fonction *tfpwmk* (Trend-Free Prewhitened Mann-Kendall) suivant l'approche de Yue et Wang (2002). Le test Mann-Kendall permet de déterminer la présence de tendance significative dans une série de données (Mann, 1945; Kendall, 1975). Toutefois, les séries climatiques sont considérées comme des séries temporelles et sont susceptibles de présenter des autocorrélations qui influencerait le résultat du test. Pour éliminer l'influence d'une potentielle autocorrélation, un prétraitement a été appliqué avec un niveau de confiance de 95% ($p\text{-value}<0.05$). Le test Mann-Kendall modifié a donc été appliqué sur les températures moyennes annuelles. Afin d'obtenir une tendance décennale, la valeur annuelle de la tendance (Sen's slope) a été multipliée par 10. Les tendances décennales ont été calculées à partir des données entre 1950 à 2017 ainsi que celles entre 1980-2017 afin de vérifier l'existence d'une différence entre la série de données de 67 ans et celle de 37 ans. Un test statistique ANOVA a été réalisé ($\alpha = 0.05$) afin de déterminer si les moyennes des tendances étaient significativement différentes et un second test statistique Tukey post-hoc a été effectué afin de s'assurer que les tendances climatiques de chaque site d'études étaient différentes des unes aux autres.

3.3.7.4. Analyse de distribution de la médiane

Une quatrième analyse statistique a été effectuée sur les données de ACAR de chaque carotte enregistrant un retour d'accumulation de la sphaigne au-dessus d'un horizon ligneux. La fonction *boxplot* du logiciel R version 3.6.3 (R Core Team, 2019) a été appliquée sur l'ensemble des vingt carottes en incluant les périodes climatiques de 1950-2017, 1950-1980 et 1980-2017. Ce type d'analyse a été effectué afin d'identifier les séries climatiques au cours desquelles l'accumulation de la tourbe et du carbone a été la plus élevée. Une seconde analyse ANOVA a été effectuée sur chaque série ($\alpha = 0.05$) ainsi qu'un test Tukey post-hoc pour s'assurer que les tendances soient significativement différentes.

CHAPITRE IV

RECENT PEAT AND CARBON ACCUMULATION ON CHANGING PERMAFROST LANDFORMS ALONG THE MACKENZIE RIVER VALLEY, NORTHWEST TERRITOIRES, CANADA

Ce chapitre est présenté sous forme d'un article scientifique publié dans la revue *Environmental Research Letters* dans le numéro spécial portant sur les Plaines de la Taïga du Nord-Ouest canadien intitulé « *Resiliency and Vulnerability of Arctic and Boreal Ecosystems to Environmental Change : Advances and Outcomes of ABoVE (the Arctic Boreal Vulnerability Experiment)* » initié par la NASA (National Aeronautics and Space Administration) et ayant pour but de supporter la recherche en zone boréale Arctique. L'article ainsi que les figures ont été entièrement développés par moi-même, alors que Michelle Garneau (directrice, UQAM), Oliver Sonnentag (co-directeur, UdeM) et Nicole K. Sanderson ont apporté des corrections, des commentaires et des suggestions sur les versions préliminaires.

L'article a été soumis pour publication le 22 Janvier 2023

Le numéro de soumission est ERL-115359.

L'article a été accepté le 14 avril 2023

L'article a été publié le 24 juillet 2023

Titre: Recent peat and carbon accumulation on changing permafrost landforms along the Mackenzie River valley, Northwest Territories, Canada

Auteurs: Pénélope Germain Chartrand^{1,2,3,4}, Oliver Sonnentag^{4,5}, Nicole K. Sanderson^{1,2},
Michelle Garneau^{1,2,3,4}

¹Département de Géographie, Université du Québec à Montréal, QC, Canada

²Centre de recherche sur la dynamique du système Terre (GEOTOP), Université du Québec à Montréal, QC, Canada

³Groupe de recherche interuniversitaire en limnologie (GRIL), Université du Québec à Montréal, QC, Canada

⁴Centre d'Études Nordiques, Université Laval à Québec, QC, Canada

⁵Departement de Géographie, Université de Montréal, QC, Canada

Abstract: Northwestern Canada is currently warming nearly four times faster than the global average, driving accelerated permafrost thaw and changes to ecosystem vegetation, hydrology, and landscape structure across the landscape. While permafrost peatlands constitute a large carbon reservoir, there is no consensus yet on the direction and magnitude of changes to their vulnerable carbon balance. Here, we assessed changes in peatland ecosystems following permafrost thaw at three sites located along a 1000 km-long climate and permafrost gradient along the Mackenzie River valley, Canada. Specifically, we examined vegetation succession over the last few decades to evaluate the possible impact of climate warming on peat and carbon accumulation. Results from the palaeoecological analysis of 20 surficial peat cores, supported by robust chronologies, show a return to *Sphagnum* accumulation since *ca.* 1980 CE in the sporadic and discontinuous permafrost zones and *ca.* 2000 CE in the continuous permafrost zone. Average rates of peat and carbon accumulation reached 4 mm yr^{-1} and $134 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ at the northernmost site in the continuous permafrost zone. In contrast, peat and carbon accumulation reached 3 mm yr^{-1} and $81 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, respectively, in the sporadic and discontinuous permafrost zones. This study highlights the need for a net carbon budget that integrates the recent accelerated *Sphagnum* growth and carbon uptake from the atmosphere to better assess the potential carbon emissions offset following permafrost thaw. High-resolution palaeoecological studies can offer insights into decadal-scale patterns of vegetation and carbon balance changes to improve model predictions of peat climate-carbon cycle feedbacks.

1. Introduction

Northwestern Canada is currently warming nearly four times faster than the global average (Rantanen *et al* 2022). Mean annual air temperature in Canada has increased by 1.7 °C since 1950, and near-surface warming in northwestern Canada is reaching 3 °C in Arctic and Subarctic latitudes (Bush & Lemmen, 2019). The recent increase in air temperature has accelerated the degradation of ice-rich permafrost landforms (perennially frozen ground for > 2 years), leading to the gradual or abrupt release of previously frozen carbon to the atmosphere as carbon dioxide (CO₂) and methane (CH₄) (Schuur *et al* 2015; Turetsky *et al* 2020). In Canada, peatlands store ~150 Gt carbon (C), of which around 80 % is stored in permafrost, hence representing one of the largest global C permafrost stocks (Treat *et al* 2016; Tarnocai *et al* 2011; Sannel et Kuhry 2008). The permafrost distribution in Canada varies from isolated (<10 % areal extent), sporadic (\geq 10-50 %), discontinuous ($>$ 50-90 %), to continuous ($>$ 90-100 %), corresponding to regions where the mean annual air temperature varies from -4 °C to -10 °C (Brown 1963; Gruber 2012). While the degradation of ice-rich permafrost has been observed since the beginning of the 20th century (Quinton *et al* 2019), there is no consensus yet on the direction and magnitude of the net carbon sink-source strength of peatland ecosystems affected by degrading permafrost (Gallego-Sala *et al* 2018). On one hand, some studies have presented that a warmer climate and associated permafrost thaw may increase the release of CO₂ and CH₄ to the atmosphere (Turetsky *et al* 2020; Schuur *et al* 2015; Dorrepaal *et al* 2009; Helbig *et al* 2017a; Helbig *et al* 2017b). On the other hand, some other studies have suggested that climate warming may increase the growing season length and primary productivity, both promoting vertical peat accumulation and lateral peat expansion on decadal to centennial scales (Charman *et al* 2013; Ruppel *et al* 2013; Granlun *et al* 2021; Magnan *et al* 2022).

Continued climate warming and the associated thaw of ice-rich permafrost near the southern limit of permafrost have already transformed some forested landscapes into thermokarst lakes and wetland ecosystems in the Taiga Plains (Wright *et al* 2022; Quinton *et al* 2019). There, thaw-induced land cover changes have led to the increasing hydrological connectivity of the fragmented landscape comprising saturated, partly inundated wetlands. The associated shift from aerobic to anaerobic decomposition leads to more CH₄ emissions into to atmosphere (Helbig *et al* 2017b).

Over time, the disconnected landscape drains and transforms into interconnected wetlands (Haynes *et al* 2018; Connan *et al* 2015). As air temperature rises, permafrost thaw occurs both vertically (*i.e.*, thickening of the active layer) and laterally, ultimately leading to the development of permafrost-free thermokarst wetlands and the degradation of the surrounding permafrost peat plateaus (McClymont *et al* 2013; Pelletier *et al* 2017; Carpino *et al* 2021). Thaw-induced degradation occurring along the edges of the forested peat plateaus leads to subsidence with inundated margins and a return to *Sphagnum* accumulation (Pelletier *et al* 2017; Baltzer *et al* 2014). In the continuous permafrost zone, permafrost thaw occurs mostly vertically in peatlands with a deepening of the active layer; however, its degradation has not been fully documented (Rey *et al* 2020).

The number of studies documenting recent peat accumulation in response to permafrost thaw remains quite low (Larson *et al* 2022; Sim *et al* 2022; Heffernan *et al* 2020; Loisel & Yu 2013; Lamarre *et al* 2012). Following degrading permafrost, the detailed succession from ligneous peat to *Sphagnum* peat was first documented by Lamarre *et al* (2012) in Nunavik, Québec. A recent study of a large high-resolution dataset covering the last century and spanning 33 sites across northern Québec has synthesized the recent vegetation state-shift over the last decades (Magnan *et al* 2022). As such, the shift to *Sphagnum*-dominated peat was found to be more resistant to hydrological changes and represents an important control on carbon dynamics following recent thaw-induced peat accumulation (Estop-Aragonés *et al* 2018; Larson *et al* 2022; Sim *et al* 2022).

As thermokarst landforms develop, the dominant vegetation on permafrost peat plateaus and their thawing edges, *i.e.*, black spruce (*Picea mariana*) and different shrubs species, is subject to collapse and followed by a shift to *Sphagnum* mosses with high biomass productivity (Larson *et al* 2022; Heffernan *et al* 2020). In eastern Canada, the shift from ligneous to *Sphagnum*-dominated peatland ecosystems, characterized by more decay-resistant mosses such as *Sphagnum fuscum* and *S. capillifolium*, suggests an increase in carbon accumulation since *ca* 1950 (Magnan *et al* 2022). Some climate models have recently included permafrost carbon feedbacks in their projections (Miner *et al* 2022) but without considering a potential increase in peat accumulation on permafrost landforms. Evaluating the response of high-latitude peatland ecosystems to a rapidly changing

climate can therefore have major global implications considering their fundamental role in the global carbon cycle (Ciais *et al* 2014; Winkler *et al* 2019; Miner *et al* 2022).

Using a palaeoecological approach, the goal of this study was to quantify the recent peat and carbon accumulation following permafrost thaw along a 1000-km climate and permafrost gradient in the Mackenzie River valley in the Taiga Plains ecozone of the Northwest Territories, Canada. To reach this goal, our objectives were to: 1) characterize patterns in recent peat accumulation over permafrost landforms in three peatlands of the sporadic, discontinuous and continuous permafrost zones, 2) reconstruct the vegetation succession following permafrost thaw, and 3) quantify changes in recent peat and carbon accumulation rates on permafrost landforms since 1950.

2. Methods

2.1 Study sites and sampling

Three study sites in the Mackenzie River valley of the Taiga Plains ecozone were selected, from south to north along a climate and permafrost gradient (Figure 1; Table 1): Scotty Creek (SCC), Smith Creek (SMC) and Havikpak Creek (HPC). The regional climate is continental with long, cold winters and short cool summers (Wright *et al* 2022). Following the deglaciation of the Laurentide Ice Sheet around 11 ka BP (Lemmen *et al* 1994), cooling conditions led to permafrost aggradation around 6-5 ka BP in the northern part of the Taiga Plains known as the Peel Plateau region (Zoltai 1995; Vardy *et al* 1998), and around 4-3 ka BP in the Great Slave Lowlands (Zoltai & Tarnocai 1975; Zoltai 1993). Poorly drained lacustrine deposits from the postglacial Lake McConnell, as well as a low relief, led to the establishment of thick organic deposits and development of extensive peat landscapes (Wright *et al* 2022).

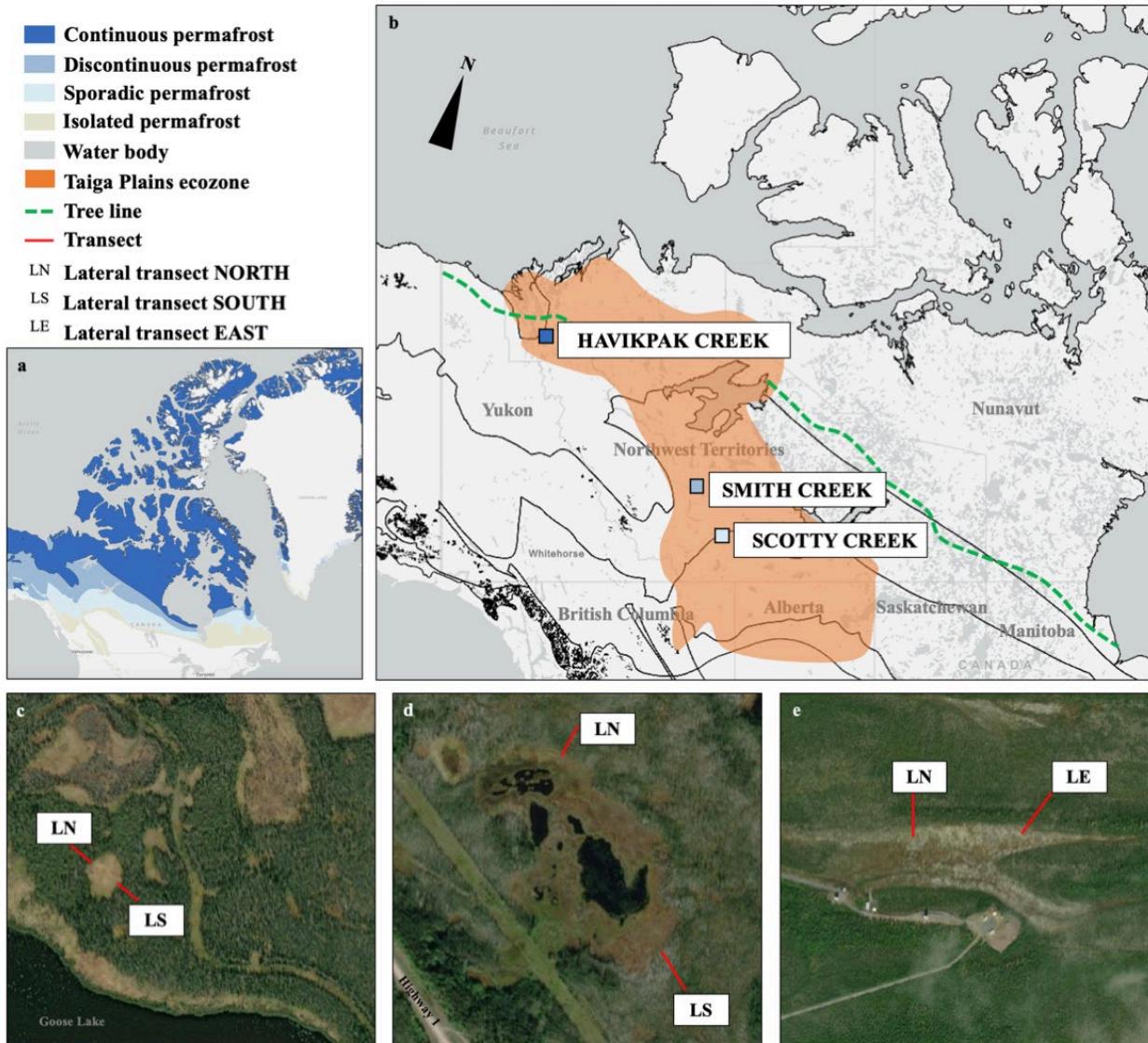


Figure 4.1. a) Permafrost areal extent in Canada from isolated ($\leq 10\%$), sporadic ($\geq 10-50\%$), discontinuous ($>50-90\%$) and continuous ($>90\%$) (Gruber 2012), b) location of the three study sites in the Mackenzie River valley of the Taiga Plains ecozone in relation to permafrost condition limits (black lines), and c), d), e) documented sampling transects (red lines) in c) Scotty Creek ('southern'), d) Smith Creek ('central') and e) Havikpak Creek ("northern"). Aerial photographs from Google Earth Pro Version 7.3.6.9345 (Image © 2023 Maxar Technologies; Image © Airbus).

Prior to the sampling field campaign, peatlands were characterized using imagery available on Google Earth. The study sites were selected based on permafrost extent (i.e., sporadic, discontinuous and continuous), trophic regime (i.e., ombrotrophic) and peatland size (Table 1). Five peatlands were pre-selected in each permafrost zone and three were visited in the field based on their regional representativeness, size and access to the road (< 1km) before the final site

selection was made. In each peatland, 5 to 10 meters long lateral transects were defined on the permafrost peat plateaus from the thawing edge of the adjacent thermokarst wetland to the end of each transect. Cores were retrieved at systematic 1- or 2-meter intervals along the transects. A total of 20 peat cores (SCC: n = 7, SMC: n = 6, HPC: n = 7) were collected in September 2019 for SCC and SMC, and June 2019 for HPC, with depths varying between 19 to 38 cm (See Supplementary Materials Text S.1 for detailed description of coring methods and study sites).

Table 4.1. General characteristics of the coring locations. From south to north: Scotty Creek (SCC), Smith Creek (SMC) and Havikpak Creek (HPC). Peatland type is defined according to the literature (e.g., Quinton *et al* 2019; Haynes *et al* 2018; Vardy *et al* 1998). The size refers to the specific studied peatland and the dominant vegetation is based on field observations. Mean annual air temperatures (MAAT, °C), mean total annual precipitation (MTAP, mm) and growing degree-days (GDD₀, > 0 °C) are based on the homogenized climate data from 1950 to 2017 (Vincent *et al* 2018; Hutchison *et al* 2019; McKenney *et al* 2011). See Supplementary Material Figure S.1 to S.3 for photographs of the sampling sites.

Sites (AmeriFlux ID)	Geographic data						Climate data (1950-2017)		
	Coordinates	Altitude	Peatland size	Peatland type	Dominant vegetation	Permafrost zone	MAAT (°C)	MTAP (mm)	GDD (>0°C)
SCC	61°18.425 N 121°18.248 W	282 m	0.11 km ²	Thermokarst wetland	<i>Picea mariana</i> <i>Rhododendron</i> spp. <i>Sphagnum</i> spp.	Sporadic	-3 °C	362 mm 41 % snow	1981
SMC	63°09.941 N 123°18.951 W	218 m	0.22 km ²	Thermokarst wetland	<i>Picea mariana</i> <i>Vaccinium</i> spp. <i>Sphagnum</i> spp.	Discontinuous	-4 °C	305 mm 41% snow	1904
HPC	68°19.195 N 133°32.239 W	106 m	1.53 km ²	Peatland	<i>Picea mariana</i> <i>Cladonia</i> spp. <i>Sphagnum</i> spp.	Continuous	-8 °C	252 mm 50 % snow	1304

2.2 Climate data and analysis

Time series from 1950 to 2017 for the three study sites were extracted from the homogenized climate data product provided by the ESCER Center (Centre pour l'étude et la simulation du climat à l'échelle régionale) of the Université du Québec à Montréal (UQAM). Trends in climate data were derived from gridded homogenized climate data products (1950-2017) from Vincent *et al* (2018) and interpolated using the ANUSPLIN algorithm (~10 x 10 km grid; 5' arc minutes spacing

spatial resolution; Hutchison *et al* 2019; McKenney *et al* 2011). Three time periods were analyzed: 1950-2017 spanning the entire available climate data time series, 1950-1980 spanning the first climate 30-year time period and 1980-2017 spanning the more recent time period. To allow for consistent examination of trends in mean annual air temperature (MAAT, °C) between the periods 1950-2017, 1950-1980 and 1980-2017, a Mann-Kendall test was performed on each time series with a Sen's Slope of 10 for decadal trend (Mann 1945, Kendall 1975). Finally, a changepoint analysis was conducted on MAAT (°C), MTAP (mm) and GDD₀ (>0 °C, growing degree-days) for the period of 1950-2017 to identify significant changes in climate trends ($\alpha = 0.05$).

2.3 Laboratory analyses

Bulk density, organic/mineral content, and C:N ratios

Organic matter density (g cm⁻³), carbon density (g C cm⁻³) and mineral content (%) were estimated using the modified loss-on-ignition (LOI) protocol from Chambers *et al* (2011) at a systematic resolution of 1 cm. Carbon density was then determined by multiplying each value of organic matter density by 0.5 (*sensu* Turunen *et al* 2002). C:N ratios were measured on each peat core at 2 cm interval using a Carlo Erba NC 2500 elemental analyzer at the Stable Isotope Geochemistry Laboratory, GEOTOP-UQAM.

Plant macrofossil analysis

Plant macrofossil analyses were performed at 4 cm-intervals from 3 cm³-subsamples as in Mauquoy *et al* (2010). When a change in bulk density was identified, horizons were analyzed at narrower intervals of 1 or 2 cm. To thoroughly assess the dynamics of recent shifts in vegetation assemblages, a transition horizon in which *Sphagnum* was introduced was identified as part of the macrofossil analyses (Figure 2). Macrofossil assemblages preceding this transition horizon were characterized by peat dominated by >80 % ligneous fragments with very low percentages of *Sphagnum* (<1-5 %). This ligneous horizon was identified in 15 of the 20 cores, topped by a *Sphagnum* assemblage, mainly represented by *S. fuscum*, *S. rubellum* and *S. capillifolium*. The ecosystem state-shift was confirmed when *Sphagnum* spp. exceeded 50% of the macrofossil assemblage.

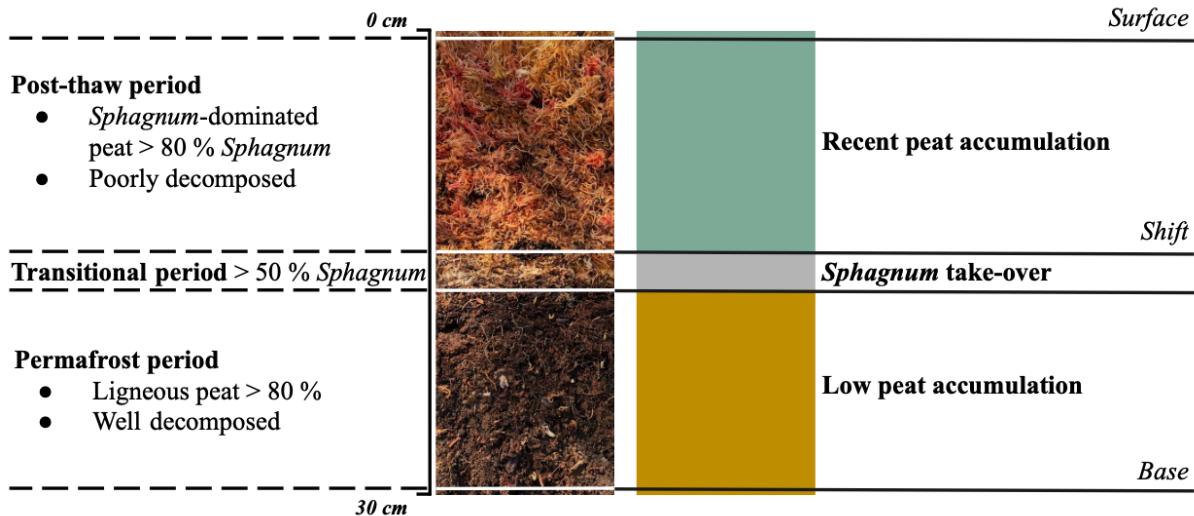


Figure 4.2. Example of the three main stratigraphic units through a 30 cm example core. From bottom to top: ‘Permafrost period’ refers to an environment of stable permafrost peat plateau with ligneous peat, low peat accumulation and high decomposition; ‘Transitional period’ refers to the *Sphagnum* take-over where at >50 % *Sphagnum*-dominated peat introduces the shift; ‘Post thaw’ period refers to > 80 % *Sphagnum* mosses with high recent peat accumulation and low decomposition.

Dating and chronologies

Chronologies were determined by pairing radiocarbon (^{14}C) and radiogenic lead-210 (^{210}Pb) dating. A total of 52 organic samples were submitted for ^{14}C to the A.E. Lalonde AMS radiocarbon laboratory at the University of Ottawa and processed into a mass spectrometry accelerator. The main stratigraphic horizons within the 20 peat cores were targeted for radiocarbon dating and more specifically before and after the *Sphagnum* shift. *Sphagnum* fragments were prioritized for dating. Radiocarbon samples were calibrated using the IntCal20 calibration curve (Reimer *et al* 2020) and modern dates were calibrated with the NHZ1 post-bomb atmospheric radiocarbon curve (Hua *et al.*, 2013). Lead-210 analysis was performed on 1-2 cm intervals for the most recent horizons (< 150 years) at the GEOTOP-UQAM Radiochronology Laboratory using alpha spectrometry. Combined ^{14}C and ^{210}Pb data allowed to produce age-depth models on all 20 peat cores using the Bayesian *Plum* model, *rplum* v0.1.4 (Aquino-Lopez *et al* 2018) in the R v3.6.3 (R Core Team 2019). For cores that did not reach the supported ^{210}Pb , prior distribution was applied from other cores at the same sites (Supplementary Material, Table S.5).

Accumulation rates

Apparent Carbon Accumulation Rates (ACAR, $\text{g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) were calculated from dry bulk density (g m^{-3}) for all the 20 cores using two time periods: pre-1980 and post 1980. The year 1980 was chosen as it represents the average year for climatic changes identified from the Changepoint analyses. Apparent carbon accumulation rates were then calculated for 1950-2017 ($\text{ACAR}_{1950-2017}$), 1950-1980 ($\text{ACAR}_{1950-1980}$) and 1980-2017 ($\text{ACAR}_{1980-2017}$) to allow for comparisons within each time period at each of the three sites. The dates used were those obtained by the age-depth models. Peat accumulation rates (PAR, mm yr^{-1}) were also calculated for the same time and transition periods. Apparent Carbon Accumulation Rates (ACAR, $\text{gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) for 1950-2017, 1950-1980 and 1980-2017 were analyzed using a one-way ANOVA and a Tukey post-hoc test to evaluate the accumulation differences in-between the three sites

3. Results

3.1 Climate data

Mean annual air temperature (MAAT, $^{\circ}\text{C}$. 1950-2017) decreased from south to north: $-3.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ at SCC, $-4.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ at SMC and $-8.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ at HPC. The Mann-Kendall test performed on MAAT showed an overall decadal warming from south to north for the 1950-2017 and 1980-2017 periods (Figure 3). The ANOVA test highlighted p -values smaller 0.05 for all three sites, therefore SCC, SMC and HPC are significantly different from each other.

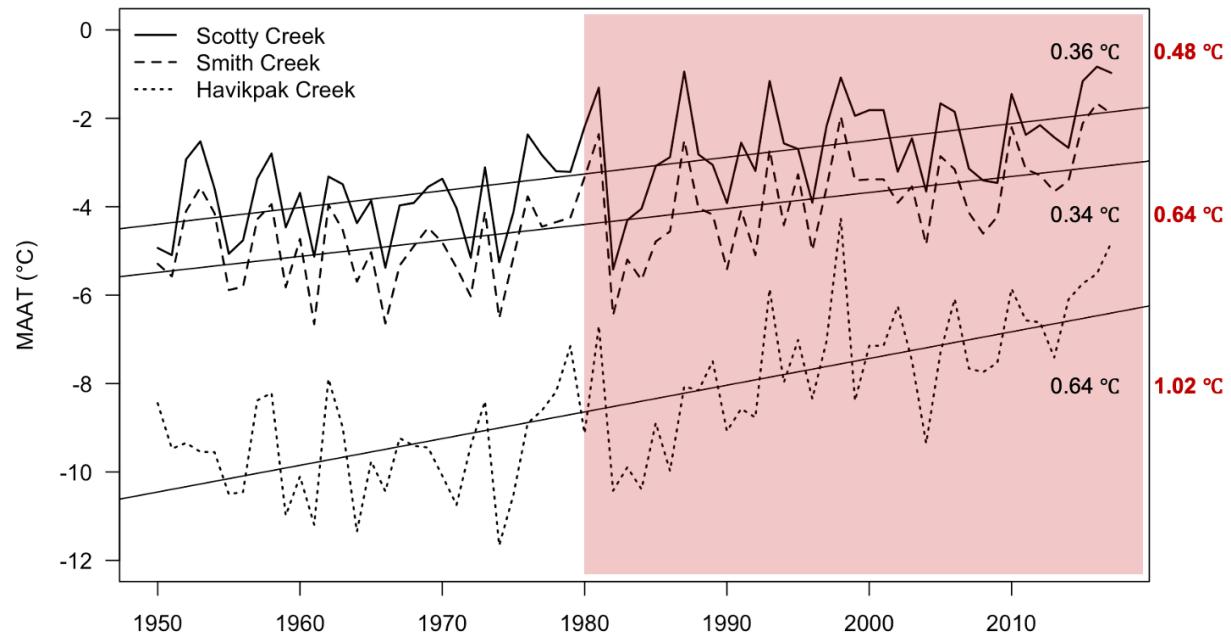


Figure 4.3. Significant decadal trends ($^{\circ}\text{C}/10\text{yr}$) in mean annual air temperature (MAAT, $^{\circ}\text{C}$) for the periods spanning 1950-2017 and, as indicated in red, for the period spanning 1980-2017 based on the Mann-Kendall test ($\alpha = 0.05$).

A significant change in MAAT was identified around 1985 at SCC, and around 1993 at SMC and HPC (Supplementary Material, Figure S.6). Results for MTAP showed a decrease from south to north (SCC: 363 mm, SMC: 306 mm, HPC: 252 mm) but also within each site suggesting that the Taiga Plains is subjected to a general drying tendency although statistical tests showed no significant trends. SCC and HPC were both marked by recent changepoints (2013 and 2006 respectively). As for the growing season, results for GDD₀ were not synchronous between the three sites but showed a recent increase within each site, and thus a lengthening of the growing seasons. The changepoint was much more recent in SCC (2012) and the trend more pronounced compared to SMC (1987) and HPC (1987) (Supplementary Material, Figure S.6).

3.2. Chronologies and vegetation succession

3.2.1. Scotty Creek

Of the seven cores at SCC, two were entirely composed of *Sphagnum* peat (SCC_LNY-X), without basal ligneous peat. For the other five cores (SCC_LNZ-V, SCC_LSZ-X-V), the age of the basal ligneous section varied between 1785 ± 60 CE and 1872 ± 59 CE while the *Sphagnum* peat transition was dated around 1836 ± 33 CE and 1937 ± 11 CE. Peat accumulation rates and ACAR values of the ligneous horizons were low (respectively 0.7 mm yr^{-1} and $37.8 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$). Decomposition was high as suggested by low C:N ratios ranging from 40 to 70. In most cores, *Polytrichum* sp. mosses were found at the top layers of the ligneous peat.

The transition period was identified by the succession from ligneous peat to *Sphagnum*-dominated peat (Figure 2). This transition is characterized by the introduction of *Sphagnum fuscum* and *S. rubellum* with some herbaceous species within the macrofossil assemblages. Supported by the detailed chronologies (Supplementary Material, Table S.2), the transition period identified in the northern transect of SCC may have lasted between 30 to 60 years while the transition period was much shorter in the southern transect (3 to 15 years) before it shifted to a *Sphagnum*-dominated ecosystem. The shift to a *Sphagnum*-dominated environment varied between 1898 ± 42 CE to 1967 ± 5 CE in the northern transect and 1992 ± 7 CE to 1998 ± 2 CE on the southern one, thus more recent and more rapid.

Following the vegetation shift, high percentages ($>80\%$) of *Sphagnum fuscum* and *S. angustifolium* were identified in the peat profiles. Peat accumulation rates and ACAR fluctuated around 3.5 mm yr^{-1} and $84 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, respectively, corresponding to the most recent and poorly decomposed accumulation. Poor decomposition was also confirmed by high C:N ratios ranging from 90 to 160. The recent *Sphagnum* shift in the northern transect occurred between *ca.* 1898 ± 42 CE and 1967 ± 5 CE, the earliest change being recorded near the thawing edge of the thermokarst wetland (Figure 4). Conversely, along the southern transect the *Sphagnum* shift occurred almost synchronously during the last few decades (*ca.* 1995 ± 5 CE near the collapse scar and $ca.$ 1992 ± 7 CE further in the forested permafrost peat plateau). Peat accumulation rates and ACAR were also calculated according for each transition units individually (Supplementary Material, Table S.1).

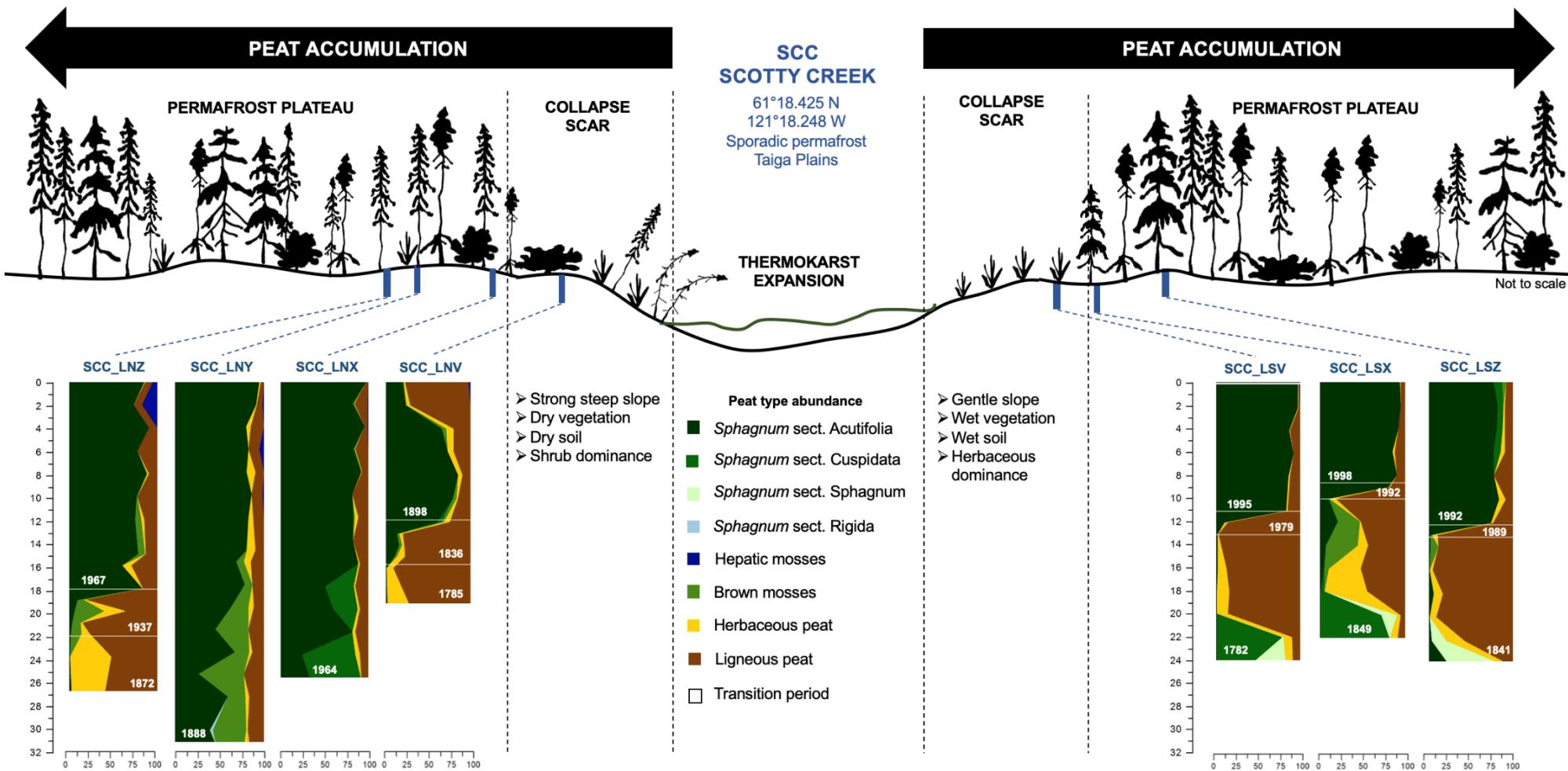


Figure 114.4.Scotty Creek (SCC): vegetation succession and chronologies of the pre-thaw period, transition period and the post-thaw period of SCC_LNZ-Y-X-V of the northern transect (on the left) and SCC_LSZ-X-V of the southern transect (on the right) for the Scotty Creek peatland (SCC).

3.2.2. Smith Creek

Three of the six cores analyzed at SMC were entirely composed of *Sphagnum* peat (SMC_LNZ-X and SMC_LSX) while in SMC_LNV, SMC_LSV and SMC_LSZ the ligneous horizon was reached and thus identified at the bottom of the core. The base of the ligneous horizon was dated between 1789 ± 56 CE and 1910 ± 15 CE while the shift to a dominance of *Sphagnum* peat was dated between 1821 ± 59 CE and 1979 ± 8 CE. Peat accumulation rates and ACARs of the well-decomposed ligneous horizon were low (0.3 mm yr^{-1} and $41.5 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, respectively) and C:N ratios ranging from 30 to 80 suggested the high degree of decomposition. Apart from unidentified ligneous fragments, some fragments of *Polytrichum* sp., *Pohlia* sp., and *Cladonia* sp. were found in the macrofossil assemblages of the ligneous horizon.

The transition period from the ligneous horizon to a dominance of *Sphagnum* mosses was characterized by the presence of *Sphagnum fuscum*, *S. capillifolium* and *S. warnstorffii*. As two of the three cores of the northern transect were entirely composed of *Sphagnum* peat (SMC_LNX and SMC_LNZ), it was not possible to determine any transition along the northern transect (Figure 5). Only SMC_LNV suggested a shift around 1835 ± 51 CE. Along the southern transect, the shift to a *Sphagnum*-dominated environment in cores SMC_LSV and SMC_LSZ was identified between 1985 ± 5 CE and 1991 ± 5 CE with a short transition time of approximately 12 and 19 years.

The vegetation succession following the *Sphagnum* take-over was characterized by a dominance of *Sphagnum fuscum* and *S. rubellum*. Peat accumulation rates and ACARs varied between 3.2 mm yr^{-1} and $66.7 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ respectively, which corresponded to the poorly decomposed peat as confirmed by high C:N ratios ranging from 60 to 150. The *Sphagnum* take-over occurred approximately 185 years ago near the collapse scar (SMC_LNV). Along the southern transect, the *Sphagnum* take-over occurred around 1985 ± 5 CE near the thawing edge of the related expanding thermokarst wetland. Peat accumulation rates and ACAR were also calculated for each transition units individually (Supplementary Material, Table S.2).

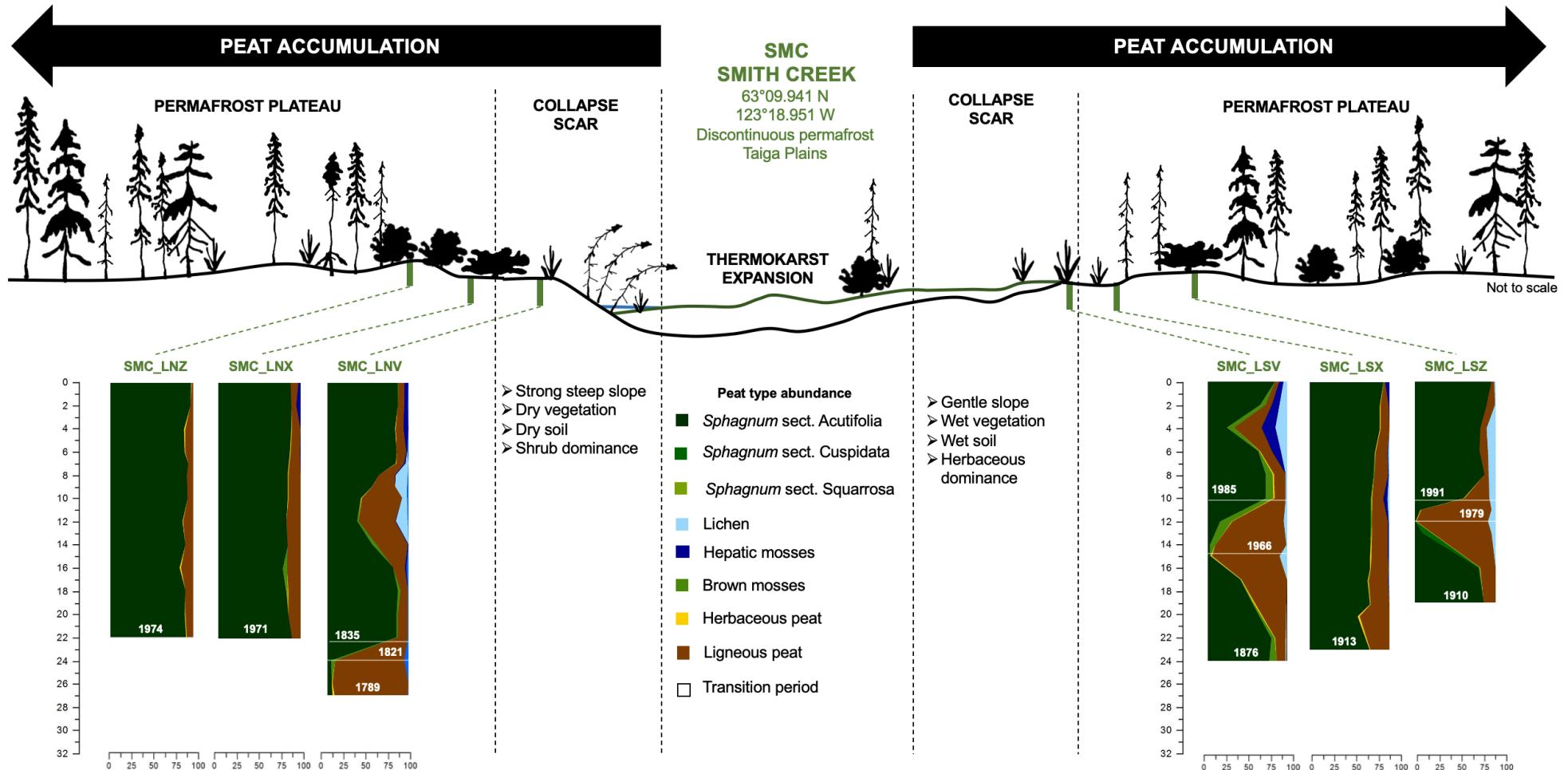


Figure 4.5. Smith Creek (SMC): vegetation succession and chronologies of the pre-thaw period, transition period and the post-thaw period of SMC_LNZ-X-V of the northern transect (on the left) and SMC_LSZ-X-V of the southern transect (on the right) for the Smith Creek peatland (SMC).

3.2.3. Havikpak Creek

In contrast to SCC and SMC, peat stratigraphy of the HPC cores showed more heterogeneity in the macrofossil assemblages (Figure 6). The base of the ligneous horizon was dated between 1875 ± 45 CE and 1964 ± 12 CE and the ligneous horizon was found often mixed with some brown mosses such as *Aulacomnium palustre*, *A. turgidum* and *Polytrichum* sp. Peat accumulation rates and ACARs of the ligneous horizons ranged between 2.3 mm yr^{-1} and $105.8 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ respectively, with C:N ratios varying from 50 to 110. The shift to *Sphagnum*-dominated peat was identified between 1936 ± 23 CE and 2001 ± 4 CE.

The transition period was characterized by the introduction of *Sphagnum fuscum*, *S. angustifolium* and *S. balticum* along with some herbaceous and brown mosses. This transition period was relatively short before it shifted to a *Sphagnum*-dominated ecosystem, i.e., between 12 to 26 years (i.e., between 1994 ± 5 CE and 2008 ± 10 CE) in the northern transect and 4 to 22 years (i.e., between 1958 ± 9 CE to 2006 ± 6 CE) in the eastern transect.

Following the transition period, the vegetation assemblages in the cores were dominated by high percentages of *Sphagnum fuscum* and *S. balticum* along with *Anastrophyllum minutum*, *Barbilophozia* sp. and *Leiomylia anomala*. Peat accumulation rates and ACAR in this *Sphagnum*-dominated section varied around 5.2 mm yr^{-1} and $138 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. The poorly decomposed conditions were confirmed by high C:N ratios ranging from 70 to 170. The transition period lasted approximately 11 to 25 years on the northern transect and 13 to 61 years on the eastern one. The ^{14}C and ^{210}Pb dates suggest that the shift to *Sphagnum*-dominated ecosystem was first initiated at the edge of the bog and expanded laterally into the forested margins. Peat accumulation rates and ACAR were also calculated according to each transition unit individually (Supplementary Material, Table S.2).

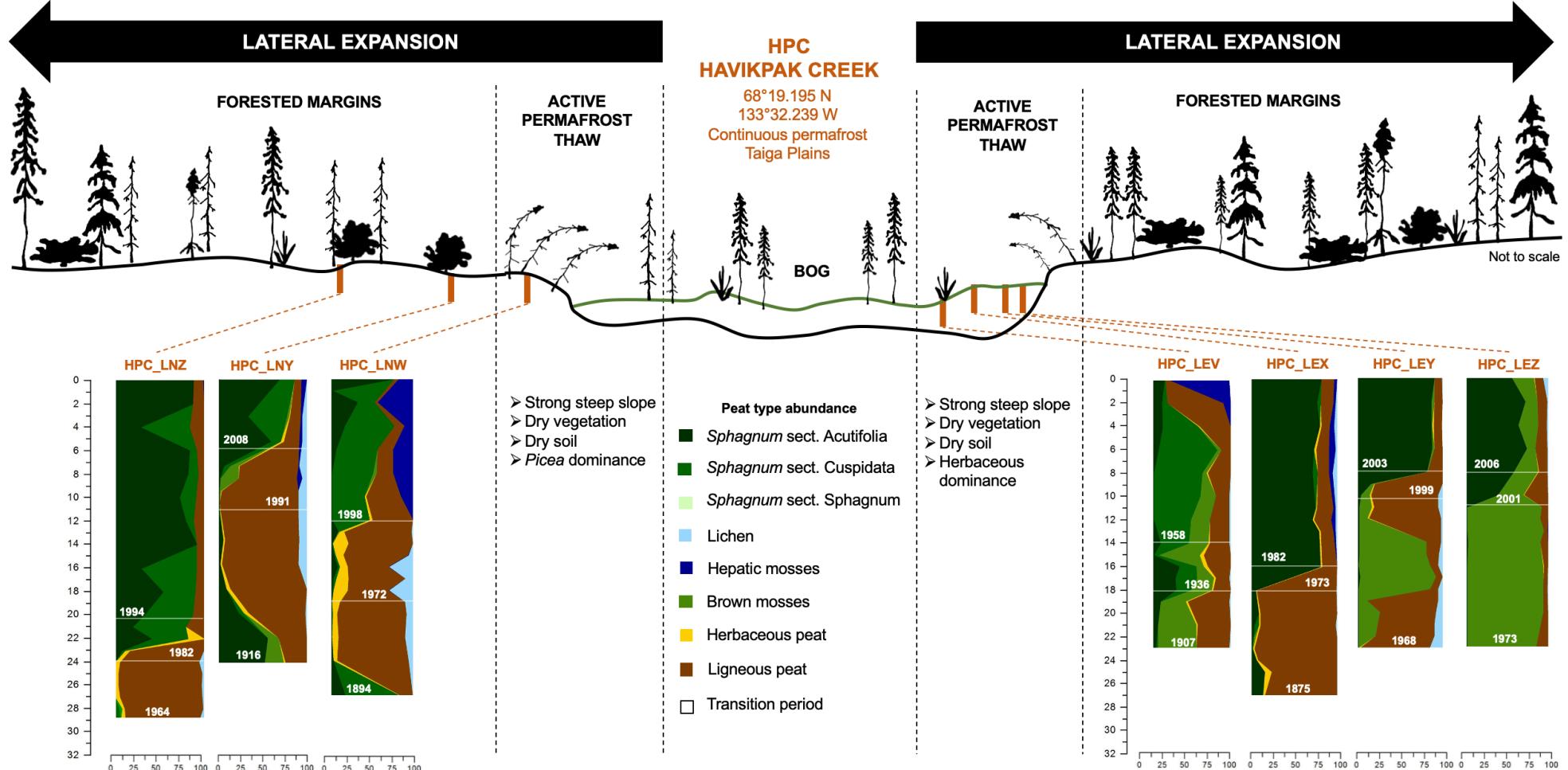


Figure 4.6. Havikpak Creek (HPC): vegetation succession and chronologies of the pre-thaw period, transition period and the post-thaw period of HPC_LNZ-Y-W of the northern transect (on the left) and HPC_LEZ-Y-X-V of the southern transect (on the right) for the Havikpak Creek peatland (HPC).

3.3. Peat and carbon accumulation

Peat accumulation rates and ACAR from *Sphagnum* cores were calculated for the entire period (1950-2017; Supplementary Material, Table S.1), and for the 1950-1980 and the 1980-2017 periods (Table 2).

Table 4.2. Peat Accumulation Rate (PAR, mm yr^{-1}) and Apparent Carbon Accumulation Rate (ACAR, $\text{gC m}^{-2} \text{yr}^{-1}$) for 1950-1980 and 1980-2017 for each site and transect. Values of Max. basal age, Min. basal age and latest shift age with '*' symbol were obtained from combined modelling of ^{14}C and ^{210}Pb dating results. Shifts were identified using a >50 % dominance of *Sphagnum* in the vegetation assemblages (see section 2.3). Detailed ^{14}C and ^{210}Pb chronologies results from all cores are in the Supplementary Material, Table S.2.

Sites	Total cores (n)	Average core length (cm)	Min. basal age*	Max. basal age*	Latest shift age*	PAR ₁₉₅₀₋₁₉₈₀ (mm yr^{-1})	PAR ₁₉₈₀₋₂₀₁₇ (mm yr^{-1})	ACAR ₁₉₅₀₋₁₉₈₀ ($\text{gC m}^{-2} \text{yr}^{-1}$)	ACAR ₁₉₈₀₋₂₀₁₇ ($\text{gC m}^{-2} \text{yr}^{-1}$)
Scotty Creek	7					1.3	3.2	47.1	81.2
Transect north	4	26	1785	1964	1967	1.6	3.0	30.6	60.4
Transect south	3	23	1782	1849	1998	1.0	3.4	63.5	102.0
Smith Creek	6					1.1	3.9	40.8	83.0
Transect north	3	24	1789	1974	1835	0.6	4.4	30.6	90.0
Transect south	3	22	1876	1913	1985	1.5	3.4	51.0	75.1
Havikpak Creek	7					2.2	4.6	85.0	134.2
Transect north	3	27	1894	1964	2008	2.0	5.0	85.8	150.0
Transect east	4	24	1875	1973	2006	2.3	4.1	84.0	118.4

Across all three sites, values for PAR₁₉₈₀₋₂₀₁₇ and ACAR₁₉₈₀₋₂₀₁₇ were almost double than those for PAR₁₉₅₀₋₁₉₈₀ and ACAR₁₉₅₀₋₁₉₈₀, roughly corresponding to the recent period (Figure 3). However, both PAR₁₉₈₀₋₂₀₁₇ and ACAR₁₉₈₀₋₂₀₁₇ were generally lower at SCC and SMC than at HPC.

Site-average ACAR₁₉₅₀₋₂₀₁₇, ACAR₁₉₅₀₋₁₉₈₀ and ACAR₁₉₈₀₋₂₀₁₇ were calculated for each site. The One-way ANOVA and Shapiro-Wilk test showed that SCC and SMC were not significantly different from each other (p -value > 0.05) over all three climate periods. Thus, both SCC and SMC showed similar PAR and ACAR trends, both different for HPC. The ANOVA showed that 1) PAR₁₉₅₀₋₂₀₁₇ and ACAR₁₉₅₀₋₂₀₁₇ are increasing from south to north with HPC showing higher PAR₁₉₅₀₋₂₀₁₇ and ACAR₁₉₅₀₋₂₀₁₇ and 2) the peat and carbon accumulation rates were also higher in the northernmost latitude for the 1950-1980 and 1980-2017 periods (Figure 7).

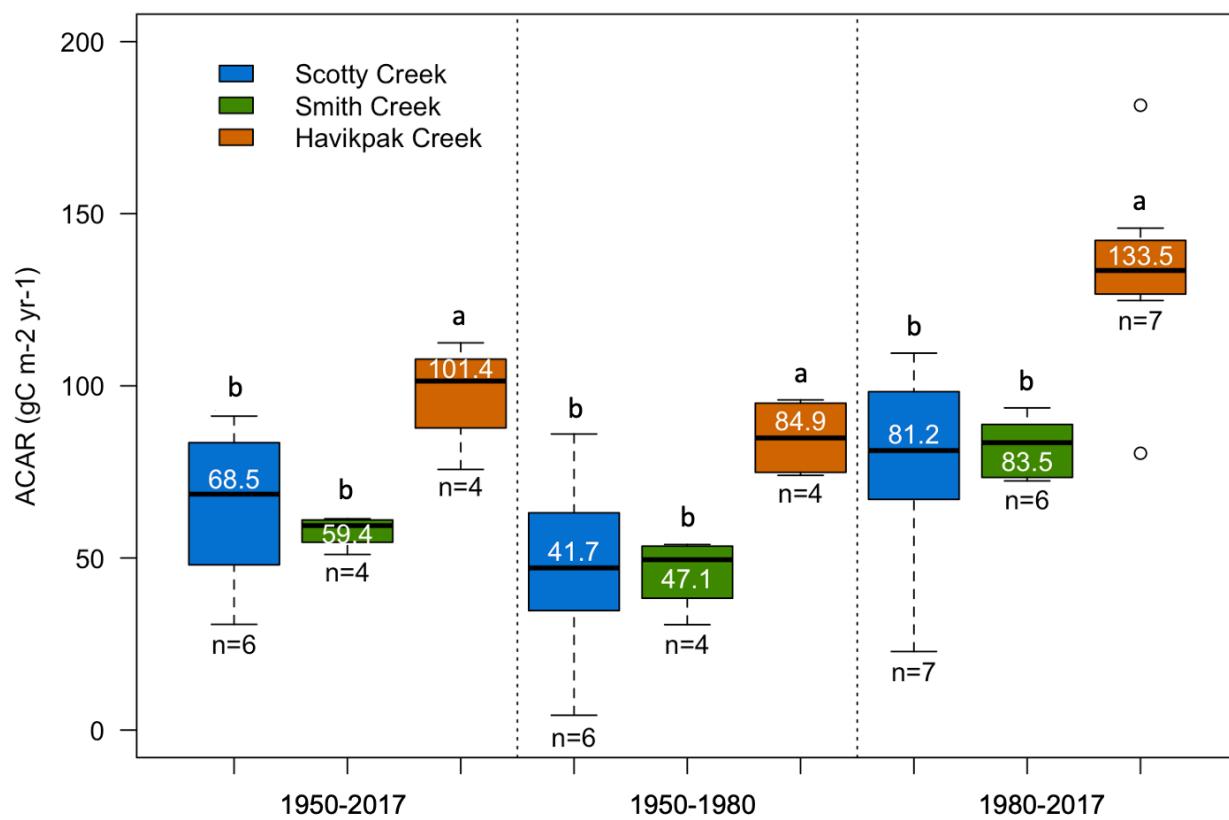


Figure 4.7. Apparent Carbon Accumulation Rates (ACAR, $\text{gC m}^{-2} \text{yr}^{-1}$) for Scotty Creek, Smith Creek and Havikpak Creek over the three time periods spanning 1950-2017, 1950-1980 and 1980-2017, n is sample size, a is significantly different from b ($p\text{-value} < 0.05$).

4. Discussion

4.1. Recent climate change-induced permafrost thaw

Our results suggest that a significant lengthening of the growing season occurred earlier in SCC and SMC (*ca.* 1987) than in HPC (*ca.* 2003). In our homogenized climate data, no increase in total annual precipitation was detected across the climate and permafrost gradient over the periods 1950-2017 and 1980-2017. At the same time, a widespread and rapid thaw of relatively warm and ice-rich permafrost has been observed in the Taiga Plains (Burn *et al* 2009; Wright *et al*, 2022).

At the sporadic permafrost (SCC) and discontinuous permafrost sites (SMC), permafrost degradation initiated nearly 50-60 years ago (Wright *et al* 2022) which coincides with our reconstructed changes in vegetation succession and peat accumulation. Both sites are characterized by expanding permafrost-free thermokarst wetlands surrounded by thawing permafrost peat plateaus (Quinton *et al* 2019; Connan *et al* 2018). Peat plateau edges in the sporadic and discontinuous permafrost zone are more sensitive to ground subsidence due to vertical loss and lateral permafrost degradation induced by heat transfer (Baltzer *et al* 2014; Connan *et al* 2018; Haynes *et al* 2018). With permafrost degradation, peat plateaus subsided, forming new *Sphagnum*-dominated wetlands (Quinton *et al* 2011; Haynes *et al* 2018; Myers-Smith *et al* 2008). On the permafrost peat plateaus of SCC and SMC, the detailed chronologies obtained from the different cores also suggest a return to patchy *Sphagnum* accumulation over previously frozen landforms 10 years before the peatland at HPC.

4.2 Shift in permafrost landform vegetation composition in response to climate change-induced permafrost thaw

Results of the macrofossil analyses from *Sphagnum* cores allowed us to determine a systematic succession of three main vegetation assemblages associated with the permafrost dynamics of the Taiga Plains: a dominance of ligneous vegetation when permafrost was more stable, a transition period with introduction of some *Sphagnum* species with the beginning of permafrost thaw and finally a shift to a dominance of *Sphagnum* species (mainly *Sphagnum fuscum* and *Sphagnum capillifolium*) over a low or absent frost table. These three main vegetation assemblages were observed throughout all three sites along the Makenzie River valley, but the initiation of the vegetation shifts is not due to the same permafrost thaw dynamics nor lasted the same amount of years (Figure 8). As the results of peat and carbon accumulation showed, the sporadic and discontinuous permafrost coring sites (SCC and SMC) suggest relatively similar permafrost thaw mechanisms and vegetation successions, setting the continuous permafrost site of HPC apart.

On the permafrost peat plateaus, the ligneous vegetation, corresponding to a ‘low-accumulation period’ as described in Lamarre *et al* (2012), Sannel & Khury (2011) and Pelletier *et al* (2017) was followed by a transition period, corresponding to a time where thaw initiated at SCC and SMC.

Interpreted as the shift from a ligneous horizon to *Sphagnum*-dominated peat, the transition period is also consistent with a change in climate conditions such as warming temperatures (0.48 °C to 1.02 °C decadal increase in MAAT since 1980, Figure 3), and lengthening of the growing season since 1990 (see results section 3.1). At SCC and SMC, the transition period from approximately 1835 ± 33 CE and 1828 ± 38 CE to 1990 ± 6 CE was captured by a succession from a forested environment to the development of several peat hummocks in the degraded peatland margins. This shift was supported in the macrofossil assemblages by the presence of *S. fuscum*, *Polytrichum* sp., *Rhododendron groenlandicum* and some *Picea* needles reported as typical of degrading peat plateaus (Sannel and Kuhry 2008). The post-thaw period at SCC and SMC characterized by a shift to dominating ombrotrophic *Sphagnum* species suggests an increase in soil moisture associated with permafrost thaw. The interpretation of this period was supported by a return to *Sphagnum* accumulation with high values of PAR and ACAR, coinciding with permafrost thaw and degrading peat plateaus. More, freeze and thaw periods were also identified in the topmost horizons of the cores and confirmed by the alternations of *Sphagnum fuscum* and *Polytrichum* sp. in the macrofossil assemblages (Sannel and Kuhry 2008). Spatio-temporal differences in vegetation succession patterns were also found within each site. At SCC and SMC, the initiation of the transition periods was found to be more or less synchronous in between the southern and northern transects of each site while HPC show a clear gradual return to *Sphagnum* accumulation on the eastern transect as presented in Figure 8.

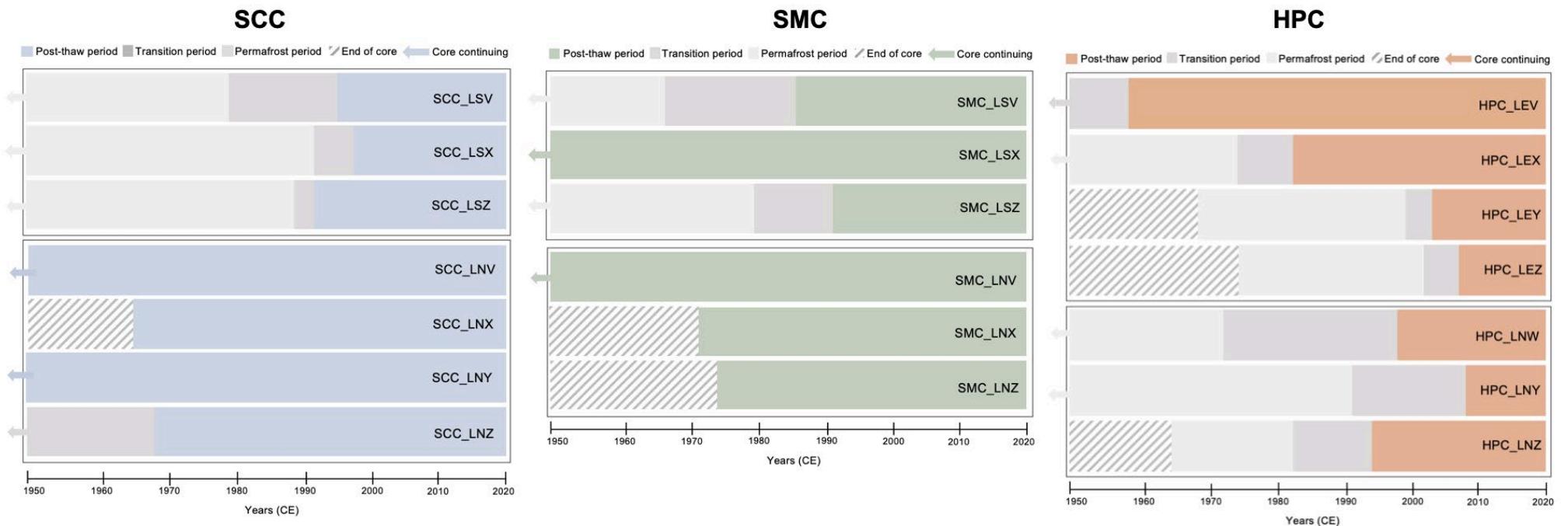


Figure 4.8. Spatio-temporal synthesis of the reconstructed stratigraphic units of a) Scotty Creek (SCC), b) Smith Creek (SMC) and c), Havikpak Creek (HPC) spanning the climate period of 1950-2017. ‘End of core’ refers to the bottom of the core while ‘Core continuing’ means that the bottom of the core is older than 1950 CE.

In all three sites, the pre-thaw period was characterized by ligneous vegetation assemblages similar to those described at other sites in northwestern Canada within the continuous permafrost zone (Loisel *et al* 2014, Robinson & Moore, 2000, Oksanen 2006, Zoltai 1993). This pre-thaw period lasted until *ca.* 2001 CE or until the beginning of permafrost thaw. As for the transition period, HPC showed a much more recent response to permafrost thaw and increasing air temperatures (from 1935 ± 23 CE to 2010 ± 9 CE on average) than SCC and SMC. Accumulation rates were higher during the transition period of HPC than SCC and SMC, with much younger shifts in vegetation succession (*ca.* 1980 ± 7 CE on average). The post-thaw period or shift to a dominance of *Sphagnum* in Havikpak Creek was marked by high PARs and ACARs. What sets the continuous permafrost site (HPC) apart from the other sites, is the gradual temporal shift in *Sphagnum* accumulation from the peatland to the margins as expressed in Figure 8. Those results suggest that HPC is undergoing both lateral peat expansion (transect east) and vertical peat accumulation (transect north). In this study, the continuous permafrost site of HPC shows the highest accumulation rates for the last 37 years of the entire Mackenzie River valley transect of the Taiga Plains that were reconstructed in this study.

A previous study realized more than twenty years ago in the continuous permafrost zone close to HPC, suggested that peat and carbon accumulation rates were found to decrease with lower MAAT (Robinson *et al* 2003). However, our results showed that with the recent rapid warming increase, peat and carbon accumulation have increased with latitude. We believe that since the sporadic-discontinuous permafrost area has experienced critical thaw for a longer period of time (over 50-60 years, Wright *et al* 2022), *Sphagnum* peat may also have undergone some decomposition processes affecting the net values of accumulation rates (Myers-Smith *et al* 2008, Gallego-Sala *et al* 2018). However, the high increase in MAAT at HPC probably influenced rapid permafrost thaw with longer growing season lengths hence positively influencing vegetation productivity. These important recent and rapid changes suggest that the northernmost latitudes of the Taiga Plains are experiencing the most notable ecological changes since 1980 and highlight the role of heterogeneous landscapes and site-specific thaw patterns in scaling-up studies.

5. Conclusion

Permafrost peatlands of northwestern Canada are experiencing important changes as this region is warming up to four times faster than the rest of the planet. Previous studies found that the permafrost regions of northwestern Canada have been degrading rapidly since 1950. The results of the present study suggest that with increasing air temperature, lengthening of the growing seasons and recent permafrost thaw, peatlands of the Mackenzie River valley are showing a recent return to *Sphagnum* accumulation and some potential lateral expansion influenced by local topography and changing hydrological states, allowing the *Sphagnum*-dominated vegetation shift to increase carbon uptake. Using a palaeoecological approach, analyses of 20 surficial peat cores spread across three study sites and supported by robust chronologies showed that:

- 1) A shift to patchy *Sphagnum*-dominated peat occurred on thawing permafrost peat plateaus of the sporadic-discontinuous permafrost zones and thawing peatland margins of the continuous permafrost zone allowing vertical and lateral *Sphagnum* peat expansion and an increase in carbon accumulation;
- 2) With the return of *Sphagnum* over the lichenous permafrost peat plateaus, rates of peat and carbon accumulation are higher in the northernmost site reaching up to 4 mm yr^{-1} and $134 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, respectively;
- 3) Increased patchy *Sphagnum* peat and carbon accumulation rates occurred around 1980 CE following permafrost thaw, increase in MAAT and lengthening of the growing season.

This study shows how a palaeoecological approach can improve our understanding of changing permafrost landforms across northern latitudes. It also highlights the need for an integrative carbon budget that includes not only annual CO₂ and CH₄ release from permafrost thaw but longer-term carbon uptake from the recent *Sphagnum* growth that has not yet been clearly captured by *in situ* measurements. This study was defined to specifically quantify the recent return of *Sphagnum* accumulation on forested permafrost landforms. The important role of increased photosynthesis

should be considered in future model projections to better assess the response of northern latitude peatlands to climate change.

5.1 Data availability

All data that support these findings are included within the article and in the Supplementary Material.

5.2. Acknowledgements

We would like to acknowledge that our field work was conducted on traditional lands of many Indigenous groups and First Nations including Liidlii Kue First Nation, Fort Simpson Métis, Pehdzeh Ki First Nation, Inuvialuit, Gwich'in First Nation and Métis people of Inuvik. We thank N Perron for the great fieldwork assistance and guidance throughout the campaign. We are grateful for the entire team of Les Tourbeux and GEOTOP for their help and constant support. Thank you to the ESCER centre (UQAM) for providing the homogenized climate data.

5.3 Funding

Funding for this study was provided by a Grant and Contribution from Environment and Climate Change Canada (ECCC) (Project GCXE19S029) and from the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC) Northern Research Supplement program to MG. An NSERC Canada Graduate Scholarship from the master's program and Northern Scientific Training Program (NSTP) funding for fieldwork was granted to PGC.

5.4 Conflict of interest

The authors declare no competing interests.

5.5. References

Aquino-López M A, Blaauw M, Christen J A and Sanderson N K 2018 Bayesian Analysis of 210 Pb Dating. *Journal of Agricultural, Biological, and Environmental Statistics* **23** 317–333

Baltzer J L, Veness T, Chasmer L E, Sniderhan A and Quinton W L 2014 Forests on thawing permafrost: fragmentation, edge effects, and net forest loss *Global Change Biology* **20** 824–834

Brown R J E 1963 Relation between mean annual air and ground temperatures in the permafrost region of Canada *Proceedings: Permafrost International Conference* **296** 241-246

Burn C, Mackay J and Kokelj S 2009 The thermal regime of permafrost and its susceptibility to degradation in upland terrain near Inuvik, NWT *Permafrost and Periglacial Processes* **20** 107-136

Bush E and Lemmen D S editors 2019 Canada's Changing Climate Report *Natural Resources Canada* 112-193

Carpino O, Haynes K, Connan R, Craig J, Devoie E and 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 and Yu Z 2011 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

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, Välimäki 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

Ciais P, Dolman A J, Bombelli A, Duren R, Peregon A, Rayner P J, Miller C, Gobron N, Kinderman G, Marland G, Gruber N, Chevallier F, Andres R J, Balsami G, Bopp L, Bréon F-M, Broquet G, Dargaville R, Battin T J, Borges A, Bovensmann H, Buchwitz M, Butler J, Canadell J G, Cook R B, DeFries R, Engelen R, Gurney K R, Heinze C, Heimann M, Held A, Henry M, Law B, Luyssaert S, Miller J, Moriyama T, Moulin C, Myneni R B, Nussli C, Obersteiner M, Ojima D, Pan Y, Paris J-D, Piao S L, Poutler B, Plummer S, Quegan S, Raymond P, Reichstein M, Rivier L, Sabine C, Schimel D, Tarasova O, Valentini R, Wang R, van der Werf G, Wickland D, Williams M and Zehner C 2014 Current systematic carbon-cycle observations and the need for implementing a policy-relevant carbon observing system *Biogeosciences* **11** 3547-3602

Connon R F, Quinton W L, Craig J R, Hanisch J and Sonnentag O 2015 The hydrology of interconnected bog complexes in discontinuous permafrost terrains *Hydrological Processes* **29** 3831-3847

Connon R F, Devoie E, Hayashi M, Veness T and Quinton W 2018 The influence of shallow taliks on permafrost thaw and active layer dynamics in subarctic Canada *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **123** 281-297

Dorrepaal E, Toet S, van Logtestijn R S P, Swart E, van de Weg M J, Callaghan T V and Aerts R 2009 Carbon respiration from subsurface peat accelerated by climate warming in the subarctic *Nature* **420** 616-620

Estop-Aragonés C, Czimczik C I, Heffernan L, Gibson C, Walker J C, Xu X and Olefeldt D 2018 Respiration of aged soil carbon during fall in permafrost peatlands enhanced by active layer deepening following wildfire but limited following thermokarst *Environmental Research Letters* **13** 085002

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, Carles 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, Hribjlan 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, Välimäki 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 *Nature Climate Change* **8** 907–913

Gruber S 2012 Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation *The Cryosphere* **6** 221-233

Haynes K M, Connon R F and Quinton W L 2018 Permafrost thaw induced drying of wetlands at Scotty Creek, NWT, Canada *Environmental Research Letters* **13** 114001

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 *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* **125** 20p

Helbig M, Chasmer L E, Kljun N, Quinton W L, Treat C C and Sonnentag O 2017a The positive net radiative greenhouse gas forcing of increasing methane emissions from a thawing boreal forest-wetland landscape *Global Change Biology* **23** 2413-2427

Helbig M, Chasmer L, Desai A, Kljun N, Quinton W and Sonnentag O 2017b Direct and indirect climate change effects on carbon dioxide fluxes in thawing boreal forest-wetland landscape *Global Change Biology* **23** 3231-3248

Hua Q, Barbetti M and Rakowski A J 2013 Atmospheric radiocarbon for the period 1950-2010. *Radiocarbon* **55**(4) 2059–2072

Hutchison 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

Kendall M G 1975 *Rank Correlation Methods*, Oxford University Press. New York

Lamarre A, Garneau M and Asnong A 2012 Holocene paleohydrological reconstruction and carbon accumulation of a permafrost peatland using testate amoeba and macrofossil analyses, Kuujjuarapik, subarctic Québec, Canada *Review of Palaeobotany and Palynology* **186** 131-141

Larson E J L, Schiferl L D, Commane R, Munger J W, Trugman A T, Ise T, Euskirchen E, Wofsy S and Moorcroft P 2022 The changing carbon balance of tundra ecosystems: results from a vertically resolved peatland biosphere model *Environmental Research Letters* **17** 014019

Lemmen D S, Duk-Rodkin A and Bednarski J M 1994 Late glacial drainage systems along the northwestern margin of the Laurentide Ice Sheet *Quaternary Science Reviews* **13** 805-828

Loisel J and Yu Z C 2013 Recent acceleration of carbon accumulation in a boreal peatland, south central Alaska *Journal of Geosciences Research: Biogeosciences* **118** 41-53

Loisel J, Yu Z, Beilam D W, Camill P, Alm J, Amesbury M J, Anderson D, Andersson S, Bochicchio C, Barber K, Belyea L R, Bunbury J, Chamber F M, Charman D J, Vleeschouwer F, Fialkiewicz-Kozeil B, Finkelsen S A, Galka M, Garneau M, Hammarlund D, Hinchcliffe W, Holmquist J, Hugues P, Jones M C, Klein E S, Kokfelt U, Korhola A, Kuhry P, Lamarre A, Lamentowic M, Large D, Lavoie M, MacDonald G, Magnan G, Mäkilä M, Mallon G, Mathijssen P, Mauquoy D, McCarroll J, Moore T R, Nichols J, O'reilly B, Oksanen P, Packalen M, Peteet D, Richard P JH, Robinson S, Ronkainen T, Rundgre M, Sannel A B K, Tarnocai C, Thom T, Tuittila E S, Turetsky M, Välimäki M, van der Linden M, van Geel B, van Bellen S, Vitte, D Zhao Y and Zhou W 2014 A database synthesis of northern peatland soil properties and Holocene carbon and nitrogen accumulation *The Holocene* **24** 1028-1042

Magnan G, Sanderson N K, Piilo S, Pratte S, Välimäki 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 *Global Change Biology* **28** 1919-1934

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

McClymont A F, Hayashi M, Bentley L R and Christensen B S 2013 Geophysical imaging and thermal modeling of subsurface morphology and thaw of discontinuous permafrost *Journal of Geophysical Research* **118** 1826-1837

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

Miner K R, Turetsky M R, Malina E, Bartsch A, Tamminen J, McGuire A D, Fix A, Sweeney C, Elder C D and Miller C E 2022 Permafrost carbon emissions in a changing Arctic *Nature Reviews* **3** 55-67

Myers-Smith I H, Harden J W, Wilmking M, Fuller C C, McGuire A D and Chapin III F S 2008 Wetland succession in a permafrost collapse: interactions between fire and thermokarst *Biogeosciences* **5** 1273-1286

Oksanen P O 2006 Holocene development of the Vaisjeäggi palsa mire, Finnish Lapland *Boreas* **35** 81-95

Pelletier N, Talbot J, Olefeldt D, Turetsky M, Blodau C, Sonnentag O and 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** 1391-1405

Quinton W L, Hayashi M and Chasmer L E 2009 Peatland hydrology of discontinuous permafrost in the Northwest Territories: Overview and synthesis *Canadian Water Resources Journal* **4** 311-328

Quinton W L, Hayashi M and Chasmer L E 2011 Permafrost-thaw-induced land-cover change in the Canadian subarctic: implications for water resources *Hydrological Processes* **25** 152-158

Quinton W L and Baltzer J L 2013 The active-layer hydrology of a peat plateau with thawing permafrost (Scotty Creek, Canada) *Hydrogeology Journal* **21** 201-220

Quinton W, Berg A, Braverman M, Carpino O, Chasmer L, Connon R, Craig J, Devoie E, Hayashi M, Haynes K, Olefeldt D, Pietroniro A, Rezanezhad F, Schincariol R and Sonnentag O 2019 A synthesis of three decades of hydrological research at Scotty Creek, NWT, Canada *Hydrology and Earth System Sciences* **23** 2015-2039

R Core Team (2020). R: A language and environment for statistical computing (Vienna: R Foundation for Statistical Computing)

Rantanen M, Karpechko A Y, Lippinen A, Nordling K, Hyvärinen O, Ruosteenoja K, Vihma T and Laaksonen A 2022 The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979 *Communications Earth & Environment* **168** 1-10

Reimer P J, Austin W E N, Bard E, Bauliss A, Blackwekk P, Ramsey C B, Butzin M, Cheng H, Edwards L R, Friedrich M, Grootes P M, Guilderson T P, Hajdas I, Heaton T J, Hogg A G, Hughen K A, Kromer B, Manning S W, Muscheler R, Palmer J G, Pearson C, van der Plicht J, Reimer R W, Richards D A, Scott M E, Southon J R, Turney C S M, Wacker L, Adolphi F, Büntgen U, Capano M, Fahrni S M, Fogtmann-Schulz A, Friedrich R, Köhler O, Kudsk S, Miyake F, Olsen J, Reinig F, Sakamoto M, Sookdeo A and Talamo S 2020 The IntCal20 northern hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP) *Radiocarbon* **62** 725-757

Rey D M, Walvoord M A, Minsley B J, Ebel B A, Voss C I and Singha K 2020 Wildfire-initiated talik development exceeds current thaw projections: Observations and models from Alaska's continuous permafrost zone *Geophysical Research Letters* **47** 11p

Robinson S D and Moore T R 2000 The influence of permafrost and fire upon carbon accumulation in high boreal peatlands, Northwest Territories, Canada *Arctic, Antarctic and Alpine Research* **32** 155-166

Robinson S D, Turetsky M R, Kettle I M and Wieder R K 2003 Permafrost and peatland carbon sink capacity with increasing latitude *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost* (January) 965-970

Ruppel M, Välimäki 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

Sannel A B K and Kuhry P 2008 Long-term stability of permafrost in subarctic peat plateaus, west-central Canada *The Holocene* **18** 589-601

Sim T G, Swindles T G, Morris P J, Baird A J, Cooper L C, Gallego-Sala A V, Charman D J, Roland T P, Borken W, Mullan D J, Aquino-Lopez M A and Galka M 2022 Divergent responses of permafrost peatlands to recent climate change *Environmental Research Letters* **16** 034001

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

Tarnocai C, Kettles I M and 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, 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 Välimäki 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** 78-94
- Turetsky M R, Abbott B A, Jones M C, Anthony K W, Olefeldt D, Schuur E A G, Grosse G, Kuhry P, Hugelius G, Koven C, Lawrence D M, Gibson C, Sannel A B K and McGuire A D 2020 Carbon release through abrupt permafrost thaw *Nature Geoscience* **13** 138-145
- 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
- Vardy S R, Warner B G and Aravena R 1998 Holocene climate and the development of a subarctic peatland near Inuvik, Northwest Territories, Canada *Climatic Change* **40** 285-313
- Vincent L A, Zhang X, Mekis E, 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
- Winkler A J, Myneni R B, Alexandrov G A and Brovkin V 2019 Earth system models underestimate carbon fixation by plants in the high latitudes *Nature Communications* **10** 8p
- Wright N, Hayashi M and Quinton W L 2009 Spatial and temporal variations in active layer thawing and their implication on runoff generation in peat-covered permafrost terrain *Water Resources Journal* **45** W05414
- Wright S N, Thompson L M, Olefeldt D, Connon R F, Carpino O A, Beel C R and Quinto W L 2022 Thaw-induced impacts on land and water in discontinuous permafrost: A review of the Taiga Plains and Taiga Shield, northwestern Canada *Earth-Science Reviews* **232** 104104
- Zoltai S C and Tarnocai C 1975 Perennially frozen peatlands in the western Arctic and subarctic Canada *Canadian Journal of Earth Sciences* **12** 28-43
- Zoltai S C 1993 Cyclic development of permafrost in the peatlands of Northwestern Alberta, Canada *Arctic and Alpine Research* **25** 240-246
- Zoltai S C 1995 Permafrost distribution in peatlands of west-central Canada during the Holocene warm period 6000 years BP *Géographie physique et Quaternaire* **49** 45-54

4.7. Supplementary materials

Text S.1. Detailed site description

At the coring locations, peat accumulation was either associated with patchy hummocks (SCC, SMC) or gradual lateral growth of *Sphagnum* mosses (HPC). The transects at SCC and SMC were on forested permafrost peat plateaus, perpendicular to the thawing edges and their characteristic tilted ('drunken') trees. At HPC, the transects were placed from the peatland edge to the outermost of peat hummocks. Along each transect, five peat cores were collected at one- or two-meter intervals using metal boxes (30 x 12 x 6 cm and 50 x 12 x 6 cm) that were manually inserted into the unfrozen peat deposit. Peat was sampled throughout the active layer with a serrated knife, until the ligneous horizon or the frost table was reached. The use of the metal boxes allowed no compaction of the peat horizons.

The 'southern' coring site was in the *ca.* 150 km²-Scotty Creek basin, around 50 km south of Fort Simpson, NWT in the sporadic permafrost zone (Figure 1, Table 1). The boreal peat landscape of the headwater portion of the Scotty Creek basin is dominated by forested permafrost peat plateaus and permafrost-free, mostly treeless thermokarst wetlands, channel fens, and lakes. Peat thickness reaches between 2 to 8 m (Quinton *et al* 2019). The two coring transects were located on a permafrost peat plateau surrounding a small 0.11 km² thermokarst feature (Figure 1). The wetland was mostly *Sphagnum*-dominated, treeless and its inundated margins were indicative of the thawing edges immediately adjacent to relatively dry peat plateau (Baltzer *et al* 2014). A few stunted (<1 m in height) black spruce (*Picea mariana*) and tamarack (*Larix laricina*) were identified on some hummocks in the center of the wetland. The inundated thermokarst margins were colonized by mostly aquatic *Sphagnum* mosses

from the Cuspidata section. On the adjacent permafrost peat plateaus, where the cores were taken, black spruce, tamarack and Labrador tea (*Rhododendron groenlandicum*) were present between hummocks covered by lichens (*Cladonia* spp.) or either *Sphagnum fuscum*, *S. capillifolium* and *Polytrichum* sp.



Figure S.1. Photographs of the Scotty Creek coring site showing on the left the main collapse scar of the permafrost peat plateau, and on the right the transect position on the permafrost peat plateau with the clear *Sphagnum* and lichen hummocks mosaic.

The ‘central’ coring site was in the *ca.* 150 km²-Smith Creek basin, *ca.* 17 km south of Wrigley, NWT within the discontinuous permafrost zone (Figure 1, Table 1). Like the headwater portion of Scotty Creek, the mostly forested boreal peat landscape of Smith Creek is interspersed with thermokarst wetlands and lakes (Wright *et al* 2022). The two coring transects were located on a permafrost peat plateau bordering a 0.22 km² thermokarst wetland. The thermokarst wetland was treeless and delimited by inundated margins that transitioned into the permafrost peat plateau where the cores were collected. The wetland was characterized by a microtopography comprising hummocks, lawns and hollows interspersed by pools colonized by sedges. On both hummocks and lawns, *Sphagnum fuscum*, *S. rubellum* and *Mylia anomala* were

dominant with some black spruce (<2 m in height) and tamarack (<1 m in height). The inundated margins associated with permafrost thaw were characterized by numerous dead individual black spruce specimens tilting towards the thermokarst wetland ('drunken trees'), some Cyperaceae and *Sphagnum* mosses from the Cuspidata section. Adjacent to the degraded thermokarst collapse scar, permafrost peat plateaus were colonized by black spruce, tamarack and ericaceous shrubs such as Labrador tea, blueberries (*Vaccinium* spp.) and covered by lichens (*Cladonia* sp.) and large *Sphagnum* hummocks.



Figure S.2. Photographs of the Smith Creek coring site showing on the left the main collapse scar of the permafrost peat plateau, and on the right the transect position on the permafrost peat plateau with the clear *Sphagnum* and lichen hummocks mosaic.

The 'northern' coring site was a well-circumscribed peatland (1.53 km²) in the ca. 17 km²-Havikpak Creek basin, 9 km south of Inuvik, NWT within the continuous permafrost zone (Figure 1, Table 1). Underlain by glacial and periglacial deposits, the forested landscape is interspersed with permafrost peatlands and is characteristics of the forest-tundra ecotone at the northern limit of the Taiga Plains ecozone (Kokelj *et al* 2014). In contrast to Scotty Creek and Smith Creek, common landscape features

included lake-fed streams, organic-rich peatlands and hummocky plains (Zolkos *et al* 2022). The two coring transects were located perpendicularly to the margins of the peatland surrounded by a dense forest fringe around the edges. The peatland developed between an outcrop on its southern edge, and the eastern section ends with a gentle slope southward where an eddy covariance tower has been in operation since 2013. The forested margins were dense and colonized by tall black spruce (>6 m in height), birch (*Betula glandulosa*), alder (*Alnus* sp.), and ericaceous shrubs. Peat hummocks in the forested margins were dominated by either lichens or *Sphagnum fuscum* and *S. balticum*.



Figure S.3. Photographs of the Havikpak Creek coring site showing on the left the main peatland and its plateau near the dense fringe of *Picea mariana* (Black spruce), and on the right the transect position on the permafrost peat plateau with the clear *Sphagnum* and lichen hummocks mosaic.

Text S.2. Detailed laboratory methods

In the laboratory, each core was cut into 1-cm slices and stored at 4 °C.

Bulk density and loss-on-ignition

Subsamples of 1 cm³ of fresh peat material were oven-dried overnight at 150 °C and burned at 550 °C for 3.5 h, as in Chambers *et al* (2010).

Plant macrofossil analysis

Each peat sample was immersed in a 5 % KOH solution, gently boiled for 15 minutes and rinsed with distilled water using a 125-µm sieve. Analyses were conducted using a stereoscopic microscope (10× to 40×) and a gridded petri dish. For each sample, the relative abundance (%) was estimated for the different peat types: *Sphagnum*, brown mosses, hepatics, herbaceous and ligneous. Plant remnants such as seeds, needles, charcoal fragments (size >2 mm) were counted. Identification of the macrofossils was based on Lévesque *et al* (1998), Mauquoy and van Geel (2007) and Garneau (1995). *Sphagnum* mosses were randomly picked in the petri dish and identified to the species following Faubert (2012, 2013, 2014) by using branch and stem leaves.

Table S.1. Peat Accumulation Rate (PAR, mm yr⁻¹) and Apparent Carbon Accumulation Rate (ACAR, g C m⁻² yr⁻¹) for 1950-2017 1950-1980 and 1980-2017 for each core, transect and site. Values with (!) were not included in the calculations as their basal ages are younger than 1950 CE. Values in grey represent the mean accumulation rate for each time series and “NA” are absent results. Basal modelled ages were obtained using the *Plum* model combining ¹⁴C and ²¹⁰Pb dating; the modelled ages of the shifts were based on the macrofossil assemblages.

Core name	Core length (cm)	Basal modelled age of the core (CE)	Modelled age of shift (CE)	PAR ₁₉₅₀₋₂₀₁₇ (mm yr ⁻¹)	PAR ₁₉₅₀₋₁₉₈₀ (mm yr ⁻¹)	PAR ₁₉₈₀₋₂₀₁₇ (mm yr ⁻¹)	ACAR ₁₉₅₀₋₂₀₁₇ (gC m ⁻² yr ⁻¹)	ACAR ₁₉₅₀₋₁₉₈₀ (gC m ⁻² yr ⁻¹)	ACAR ₁₉₈₀₋₂₀₁₇ (gC m ⁻² yr ⁻¹)
Scotty Creek				2.4	1.3	3.2	65.1	47.1	81.2
SCC_LNZ	27	1872	1967	3.0	1.7	3.9	70.1	52.9	84.9
SCC_LNY	32	1888	NA	2.8	2.1	3.3	48.0	4.3	55.6
SCC_LNX	26	1964	NA	NA	5.8(!)	4.0	NA	108.5(!)	78.4
SCC_LNV	19	1785	1898	1.2	1.0	0.6	30.6	34.7	22.8
Mean North transect				2.3	1.6	3.0	49.6	30.6	60.4
SCC_LSZ	24	1840	1992	2.6	0.9	3.7	83.5	63.1	109.5
SCC_LSX	22	1849	1998	2.5	1.7	3.1	91.2	86.0	104.8
SCC_LSV	24	1782	1995	2.0	0.4	3.3	67.0	41.3	91.8
Mean South transect				2.4	1.0	3.4	80.5	63.5	102.0
Smith Creek				2.3	1.1	3.9	55.6	40.8	83.0
SMC_LNZ	22	1974	NA	NA	4.6(!)	5.0	NA	102.3(!)	93.6
SMC_LNX	22	1971	NA	NA	4.4(!)	4.8	NA	127.7(!)	88.8
SMC_LNV	27	1789	1835	1.9	0.6	3.3	51.0	30.6	87.5
Mean North transect				1.9	0.6	4.4	51.0	30.6	90.0
SMC_LSZ	19	1910	1991	2.2	1.2	3.0	58.1	53.0	73.4
SMC_LSX	23	1913	NA	3.1	1.5	4.4	60.7	46.0	79.5
SMC_LSV	24	1876	1985	2.4	1.7	2.9	61.4	53.9	72.4
Mean South transect				2.6	1.5	3.4	60.1	51.0	75.1
Havikpak Creek				3.0	2.2	4.6	154.1	85.0	134.2
HPC_LNZ	29	1964	1994	NA	2.7(!)	6.8	NA	147.7(!)	181.5
HPC_LNY	24	1916	2008	3.0	2.1	3.6	112.5	95.9	138.7
HPC_LNW	27	1894	1998	3.4	1.8	4.5	103.0	75.7	128.5
Mean North transect				3.2	2.0	5.0	107.8	85.8	150.0
HPC_LEZ	23	1973	2006	NA	4.9(!)	5.0	NA	205.9(!)	145.8
HPCLEY	23	1968	2003	NA	3.9(!)	5.0	NA	193.1(!)	133.5
HPCLEX	27	1875	1982	3.2	1.7	4.4	99.8	74.0	124.8
HPCLEV	23	1907	1958	2.3	2.8	1.8	75.7	94.0	69.5
Mean East transect				2.8	2.3	4.1	87.8	84	118.4

Table S.2. Detailed chronologies of 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), cal BP is the calibrated date and cal AD for Anno Domini. Modelled dates and uncertainties are from *Plum* in CE (Common Era).

Core and sample depth (cm)		Lab ID	Material	F14C±	14C yr BP±	Calibrated dates 1σ range (%)	Modelled age (CE)
SCC Scotty Creek							
SCC_LNZ	15-16	UOC-13611	Sphagnum stems	1.3231 ± 0.0044	NA	1977-1979 (95.4%) cal AD	1981 ±4
	16-17	UOC-13612	Sphagnum stems	1.4906 ± 0.0051	NA	1970-1973 (95.4%) cal AD	1976 ±5
	18-19	UOC-14200	Sphagnum stems	1.5211 ± 0.0072	NA	1969-1971 (95.4%) cal AD	1967 ±5
	22-23	UOC-14201	Charcoal	0.9829 ± 0.0024	138 ± 35	279-171 (37.4%) cal BP 153-6 (58.1%) cal BP	1937 ±10
SCC_LNY	15-16	UOC-13613	Sphagnum stems	1.1323 ± 0.0039	NA	1957-1958 (6.5%) cal AD 1991-1995 (89.0%) cal AD	1973 ±5
	16-17	UOC-13614	Sphagnum stems	1.1848 ± 0.0041	NA	1958-1959 (17.9%) cal AD 1985-1988 (77.5%) cal AD	1969 ±6
	32-33	UOC-14202	Brown mosses stems	0.9965 ± 0.0043	28 ± 34	256-255 (27.3%) cal BP 140-33 (68.1%) cal BP	1888 ±33
SCC_LNX	26-27	UOC-14203	Sphagnum stems	1.5540 ± 0.0068	NA	1968-1970 (93.8%) cal AD 1971 (1.6%) cal AD	1964 ±10
SCC_LNV	12-13	UOC-14207	Sphagnum stems	0.9984 ± 0.0034	13 ± 28	255-226 (29.4%) cal BP 140-111 (28.5%) cal BP 74-35 (37.6%) cal BP	1898 ±35
	16-17	UOC-14208	Burnt picea needles	0.9920 ± 0.0031	64 ± 25	256-225 (27.6%) cal BP 140-33 (67.8%) cal BP	1836 ±41
SCC_LSZ	12-13	UOC-13861	Sphagnum stems	1.0837 ± 0.0036	NA	1956-1957 (4.3%) cal AD 2000-2003 (91.1%) cal AD	1992 ±6
	13-14	UOC-13862	Picea needles and picea seeds	1.2267 ± 0.0047	NA	1959-1962 (48.3%) cal AD 1982-1985 (47.1%) cal AD	1989 ±7
	24-25	UOC-14204	Sphagnum stems and picea needles	0.9561 ± 0.0041	NA	495-421 (45.1%) cal BP 411-315 (50.4%) cal BP	1841 ±59
SCC_LSX	09-10	UOC-13863	Sphagnum stems	1.0588 ± 0.0035	NA	1956-1957 (1.6%) cal AD 2005 (93.8%) cal AD	1998 ±7
	10-11	UOC-13864	Picea needles and picea seeds	1.1133 ± 0.0035	NA	1957-1958 (4.8%) cal AD 1994 (1.0%) cal AD 1995-1998 (89.0%) cal AD	1992 ±8
SCC_LSV	11-12	UOC-14205	Sphagnum stems	1.0597 ± 0.0047	NA	1956-1957 (1.9%) cal AD 2005 (93.5%) cal AD	1995 ±7
	13-14	UOC-14206	Picea needles	1.1698 ± 0.0049	NA	1958-1959 (18.0%) cal AD 1987-1990 (77.5%) cal AD	1979 ±8
SMC Smith Creek							
SMC_LNZ	22-23	UOC-14691	Sphagnum stems	1.3843 ± 0.0047	NA	1962 (29.0%) cal AD 1974-1976 (66.4%) cal AD	1974 ±10
	22-23	UOC-14692	Sphagnum stems	1.5557 ± 0.0054	NA	1968-1970 (95.4%) cal AD	1971 ±9

SMC_LNV	22-23	UOC-15124	Sphagnum stems	0.9811 ± 0.0033	153 ± 27	284-240 (16.3%) cal BP 233-167 (28.8%) cal BP 119-57 (20.9%) cal BP 45 (19.5%) cal BP 256-225 (27.3%) cal BP 140-33 (68.1%) cal BP	1835 ± 38
	24-25	UOC-15125	Charcoal	0.9936 ± 0.0037	53 ± 30	256-225 (27.3%) cal BP 140-33 (68.1%) cal BP	1821 ± 44
SMC_LSZ	10-11	UOC-15129	Sphagnum stems	1.0727 ± 0.0039	NA	1956-1957 (3.2%) cal AD 2002-2006 (92.2%) cal AD	1991 ± 6
	12-13	UOC-15130	Picea needles	1.3509 ± 0.0043	NA	1962 (9.7%) cal AD 1974-1977 (85.8%) cal AD	1979 ± 7
	19-20	UOC-15131	Sphagnum stems	1.0000 ± 0.0034	0 ± 28	254-226 (29.4%) cal BP 139-114 (28.2%) cal BP 70-39 (37.9%) cal BP	1910 ± 14
SMC_LSX	23-24	UOC-14690	Sphagnum stems	0.9980 ± 0.0035	16 ± 28	255-225 (29.3%) cal BP 140-111 (28.2%) cal BP 106-97 (36.9%) cal BP 74-34 (36.9%) cal BP	1913 ± 14
SMC_LSV	10-11	UOC-15126	Sphagnum stems	1.3394 ± 0.0049	NA	1962 (9.1%) cal AD 1976-1977 (69.3%) cal AD 1978 (17.1%) cal AD	1985 ± 5
	15-16	UOC-15127	Bulk	1.1041 ± 0.0037	NA	1957 (1.7%) cal AD 1996-2000 (93.8%) cal AD	1966 ± 7
	24-25	UOC-15128	Sphagnum stems	0.9901 ± 0.0034	80 ± 28	258-223 (26.3%) cal BP 141-31 (69.2%) cal BP	1876 ± 39
HPC Havikpak Creek							
HPC_LNZ	20-21	UOC-15132	Sphagnum stems	1.1712 ± 0.0044	NA	1958-1959 (19.3%) cal AD 1987-1990 (76.1%) cal AD	1994 ± 6
	24-25	UOC-15133	Bulk	1.2207 ± 0.0042	NA	1959-1961 (40.5%) cal AD 1983-1985 (54.9%) cal AD	1982 ± 7
HPC_LNY	06-07	UOC-15134	Sphagnum stems	1.0556 ± 0.0037	NA	1956-1957 (3.3%) cal AD 2005 (92.1%) cal AD	2008 ± 12
	09-10	UOC-15324	Brown mosses stems	1.1100 ± 0.0038	NA	1957 (3.1%) cal AD 1995-1999 (92.3%) cal AD	2000 ± 13
	11-12	UOC-15135	Bulk	1.2247 ± 0.0041	NA	1959-1962 (48.4%) cal AD 1982-1985 (47.1%) cal AD	1991 ± 14
	24-25	UOC-15136	Sphagnum stems	1.0007 ± 0.0036	NA	1699-1721 (11.1%) cal BP 1814-1834 (11.3%) cal BP 1882-1883 (0.1%) cal BP 1889-1908 (13.8%) cal BP 1954-1957 (59.1%) cal AD	1916 ± 29
HPC_LNW	04-05	UOC-15325	Hepatic mosses stems	1.0637 ± 0.0038	NA	1956-1957 (2.7%) cal AD 2004 (92.7%) cal AD	2012 ± 3
	12-13	UOC-15270	Sphagnum stems	1.2438 ± 0.0044	NA	1959 (6.6%) cal AD 1960 (2.3%) cal AD 1961-1962 (12.2%) cal AD 1981-1983 (74.5%) cal AD	1998 ± 4
	19-20	UOC-15271	Bulk	1.3532 ± 0.0048	NA	1962 (8.4%) cal AD 1974-1977 (87.0%) cal AD	$1972 \pm$
	27-28	UOC-15272	Sphagnum stems	0.999 ± 0.0036	8 ± 29	255-225 (29.3%) cal BP 140-111 (28.2%) cal BP 105-98 (37.1%) cal BP	1894 ± 32
HPC_LEZ	06-07	UOC-15326	Sphagnum stems	1.0551 ± 0.0037	NA	1957-1967 (3.7%) cal AD 1005 (91.7%) cal AD	2009 ± 3
	09-10	UOC-15273	Sphagnum stems	1.0687 ± 0.0038	NA	1956-1957 (3.5%) cal AD 2002-2007 (91.1%) cal AD 2008 (0.9%) cal AD	2005 ± 4

	11-12	UOC-15274	Brown mosses stems	1.1354 ± 0.0038	NA	1957-1958 (7.4%) cal AD 1990-2004 (88.1%) cal AD	2001 \pm 5
	23-24	UOC-15275	Brown mosses stems	1.5636 ± 0.0057	NA	1963 (1.9%) cal AD 1968-1970 (93.6%) cal AD	1973 \pm 10
HPC_LEY	08-09	UOC-15327	Sphagnum stems	1.0680 ± 0.0037	NA	1956-1957 (3.4%) cal AD 2002-2007 (90.6%) cal AD 2008 (1.4%) cal AD	2003 \pm 6
	10-11	UOC-15328	Brown mosses stems	1.1219 ± 0.0040	NA	1957-1958 (4.7%) cal AD 1993-1996 (90.7%) cal AD	1999 \pm 8
	16-17	UOC-15329	Brown mosses stems	1.3252 ± 0.0048	NA	1977-1979 (95.4%) cal AD	1986 \pm 12
	23-24	UOC-15330	Bulk	1.0250 ± 0.0033	NA	1955-1957 (95.4%) cal AD	1968 \pm 13
HPC_LEX	16-17	UOC-15276	Sphagnum stems	1.2842 ± 0.0047	NA	1959 (5.0%) cal AD 1961-1962 (10.7%) cal AD 1979-1980 (79.8%) cal AD	1982 \pm 6
	18-19	UOC-15277	Bulk	1.3002 ± 0.0045	NA	1962 (4.7%) cal AD 1978-1980 (90.7%) cal AD	1973 \pm 8
HPC_LEV	06-07	UOC-15331	Sphagnum stems	1.4612 ± 0.0050	NA	1962-1963 (7.8%) cal AD 1971-1973 (87.7%) cal AD	1984 \pm 11
	14-15	UOC-15332	Brown mosses stems	1.0323 ± 0.0037	NA	1955-1957 (95.4%) cal AD	1958 \pm 14
	18-19	UOC-15278	Sphagnum and brown mosses stems	0.9921 ± 0.0036	64 ± 29	257-224 (26.8%) cal BP 140-33 (68.6%) cal BP	1936 \pm 17
	23-24	UOC-15333	Brown mosses stems	0.9890 ± 0.0035	88 ± 28	262-221 (26.0%) cal BP 144-27 (69.5%) cal BP	1907 \pm 32

Table S.3. Peat Accumulation Rate (PAR, mm yr⁻¹) and Apparent Carbon Accumulation Rate (ACAR, g C m⁻² yr⁻¹) calculated for the permafrost period, transition period and post-thaw period according to the macrofossil analyses. Values with “NA” are absent results. All modelled ages were obtained from the *Plum* model combining ¹⁴C and ²¹⁰Pb dating (Aquino- López *et al* 2018).

Post-thaw period				Transition period				Permafrost period				
Depth cm	Modelled age CE	PAR mm yr ⁻¹	ACAR gCm ⁻² yr ⁻¹	Depth cm	Modelled age CE	PAR mm yr ⁻¹	ACAR gCm ⁻² yr ⁻¹	Depth cm	Modelled age CE	PAR mm yr ⁻¹	ACAR gCm ⁻² yr ⁻¹	
SCC Scotty Creek												
SCC_LNZ	0-18	2019-1967	3.4	77.3	18-22	1937-1967	1.3	46.5	22-27	1872-1937	0.8	31.0
SCC_LNY	0-23	2019-1888	2.5	45.3	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
SCC_LNX	0-16	2019-1964	4.7	81.3	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
SCC_LNV	0-12	2019-1898	1.0	23.2	12-16	1836-1898	0.7	25.1	16-19	1785-1836	0.6	31.0
SCC_LSZ	0-12	2019-1992	4.5	112.2	12-13	1989-1992	2.6	201.5	13-24	1841-1989	0.8	45.5
SCC_LSX	0-09	2019-1998	4.2	124.3	09-10	1992-1998	1.7	137.8	10-22	1849-1992	0.8	47.5
SCC_LSV	0-11	2019-1995	4.5	125.0	11-13	1979-1995	1.3	86.2	13-24	1782-1979	0.6	34.4
SMC Smith Creek												
SMC_LNZ	0-22	2019-1974	4.9	87.3	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
SMC_LNX	0-22	2019-1971	5.0	89.6	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
SMC_LNV	0-22	2019-1835	1.2	29.0	22-24	1821-1835	1.5	92.0	24-27	1789-1821	0.9	62.9
SMC_LSZ	0-12	2019-1991	3.5	73.3	10-12	1979-1991	1.7	91.2	12-19	1910-1979	1.0	33.7
SMC_LSX	0-23	2019-1913	2.2	47.4	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA

SMC_LSV	0-10	2019-1985	2.9	73.3	10-15	1966-1985	2.6	79.0	15-24	1876-1966	1.0	28.0
HPC Havikpak Creek												
HPC_LNZ	0-20	2019-1994	8.0	200.2	20-24	1982-1994	3.5	134.6	24-29	1964-1982	2.7	147.7
HPC_LNY	0-06	2019-2008	5.4	167.6	06-11	1991-2008	2.9	145.7	11-24	1916-1991	1.7	66.0
HPC_LNW	0-12	2019-1998	5.8	151.8	12-19	1972-1998	2.7	100.1	19-27	1894-1972	1.0	42.8
HPC_LEZ	0-08	2019-2006	5.8	140.5	08-11	2001-2006	6.1	215.8	11-23	1973-2001	4.2	157.1
HPCLEY	0-08	2019-2003	5.0	105.7	08-10	1999-2003	5.0	196.1	10-23	1968-1999	4.2	171.3
HPC_LEX	0-16	2019-1982	4.4	124.9	16-18	1973-1982	2.2	117.6	18-27	1875-1973	0.9	44.7
HPCLEV	0-14	2019-1958	2.3	77.7	14-18	1936-1958	1.9	93.5	18-23	1907-1936	1.7	111.3

Table S.4. Carbon (%C), Nitrogen (%N) and C:N ratios for all studied sites

Scotty Creek, Fort Simpson									
Core iD	Depth (cm)	%N	%C	C:N	Core iD	Depth (cm)	%N	%C	C:N
SCC_LNZ	1-2	0.36	43.11	141.17	SCC_LNY	1-2	0.59	1.7	87.83
	3-4	0.38	43.42	133.20		3-4	0.48	1.63	106.44
	5-6	0.43	43.46	118.30		5-6	0.46	1.66	111.03
	7-8	0.48	43.52	105.35		7-8	0.44	1.81	116.38
	9-10	0.62	45.47	85.20		9-10	0.45	1.72	115.91
	11-12	0.63	45.14	83.75		11-12	0.38	1.72	134.92
	13-14	0.56	44.24	92.34		13-14	0.38	1.74	137.62
	15-16	0.80	44.68	65.22		15-16	0.46	1.64	113.23
	17-18	0.74	44.97	70.59		17-18	0.53	1.62	99.26
	19-20	1.09	46.34	49.52		19-20	0.54	1.71	96.36
	21-22	1.33	46.87	41.17		21-22	0.51	1.99	100.02
	23-24	1.38	46.91	39.55		23-24	0.52	1.99	96.28
	25-26	1.39	49.45	41.65		25-26	0.69	1.88	75.36
	27-28	1.44	47.49	38.57		27-28	0.92	1.74	55.78
SCC_LNX						29-30	1.02	1.98	49.92
						31-32	0.95	1.60	53.70
						32-33	1.00	1.89	50.02
	1-2	0.47	42.58	105.77	SCC_LNV	1-2	0.56	43.35	90.42
	3-4	0.40	42.91	124.84		3-4	1.04	48.96	55.15
	5-6	0.37	43.75	138.80		5-6	0.59	44.20	87.16
	7-8	0.47	44.18	108.83		7-8	0.49	44.46	105.03
	9-10	0.34	44.03	151.88		9-10	0.54	44.82	96.56
	11-12	0.35	43.21	143.00		11-12	0.62	45.94	86.44
	13-14	0.38	43.72	135.13		13-14	0.72	49.34	79.54
	15-16	0.42	43.44	120.44		15-16	0.77	48.14	72.68

17-18	0.36	43.29	141.78		17-18	0.97	55.77	67.11
19-20	0.29	42.46	170.41		19-20	1.30	48.55	43.60
21-22	0.39	42.95	127.44					
23-24	0.41	42.69	122.60					
25-26	0.42	43.03	120.82					
26-27	0.36	42.14	134.77					

SCC_LSZ	1-2	0.47	45.06	112.13	SCC_LSX	1-2	0.53	44.96	99.30
	3-4	0.58	45.04	90.37		3-4	0.59	45.58	90.68
	5-6	0.58	46.62	93.37		5-6	0.38	44.50	137.29
	7-8	0.39	45.82	138.32		7-8	0.38	44.51	135.87
	9-10	0.41	44.49	128.00		9-10	0.60	45.82	89.18
	11-12	0.46	44.76	112.90		11-12	1.03	51.84	58.50
	13-14	0.61	46.26	89.07		13-14	0.95	46.43	57.01
	15-16	1.33	48.11	42.23		15-16	1.20	48.32	47.08
	17-18	1.13	46.92	48.59		17-18	1.22	48.07	46.13
	19-20	0.67	22.73	39.64		19-20	1.24	44.30	41.57
	21-22	0.70	25.15	42.04		21-22	1.04	46.04	51.80
	23-24	0.78	29.84	44.68		22-23	1.11	48.20	50.78
	24-25	0.84	33.32	46.47					

SCC_LSV	1-2	0.38	45.22	138.67					
	3-4	0.31	44.05	163.55					
	5-6	0.32	43.43	157.87					
	7-8	0.36	45.65	146.17					
	9-10	0.24	44.31	215.39					
	11-12	0.56	47.35	98.61					
	13-14	0.80	52.42	76.78					
	15-16	0.75	47.46	73.69					
	17-18	1.22	46.56	44.51					
	19-20	1.28	46.19	42.06					
	21-22	1.03	17.27	19.65					
	23-24	1.20	46.86	45.72					
	24-25	1.08	46.91	50.84					

Smith Creek, Wrigley

Core iD	Depth (cm)	%N	%C	C:N	Core iD	Depth (cm)	%N	%C	C:N
SMC_LNZ	1-2	0.42	43.87	121.89	SMC_LNZ	1-2	0.40	43.61	128.35
	3-4	0.58	44.88	89.72		3-4	0.33	43.51	153.32
	5-6	0.46	44.21	111.99		5-6	0.43	43.55	118.42
	7-8	0.27	44.08	187.66		7-8	0.45	44.12	113.24
	9-10	0.37	44.17	187.66		9-10	0.39	44.94	134.61
	11-12	0.39	45.09	136.46		11-12	0.38	44.12	136.69
	13-14	0.38	44.36	134.98		13-14	0.49	45.42	108.08

15-16	0.49	43.75	104.39		15-16	0.43	43.47	117.67	
17-18	0.40	44.24	129.23		17-18	0.43	43.60	119.55	
19-20	0.41	44.42	127.08		19-20	0.43	44.11	120.62	
21-22	0.38	43.84	135.79		21-22	0.36	43.65	141.46	
22-23	0.47	44.02	110.06		22-23	0.25	43.25	198.97	
SMC_LNV	1-2	0.58	43.18	86.85	SMC_LSZ	1-2	0.45	45.05	117.31
	3-4	0.49	43.17	101.91		3-4	0.38	45.32	139.61
	5-6	0.48	42.17	103.25		5-6	0.44	45.05	119.71
	7-8	0.50	43.48	101.81		7-8	0.35	45.08	151.78
	9-10	0.90	45.81	59.16		9-10	0.47	45.57	112.02
	11-12	0.84	45.86	64.05		11-12	0.94	49.92	62.28
	13-14	0.86	48.44	66.09		13-14	0.96	47.07	57.04
	15-16	0.56	46.81	97.74		15-16	0.85	46.10	63.3
	17-18	0.48	45.05	109.52		17-18	1.14	46.57	47.6
	19-20	0.41	43.85	124.68		19-20	0.69	45.35	76.98
	21-22	0.55	44.61	95.27					
	23-24	0.89	44.81	58.87					
	25-26	1.60	52.02	37.86					
	26-27	1.42	48.26	39.75					
	27-28	0.84	45.86	64.05					
SMC_LSX	1-2	0.38	45.28	138.13	SMC_LSV	1-2	0.50	44.59	103.84
	3-4	0.41	45.02	126.65		3-4	0.58	45.26	90.69
	5-6	0.41	45.60	130.08		5-6	0.72	46.47	75.3
	7-8	0.40	45.89	132.26		7-8	0.54	44.91	97.37
	9-10	0.42	45.60	127.65		9-10	0.48	45.78	111.51
	11-12	0.40	45.91	133.05		11-12	0.39	44.78	132.47
	13-14	0.49	45.60	108.77		13-14	0.73	48.55	77.8
	15-16	0.52	45.98	104		15-16	0.76	46.66	71.66
	17-18	0.49	44.80	106.45		17-18	0.54	46.66	100.85
	19-20	0.61	46.73	89.87		19-20	0.96	48.33	58.83
	21-22	0.64	49.07	89.07		21-22	0.63	40.30	75.03
	23-24	0.65	45.31	81.23		23-24	0.84	46.52	64.58
						24-25	0.63	44.74	83.1

Havikpak Creek, Inuvik

Core iD	Depth (cm)	%N	%C	C:N	Core iD	Depth (cm)	%N	%C	C:N
HPC_LNZ	1-2	0.59	45.69	90.13	HPC_LNY	1-2	0.95	44.76	54.77
	3-4	0.53	46.10	101.41		3-4	0.81	45.93	65.94
	5-6	0.39	46.16	138.19		5-6	0.67	45.21	79.05
	7-8	0.37	45.86	143.33		7-8	0.84	48.21	67.01
	9-10	0.39	46.07	137.17		9-10	1.21	50.91	49.13
	11-12	0.38	47.27	145.64		11-12	1.11	51.01	53.78

13-14	0.33	45.52	163.22		13-14	0.75	49.26	76.42	
15-16	0.36	46.05	149.28		15-16	0.76	50.30	77.39	
17-18	0.36	45.36	146.23		17-18	0.85	50.72	69.5	
19-20	0.37	46.34	144.93		19-20	0.96	47.48	57.78	
21-22	0.40	45.47	134.03		21-22	0.93	48.23	60.26	
23-24	0.58	47.26	94.51		23-24	0.96	48.35	59.01	
25-26	0.82	48.63	68.93		24-25	1.01	47.23	54.33	
27-28	0.97	50.13	60.4						
29-30	0.81	49.11	70.68						
HPC_LNW	1-2	1.42	90.29	74.28	HPC_LEZ	1-2	0.67	45.03	78.1
	3-4	0.31	35.63	135.92		3-4	0.56	45.62	94.83
	5-6	0.39	34.05	100.72		5-6	0.48	46.71	112.63
	7-8	0.48	47.10	114.56		7-8	0.50	46.77	110
	9-10	0.41	45.43	129.87		9-10	0.56	46.07	96.83
	11-12	0.55	45.93	96.57		11-12	0.54	47.52	103.35
	13-14	0.56	46.62	97.35		13-14	0.52	46.34	103.82
	15-16	0.60	46.20	89.41		15-16	0.49	46.28	110.6
	17-18	0.62	47.08	89.1		17-18	0.50	44.87	105.21
	19-20	0.56	47.96	99.58		19-20	0.59	45.11	89.46
	21-22	0.51	48.73	111.41		21-22	0.73	45.84	73.74
	23-24	0.71	50.58	83.49		23-24	1.04	47.78	53.65
	25-26	0.87	48.17	64.85					
	27-28	0.83	50.40	71.22					
HPC_LEX	1-2	0.46	45.96	115.38	HPCLEY	1-2	0.77	45.21	68.26
	3-4	0.46	45.83	117.07		3-4	0.36	45.37	148.99
	5-6	0.38	45.64	140.77		5-6	0.40	46.36	134.89
	7-8	0.43	45.28	121.52		7-8	0.34	45.57	157.7
	9-10	0.39	45.63	136.72		9-10	0.71	48.33	78.87
	11-12	0.50	47.64	110.84		11-12	0.84	50.05	69.89
	13-14	0.52	46.15	104.37		13-14	0.79	48.65	72
	15-16	0.54	47.66	102.39		15-16	0.81	47.62	68.8
	17-18	0.53	47.78	105.94		17-18	0.83	45.82	64.35
	19-20	0.63	47.75	88.68		19-20	1.12	47.08	49.15
	21-22	0.74	47.79	75.74		21-22	1.27	49.62	45.69
	23-24	0.87	49.27	65.95		23-24	1.15	49.72	50.3
	25-26	0.96	47.91	57.92					
	27-28	0.98	47.95	56.96					
HPCLEV	1-2	1.09	47.50	50.82					
	3-4	0.66	48.29	85.6					
	5-6	0.48	47.70	114.91					
	7-8	0.32	45.30	163.81					

9-10	0.42	46.31	128.85
11-12	0.52	47.20	106.28
13-14	0.49	46.86	112.3
15-16	0.82	48.89	69.43
17-18	0.88	47.14	62.66
19-20	0.89	47.87	63.1
21-22	1.11	47.75	50.28
23-24	1.25	47.11	43.87

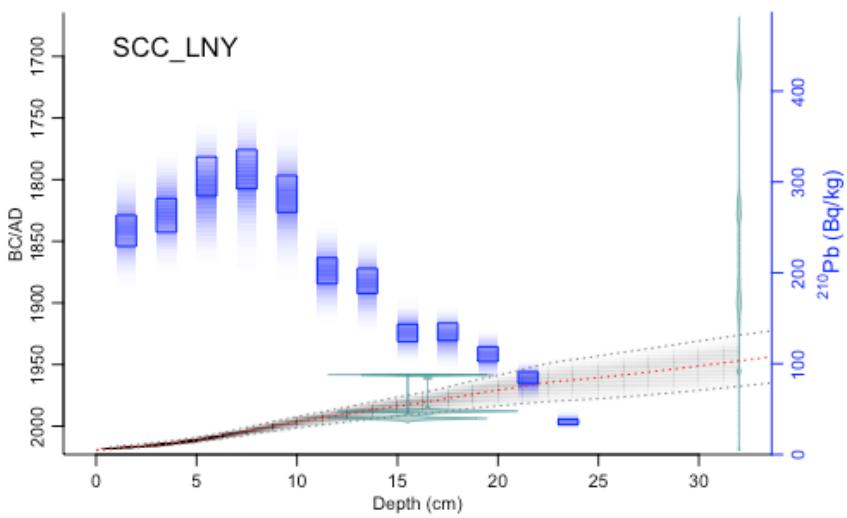
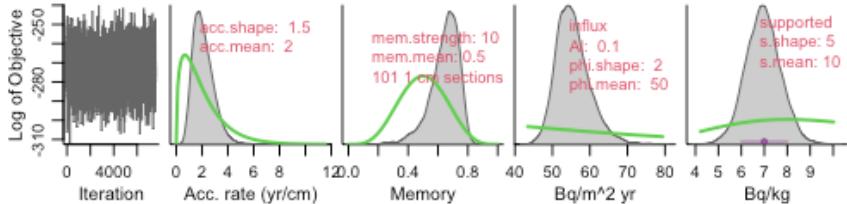
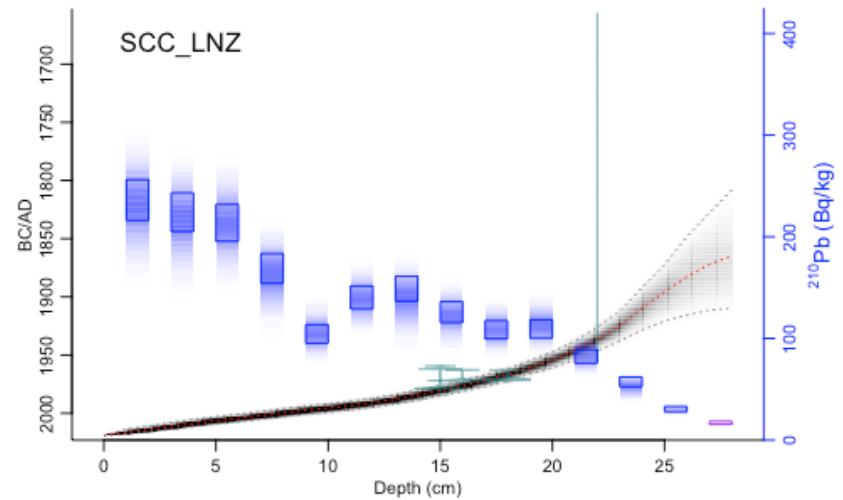
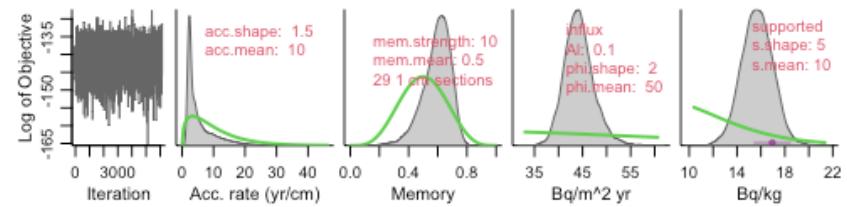
Table S.5. ^{210}Pb activity (Bq/kg) and standard deviation (Bq/kg) of all three sites.

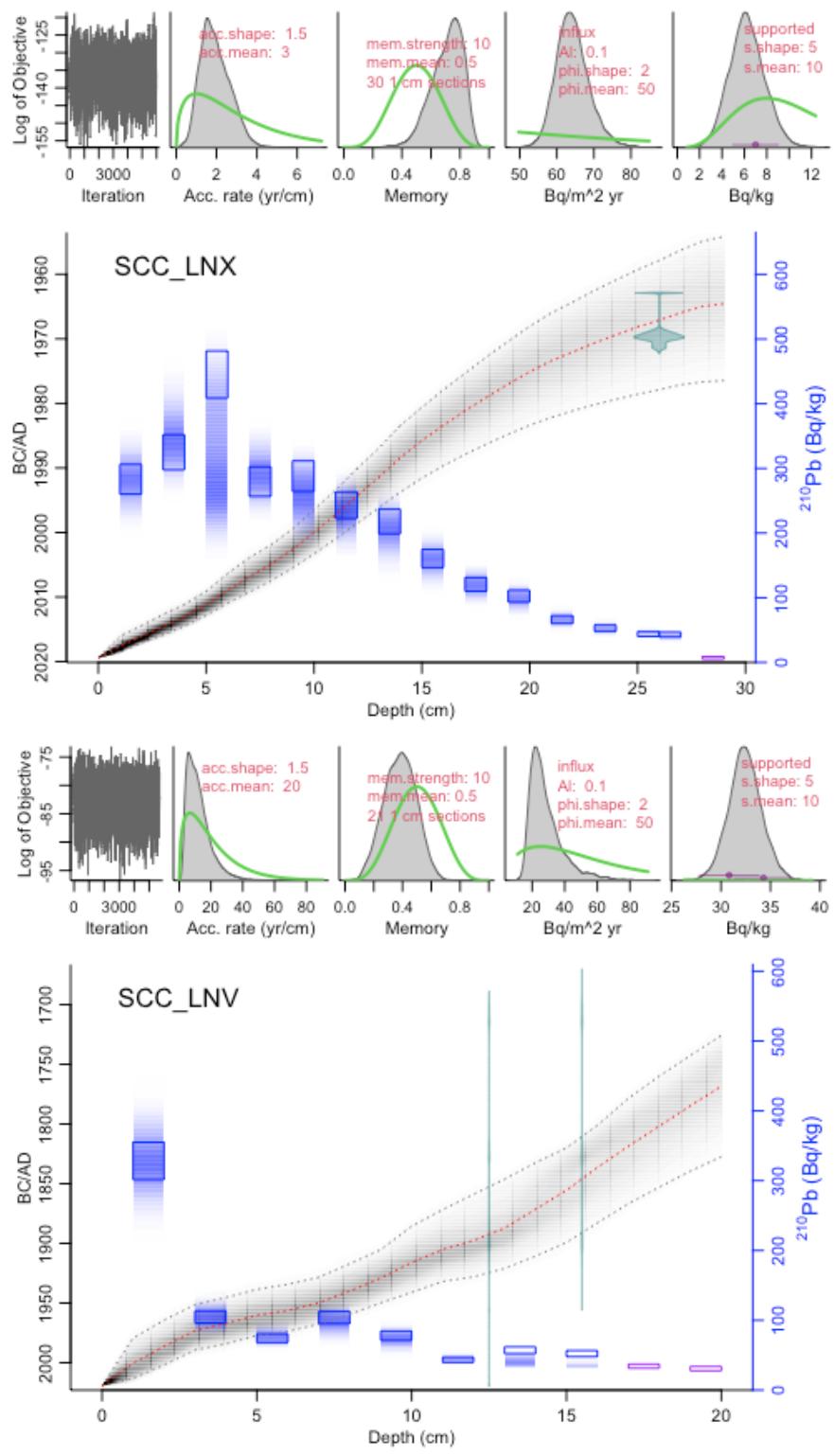
Scotty Creek, Fort Simpson									
Core ID	Lab ID (UQPo)	Depth (cm)	Total ^{210}Pb (Bq kg $^{-1}$)	\pm	Core ID	Lab ID (UQPo)	Depth (cm)	Total ^{210}Pb (Bq kg $^{-1}$)	\pm
SCC_LNZ	10713	1-2	236.17	19.95	SCC_LNY	10817	1-2	246.35	17.12
	10714	3-4	224.17	18.94		10818	3-4	263.27	18.60
	10715	5-6	213.74	18.14		10819	5-6	306.08	21.59
	10716	7-8	168.86	14.55		10820	7-8	314.06	21.59
	10717	9-10	104.44	9.07		10821	9-10	286.90	20.21
	10718	11-12	140.33	11.27		10822	11-12	202.23	14.23
	10719	13-14	148.91	12.11		10823	13-14	191.11	13.74
	10720	15-16	125.92	10.22		10824	15-16	133.88	9.55
	10721	17-18	108.59	8.91		10825	17-18	135.01	9.49
	10722	19-20	109.44	8.90		10826	19-20	110.43	7.97
	10723	21-22	82.36	6.72		10827	21-22	84.48	6.48
	10724	23-24	57.28	4.79		10828	23-24	35.85	2.91
	10771	25-26	30.45	2.52					
	10772	27-28	16.95	1.47					
SCC_LNW	10563	1-2	283.19	23.00	SCC_LNV	10725	1-2	328.33	26.84
	10564	3-4	324.92	26.98		10726	3-4	104.66	8.63
	10565	5-6	445.27	36.31		10727	5-6	74.38	6.12
	10566	7-8	279.65	22.92		10728	7-8	103.93	8.65
	10567	9-10	287.88	23.67		10729	9-10	78.07	6.58
	10568	11-12	243.05	20.43		10730	11-12	43.41	3.68
	10569	13-14	217.86	18.88		10731	13-14	57.06	4.94
	10570	15-16	160.74	14.01		10732	15-16	52.30	4.42
	10571	17-18	120.70	10.46		10733	17-18	34.29	2.98
	10572	19-20	102.42	9.13		10708	19-20	30.82	3.00

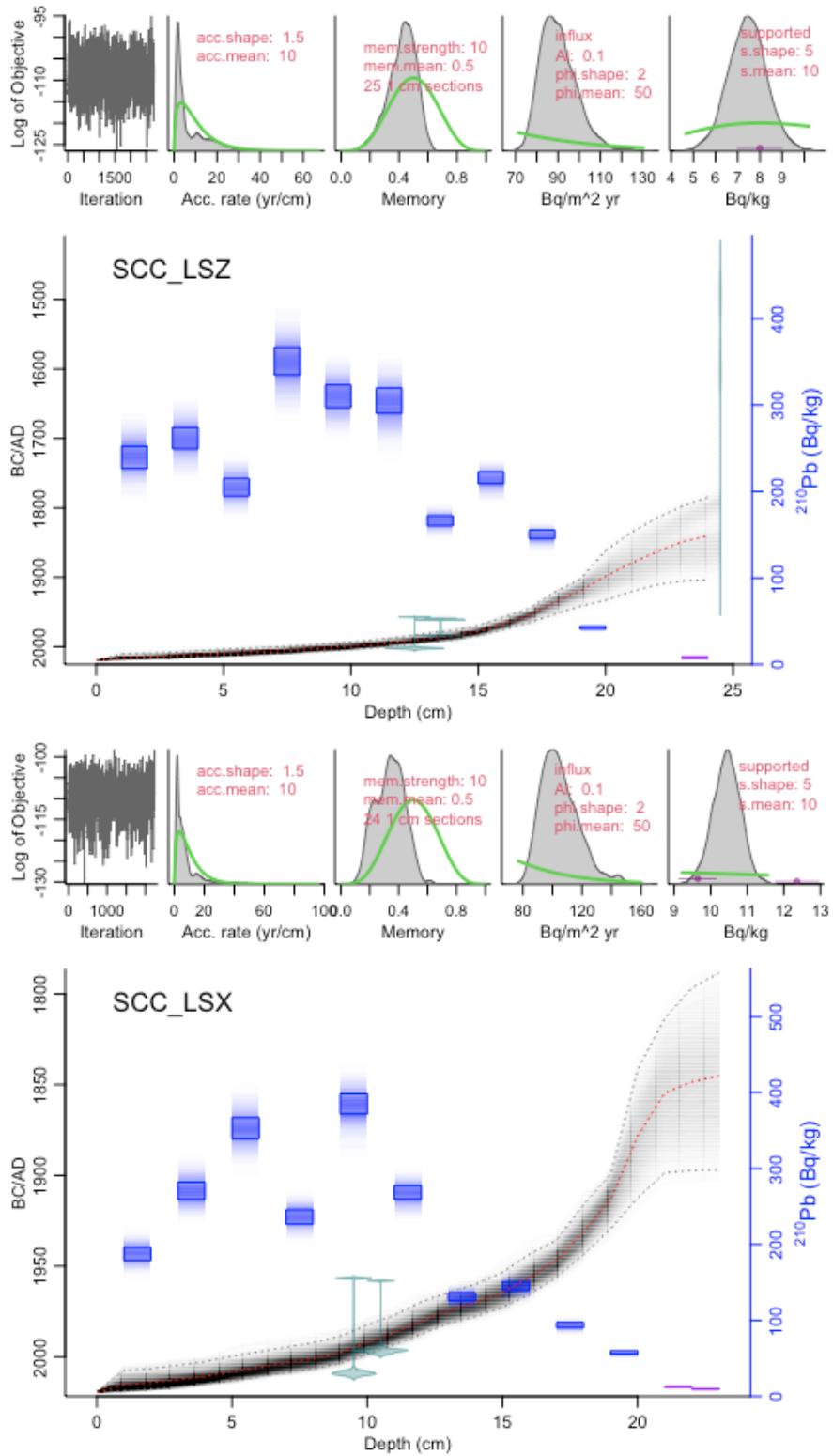
10573	21-22	66.21	5.85					
10574	23-24	52.99	4.78					
10773	25-26	43.82	3.67					
10774	26-27	43.11	3.72					
SCC_LSZ	11089	1-2	239.49	12.90	SCC_LSX	11030	1-2	187.49
	11090	3-4	261.70	12.27		11031	3-4	270.71
	11091	5-6	204.90	10.07		11032	5-6	353.16
	11092	7-8	350.73	16.08		11033	7-8	236.22
	11093	9-10	310.26	13.00		11034	9-10	384.94
	11094	11-12	304.99	14.61		11035	11-12	268.44
	11095	13-14	166.17	5.65		11036	13-14	131.23
	11055	15-16	215.93	6.73		11037	15-16	144.92
	11056	17-18	150.44	4.97		11038	17-18	93.87
	11057	19-20	42.48	1.55		11039	19-20	57.75
SCC_LSV						11040	21-22	12.36
	11042	1-2	204.05	6.09		11041	22-23	0.59
	11043	3-4	191.58	7.54				
	11044	5-6	213.73	8.18				
	11045	7-8	285.69	10.29				
	11046	9-10	188.27	5.91				
	11047	11-12	231.43	6.55				
	11048	13-14	415.37	11.43				
	11049	15-16	95.98	2.69				
	11050	17-18	24.09	0.88				
	11051	19-20	5.55	0.42				
	11052	21-22	3.27	0.34				
Smith Creek, Wrigley								
SMC_LNZ	10841	1-2	209.15	5.44	SMC_LNY	11077	1-2	204.73
	10842	3-4	162.16	4.25		11078	3-4	213.27
	10843	5-6	229.99	5.56		11079	5-6	230.81
	10844	7-8	198.87	5.24		11080	7-8	218.80
	10845	9-10	194.92	5.27		11081	9-10	181.82
	10846	11-12	132.27	3.54		11082	11-12	231.49
	10847	13-14	129.63	3.72		11083	13-14	154.86
	10848	15-16	168.77	4.24		11084	15-16	112.51
	10849	17-18	115.84	3.53		11085	17-18	95.56
	10850	19-20	92.71	3.10		11086	19-20	91.11
	10851	21-22	82.72	2.61		11087	21-22	83.92
	10852	22-23	72.06	2.44		11088	23-24	63.19
SMC_LNV	10888	1-2	168.88	4.21	SMC_LSZ	11155	1-2	243.91
								9.69

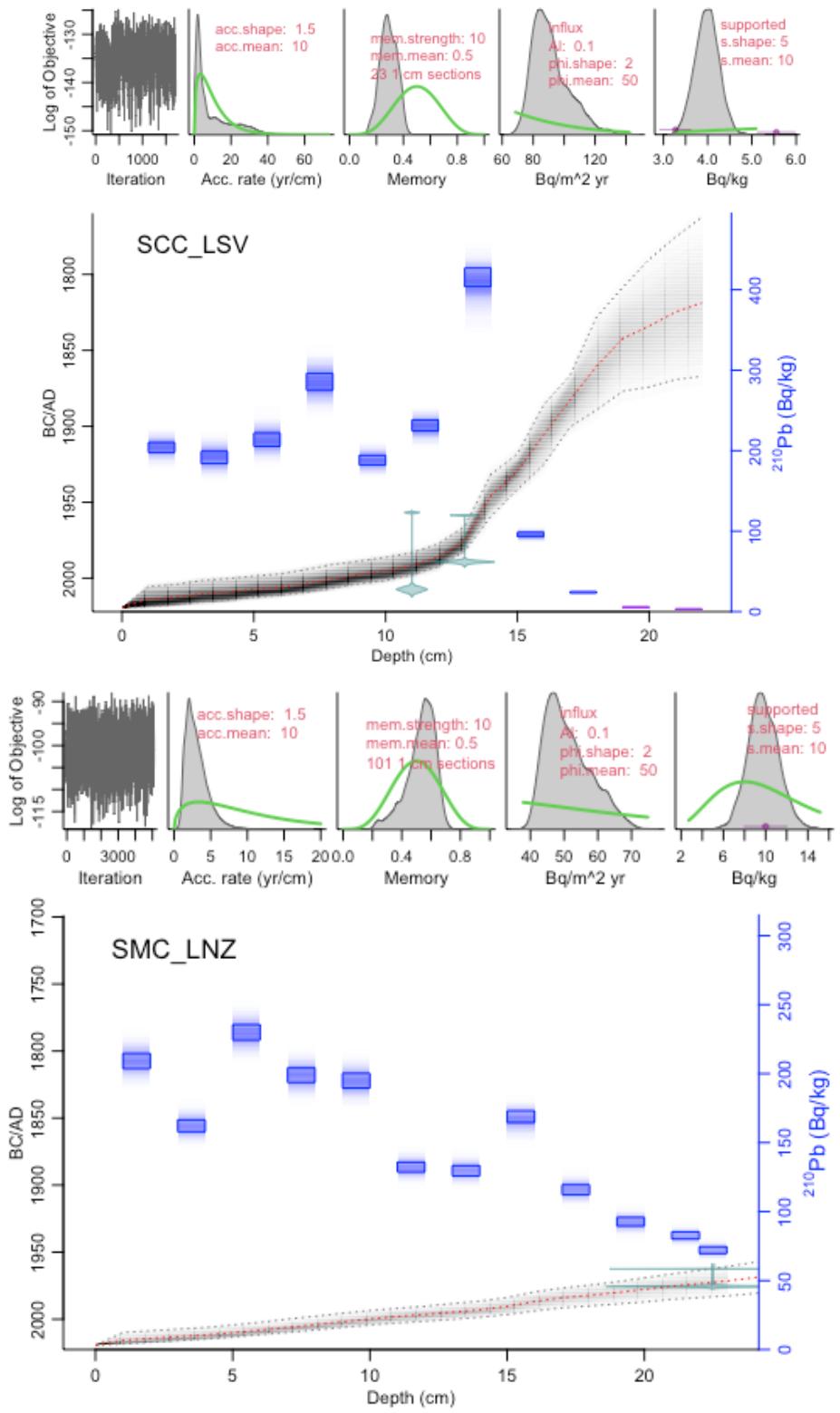
10889	3-4	239.80	5.68		11156	3-4	260.57	10.08	
10890	5-6	269.29	9.15		11157	5-6	227.11	9.83	
10891	7-8	249.80	7.89		11158	7-8	217.08	7.72	
10892	9-10	460.63	14.33		11159	9-10	151.02	5.82	
11021	11-12	623.31	15.70		11160	11-12	149.75	5.65	
11022	13-14	275.26	9.02		11161	13-14	112.87	4.40	
11023	15-16	105.27	3.94		11162	15-16	89.52	3.70	
11024	17-18	27.35	2.13		11163	17-18	74.50	2.91	
11025	19-20	31.55	3.88		11164	19-20	50.67	2.37	
11026	21-22	14.11	2.72						
11027	23-24	7.57	1.67						
11028	25-26	14.57	1.29						
11029	27-28	9.66	1.14						
SMC_LSX	11129	1-2	189.79	6.36	SMC_LSV	11139	1-2	239.82	8.33
	11130	3-4	226.49	7.99		11140	3-4	315.90	10.66
	11131	5-6	242.65	8.27		11141	5-6	442.92	13.56
	11132	7-8	261.06	10.07		11142	7-8	209.90	7.79
	11133	9-10	213.14	7.46		11143	9-10	150.85	6.32
	11134	11-12	224.36	8.01		11144	11-12	105.27	5.09
	11135	13-14	239.30	8.13		11145	13-14	137.62	5.53
	11136	15-16	232.32	7.71		11146	15-16	111.88	4.35
	11137	17-18	192.32	5.72		11147	17-18	52.20	2.65
	11138	19-20	154.43	4.93		11148	19-20	88.87	3.95
	11166	22-24	65.92	3.21		11165	25-26	42.31	2.44
Havikpak Creek, Inuvik									
HPC_LNZ	11239	1-2	210.89	10.01	HPC_LNY	11149	1-2	293.09	10.08
	11240	3-4	217.61	10.78		11150	3-4	238.34	9.41
	11241	5-6	150.10	8.90		11151	5-6	211.73	8.42
	11242	7-8	144.25	7.95		11152	7-8	197.59	7.60
	11243	9-10	140.79	7.82		11153	9-10	294.44	11.48
	11244	11-12	160.82	9.53		11154	11-12	211.31	6.91
	11245	13-14	107.33	6.14		11297	13-14	114.80	3.87
	11246	15-16	113.04	6.51		11298	15-16	122.51	4.39
	11270	17-18	109.27	4.83		11299	17-18	123.42	5.11
	11271	19-20	108.30	5.52		11300	19-20	144.77	6.03
	11303	21-22	241.38	7.52		11301	21-22	150.37	6.07
	11304	23-24	168.03	6.41		11302	23-24	162.92	7.32
	11305	25-26	110.52	3.29					
	11306	27-28	82.40	2.43					
	11272	29-30	125.94	4.52					
HPC_LNW	11259	1-2	200.76	7.90	HPC_LEZ	11285	1-2	268.20	7.86

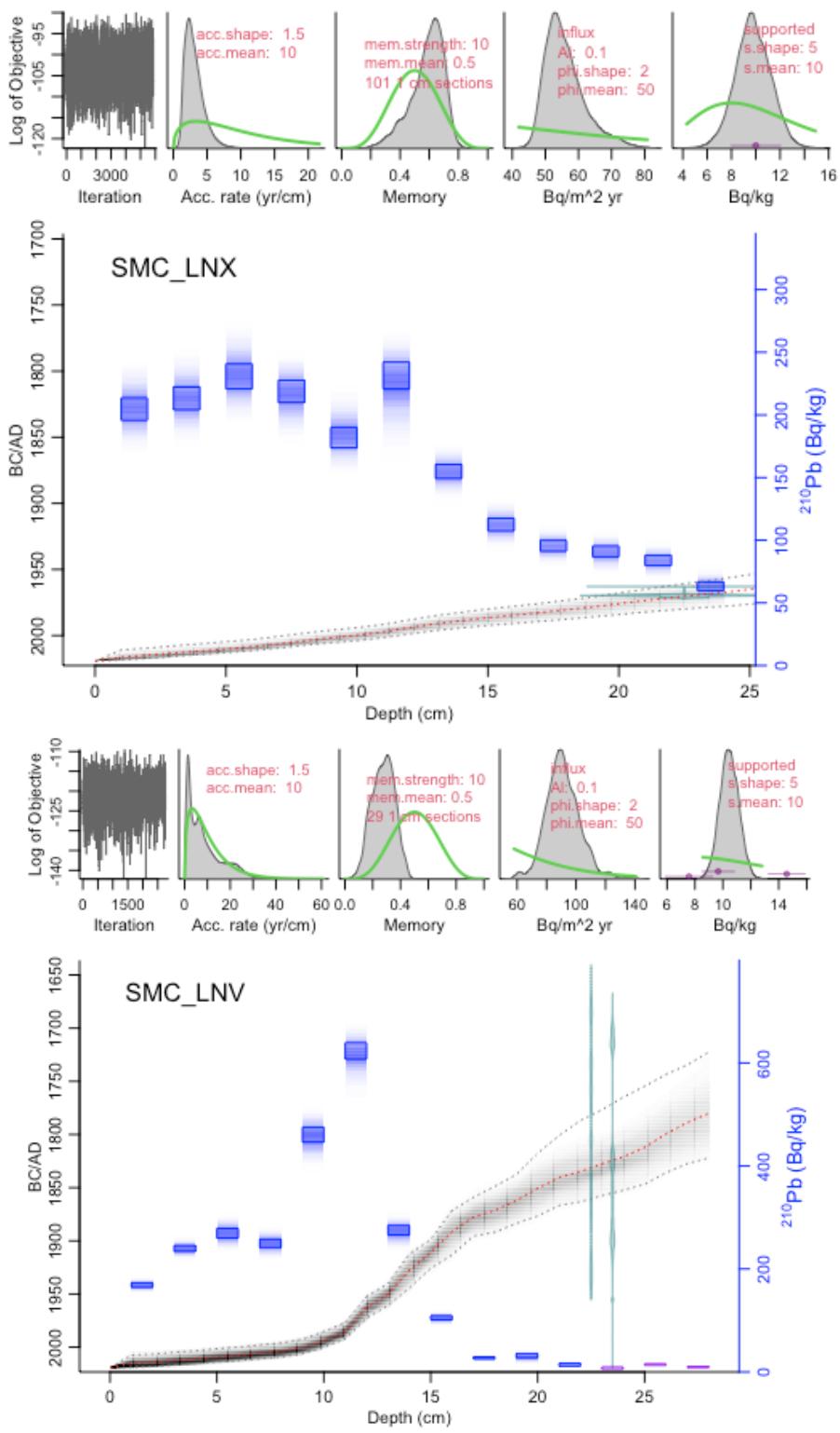
11260	3-4	154.78	5.78		11286	3-4	262.86	7.95	
11261	5-6	176.07	6.54		11287	5-6	294.24	9.91	
11262	7-8	120.53	4.64		11288	7-8	198.32	5.85	
11263	9-10	103.15	3.79		11289	9-10	210.70	6.57	
11264	11-12	162.58	4.64		11290	11-12	194.19	5.68	
11265	13-14	134.88	4.57		11291	13-14	145.74	4.71	
11266	15-16	174.21	5.54		11292	15-16	149.70	4.35	
11267	17-18	126.52	4.24		11293	17-18	110.38	3.25	
11268	19-20	107.67	3.63		11294	19-20	127.88	3.71	
11308	23-24	90.57	2.91		11295	21-22	76.38	2.39	
11309	25-26	86.99	3.21		11296	23-24	63.73	1.97	
11269	27-28	42.03	1.88						
HPC_LEY	11273	1-2	272.98	8.48	HPC_LEX	11233	1-2	172.65	7.30
	11274	3-4	210.39	7.15		11234	3-4	192.06	7.16
	11275	5-6	166.62	7.44		11235	5-6	85.84	2.34
	11276	7-8	103.73	4.75		11236	7-8	183.78	4.20
	11277	9-10	54.95	2.54		11237	9-10	81.21	2.24
	11278	11-12	48.03	2.22		11238	11-12	89.11	2.45
	11279	13-14	95.79	3.47		11218	13-14	246.94	8.86
	11280	15-16	152.38	4.42		11219	15-16	148.84	4.67
	11281	17-18	194.38	5.90		11220	17-18	110.10	3.86
	11282	19-20	118.13	3.55		11232	19-20	93.09	3.18
	11283	21-22	88.04	3.12		11468	23-24	68.26	2.56
	11284	23-24	71.73	2.41		11469	25-26	53.16	1.92
	11180	24-25	71.88	2.91		11179	27-28	28.35	1.21
HPC_LEV	11247	1-2	624.56	22.35					
	11248	3-4	255.36	10.28					
	11249	5-6	170.31	6.99					
	11250	7-8	98.63	4.36					
	11251	9-10	87.98	3.94					
	11252	11-12	108.16	4.69					
	11253	13-14	77.05	3.41					
	11254	15-16	68.15	2.87					
	11255	17-18	47.75	2.12					
	11256	19-20	34.89	1.15					
	11257	23-24	32.71	0.92					
	11258	25-26	19.14	1.08					

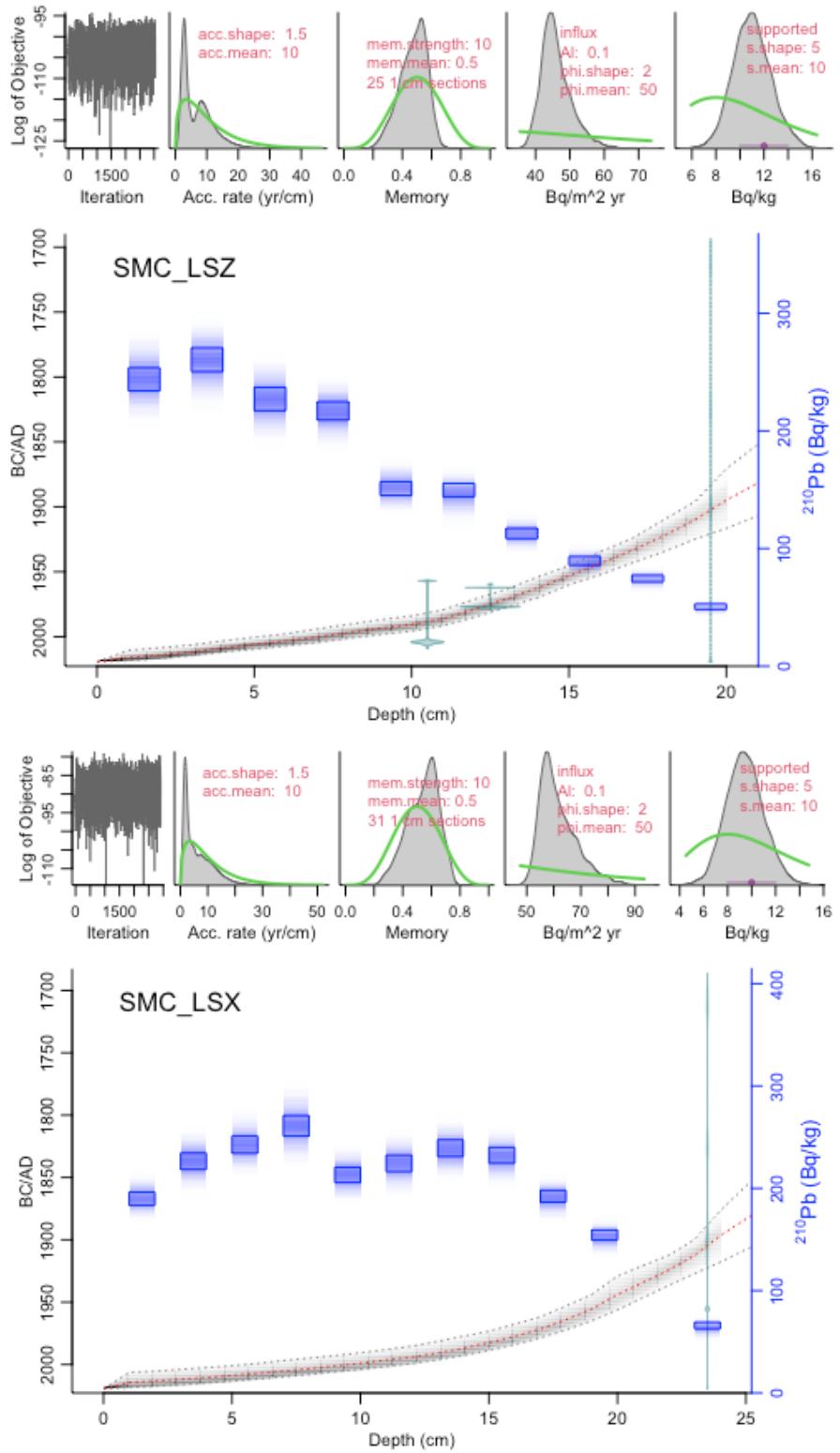


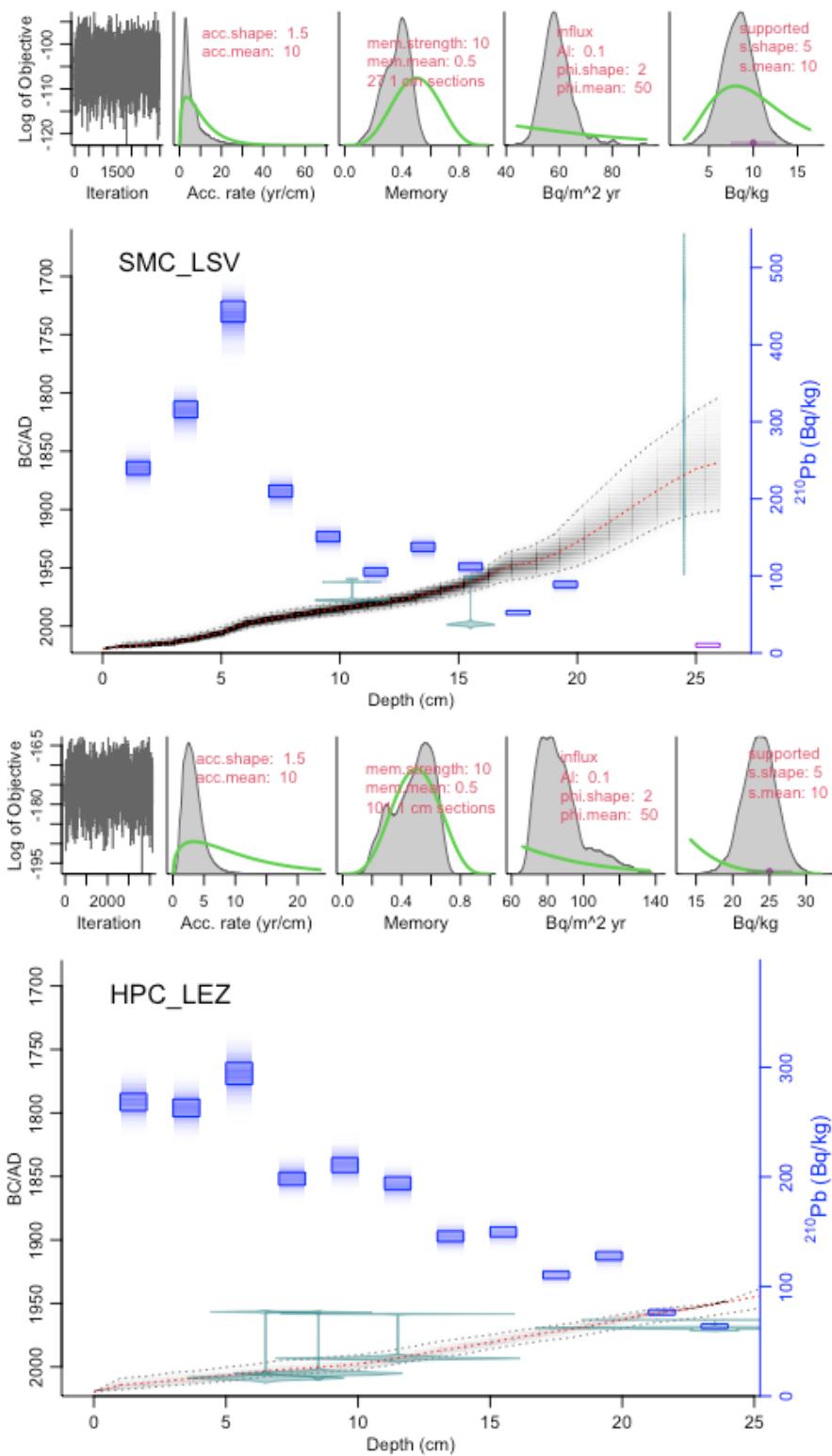


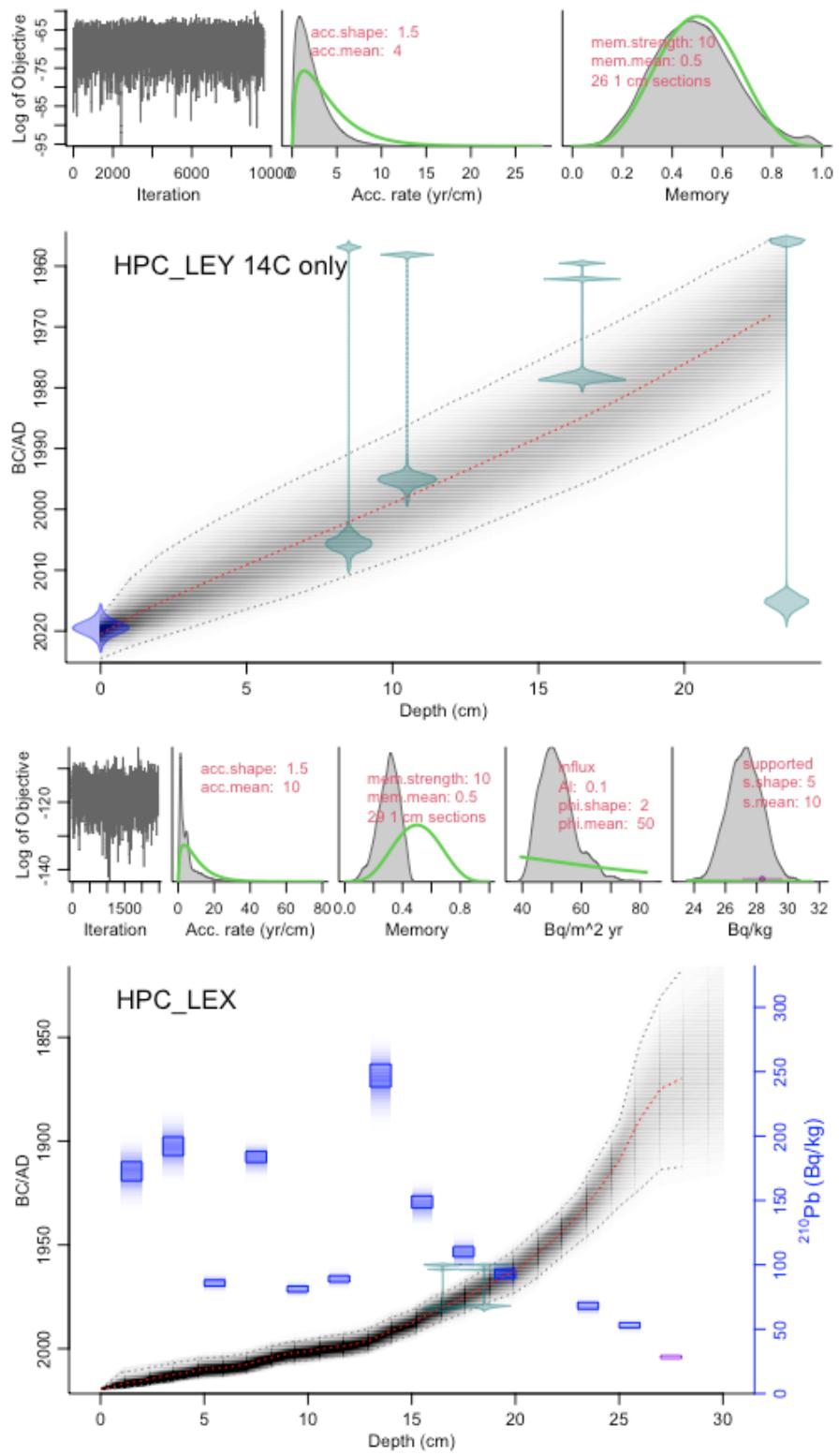


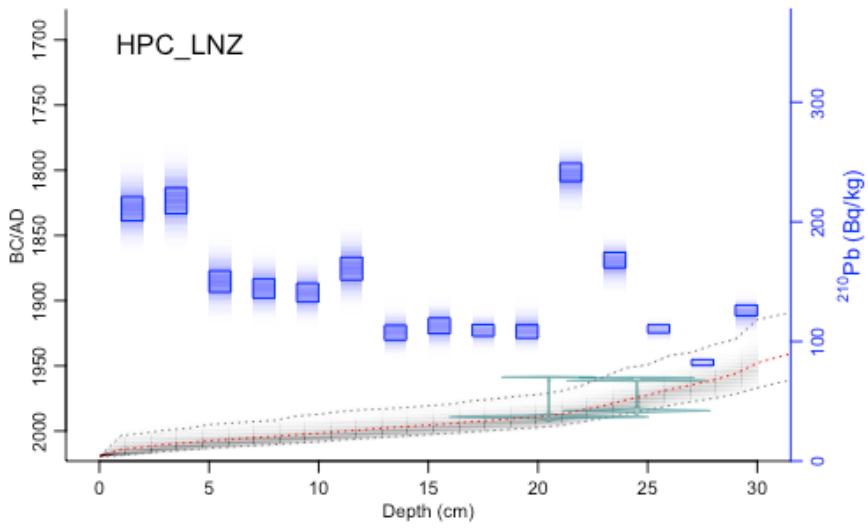
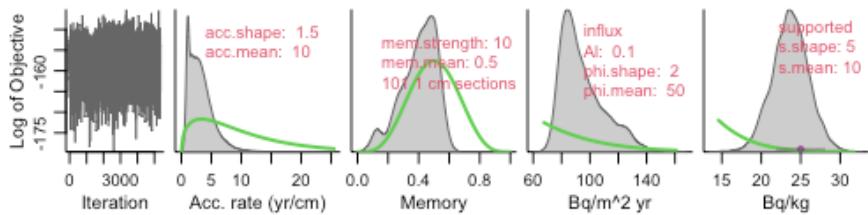
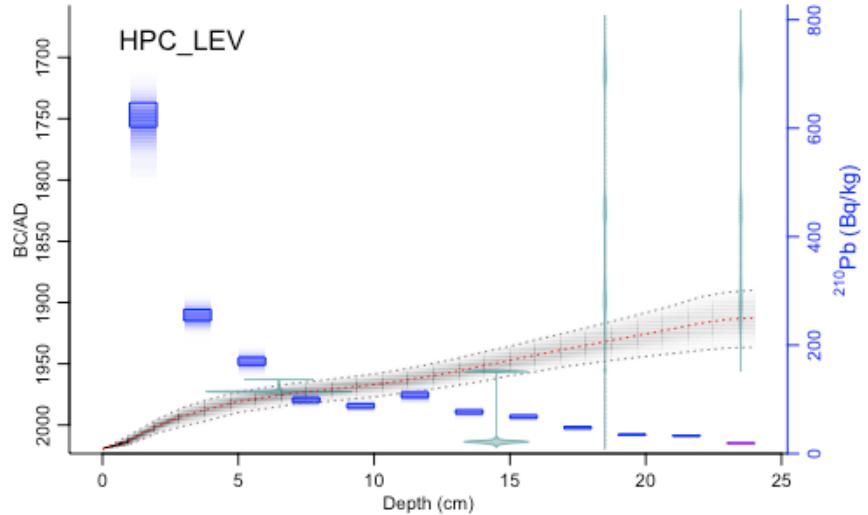
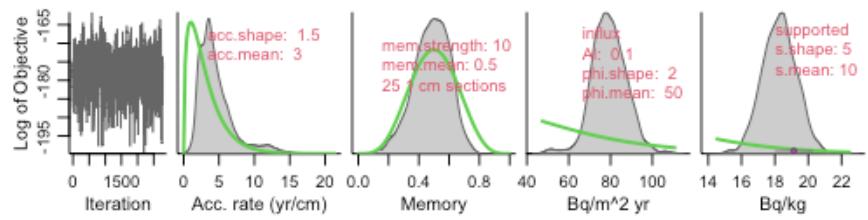












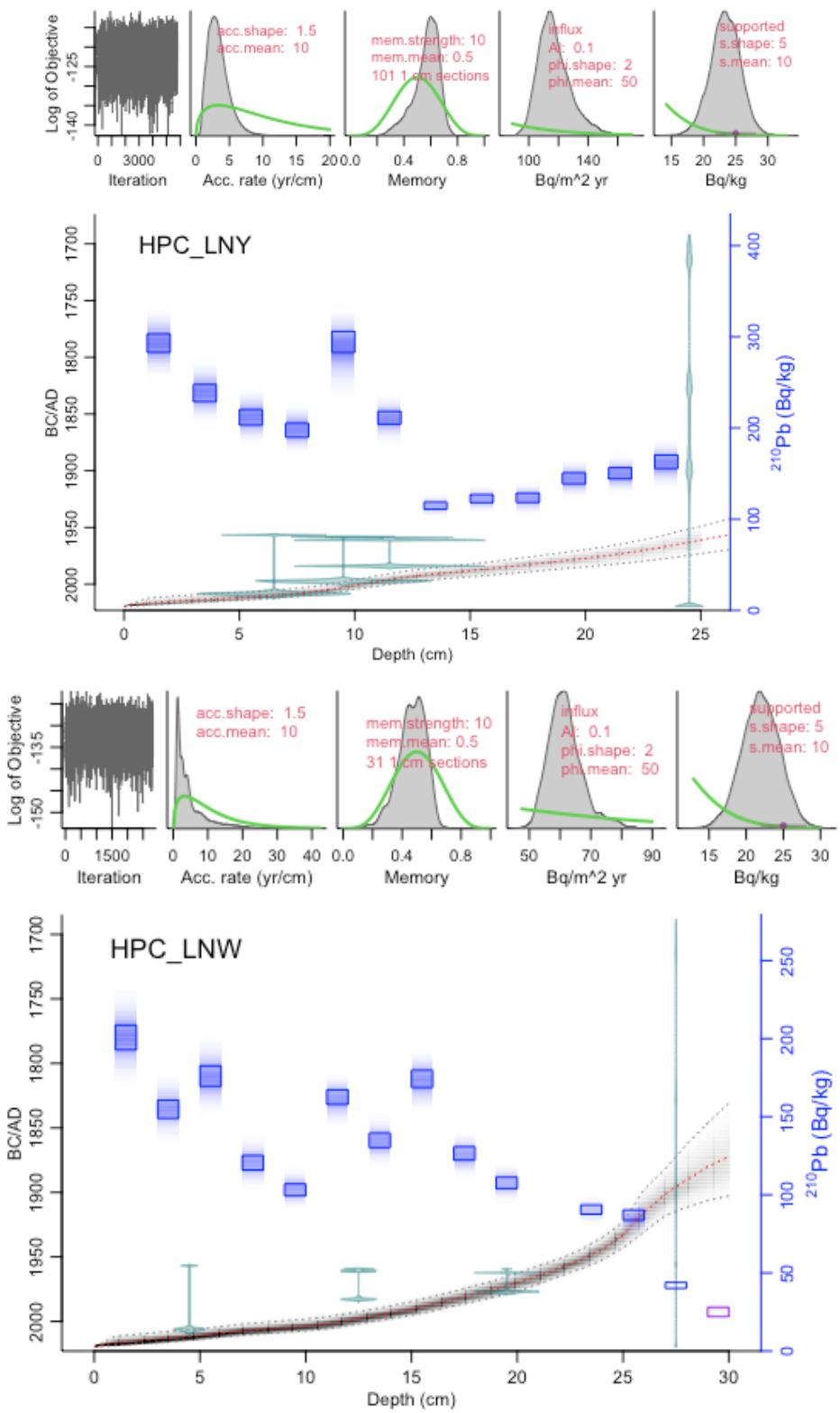
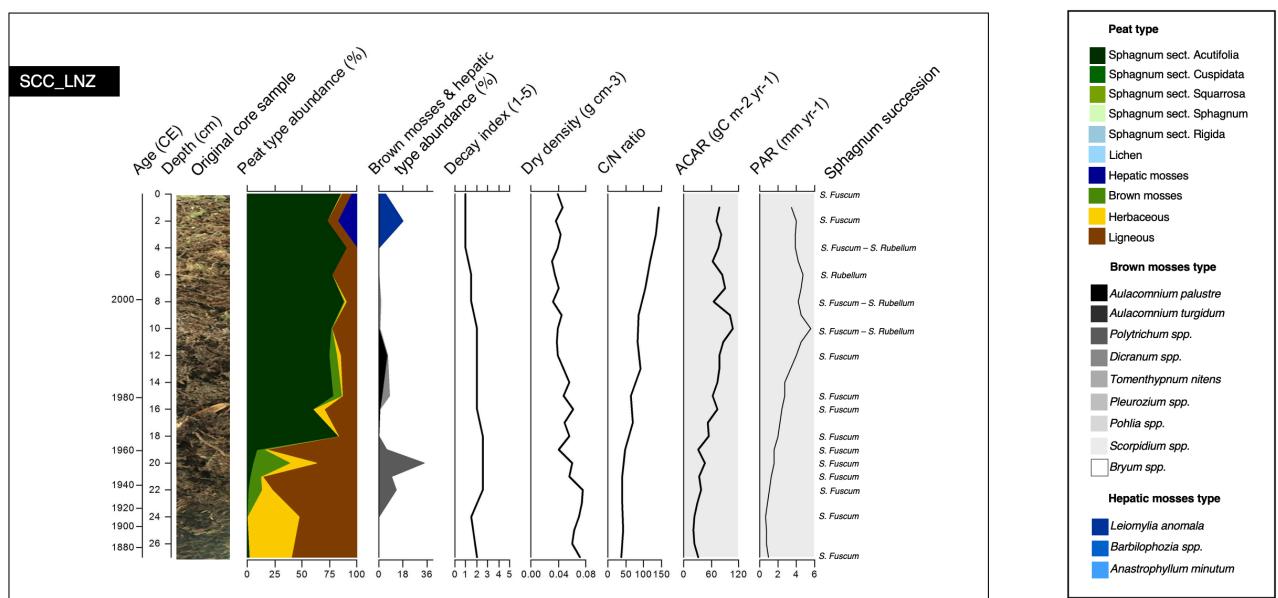
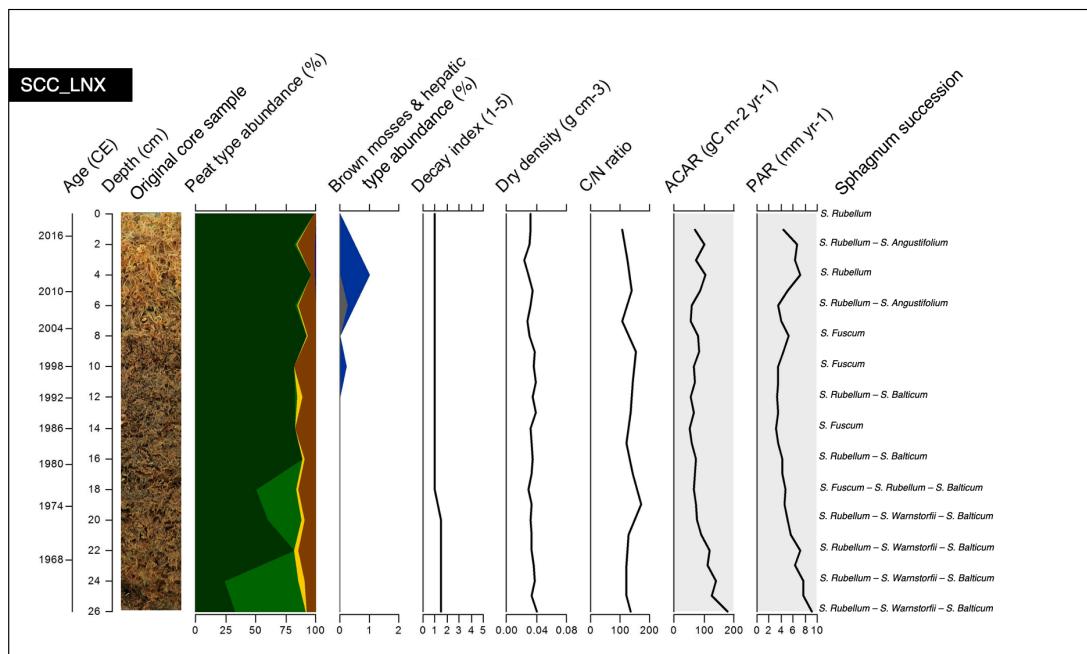
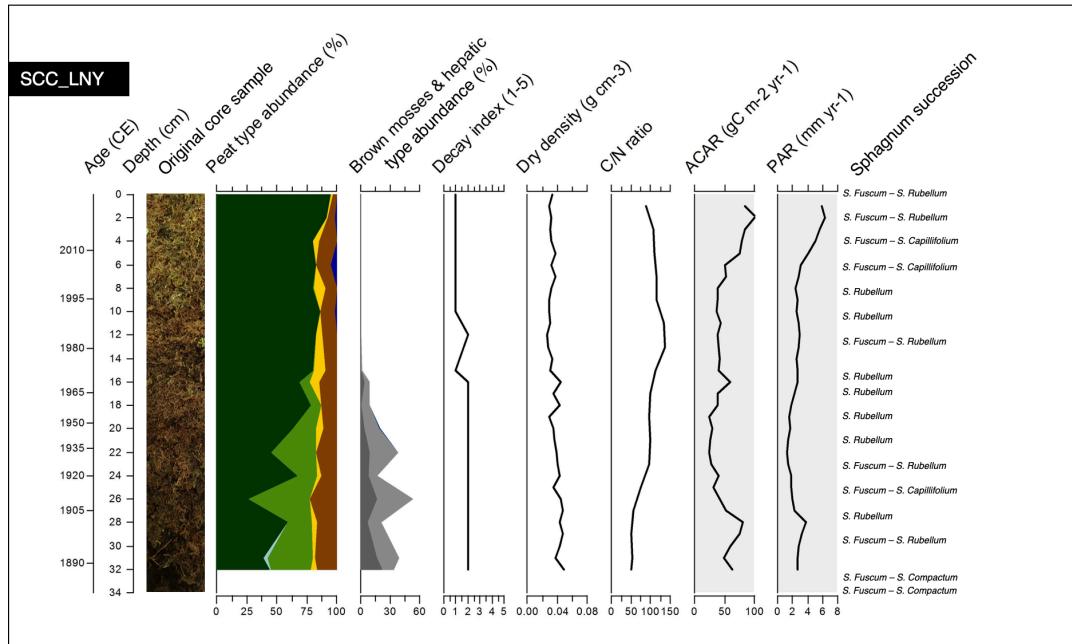
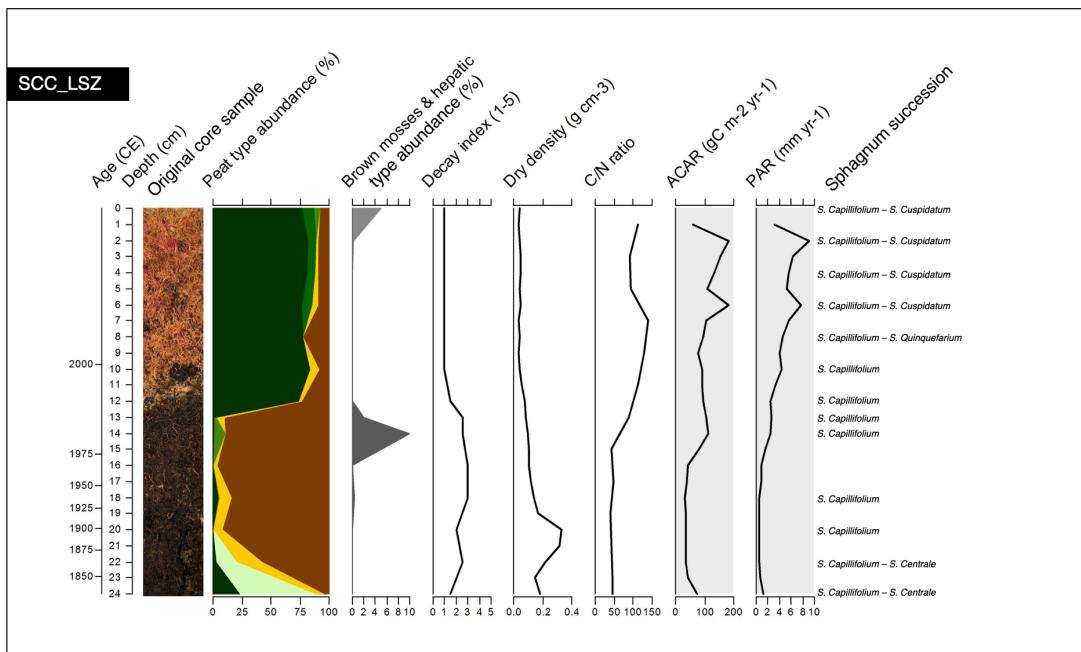
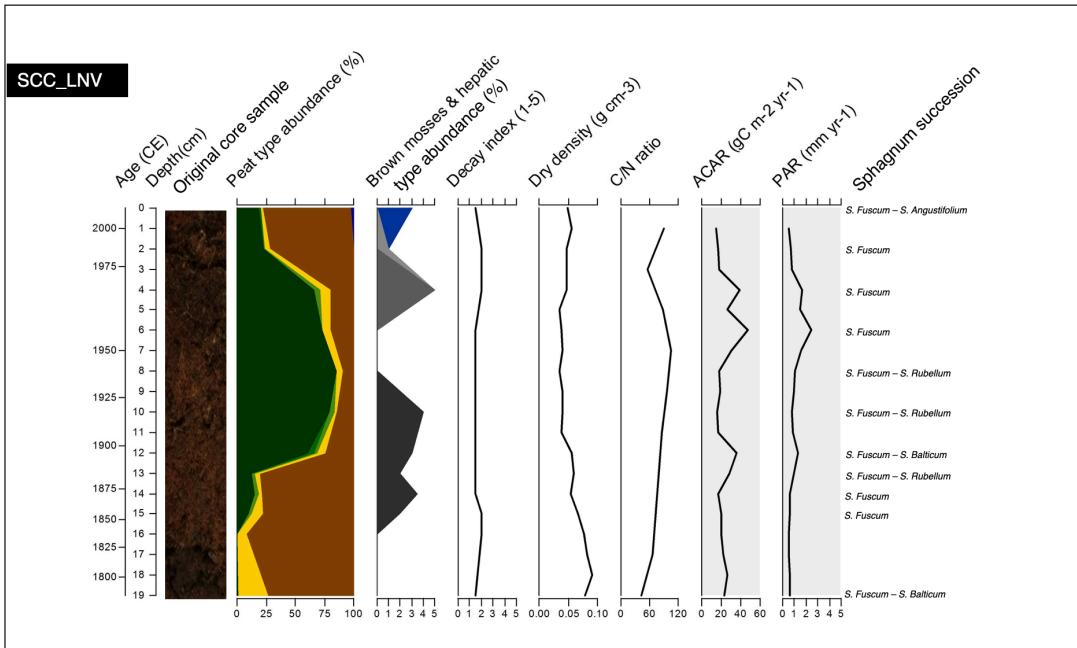
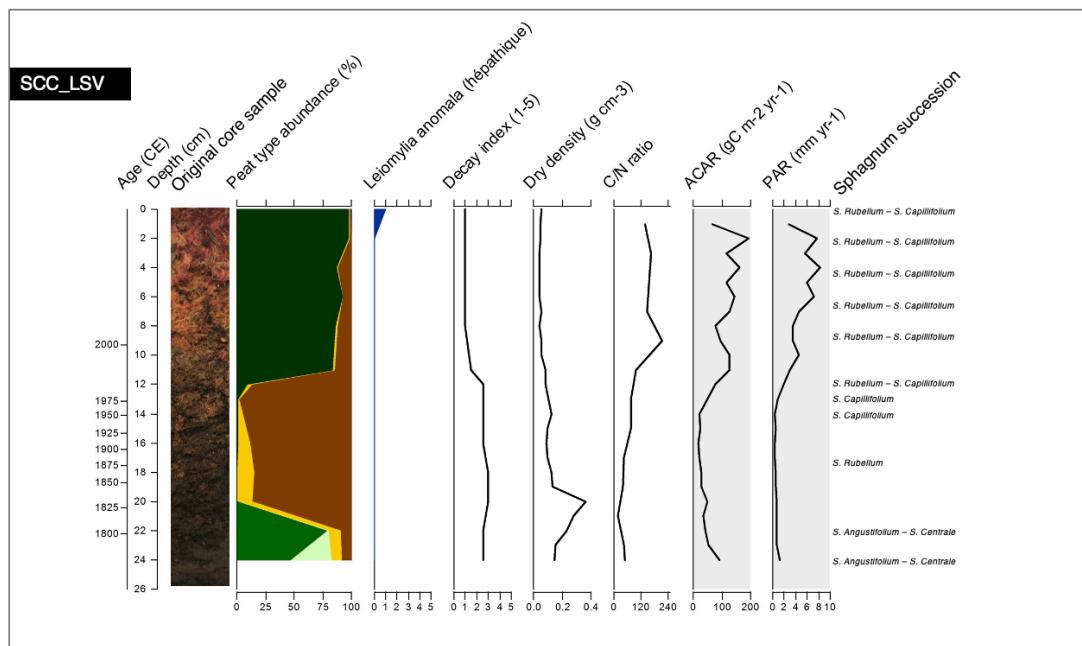
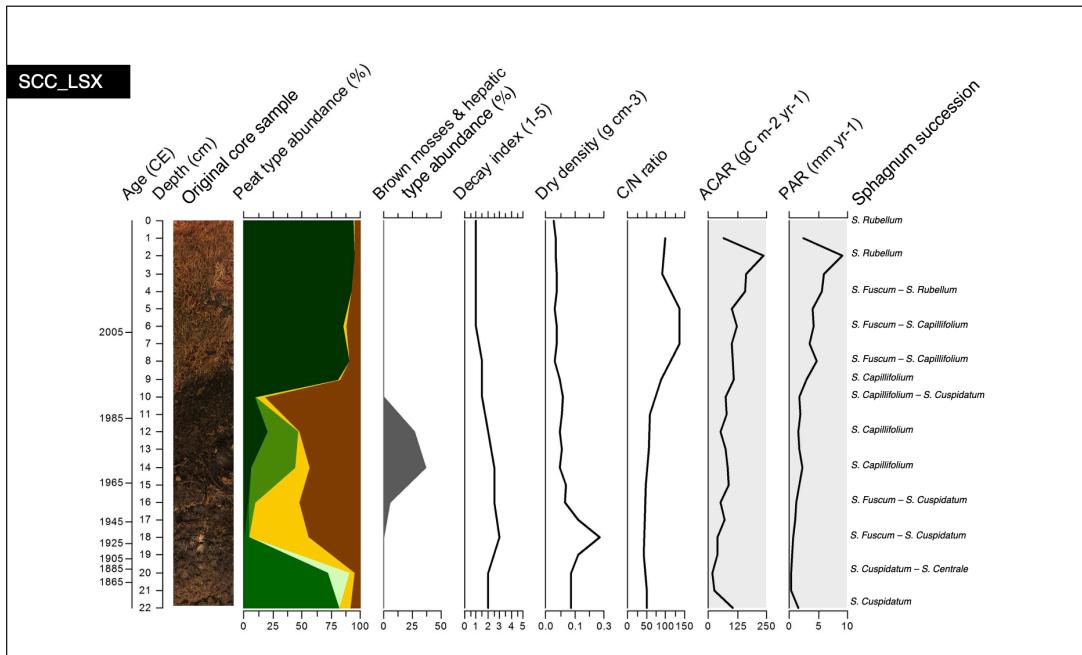


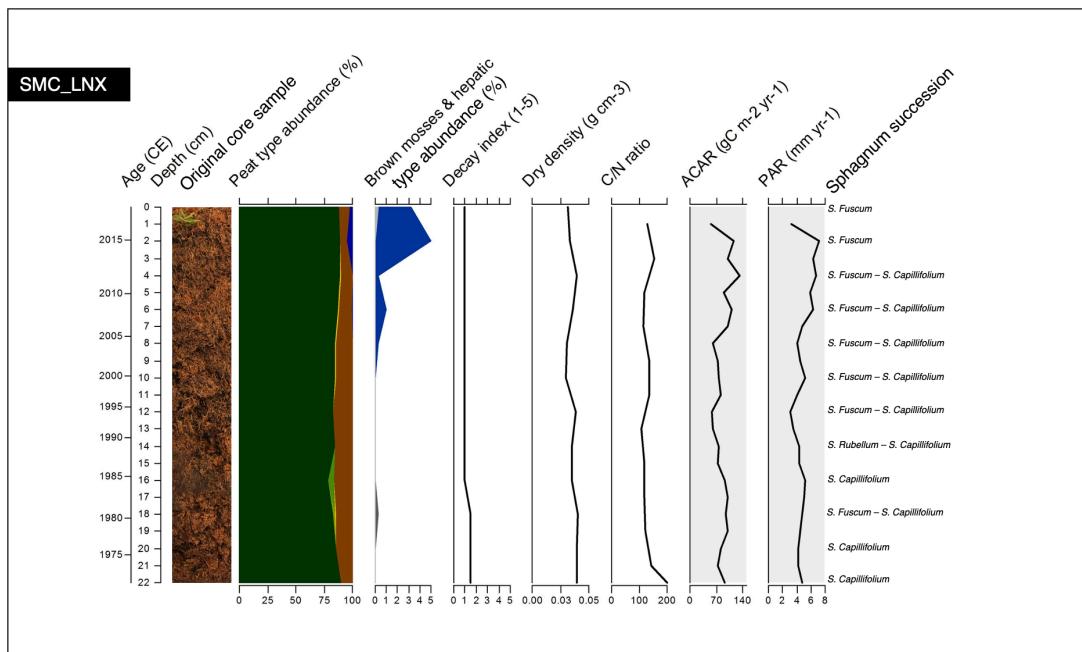
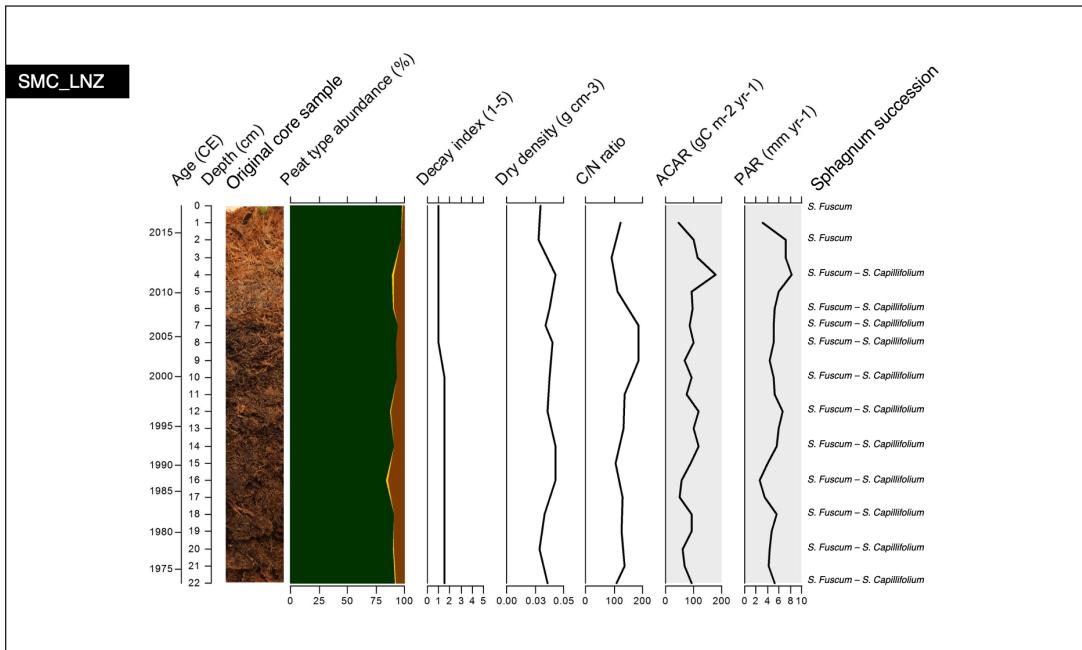
Figure S.4. Age-depths models for the three peatland sites modelled in *rplum* version 0.2.2 (Aquino-López et al., 2018). Blue rectangles represent ^{210}Pb activity (Bq kg^{-1}), blue shading are the modelled ^{210}Pb data, and ^{14}C dates are shown in light blue. The red line represents the mean model, grey dashed lines are the 95% confidence intervals, and grey shading are all the model iterations. The prior (green lines) and posterior (grey plots) distributions for each model are shown in the mini plots. As only two cores at HPC and one at SMC reached the supported ^{210}Pb activity, *acc.mean* and *s.mean* were modified based on mean values for other cores in the region. Age-depth models were retained when the models also agreed with the post-bomb ^{14}C dates for each core. For cores HPC_LEY and HPC_LNY, only ^{14}C dates were retained for the age-depth models, the ^{210}Pb activity profiles showing clear indications of important disturbance or mobility; the *Bacon* function of *rplum* was used.

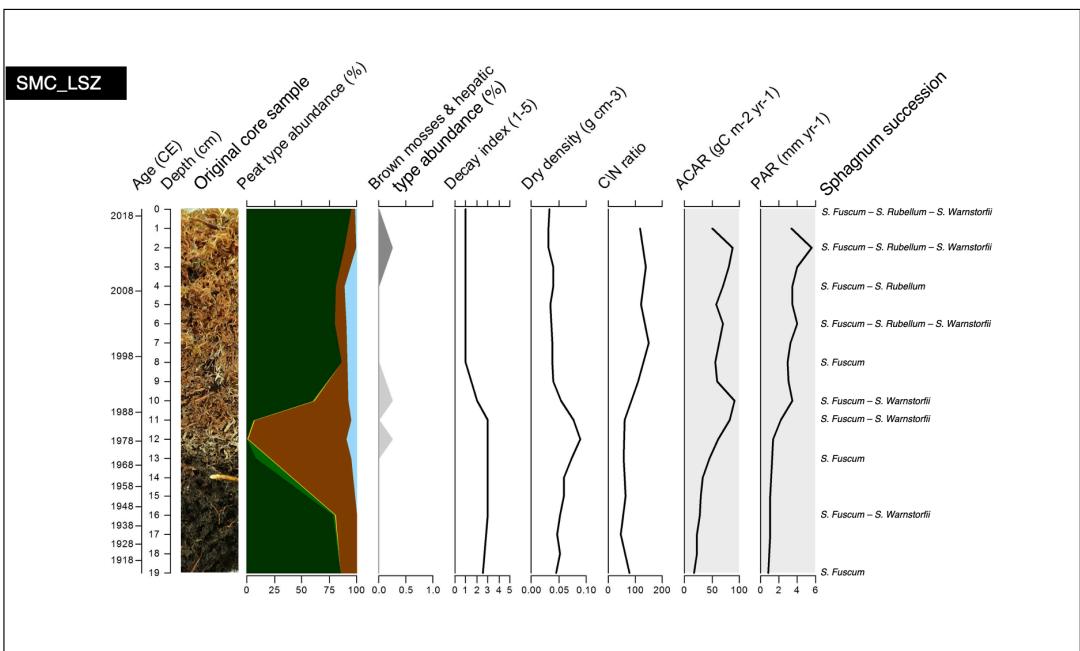
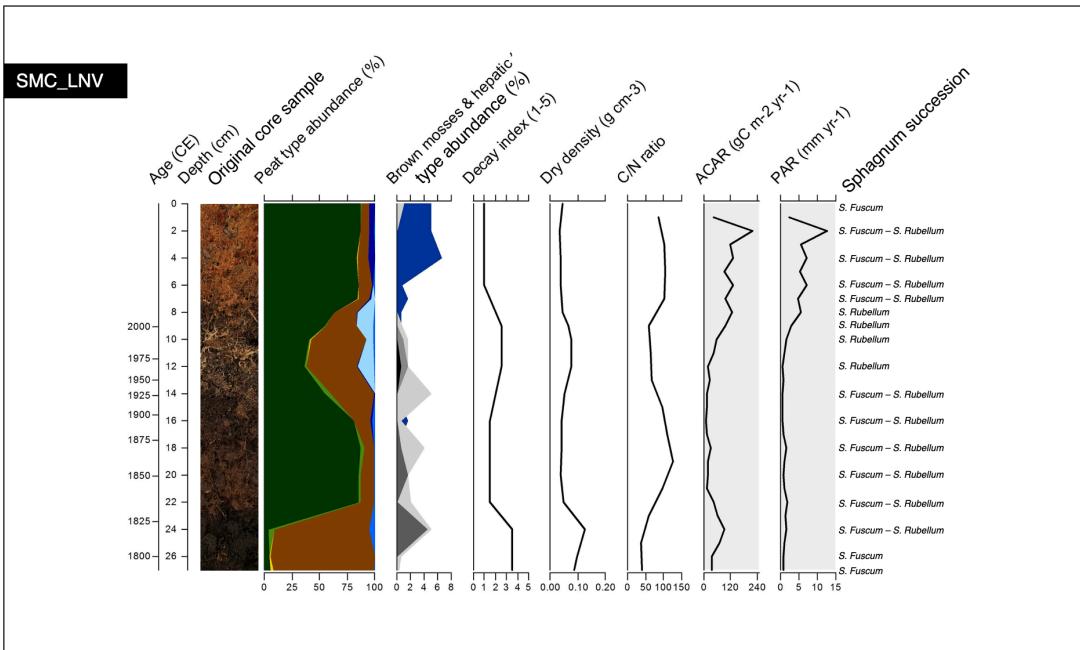


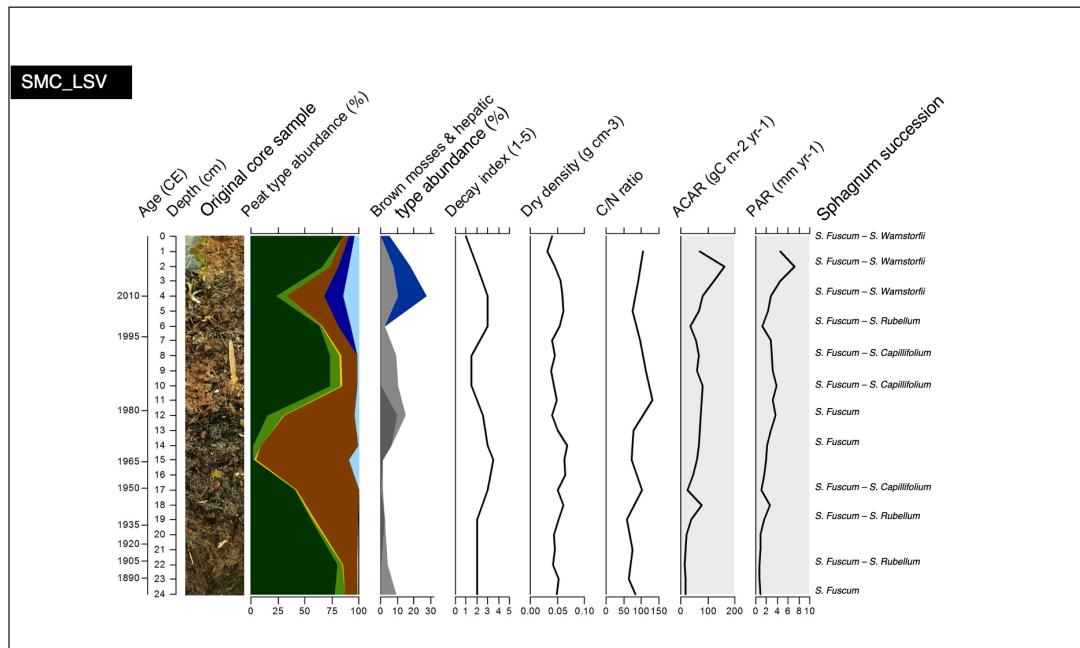
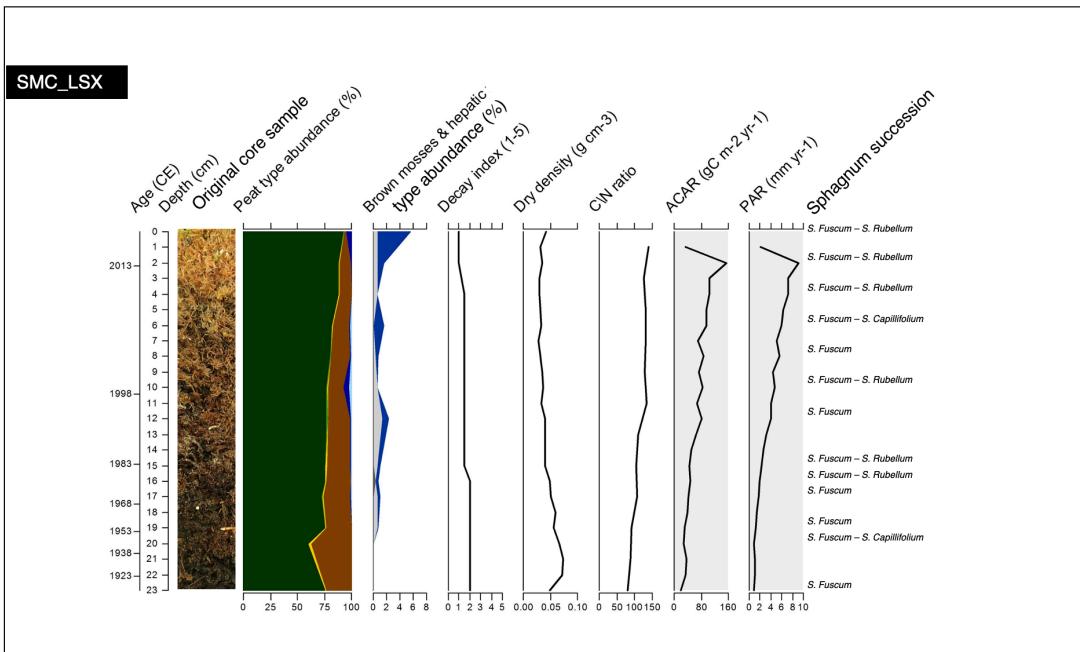


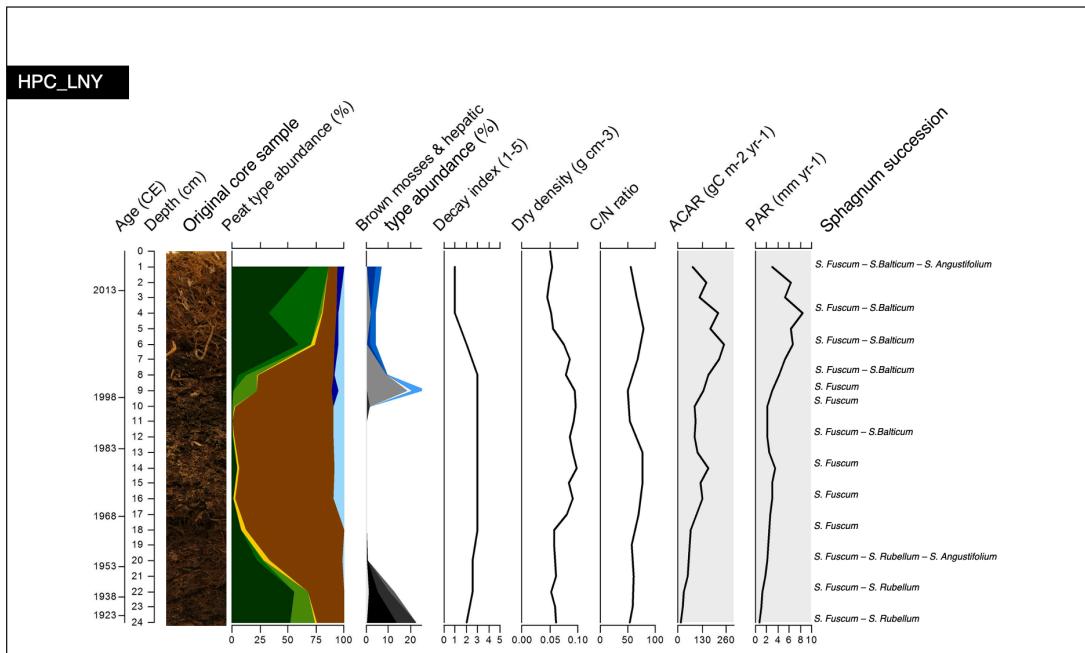
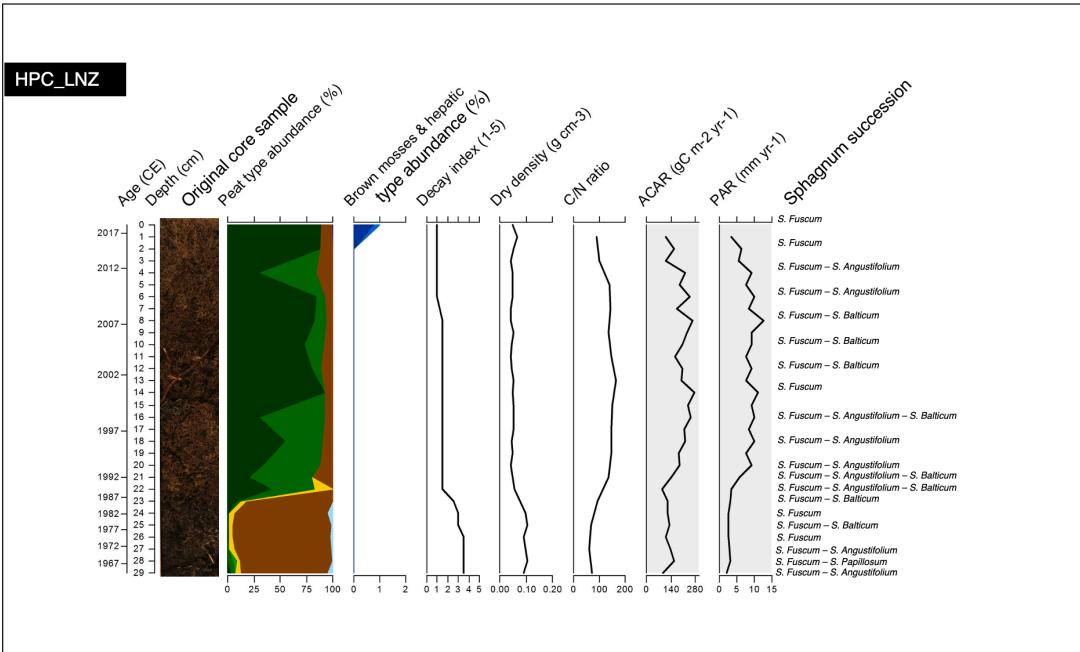


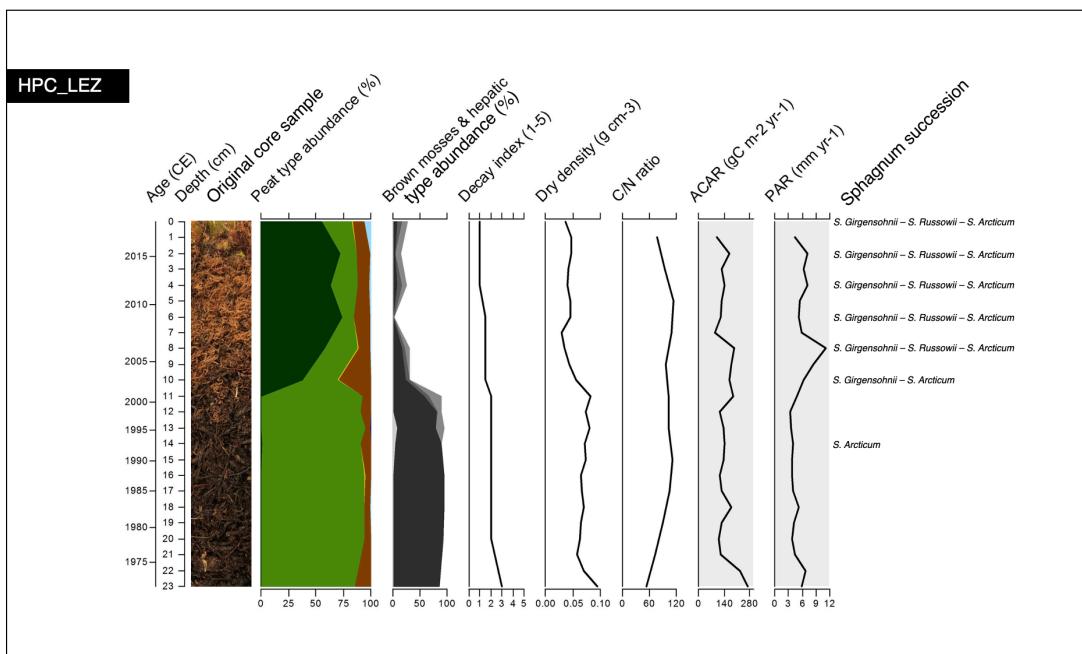
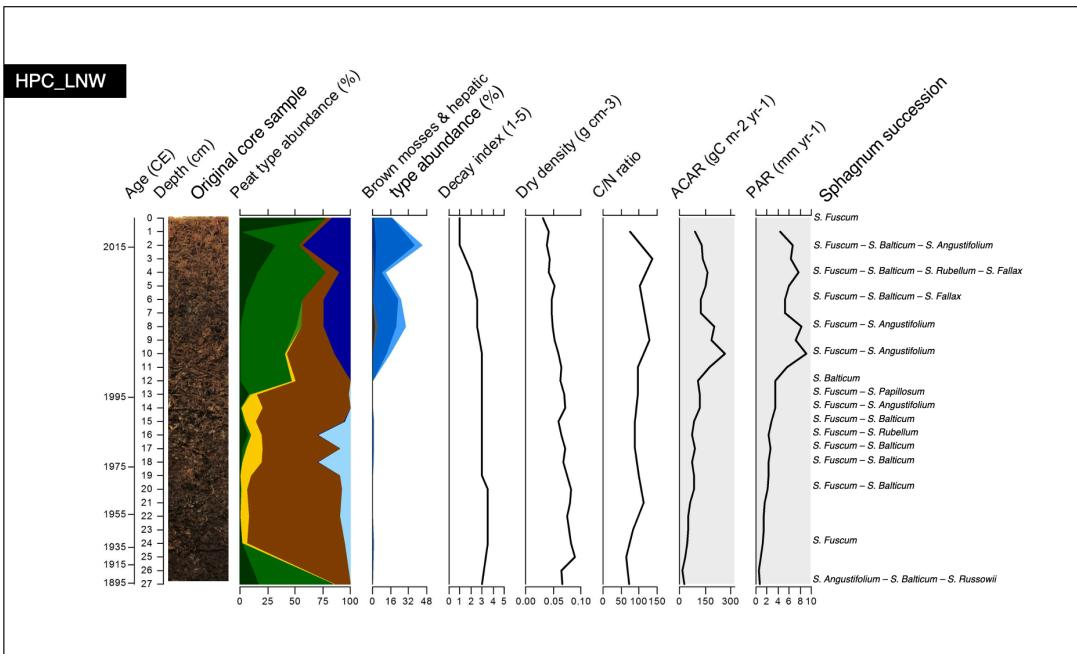


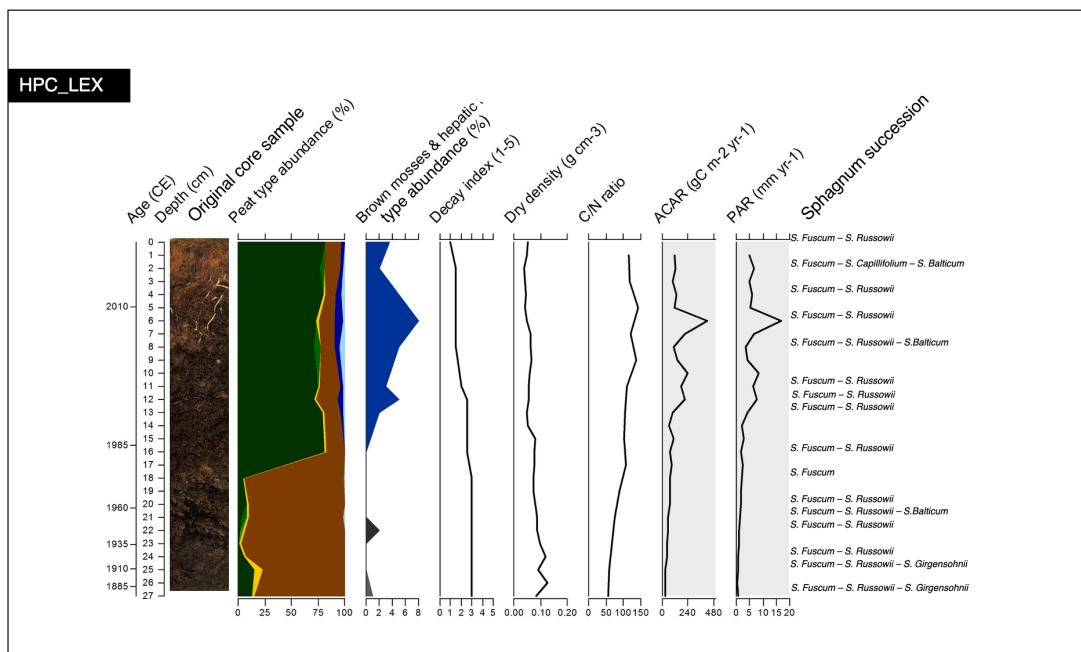
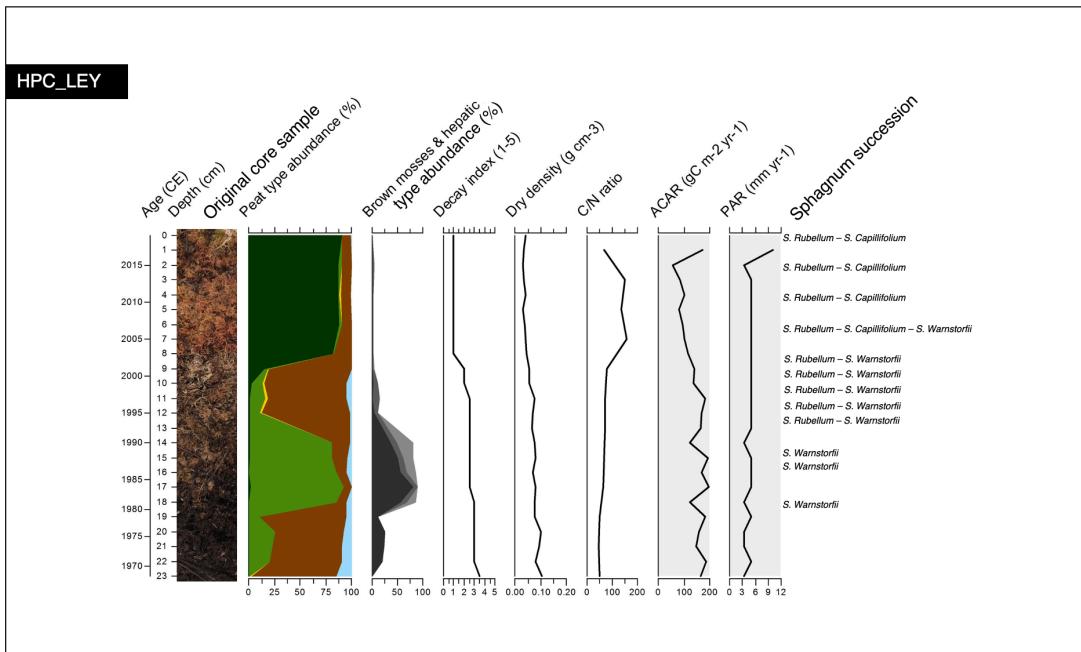












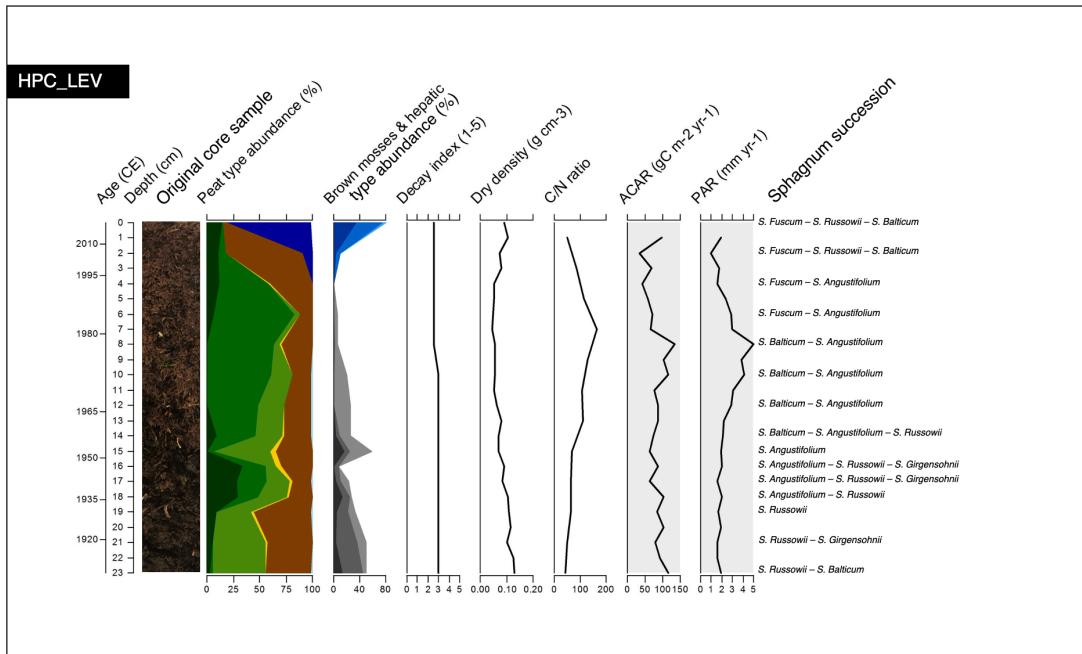


Figure S.5. Detailed macrofossil results for Scotty Creek, Smith Creek and Havikpak Creek.

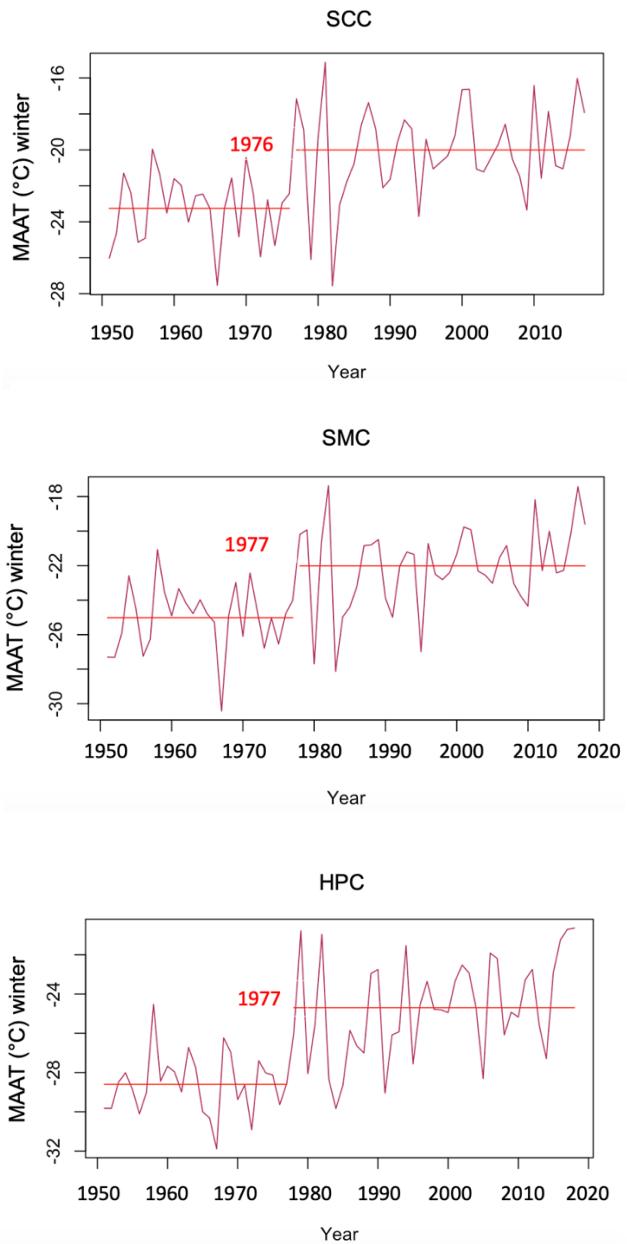


Figure 21S.6. Changepoint analysis performed on MAAT (Mean annual air temperature, °C) for the winter of Scotty Creek (SCC), Smith Creek (SMC) and Havikpak Creek (HPC) from 1950 to 2017.

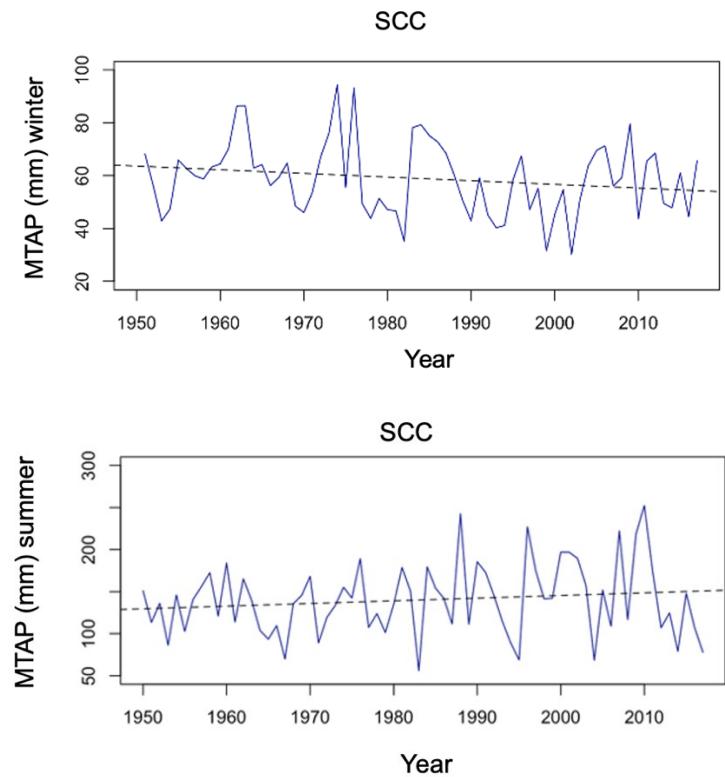


Figure S.7. MTAP (Mean total annual precipitation, mm) for the winter and the summer at Scotty Creek (SCC) from 1950 to 2017.

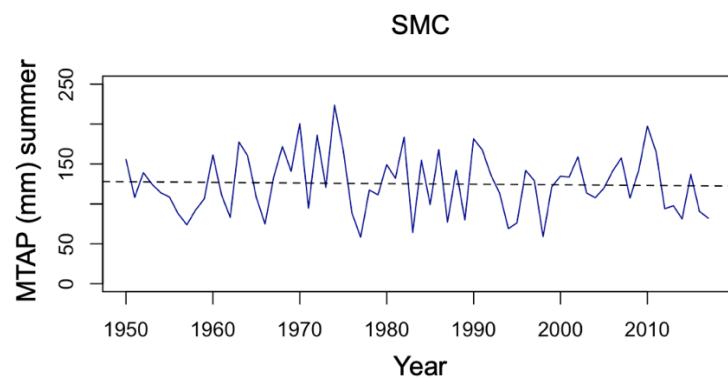
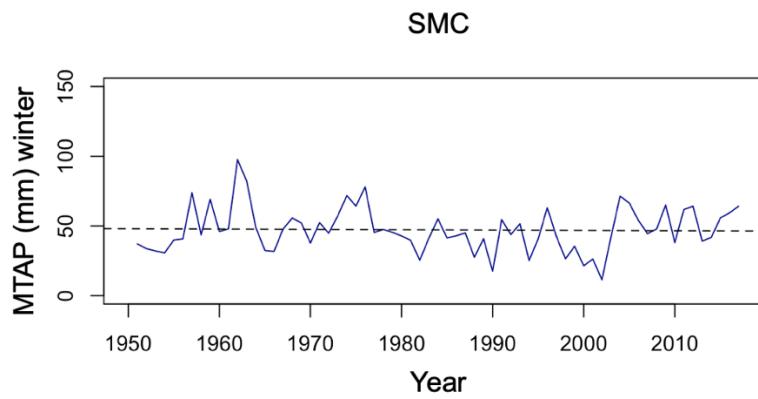


Figure 23S.8. MTAP (Mean total annual precipitation, mm) for the winter and the summer at Smith Creek (SMC) from 1950 to 2017.

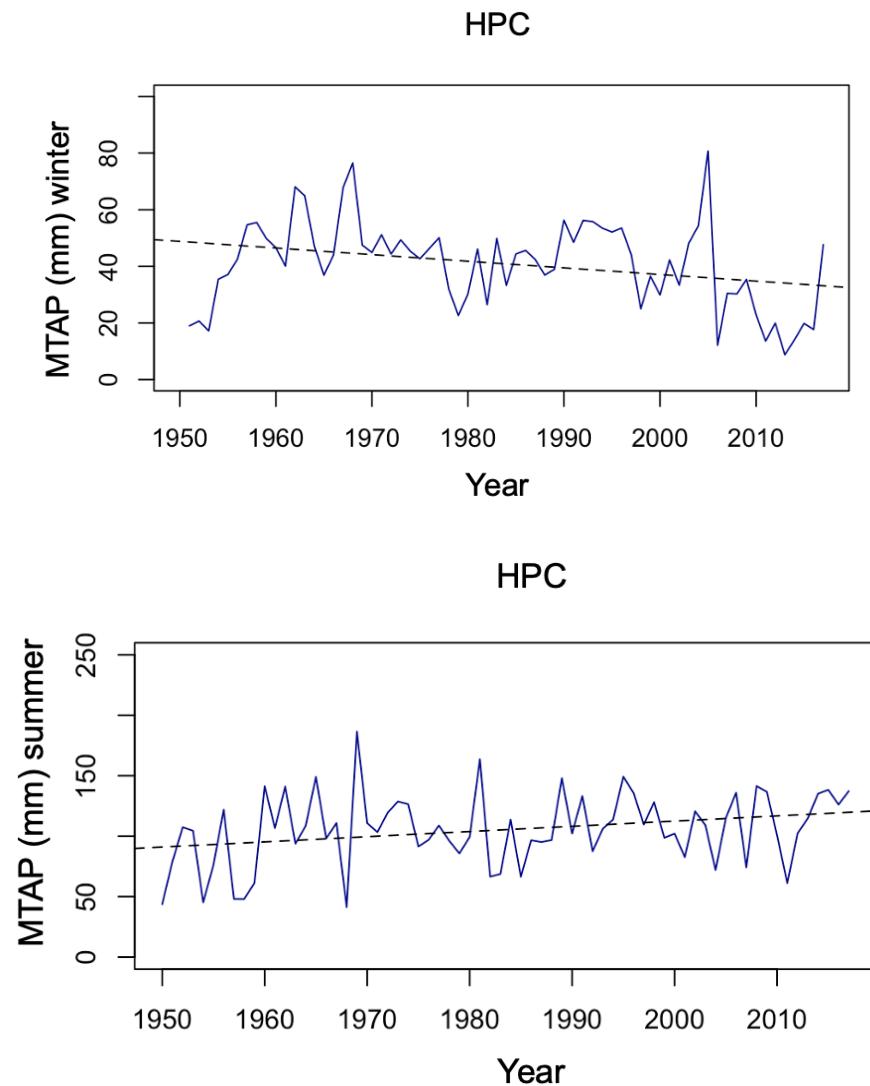


Figure S.9. MTAP (Mean total annual precipitation, mm) for the winter and the summer at Havikpak Creek (HPC) from 1950 to 2017.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Il a été démontré que les régions nordiques du Canada se réchauffent plus vite que le reste de la planète. Avec un réchauffement de l'ordre de quatre fois supérieur à celui du reste du Canada, les tourbières à pergélisol du nord-ouest canadien enregistrent d'importants changements écologiques et hydrologiques suite au dégel rapide du pergélisol depuis 1950. Dans les sites à pergélisol sporadique et discontinu, la dynamique de dégradation du pergélisol est relativement similaire et se traduit par l'affaissement des plateaux de tourbe, la formation de thermokarsts ainsi que de taliks. Toutefois, dans les sites à pergélisol continu le dégel du pergélisol se traduit par un dégel vertical et un épaississement de la couche active.

Les résultats de la présente étude ont permis de confirmer qu'avec l'augmentation des températures de l'air, l'allongement de la saison de croissance et le dégel récent du pergélisol, les milieux humides de la vallée du fleuve Mackenzie enregistrent un retour à l'accumulation de tourbe et potentiellement à l'expansion latérale depuis 1980, permettant à la végétation dominée par les sphagnes d'augmenter l'absorption du carbone atmosphérique. À travers une approche paléoécologique, l'analyse de 20 carottes de tourbe de surface réparties sur trois sites suivant un gradient climatique et de conditions de pergélisol, nous avons démontré que les plateaux tourbeux à pergélisol dégradé dans les zones à pergélisol sporadique et discontinu favorisent une transition de la végétation vers un couvert de sphagnes qui se développe dans les petites dépressions mal drainées et adjacentes aux cicatrices d'effondrement des tourbières à thermokarst. Nous avons aussi observé que les tourbières de la zone de pergélisol continu sont de plus affectées par le processus d'expansion latérale qui

entraîne aussi une augmentation de l'accumulation de tourbe. Le retour à l'accumulation de la sphaigne se traduit par une succession d'assemblages de végétation identifiables à partir des trois unités stratigraphiques identifiées parmi la plupart des 20 carottes, dont un horizon ligneux associé à la présence de pergélisol, un horizon de transition plus ou moins épais et un horizon de sphaigne correspondant à l'adaptation du milieu au dégel du pergélisol. Les taux d'accumulation de la tourbe et du carbone succédant au dégel du pergélisol depuis 1980 s'est avéré plus élevé dans la tourbière du nord (HPC) que les tourbières du sud (SCC et SMC), probablement en raison d'un réchauffement plus prononcé au nord, mais aussi une décomposition moins élevée.

Cette étude a démontré d'une part que les conséquences du dégel du pergélisol sur les milieux humides dans la zone de pergélisol continu sont encore très peu documentées. Les processus de dégradation du pergélisol à la limite nordique de la taïga sont encore mal connus et manquent à la littérature récente. D'une seconde part, cette étude renforce le besoin d'effectuer un budget carbone qui intègre à la fois les émissions de CO₂ et de CH₄ dues au dégel, mais aussi l'absorption récente due à la croissance récente des sphaignes en marge des tourbières des latitudes nordiques. Le retour à l'accumulation de sphaignes sur les plateaux boisés à pergélisol ainsi que l'expansion latérale des tourbières doivent être intégrées dans les bilans nets des modèles futurs de projection climatique.

RÉFÉRENCES

- 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.
- Baltzer, J. L., Veness, T., Chasmer, L. E., Sniderhan, A. E. & Quinton, W. L. (2014). Forests on thawing permafrost: fragmentation, edge effects, and net forest loss. *Global Change Biology*, 20, 824-836.
- Beilman, D. W. (2001). Plant community and diversity change due to localized permafrost dynamics in bogs of western Canada. *Canadian Journal of Botany*, 79(8), 983-993.
- Blackwell, M. S. A. et Pilgrim, E. S. (2011). Ecosystem services delivered by small-scale wetlands. *Hydrological Sciences Journal*, 56(8), 1467-1484.
- Bostock, H. S. (1970). Physiographic regions of Canada; *Geological Survey of Canada*, Map 1254A, scale 1:5 000 000.
- Brown, R. J. E. (1963). Relation between mean annual air and ground temperatures in the permafrost region of Canada. *Proceedings: Permafrost International Conference*, 296, 241-246.
- Brackley, C. (2019). Map of permafrost and carbon stored in peat, In: Anthony, L. (2019). Arctic permafrost is thawing, here's what that means for Canada's North-and the world. *Canadian Geographic*.
- Bush, E. & Lemmen, D. S. (eds) (2019) Canada's Changing Climate Report *Natural Resources Canada*, 112-193.
- Camill, P. (1999). Peat accumulation and succession following permafrost thaw in the boreal peatlands of Manitoba, Canada. *Ecoscience*, 6, 592-602.

- Chambers, F. M., Beilman, D. W., & Yu, Z. (2011). 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.
- 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.
- Ciais, P., Dolman, A. J., Bombelli, A., Duren, R., Peregon, A., Rayner, P. J., ... & Zehner, C. (2014) Current systematic carbon-cycle observations and the need for implementing a policy-relevant carbon observing system. *Biogeosciences*, 11 3547-3602.
- Connon, R. F., Quinton, W. L., Craig, J. R., Hanisch, J. & Sonnentag, O. (2015). The hydrology of interconnected bog complexes in discontinuous permafrost terrains. *Hydrological Processes*, 29(18), 3831-3847.
- Connon, R. F., Devoie, É., Hayashi, M., Veness, T. & Quinton, W. (2018). The influence of shallow taliks on permafrost thaw and active layer dynamics in subarctic Canada. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123(2), 281-297.
- Environnement Canada (1995). Ecozones of Canada (version 1), *Government of Canada*.
- Estop-Aragonés, C., Czimeczik, C. I., Heffernan, L., Gibson, C., Walker, J. C., Xu, X. & Olefeldt, D. (2018). Respiration of aged soil carbon during fall in permafrost peatlands enhanced by active layer deepening following wildfire but limited following thermokarst. *Environmental Research Letters*, 13(085002).
- 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, 1167–1173.
- 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. Open file 3448. *Geological Survey of Canada*, Division de la science des terrains, 48 pp.
- Gallego-Sala, A. V., Charman, D. J., Brewer, S., Page, S. E., Prentice, P. F., Moreton, S., ... & Zhao, Y. (2018). Latitudinal limits to the predicted increase of the peatland carbon sink with warming. *Nature Climate Change*, 8, 907-913.
- Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) (2019). *Climate Change and Land*. Cambridge University Press, United Kingdom.
- Gruber, S. (2012). Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation. *The Cryosphere*, 6 221-233.
- Harris, L. I., Moore, T. R., Roulet N. T. & Pinsonneault, A. J. (2018). Lichens: A limit to peat growth? *Journal of Ecology*, 106, 2301-2319.
- Haynes, K. M., Connon, R. F., & Quinton, W. L. (2018). Permafrost thaw induced drying of wetlands at Scotty Creek, NWT, Canada. *Environmental Research Letters*, 13(114001).
- 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.
- Helbig, M., Chasmer, L. E., Kljun, N., Quinton, W. L., Treat, C. C. & Sonnentag, O. (2017). The positive net radiative greenhouse gas forcing of increasing methane emissions from a thawing boreal forest-wetland landscape. *Global Change Biology*, 23, 2413-2427.
- Hua, Q., Barbetti, M. & Rakowski, A. J. (2013). Atmospheric radiocarbon for the period 1950-2010. *Radiocarbon*, 55(4), 2059–2072.
- Hugelius, G., Loisel, J., Chadburn, S., Jackson, R. B., Jones, M., MacDonald, G., ... & Yu, Z. (2020). Large stocks of peatland carbon and nitrogen are vulnerable to

permafrost thaw. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 117(34), 20438–20446.

Hutchinson, M. F., McKenney, D. W., Lawrence, K., Pedla, J. H., Hopkinson, R. F., Milewska, E. & Papadopol, P. (2009). Development and testing of Canada-wide interpolated spatial models of daily minimum-maximum temperature and precipitation for 1961–2003. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48 725–741.

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., & Eckley, I. A. (2014). Changepoint: An R Package for Changepoint Analysis. *Journal of Statistical Software*, 58(3).

Kokelj, S.V., & Jorgenson, M. T. (2013). Advances in Thermokarst Research. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(2), 108–119.

Kokelj, S. V., & Wolfe, S. A. (2018). Northwest Territories Geological Survey – Permafrost 101, *Northwest Territories Geological Survey*, Workshop 7, Government of Northwest Territories, 7pp.

Kuhry, P., Vitt, D. (1996). Fossil Carbon / Nitrogen ratios as a measure of peat decomposition. *Ecology*, 77(1), 271–275.

Lamarre, A., Garneau, M. & Asnong, A. (2012). Holocene paleohydrological reconstruction and carbon accumulation of a permafrost peatland using testate amoeba and macrofossil analyses, Kuujjuarapik, subarctic Québec, Canada. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 186, 131–141.

Larson, E. J. L., Schiferl, L. D., Commane, R., Munger, J. W., Trugman, A. T., Ise, T., Euskirchen, E., Wofsy, S. & Moorcroft, P. (2022). The changing carbon balance of tundra ecosystems: results from a vertically resolved peatland biosphere model. *Environmental Research Letters*, 17(014019).

Lemmen, D. S., Duk-Rodkin, A., & Bednarski, J. M. (1994). Late glacial drainage systems along the northwestern margin of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 13(9–10), 805–828.

- Lévesque, P. E. M., Dinel, H. & Larouche, A. C. (1988). Guide illustré des macrofossiles végétaux des tourbières du Canada, Agriculture Canada. *Ministère des approvisionnements et services*, Publication no. 1817.
- Liblik, L. K., Moore, T. R., Bubier, J. L. & Robinson, S. D. (1997). Methane emissions from wetlands in the zone of discontinuous permafrost: Fort Simpson, Northwest Territories, Canada. *Global Biogeochemical Cycles*, 11(4), 485-494.
- Loisel, J. & Yu, Z. C. (2013). Recent acceleration of carbon accumulation in a boreal peatland, south central Alaska. *Journal of Geosciences Research: Biogeosciences*, 118, 41-53.
- Mackay, R. J. (1967). Permafrost depths, lower Mackenzie valley, Northwest territories. *Arctic*, 20(1), 21-26.
- Mackay, R. J. (1972). The world of underground ice. *Annals of the Association of American Geographers*, 62(1), 1-22.
- Madsen, P. P. (1981). Peat bog records of atmospheric deposition. *Nature*, 293, 127-130.
- Magnan, G., Sanderson, N. K., Piilo, S., Pratte, S., Välimäki, 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*, 28, 1919-1934.
- Mann, H. B. (1945). Nonparametric tests against trend, *Econometrica*, 13, 245-259.
- Mathijssen, P. J. H., Kähkölä, N., Tuovinen, J-P., Lohila, A., Minkkinen, K., Laurila, T. & Välimäki, M. (2017). Lateral expansion and carbon exchange of a boreal peatland in Finland resulting in 7000 years of positive radiative forcing. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 122(3), 562-577.
- Mauquoy, D., Hughes, P. D. M., & van Geel, B. (2011). A protocol for plant macrofossil analysis of peat deposits. *Mires and Peat*, 7(6), 1–5.
- Mauquoy, D. & van Geel, B. (2013). Mire and Peat Macrofossils. *Encyclopedia of Quaternary Science: Second Edition* (December) 637–656.
- McClymont, A. F., Hayashi, M., Bentley, L. R. & Christensen, S. (2013). Geophysical imaging and thermal modeling of subsurface morphology and thaw evolution of discontinuous permafrost. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 118, 1826-1837.

- 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, 1611–1622.
- Miner, K. R., Turetsky, M. R., Malina, E., Bartsch, A., Tamminen, J., McGuire, A. D., Fix, A., Sweeney, C., Elder, C. D. & Miller, C. E. (2022). Permafrost carbon emissions in a changing Arctic. *Nature Reviews*, 3, 55-67.
- Moore, T. R. (2001) Chapitre 8 : Les processus biogéochimiques liés au carbone. Dans Payette, S. et Rochefort, L. (eds) *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Québec: Les Presses de l'Université Laval, 183-197.
- Nilsson, M., Klarqvist, M., Bohlin, E. & Possnert, G. (2001). Variation in ^{14}C age of macrofossils and different fractions of minute peat samples dated by AMS. *The Holocene*, 11, 579-586.
- Payette, S. et Rochefort, L. (eds) (2001) *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Québec : Les Presses de l'Université Laval, 621 pp.
- Pelletier, N. (2016). Paléoécologie d'une tourbière à pergélisol en dégradation du sud de Territoires du Nord-Ouest : implications pour le cycle du carbone, Mémoire de maîtrise, département de géographie, *Université de Montréal*, Québec, Canada, 129 pp.
- 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. *Holocene*, 27(9), 1391–1405.
- Piilo, S. R., Zhang, H., Garneau, M., Gallego-Sala, A., Amesbury, M. J. & Välimäki, M. M. (2019). Recent peat and carbon accumulation following the Little Ice Age in northwestern Québec, Canada. *Environmental Research Letters*, 14(075002).
- Quinton, W., Berg, A., Braverman, M., Carpino, O., Chasmer, L., Connan, R., ... & Sonnentag, O. (2019). A synthesis of three decades of hydrological research at Scotty Creek, NWT, Canada. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23, 2015-2039.
- R Core Team (2020). R: A language and environment for statistical computing (Vienna: R Foundation for Statistical Computing)

- Rantanen, M., Karpechko, A. Y., Lipponen, A., Nordling, K., Hyvärinen, O., Ruosteenoja, K., Vihma, T. & Laaksonen, A. (2022). The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979 *Communications Earth & Environment*, 168, 1-10.
- 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.
- Rey, D. M., Walvoord, M. A., Minsley, B. J., Ebel, B. A., Voss, C. I. & Singha, K. Wildfire-initiated talik development exceeds current thaw projections: Observations and models from Alaska's continuous permafrost zone. *Geophysical Research Letters*, 47.
- Robinson, S. D. & Moore, T. R. (2000). The influence of permafrost and fire upon carbon accumulation in High Boreal peatlands, Northwest Territories, Canada. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 32(2), 155–166.
- Sannel, A. B. K. & Kuhry, P. (2008). Long-term stability of permafrost in subarctic peat plateaus, west-central Canada. *The Holocene*, 18(4), 589–601.
- Sannel, A. B. K. & Kuhry, P. (2011). Warming-induced destabilization of peat/thermokarst lake complexes. *Journal of Geophysical Research*, 116(3) G03035.
- 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 Review*, 520(7546), 171–179.
- Slaymaker, O. (ed) (2017). Landscapes and Landforms of Western Canada. In *Landscapes and Landforms of Western Canada*, Springer, 439pp.
- Sim, T. G., Swindles, T. G., Morris, P. J., Baird, A. J., Cooper, L. C., Gallego-Sala, A. V., Charman, D. J., Roland, T. P., Borken, W., Mullan, D. J., Aquino-Lopez, M. A. & Galka, M. (2021). Divergent responses of permafrost peatlands to recent climate change. *Environmental Research Letters*, 16(034001).
- Smith, S. L., Wolfe, S., Risevorough, W., & Nixon, M. (2009). Active-layer characteristics and summer climatic indices, Mackenzie valley, Northwest Territories, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20, 201–220.

- 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(17951).
- Tarnocai, C., Canadell, J. G., Schuur, E. A. G., Kuhry, P., Mazhitova, G. & Zimov, S. (2009). Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region. *Global Biogeochemical Cycles*, 23(2), 11 pp.
- 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., ... & Välimäki, 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., Wieder, K., Halsey, L. & Vitt, D. (2002). Current disturbance and the diminishing peatland carbon sink. *Geophysical Research Letters*, 29 (11), 1526.
- Turetsky, M. R., Manning, S. W. & Wieder, R. K. (2004). Dating recent peat deposits. *Wetlands*, 24(2), 324–356.
- Turetsky, M. R., Abbott, B. W., Jones, M. C., Anthony, K. W., Olefeldt, D., Schuur, E. A. G., ... & McGuire, D. A. (2020). Carbon release through abrupt permafrost thaw. *Nature Geoscience*, 13(2), 138–143.
- Turunen, J., Tolonen, K., Tomppo, E., & Reinikainen, A. (2002). Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland - Application to boreal and subarctic regions. *The Holocene*, 12(1), 69–80.
- Vardy, S. R., Warner, B. G., Aravena, R. (1998). Holocene Climate and the Development of Subarctic Peatlands Near Inuvik, Northwest Territories, Canada. *Climatic Change*, 40(2), 285–313.
- 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.
- Vitt, D. H., Halsey, L. A., & Nicholson, B. J. (1980). The Mackenzie river basin study. *Canadian Water Resources Journal*, 5(2).

- Winkler, A. J., Myneni, R. B., Alexandrov, G. A. & Brovkin, V. (2019). Earth system models underestimate carbon fixation by plants in the high latitudes. *Nature Communications*, 10(885).
- Wolfe, S. A., Stevens, C. W., Gaanderse, A. J., & Oldenborger, G. A. (2014). Lithalsa distribution, morphology and landscape associations in the Great Slave Lowland, Northwest Territories, Canada. *Geomorphology*, 204, 302–313.
- Wright, S. N., Thompson, L. M., Olefeldt, D., Connon, R. F., Carpino, O. A., Beel, C. R., Quinton, W. L. (2022). Thaw-induced impacts on land cover and water in discontinuous permafrost: A review of the Taiga Plains and Taiga Shield, northwestern Canada. *Earth-Science Reviews*, 232(104104).
- 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. & Swindles, G. T. (2019). Misinterpreting carbon accumulation rates in records from near-surface peat. *Scientific Reports*, 91(1), 1-8.
- Yue, S., & Wang, C. Y. (2002). Applicability of prewhitening to eliminate the influence of serial correlation on the Mann-Kendall test. *Water Resources Research*, 38(6), 41-47.
- Zhang, H., Piilo, S. R., Amesbury, M. J., Charman, D. J., Gallego-Sala, A. V. & Välimäki, M. M. (2018). The role of climate change in regulating Arctic permafrost peatland hydrological and vegetation change over the last millennium. *Quaternary Science Review*, 182, 121-130.
- Zoltai, S. C. (1993). Cyclic development of permafrost in the peatlands of Northwestern Alberta, Canada. *Arctic & Alpine Research*, 25(3), 240–246.
- Zoltai, S. C. (1995). Permafrost distribution in peatlands of west-central Canada during the Holocene warm period 6000 years BP. *Géographie Physique et Quaternaire*, 49(1), 45–54.
- Zoltai, S. C., & Tarnocai, C. (1975). Perennially frozen peatlands in the western Arctic and Subarctic of Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 12(1), 28–43.