THÈSE POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER

En EERGP – Ecologie, Evolution, Ressources Génétiques, Paléobiologie

École doctorale GAIA – Biodiversité, Agriculture, Alimentation, Environnement, Terre, Eau

Unité de recherche – Institut des Sciences de l'Évolution de Montpellier – UMR 5554

En partenariat international avec l'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, Québec, Canada

Régimes des feux holocène, contemporain et futur aux Territoires du Nord-Ouest (Canada)

Présentée par Dorian GABORIAU

Le 09 juin 2021

Sous la direction de Adam A. ALI, Hugo ASSELIN, Martin P. GIRARDIN et Christelle HÉLY

Devant le jury composé de

Dr. Olivier BLARQUEZ, Professeur, Université de Montréal, Canada	Président du jury / Examinateur
Dr. Thomas CURT, Directeur de recherches, INRAE, France	Rapporteur
Dr. Jeannine-Marie ST-JACQUES, Professeure, Université Concordia, Canada	Rapportrice
Dr. Adam A. ALI, Professeur, Université de Montpellier, France	Membre du jury
Dr. Hugo ASSELIN, Professeur, Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, Canada	Membre du jury
Dr. Martin P. GIRARDIN, Chercheur, Service Canadien des Forêts, Canada	Membre du jury
Dr. Christelle HÉLY, Directrice d'Études, École Pratique des Hautes Études, France	Membre du jury

UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC EN ABITIBI-TÉMISCAMINGUE

RÉGIMES DES FEUX HOLOCÈNE, CONTEMPORAIN ET FUTUR AUX TERRITOIRES DU NORD-OUEST (CANADA)

THÈSE

PRÉSENTÉE

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DU DOCTORAT SUR MESURE EN ÉCOLOGIE FORESTIÈRE

PAR

DORIAN GABORIAU

AOÛT 2021

REMERCIEMENTS

Cette thèse de doctorat est l'aboutissement de près de quatre années de recherches ayant porté sur l'étude du régime des feux au sein de l'écosystème forestier boréal, dont les paysages majestueux ont nourri l'imaginaire de mon enfance. J'ai préalablement suivi des études en sciences géographiques, puis je me suis spécialisé dans l'utilisation d'outils de géomatique et de télédétection, afin de développer des compétences en analyse spatiale de l'information géographique. Mon parcours universitaire m'a permis d'intégrer, en 2017, l'Institut des Sciences de l'Évolution (ISEM) à Montpellier. Mon mémoire de maîtrise avait porté sur la caractérisation du régime des feux en forêt boréale eurasienne à partir d'images spatiales MODIS à moyenne résolution. Cette expérience m'a donné l'occasion de poursuivre mes recherches sur l'écologie des feux, par la réalisation d'un doctorat en écologie forestière en cotutelle entre l'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, au Canada, et l'Université de Montpellier, en France. J'ai ainsi pu explorer une autre contrée du milieu boréal : le nord-ouest canadien. Durant les deux premières années de ma thèse, j'ai été accueilli au Centre de foresterie des Laurentides (CFL) à Québec (Canada), puis j'ai finalisé mes recherches à l'ISEM (France).

Premièrement, je tiens à témoigner ma reconnaissance et ma profonde gratitude à mes directeurs Hugo Asselin et Adam A. Ali, ainsi qu'à ma codirectrice Christelle Hély, et mon codirecteur Martin P. Girardin. Je les remercie sincèrement de m'avoir accompagné, guidé et soutenu tout au long du doctorat. À leur manière, ils ont chacun su me transmettre leurs savoirs spécifiques et leurs compétences individuelles, ainsi que les valeurs fondamentales nécessaires à l'accomplissement de mes travaux de recherche et à la poursuite de mon projet professionnel. À travers nos discussions, ils ont sans cesse alimenté la réflexion scientifique afin que j'acquière les compétences

nécessaires à un questionnement continu et intègre autour de ma problématique de recherche. Je les remercie profondément de m'avoir fait confiance afin de mener à bien ce projet. Je les remercie également pour leur disponibilité, leur rigueur et leur humanisme.

Merci aux membres du comité d'encadrement de la thèse qui ont suivi progressivement l'avancée de mes recherches : Didier Galop, Pierre-Olivier Antoine, Thibaud Decaëns, Martin Lavoie et Yves Bergeron.

Merci aux membres du jury qui ont pris le temps d'évaluer et de questionner mes travaux de recherche : Jeannine-Marie St-Jacques, Thomas Curt et Olivier Blarquez.

Masi cho aux membres de la Première Nation Tłı̨chǫ qui ont appuyé le projet avec enthousiasme.

Merci aux partenaires qui ont soutenu financièrement la réalisation de ce projet, mes déplacements et ma participation à divers congrès scientifiques : Savoir polaire Canada, The National Geographic Society (NGS), le Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG), le Centre d'étude de la forêt (CEF), le Groupe de recherche international (GDRI) sur les forêts froides, le Service canadien des forêts (SCF), l'Institut universitaire de France (IUF) et l'École doctorale GAIA.

Cette thèse n'aurait pu aboutir sans l'aide de mes compagnons de terrain qui ont participé à la collecte des données nécessaires à l'obtention des résultats présentés. Je les remercie sincèrement pour leur soutien, leur force vive, leur motivation, leur gaieté, leur efficacité et leur partage de connaissances lors de la campagne terrain réalisée aux Territoires du Nord-Ouest. Je pense particulièrement à Laure Paradis, guide cartographe, Julia Morarin, reportrice sans frontières, David Gervais, couteau suisse du « Grand Nord », Benoît Brossier, aventurier de l'extrême, et Dave Pretorius, pilote

d'hélicoptère aguerri. Les souvenirs d'une expérience intense et inédite, vécue en partie dans les airs, resteront longtemps gravés dans ma mémoire.

Merci à toutes celles et tous ceux qui ont gravité autour de cette recherche par le biais de réflexions, de discussions et de conseils. J'adresse des remerciements particuliers à Sandrine Canal pour m'avoir transmis ses connaissances en paléoécologie, notamment les méthodes d'identification des charbons; à Christine Simard pour son aide remarquable lors des analyses réalisées en laboratoire, sa motivation et sa bonne humeur ayant rendu moins chronophage le travail à accomplir; à Pierre J. H. Richard et Martin Lavoie pour leur expertise en palynologie; à Cécile Remy pour sa confiance, sa disponibilité et ses nombreux conseils en paléoécologie; à Daniel Stubbs, Hiroyuki Sato et Émeline Chaste pour l'aide précieuse qu'ils m'ont apporté sur les problématiques liées à la modélisation. Merci également à Serge Rousseau, Martine Blais, Xiao Jing Guo et Jordan Paillard.

Merci à celles et ceux qui m'ont entouré tout au long de l'avancement de mes recherches. Je pense aux nombreuses personnes rencontrées au Québec et à Montpellier. D'une part, merci aux « Maudits Français » avec qui j'ai passé de très bons moments outre-Atlantique : Anaïs Compérot, Benjamin Andrieux, Denis Robaglia, Émeline Chaste, Flavie Ferrer, Jérémie Roques, Marine Pacé, Mathilde Pau, Raphaël Bondu, Victor Daneyrolles et William Marchand. Merci pour ces passionnantes parties de Catane qui permettaient de relâcher la pression les fins de semaine. D'autre part, merci aux chercheurs et aux personnels de l'ISEM, tout particulièrement Agnès Mignot, Allowen Evin, Chantal Gaine, Charly Favier, Fadela Tamoune, Laurent Bremond, Lucie Chabal, Odile Peyron, Sébastien Joannin, Sébastien Gibert, Sébastien Picard, Séverine Fauquette, Sylvio Rasolonarivo, Walter Finsinger et Yannick Frontera. Merci à mes co-bureaux pour les moments passés ensemble au sein et en dehors du laboratoire : Angèle Jeanty, Benjamin Adroit, Boris Flotterer, Carole Bastianelli, Cécile Remy, Chéïma Barhoumi, Gwenaël Magne, Lucas Dugerdil, Marine Jeanjean,

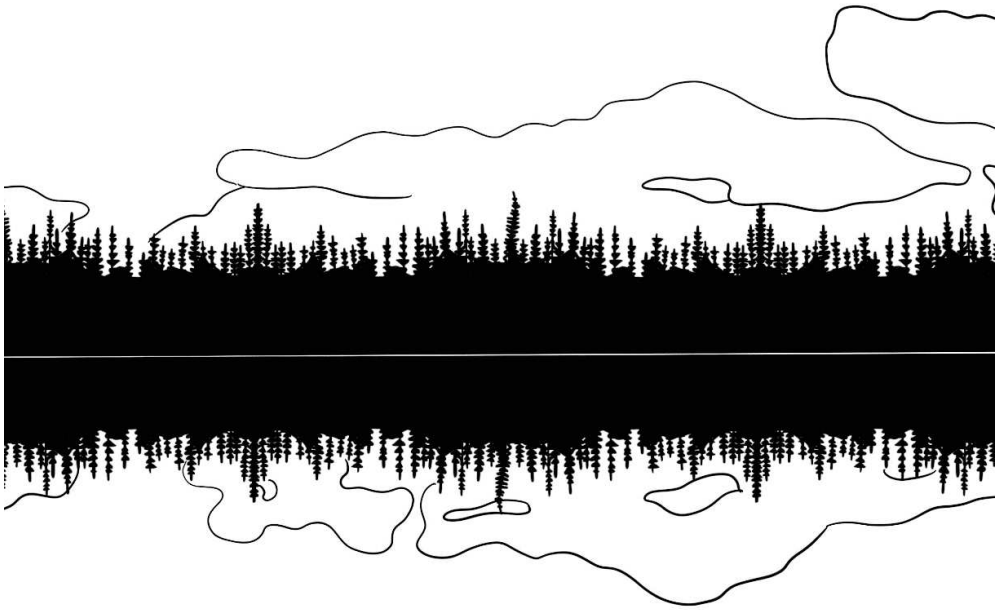
Marianne Vogel, Marine Durocher, Marion Lestienne, Matthieu Breil et Stéphanie Bodin. Je garderai tout particulièrement de très bons souvenirs des moments passés à la station de recherche de la Forêt d'enseignement et de recherche du lac Duparquet au Québec, durant la réunion du GDRI sur les « Forêts froides » (https://forets-froides.org/) qui s'est déroulée à l'automne 2019.

Enfin, merci à mes proches et à mon entourage pour leur soutien permanent. Je remercie particulièrement mes parents, mon frère et mes sœurs. Merci à mes amis Maugeois. Merci à Marie-Josée et à Nouna. Merci aux rameurs du club Occitarame pour ces nombreux moments passés à ramer sur les flots sétois. Je pense à Alain, Annette, Bruno, Catherine, Céline, Étienne, Evelyne, Filo, Gérard, Jacques, Lulu, Magalie, Marie-Hélène, Martine, Michel, Nathalie, Pierre et Yves. Merci à mon ami Jérôme pour son écoute et son soutien dans cette aventure commune. Enfin, je ne remercierai jamais assez Élodie qui m'a continuellement soutenu durant ces années. Merci pour ta bienveillance, ta patience hors norme et tes encouragements perpétuels qui m'ont donné le courage nécessaire pour rebondir dans les moments les plus difficiles.

Finalement, merci à tous les lecteurs de cette thèse, qui j'espère prendront du plaisir à la lire.

DÉDICACE

À ma sœur Jessica et à mon ami Sylvain, partis trop tôt.



AVANT-PROPOS

Cette thèse se décline en trois chapitres centraux faisant chacun l'objet d'une publication distincte dans des revues scientifiques internationales avec comité de lecture. Un des articles est publié (**chapitre III**). Les deux autres sont en cours de préparation pour soumission (**chapitre II** et **chapitre IV**). Outre la présentation des articles, le manuscrit est constitué d'une introduction qui présente le contexte général de la recherche, et d'une conclusion qui discute des implications relatives aux résultats obtenus, des limites de l'étude et des perspectives de recherche. Les références citées dans chacun des articles sont présentées en fin de manuscrit, tout comme le matériel supplémentaire se reportant à chaque article. Les **chapitres II** et **III** et leurs annexes sont écrits en anglais tandis que le reste de la thèse est écrit en français.

Chapitre I – Introduction

Chapitre II – Gaboriau, D.M., Asselin, H., Ali, A.A., Hély, C., Girardin, M.P. (en préparation). Drivers of extreme wildfire years in the 1965-2019 fire regime of the Tłı̨chǫ First Nation territory, Canada.

Chapitre III – Gaboriau, D.M., Remy, C.C., Girardin, M.P., Asselin, H., Hély, C., Bergeron, Y., Ali, A.A. (2020). Temperature and fuel availability control fire size/severity in the boreal forest of central Northwest Territories, Canada. *Quaternary Science Reviews* 250: 106697. (DOI : 10.1016/j.quascirev.2020.1066970277-3791/).

Chapitre IV – Gaboriau, D.M., Chaste, E., Asselin, H., Ali, A.A., Girardin, M.P., Hély, C. (en préparation). L'intensification de l'activité des feux de forêt aux Territoires du Nord-Ouest (Canada) due au réchauffement climatique pourrait être transitoire.

Chapitre V – Conclusion

La structuration du manuscrit sous forme d'articles présente l'intérêt d'intégrer des travaux déjà reconnus ou en cours d'évaluation par les pairs de la communauté scientifique. Cependant, elle impose un rappel du contexte à chaque étape, c'est pourquoi certaines informations pourront apparaître redondantes entre la partie introductive, les différents chapitres, leurs annexes et la conclusion générale.

Je suis le premier auteur des chapitres présentés ci-après. Chaque étape de cette thèse a été menée en collaboration et avec le soutien de mes directeurs Hugo Asselin et Adam A. Ali, ma codirectrice Christelle Hély, mon codirecteur Martin P. Girardin, ainsi que l'ensemble des collaboratrices et collaborateurs ayant participé à la collecte des données sur le terrain, à l'obtention des résultats et à la réflexion autour de la problématique de recherche. Parmi les co-auteurs extérieurs à mes encadrants, Cécile Remy et Yves Bergeron ont contribué au **chapitre III** en participant à l'écriture et à la réflexion scientifique, tandis qu'Émeline Chaste a collaboré au **chapitre IV**, particulièrement dans l'installation et l'utilisation du modèle LPJ-LMfire.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS v

DÉDICACE ix

AVANT-PROPOS xi

TABLE DES MATIÈRES xiii

LISTE DES FIGURES xx

LISTE DES TABLEAUX xxv

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES xxvi

LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS DE MESURE xxvii

RÉSUMÉ xxviii

ABSTRACT xxx

INTRODUCTION 1

1.1 L'écosystème forestier boréal dans le contexte du changement climatique 1

1.2 Dynamique et conséquences des feux aux latitudes nordiques de l'ouest canadien 6

1.3 Caractérisation et outils de reconstitution du régime des feux et de la végétation 12

1.4 Objectifs et hypothèses 23

CHAPITRE II Drivers of extreme wildfire years in the 1965-2019 fire regime of the Tłı̨chǫ First Nation territory, Canada 31

2.1 Abstract 32

2.2 Résumé 33

2.3 Introduction 34

2.4 Material and methods 37

2.4.1 Study area 37
2.4.2 Wildfire data 40
2.4.3 Top-down drivers of fire regime components 42
2.4.4 Bottom-up drivers of fire regime components 45
2.4.5 Detection of outliers corresponding to EWY in AAB distribution 46
2.4.6 Top-down and bottom-up drivers associated with EWY 46

2.5 Results 47

2.5.1 Annual and seasonnal characteristics of the studied fire regime components 47
2.5.2 Temporal changes in the fire season length and top-down drivers 49
2.5.3 Top-down drivers and bottom-up drivers of the fire regime components 51
2.5.4 Identification and characterization of EWY 56
2.5.5 Thresholds associated with EWY 57

2.6 Discussion 60

2.6.1 Temporal and spatial dynamics of EWY 60
2.6.2 Top-down and bottom-up drivers of EWY 60
2.6.3 Climate change and risk of large fires 62
2.6.4 Interest of risk thresholds for fire management on Indigenous territories 63

2.7 Conclusion 63

2.8 Acknowledgements 64

2.9 Conflicts of Interest 64

2.10 Supplemental material 64

CHAPITRE III Temperature and fuel availability control fire size/severity in the boreal forest of central Northwest Territories, Canada 66

3.1 Abstract 67

3.2 Résumé 68
3.3 Introduction 69
3.4 Material and methods 71
3.4.1 Study area and present-day vegetation 71
3.4.2 Past regional climate and vegetation 75
3.4.3 Sampling 76
3.4.4 Radiocarbon dating and age-depth models 76
3.4.5 Subsample chemical preparation and charcoal analysis 77
3.4.6 Fire history reconstruction 77
3.4.7 Vegetation history reconstruction 79
3.4.8 Temperature and drought 79
3.5 Results 81
3.5.1 Age-depth models 81
3.5.2 Regional fire history 83
3.5.3 Vegetation history 85
3.5.4 Temperature and drought 87
3.5.5 Relationships between fire, temperature and vegetation 89
3.6 Discussion 91
3.6.1 Fire, climate and vegetation interactions 91
3.6.2 Implications for future fire risk 93
3.7 Acknowledgements 94

CHAPITRE IV L'intensification de l'activité des feux de forêt aux Territoires du Nord-Ouest (Canada) due au réchauffement climatique pourrait être transitoire 96
4.1 Résumé 97
4.2 Introduction 98
4.3 Matériel et méthodes 102
4.3.1 Zone d'étude 102
4.3.2 Le modèle LPJ-LMfire 104
4.3.3 Données d'entrée du modèle 105
4.3.4 Protocole de simulation 107
4.3.5 Validation du modèle LPJ-LMfire 107
4.3.6 Projections 109
4.4 Résultats 110

4.4.1 Simulations climatiques 110
4.4.2 Capacités de prédiction du modèle LPJ-LMfire 111
4.4.3 Projections des taux de brûlage futurs 116
4.4.4 Projections de la dynamique de la végétation future 120
4.5 Discussion 123
4.5.1 EWY basés sur le climat futur 123
4.5.2 Projections spatio-temporelles des feux et de la végétation 123
4.5.3 Limites et incertitudes du modèle 125
4.5.4 Implications pour les communautés autochtones 127
4.6 Conclusion 128
4.7 Code source 129
4.8 Contribution des auteurs 129
4.9 Remerciements 129

CONCLUSION 132
5.1 Apports et limites des méthodes de reconstitution de la dynamique du régime des feux récent, passé et futur 135
5.2 Implications pour les communautés autochtones 140
5.3 Perspectives de recherche 142

RÉFÉRENCES 144

ANNEX I Total annual area burned in the Northwest Territories (Canada) from 2009 to 2019 and mean for the period (dotted line; mean = 0.6 million ha) adapted from the canadian wildland fire information (https://cwfis.cfs.nrcan.gc.ca/) and the national forestry database (http://nfdp.ccfm.org/en/data/fires.php) 182

ANNEXE II Schéma et description du fonctionnement du modèle LPJ-LMfire (tiré de Chaste *et al*., 2019 et Pfeiffer *et al*., 2013) 183

ANNEX III Snowmelt day of the year observed by remote sensing (snowmelt timing maps – continuous line) versus estimated with BioSIM (FWI Daily model – dotted line) for each year of the period 2001-2015 on the territory of the Tłı̨chǫ First Nation 186

ANNEX IV Land cover types in the study area defined by the Canada Centre for Remote Sensing..... 187

ANNEX V Exponential distribution of observed AAB and residuals of the estimated distribution for the period 1965-2019. Points between vertical lines are used in the fit. Horizontal lines indicate the computed confidence limits. Red asterisks represent outlier years in the AAB distribution dataset, interpreted as Extreme Wildfire Years (EWY)..... 190

ANNEX VI Distributions of (A) annual fire occurrence (AFO) and log-transformed annual area burned (LogAAB) on the territory of the Tłı̨chǫ First Nation and (B) temporal changes for the period 1965-2019 (tau = Kendall rank correlation coefficient). Red lines represent the smoothed additional mean (LOWESS). Shaded grey areas correspond to 95 % bootstrap confidence intervals..... 191

ANNEX VII Spatial distribution of (A) cumulative lightning-caused fires (597 fires > 1 ha) and (B) human-caused fires (127 fires > 1 ha) from 1965 to 2019 on the territory of the Tłı̨chǫ First Nation. The data is extracted from the Canadian National Fire Database. Fire characteristics are compiled on a 10 km grid cell..... 192

ANNEX VIII Estimated fire season onset (dotted line), termination (dashed line) day of the year and fire season length (in days, continuous line) for the period 1965-2019 on the territory of the Tłı̨chǫ First Nation. Vertical red lines represent EWY..... 193

ANNEX IX Observed and predicted values for (A) log-transformed AAB (annual area burned) and (C) AFO (annual fire occurrence) resulting from MARS and GAMM models and equations for each model (B and D)..... 194

ANNEX X Distribution of fire sizes > 1 ha for each year of the 1965-2019 period on the territory of the Tłı̨chǫ First Nation..... 195

ANNEX XI Ignition date of fires larger than 20,000 hectares observed on the territory of the Tłı̨chǫ First Nation according to the CNFD..... 196

ANNEX XII Ordered distribution and percentiles of total annual fire occurrence for fires > 1 ha from 1965 to 2019 on the territory of the Tłı̨chǫ First Nation. Years represented correspond to Extreme Wildfire Years..... 197

ANNEX XIII Results of Wilcoxon t-tests used to compare the environmental characteristics (mean elevation and proportion of land cover types) in areas having burned during EWY (n fires = 23) and during other years (n fires = 48), for the 2010-2019 period. *** $p < 0.001$; * $p < 0.05$ 198

ANNEX XIV Surroundings of lakes *Emile* (A), *Izaac* (B), *Paradis* (C) and *Saxon* (D) at time of sampling. The landscape around lake *Emile* is characterized by a large number of burned standing dead conifer trees and regeneration of deciduous shrubs at ground level. There are numerous burned standing dead conifer trees and little vegetation at ground level around lake *Izaac*. The vegetation around lakes *Paradis* and *Saxon* is dense, dominated by *Picea mariana*, some *Picea glauca*, with scattered *Betula glandulosa* and *Populus*. (Pictures: © D.M. Gaboriau)..... 199

ANNEX XV Radiocarbon dates of bulk sediments from lakes *Emile*, *Izaac*, *Paradis* and *Saxon* 200

ANNEX XVI CHAR series treatments..... 201

ANNEX XVII CharAnalysis outputs of charcoal accumulation rates (fragments.cm^{-2}.peak^{-1}) and smoothed fire frequency (fires.millennium^{-1}) estimated with a 350-year bandwidth for lakes *Emile*, *Izaac*, *Paradis* and *Saxon*. Red crosses indicate detected fire events 202

ANNEX XVIII Depth-scaled diagram of sedimentation rate, pollen concentration and pollen percentages at lake *Emile* for the taxa whose average percentages are greater than 0.1 %. Grey shaded areas correspond to exaggerations (× 5) of the percentages to ease reading..... 203

ANNEX XIX Holocene temperature anomalies for the last five centuries from various independent datasets. For a given panel, the red dashed line indicates the mean for the entire period 204

ANNEXE XX Limites bioclimatiques d'établissement des PFT *Picea* sp., *Abies* sp., *Pinus* sp. et *Populus* sp pour différents paramètres définis à partir de l'Atlas du climat et de la végétation de l'Amérique du Nord de l'Institut Géologique des États-Unis 206

ANNEXE XXI Modèles climatiques utilisés dans le modèle LPJ-LMfire et scénarios climatiques correspondants. Chaque scénario climatique fait référence à un modèle

climatique global (GCM) qui est combiné à un modèle climatique régional (RCM) et à un scénario RCP (Giorgi *et al*., 2009) 207

ANNEXE XXII Moyennes annuelles des températures maximales mensuelles de la saison de feu simulées entre 1950 et 2099 aux TNO. Les données sont issues de multi-modèles (**Annexe XXI**) pour les scénarios RCP4.5 (en vert) et RCP8.5 (en rouge) avec un intervalle de confiance bootstrap à 90 % 209

ANNEXE XXIII Moyenne des températures maximales mensuelles simulées pendant la saison de feu (mai à septembre) pour chaque année entre 1950 et 2099 dans le centre des Territoires du Nord-Ouest du Canada. Les projections représentent les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 conformément aux modèles climatiques utilisés .. 210

ANNEXE XXIV Biomasse arborescente ($T.ha^{-1}$) observée (A) et simulée avec le modèle LPJ-LMfire (B) en 2000 à une résolution de 10 km dans la forêt boréale des Territoires du Nord-Ouest du Canada. L'analyse des différences brutes (C) montre une sous-estimation pour le territoire Tłı̨chǫ 211

ANNEXE XXV Différences entre les taux de brulage annuels moyens (%) simulés (2021-2099) et observés (1980-2012) dans la foret boréale du centre des Territoires du Nord-Ouest du Canada (résolution de 100 km^2) 212

ANNEXE XXVI Différences entre la biomasse arborescente moyenne ($T.ha^{-1}$) simulée (2021-2099) et observée (1980-2012) dans la foret boréale du centre des Territoires du Nord-Ouest du Canada (résolution de 100 km^2) 213

ANNEXE XXVII Comparaisons entre la biomasse simulée ($T.ha^{-1}$) entre 1980 et 2012 et entre 2021 et 2099 pour *Picea* et *Populus* dans la foret boréale du centre des Territoires du Nord-Ouest du Canada (résolution de 100 km^2) 214

ANNEXE XXVIII Comparaisons entre la biomasse simulée ($T.ha^{-1}$) entre 1980 et 2012 et entre 2021 et 2099 pour *Pinus* et *Abies* dans la foret boréale du centre des Territoires du Nord-Ouest du Canada (résolution de 100 km^2) 215

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1. Principaux facteurs régissant les feux de cime en forêt boréale (le « triangle du feu », d'après Stephens et al. 2014). Le triangle bleu identifie les facteurs d'allumage du feu; le triangle vert indique les processus par lesquels les feux s'allument et se propagent; le triangle rouge identifie les facteurs de risque influençant la vulnérabilité des territoires face au risque de feu…….p.4

Figure 1.2. Définition du régime des feux adapté de Krebs et al. (2010). Le régime des feux se réfère (A) aux paramètres spatio-temporels moyens des feux, (B) aux conditions d'occurrence des feux et (C) à leurs effets……p.13

Figure 1.3. Méthodologie d'extraction et d'identification des charbons lacustres utilisée pour reconstituer le régime des feux aux TNO. (A) Illustration de la méthode de carottage et d'extraction des sédiments. (B) Carotte sédimentaire la plus profonde extraite du lac *Paradis*, à partir d'un carottier russe. (C) Découpage des sédiments de surface sur site extraits à l'aide d'une sonde KB. (D) Découpage des sédiments profonds tous les 0,5 cm. (E) Préparation des solutions pour dissoudre la matière organique des échantillons en laboratoire. (F) Tamisage des sédiments de plus de 160 µm. (G) Matériel optique et informatique d'aide à l'identification des charbons de bois. (H) Charbons identifiés au sein d'un échantillon de 1 cm^3 de sédiments, à partir du logiciel MOTICAM.……..…….....…….....….p.20

Figure 1.4. Localisation de la zone d'étude et des sites d'échantillonnage utilisés pour reconstituer l'historique des feux et de la végétation de l'Holocène. Les emprises spatiales des feux de plus de 1 ha enregistrés sur le territoire de la Première Nation Tłı̨chǫ en 2014 sont représentés (CNFD), ainsi que les communautés de la Nation : GA = Gamèti; BE = Behchokǫ̀; WH = Whatì; WE = Wekweèti.……..……p.26

___

Figure 2.1. (A) Location of the study area encompassing the four communities of the Tłı̨chǫ First Nation in the Northwest Territories, Canada (GA = Gamèti, WH = Whatì, BE = Behchokǫ̀, WE = Wekweèti). (B) Elevation at 10-m spatial resolution (in meters). (C) 1965-2019 mean temperature gradient (southwest to northeast) at noon (degrees Celsius) for the fire season period extracted from four meteorological weather stations

and interpolated with BioSIM in 10-km grid cells and (D) 1965-2019 mean precipitation (mm) gradient (southwest to northeast) for the fire season period interpolated with BioSIM. (E) Soil-based ecoregion classification in 10-km grid cells. (F) Main land cover types per 10-km grid cell…….....p.39

Figure 2.2. (A) Annual fire occurrence (blue line CNFD – points) and annual area burned (bars – CNFD polygons) on the territory of the Tłı̨chǫ First Nation over the 1965-2019 period, with Extreme Wildfire Years highlighted in red. Ten-year intervals are separated by black dotted lines. The number of asterisks represents the number of fires > 20,000 ha recorded each year over the study area. (B) Monthly total area burned (grey bars – CNFD polygons) and total fire occurrences (blue line – CNFD points) during the fire season from 1965 to 2019 on the territory of the Tłı̨chǫ First Nation……..…….p.48

Figure 2.3. Temporal changes and correlation tests (tau = Kendall rank correlation coefficient) over the 1965-2019 period on the territory of the Tłı̨chǫ First Nation for (A) fire season length, (B-E) weather conditions, and (F-K) fuel moisture content. In each panel, the blue line represents the smoothing trend built with a locally weighted regression (LOWESS), while the shaded area represents the 95 % confidence interval……..p.50

Figure 2.4. Distribution of burned areas and year of ignition of fires larger than 20,000 ha from 1965 to 2019 on the territory of the Tłı̨chǫ First Nation.……..…….p.57

Figure 2.5. Wilcoxon t-test results for comparison between EWY and other years of the 1965-2019 period for mean weather conditions, number of days with FWI sub-indices exceeding the 75th percentile of the distribution of all fire season days, and beginning date and length of the fire season. *** $p < 0.001$; * $p < 0.05$. Note that fire weather indices are unitless……...……....p.59

___

Figure 3.1. Locations of the studied lakes in the Northwest Territories (north-central Canada), showing ecozones (adapted from Olson et al., 2001) and treeline (adapted from Timoney et al., 2019)……..……..……p.73

Figure 3.2. WinBacon outputs for lakes *Emile*, *Izaac*, *Paradis* and *Saxon*. Upper left panels describe the MCMC (Markov Chain Monte Carlo) iterations (the distribution is

stationary with little structure among neighbouring iterations). Upper middle panels show the distribution of sediment accumulation rates. Upper right panels show the memory corresponding to the variation of sediment accumulation rate in time. Main panels show the calibrated ^{14}C dates (see **Annex XV** for full details on the chronology) and age-depth models (with 95 % confidence intervals)…… ……...……p.82

Figure 3.3. Holocene fire activity anomalies interpolated using a 500-year bandwidth smoothing, relative to the 500-0 cal. yrs. BP reference period (black horizontal line) for individual and regional fire-history reconstructions based on sediment charcoal records from lakes *Emile*, *Izaac*, *Paradis* and *Saxon*: (A) Regional Fire Frequency (*RegFF*), (B) Regional Biomass Burning (*RegBB*) and (C) Fire Size/Severity (*FS* index) based on regional biomass burning and fire frequency. Yellow shaded areas in each panel represent the 90 % bootstrap confidence intervals....……..…..…p.84

Figure 3.4. Sedimentation (cm^{-1} yr^{-1}) and pollen accumulation rates (grains cm^{-2} yr^{-1}) at lake *Emile* for total terrestrial pollen (PAR, in red) and for the main taxa: trees (in brown), shrubs (in green), herbaceous plants (in yellow) and green algae (*Coenobium*) and aquatic plants (in blue) all having an average percentage greater than 0.1 % over the entire study period. Pale areas represent × 5 exaggeration. Note that the scale differs for each pollen or spore taxon……p.86

Figure 3.5. Mean summer temperature anomalies over the Holocene, relative to the 500-0 cal. yrs. BP reference period, obtained from the calculation of the means of standardized independent temperature datasets described in **Annex XIX**. The yellow shaded area indicates the 90 % bootstrap confidence interval……....p.88

Figure 3.6. Dryness periods inferred from hydrological conditions from different locations in north-central and northwestern Canada. Distance from the study area increases from top to bottom. (A) Central Northwest Territories (Pienitz et al., 1999; dissolved organic carbon (DOC) inferred form diatom assemblages). (B) Mackenzie region (50°-70°N, 120°-140°W; Viau and Gajewski, 2009; annual precipitation inferred from pollen assemblages). (C) Northern Yukon (Lauriol et al., 2009; lake-level inferred from plant macrofossil analysis)……..p.89

—

Figure 4.1. Localisation de la zone d'étude dans la forêt boréale de la Taïga des plaines (TP) et de la Taïga du bouclier boréal occidental (TBW) des Territoires du Nord-Ouest

au Canada. Les écozones (d'après Olson et al., 2011) et la limite des arbres (d'après Timoney et al., 2019) sont représentées. À noter l'absence de stations météorologiques dans le sud de la TBW…..…….…….....…p.103

Figure 4.2. Moyenne des températures mensuelles maximales simulées pendant la saison de feu (mai à septembre), pour chaque année entre 1950 et 2099, sur le territoire de la Première Nation Tłı̨chǫ. Les enveloppes en vert (RCP4.5) et en rouge (RCP8.5) indiquent l'intervalle de confiance bootstrap à 90 % des valeurs des multi-modèles (CanESM2, EC-EARTH, CanRCM4 et RCA4; **Annexe XXI**) pour deux scénarios RCP. La période ombragée en gris (1965-2019) correspond aux observations climatologiques historiques à partir desquelles le seuil de température associé à des EWY (14,7 °C), défini au **chapitre II**, à été calculé (ligne horizontale noire)……...……p.111

Figure 4.3. Taux de brûlage annuels moyens (A) observés et (B) simulés avec le modèle LPJ-LMfire au cours de la période 1980-2012 pour les 116 cellules hexagonales couvrant la forêt boréale des Territoires du Nord-Ouest du Canada. (C) Les différences entre les taux de brûlage simulés et observés ont été calculées pour chaque cellule……..…….. p.112

Figure 4.4. Superficies annuelles brûlées observées (en noir) et simulées par le modèle LPJ-LMfire (en rouge) entre 1980 et 2012 (A) sur le territoire de la Première Nation Tłı̨chǫ et (B) aux TNO. Le 80^{e} percentile de la distribution des superficies annuelles brûlées observées sur le territoire Tłı̨chǫ, correspondant au seuil associé aux EWY historiques (1965-2019), est représenté……..…….……p.114

Figure 4.5. (A) Biomasse arborescente moyenne (T.ha^{-1}) observée en 2000. (B) Biomasse arborescente maximale moyenne simulée en 2000 avec le modèle LPJ-LMfire pour les 116 cellules hexagonales couvrant la forêt boréale des Territoires du Nord-Ouest au Canada. (C) Les différences brutes entre les biomasses observées et simulées de chaque cellule ont été calculées…..…….....……p.115

Figure 4.6. Superficies annuelles brûlées simulées entre 2013 et 2099 aux TNO et sur le territoire de la Première Nation Tłı̨chǫ, en fonction de divers modèles climatiques (**Annexe XXI**) et deux scénarios de forçage radiatif (RCP4.5 et RCP8.5). Le seuil associé aux EWY historiques (80^{e} percentile) sur le territoire Tłı̨chǫ est représenté en pointillés. Les projections de chaque modèle climatique sont représentées par une couleur différente. …….…….…….....p.118

Figure 4.7. Différences entre les taux de brûlage annuels moyens (%) simulés par le modèle LPJ-LMfire pour trois périodes (2021-2040, 2041-2070 et 2071-2099) et les taux de brûlage annuels moyens (%) simulés entre 1980 et 2012 dans la forêt boréale du centre des Territoires du Nord-Ouest du Canada, selon deux scénarios de forçage radiatif (RCP4.5 et RCP8.5)……..……...……...p.119

Figure 4.8. Différences entre la biomasse arborescente moyenne ($T.ha^{-1}$) simulée par le modèle LPJ-LMfire pour trois périodes (2021-2040, 2041-2070 et 2071-2099) et la biomasse arborescente moyenne simulée entre 1980 et 2012 dans la forêt boréale du centre des Territoires du Nord-Ouest au Canada, selon deux scénarios de forçage radiatif (RCP4.5 et RCP8.5)…….…….…….....p.122

___

Figure 5.1. Schéma récapitulatif des facteurs environnementaux majeurs associés aux grands feux passés et aux années de feu extrêmes récentes aux Territoires du Nord-Ouest (TNO). Représentation des scénarios futurs possibles simulés par le modèle LPJ-LMfire selon les régions des TNO……...……...……p.134

LISTE DES TABLEAUX

Table 2.1 Characteristics of the fire regime components, annual weather and fuel moisture content in the study area for the fire seasons of the 1965-2019 period……...…….....p.41

Table 2.2. Spearman correlations (positive in bold and negative in italics) between fire regime components (i.e. LogAAB and AFO) and potential top-down drivers (mean daily weather, sum of precipitation and fuel moisture contents), with all sub-indices of the Fire Weather Index computed for the 1965-2019 period. *** $p < 0.001$, ** $p < 0.01$, * $p < 0.05$……..……...…..p.53

Table 2.3. Results from the modified version of the t-test on correlations between the spatial characteristics of the fire regime components (cumulative fire occurrence and log-scaled area burned for each 10-km grid cell) compiled for the period 1965-2019 and potential top-down climatic and bottom-up environmental driver (elevation). Significant correlation coefficient is in bold. * $p < 0.05$……...p.54

Table 2.4. Results from the modified version of the t-test on correlations between the spatial characteristics of the fire regime components (cumulative fire occurrence and log-scaled area burned for each 10-km grid cell) compiled for the period 2010-2019 and potential bottom-up environmental drivers (land cover types). Significant correlation coefficients are in bold. ** $p < 0.01$ and * $p < 0.05$……..……...p.55

___

Table 3.1. Characteristics of the four studied lakes and sediment records…….....p.74

Table 3.2. BINCOR Pearson correlation coefficient (with 95 % confidence interval) between fire metrics, temperature, total pollen accumulation rate (PAR), and accumulation rates of taxa with an average percentage greater than 0.1 % over the entire study period. *** $p < 0.001$, ** $p < 0.01$ and * $p < 0.05$…….……..…….....p.90

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

	Signification anglaise	**Signification française**
cal. yrs. BP	Calibrated years before present	Années calibrées avant le présent
CHAR	Charcoal accumulation rate	Taux d'accumulation de charbons
CI	Confidence interval	Intervalle de confiance (IC)
DC	Drought code	Indice de sécheresse
EWY	Extreme wildfire years	Années de feu extrêmes
FS index	Regional fire size/severity index	Indice de taille/sévérité des feux
GAMM	Generalized additive mixed model	Modèle additif mixte généralisé
GCM	General circulation model	Modèle de circulation générale
GES	Greenhouse gas	Gaz à effet de serre
FPC	Foliar projective cover	Projection de la couverture foliaire
FWI	Fire weather index	Indice forêt météo (IFM)
MARS	Multivariate Adaptive Regression Splines	Régression multivariée par spline adaptative
MCMC	Markov chain Monte Carlo	Méthode Monte-Carlo par chaînes de Markov
NWT	Northwest Territories	Territoires du Nord-Ouest (TNO)
PFT	Plant functional types	Types fonctionnels de plantes
RCP	Representative Concentration Pathway	Scénario de trajectoire du forçage radiatif
RCM	Regional climate model	Modèle de climat régional
RegBB	Regional biomass burned	Superficies brûlées régionales
RegFF	Regional fire frequency	Fréquence de feu régionale
TP	Taiga plains	Taïga des plaines
TBW	Taiga boreal shield west	Taïga du bouclier boréal ouest

LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS DE MESURE

Aire	mm^2	millimètre carré
	cm^2	centimètre carré
	ha	hectare (= 10 000 m^2)
	m^2	mètre carré (= 0,0001 ha)
	km^2	kilomètre carré (= 100 ha)
Volume	cm^3	centimètre cube
Longueur	cm	centimètre
	µm	micromètre
Puissance	$kW.m^{-1}$	kilowatt par mètre
	W	watt
Vitesse	$m.s^{-1}$	mètre par seconde
	$m.min^{-1}$	mètre par minute
Temps	yr	année
Température	°C	degrés Celsius

RÉSUMÉ

Le changement climatique affecte les écosystèmes forestiers boréaux par des modifications de la structure, de la composition, de la répartition et de la productivité de la végétation. Ces changements altèrent le fonctionnement interne des forêts en modifiant la dynamique des perturbations naturelles comme les feux, notamment leur fréquence et leur taille. Les événements météorologiques extrêmes des dernières décennies ont donné lieu à de très grandes superficies brûlées lors de certaines années, altérant les paysages forestiers des latitudes nordiques du Canada. Les grands feux à l'origine de la majorité des superficies brûlées libèrent d'importantes quantités de carbone vers l'atmosphère et ils ont des conséquences sanitaires majeures pour les populations des communautés exposées. Ils limitent également la capacité des peuples autochtones à maintenir leurs activités traditionnelles en réduisant les services écosystémiques auxquels ils accèdent traditionnellement. Les projections climatiques suggèrent une multiplication des grands feux au cours des prochaines décennies, ce qui pourrait affecter davantage la forêt, le climat et les sociétés humaines. Cependant, les modèles restent incertains et des interrogations persistent sur les facteurs de déclenchement des événements météorologiques extrêmes et des grands feux de forêt. Cette thèse contribue à l'amélioration de notre compréhension des facteurs climatiques et environnementaux qui ont déterminé la dynamique du régime des feux récent et passé dans la forêt boréale du nord-ouest canadien, dans le but de modéliser les interactions entre le climat, la végétation et les feux de forêt futurs. Ces informations aideront les gestionnaires et les communautés locales à anticiper le risque de feu futur en réponse au changement climatique, afin d'adapter les pratiques d'aménagement et les usages du territoire en conséquence pour limiter les effets potentiellement négatifs des grands feux de forêt.

Le **chapitre II** de cette thèse a visé à caractériser certains indicateurs du régime des feux depuis 1965 sur le territoire du Peuple Tłı̨chǫ, situé aux Territoires du Nord-Ouest (TNO) au Canada. En 2014, ce territoire a subi l'un des principaux grands feux de forêt enregistrés à l'échelle du Canada. Nous avons vérifié que l'année 2014 faisait partie des années de feu extrêmes (EWY) entre 1965 et 2019, c'est-à-dire les années ayant enregistré les plus grandes superficies brûlées au cours de la période d'étude. Nous avons ensuite déterminé quelles conditions climatiques saisonnières et quels facteurs environnemntaux étaient associés aux EWY, puis nous avons mis en évidence des seuils climatiques propices à l'occurrence des EWY. Les résultats ont montré que 3/4 des EWY identifiées entre 1965 et 2019 ont enregistré une température moyenne

supérieure à 14,7 °C au cours de la saison de feu, et que 3/4 des EWY ont enregistré un dépassement un indice de sécheresse (DC > 514) et un indice de danger de feu (FWI > 19), au moins 36 jours au cours de la saison de feu. L'objectif du **chapitre III** a été de reconstituer le régime des feux et la végétation du territoire Tłı̨chǫ au cours de l'Holocène (11 700 ans) et de mettre en perspective nos résultats avec des reconstitutions du climat passé à l'échelle régionale afin de déterminer les principaux facteurs qui ont contrôlé l'occurrence et la taille des feux au cours du temps. Les reconstitutions paléoécologiques ont montré que les conditions chaudes et sèches, ainsi que la disponibilité en combustible et la composition des forêts, ont été les principaux facteurs ayant mené à de grands feux sévères à long terme. Dans le **chapitre IV**, nous avons modélisé la température moyenne annuelle future en fonction des projections de différents modèles climatiques couplés à deux scénarios de forçage radiatif (RCP4.5 et RCP8.5). Nous avons utilisé le modèle LPJ-LMfire afin de simuler la dynamique de la biomasse arborescente et du taux de brûlage au cours du XXI^{e} siècle aux TNO et sur le territoire Tłı̨chǫ. Les simulations issues du modèle LPJ-LMfire ont montré que les taux de brûlage futurs seront principalement modulés par l'augmentation des températures et l'évolution de la dynamique de la végétation, notamment de l'épinette noire. Au cours de la seconde moitié du XXI^{e} siècle, certaines zones pourraient avoir des taux de brûlage en baisse du fait d'une modification de la composition forestière, voire d'un manque de combustible.

Mots clés : Forêt boréale; Années de feu extrêmes; Feux sévères; Charbon de bois; Sédiments lacustres; Palynologie; Modélisation; Risque de feu; Changement climatique; LPJ-LMfire

ABSTRACT

Climate change affects the boreal ecosystem through modifications of vegetation structure, composition, distribution and productivity. These changes alter the internal functioning of forests by disrupting the dynamics of natural disturbances such as fire, notably their frequency and size. Extreme weather events in recent decades have resulted in very large areas burned during some years, altering forest landscapes of northern latitudes in Canada. Large fires accounting for the majority of burned areas release massive amounts of carbon into the atmosphere and have major health consequences for people in exposed communities. They also limit the ability of Indigenous people to maintain their traditional activities by reducing ecosystem services they traditionally access. Climate projections suggest that large fires may be increasingly frequent in the coming decades, which in turn could affect forests, climate, and human societies. However, models remain uncertain and questions persist on the drivers of the onset of extreme weather events and large forest fires. This thesis contributes to improving our understanding of the climatic and environmental drivers that have determined the dynamic of recent and past fire regimes in the boreal forest of northwestern Canada, in order to predict the interactions between climate, vegetation and future wildfires. These information will help managers and local communities anticipate future fire risk in response to climate change, in order to adapt management practices and land use accordingly to limit the potentially negative effects of large forest fires.

Chapter II of this thesis aimed to characterize some indicators of the fire regime since 1965 on the territory of the Tłı̨chǫ First Nation in the Northwest Territories (NWT), in Canada. In 2014, this territory experienced one of the largest forest fires across Canada. We verified that 2014 was indeed characterized as an extreme fire year (EWY) from 1965 to 2019, i.e., the years with the largest area burned during the study period. We determined which seasonal climatic conditions and environmental drivers were associated with EWY and then highlighted climatic thresholds conducive to EWY occurrence. The results showed that 3/4 of the EWY identified from 1965 to 2019 recorded an average temperature above 14.7°C during the fire season, and that 3/4 of the EWY had a Drought Code (DC > 514) and a Fire Weather Index (FWI > 19) at least 36 days during the fire season. The objective of the **chapter III** was to reconstruct the fire regime and vegetation dynamics on the Tłı̨chǫ territory during the Holocene (11,700 years) and to analyze our reconstructions with regards to past climatic conditions at regional scale, in order to determine the main drivers of fire occurrence

and size over time. Paleoecological reconstructions showed that warm and dry conditions, as well as fuel availability and forest composition, were the main drivers leading to large and severe wildfires in the long term. In **chapter IV**, we simulated the future annual mean temperature based on projections from different climate models coupled with two radiative forcing scenarios (RCP4.5 and RCP8.5). We used the LPJ-LMfire model to simulate the dynamics of tree biomass and burn rate over the 21st century in the NWT and the Tłı̨chǫ territory. Model simulations showed that future burn rates will be mainly modulated by increasing temperatures and changing vegetation dynamics, particularly black spruce. In the second half of the 21st century, some areas may have declining burn rates due to changes in forest composition or even a lack of fuel.

Keywords : Boreal forest; Extreme wildfire years; Severe fires; Charcoal; Lake sediments; Palynology; Modelling; Fire risk; Climate change; LPJ-LMfire

INTRODUCTION

1.1 L'écosystème forestier boréal dans le contexte du changement climatique

Le changement climatique induit par l'accélération des pressions anthropiques sur les ressources naturelles a été largement documenté par la communauté scientifique au cours des dernières décennies (IPCC, 2014). Il se traduit, en partie, par une variation spatio-temporelle des températures, due à l'augmentation du CO_2 et d'autres gaz à effet de serre (GES) dans l'atmosphère (Skripnuk and Samylovskaya, 2018). Les changements de températures planétaires depuis le début du XX^{e} siècle ont montré que la modification des conditions climatiques est d'autant plus importante et rapide aux hautes latitudes, altérant le fonctionnement des écosystèmes forestiers boréaux uniquement présents dans l'Hémisphère Nord.

Situé entre 50°N et 65°N de latitude, l'écosystème forestier circumboréal forme une large bande forestière qui s'étend de 500 à 1 500 kms latitudinalement. Cet écosystème regroupe près de 32 % des forêts mondiales sur environ 12 millions de km^2 (soit près de 11 % de la surface terrestre), principalement en Alaska, au Canada, en Fennoscandie et en Russie (Brandt *et al.* 2013). D'une part, les températures et les conditions d'humidité modulent la croissance des arbres (Buermann et al., 2013; Kim et al., 2017; Marchand et al., 2019), ainsi que la structure, la composition, la répartition et la productivité des forêts (Bergeron, 1998; Gauthier et al., 2015; Soja et al., 2007). L'augmentation des températures est plutôt favorable à l'établissement des feuillus (Mekonnen et al., 2019), tandis que les sécheresses longues et sévères contribuent au

déclin de la croissance des arbres vulnérables au stress hydrique, voire à leur mortalité, ce qui mène à l'ouverture des paysages (Chen et al., 2017; Peng et al., 2011). D'autre part, les interactions entre les conditions climatiques et les caractéristiques de la végétation déterminent la dynamique des perturbations naturelles telles que le régime des feux, en termes de fréquence, de taille et de sévérité. Les températures chaudes et le combustible sec et dense sont particulièrement propices à l'allumage et à la propagation des feux (Girardin and Wotton, 2009).

État des lieux du régime des feux en forêt boréale canadienne

En forêt boréale canadienne, près de 1,7 millions d'hectares de superficies forestières brûlent en moyenne chaque année (période 1985-2015; Coops et al., 2018; Hanes et al., 2019), soit environ 0,6 % de la forêt boréale du Canada. Les feux constituent l'une des perturbations naturelles majeures façonnant la mosaïque forestière (Gillett et al., 2004; Hanes et al., 2019; Stocks et al., 2002), malgré des disparités régionales (Boulanger et al., 2012; Erni et al., 2020). Dans la zone méridionale d'exploitation forestière, les feux de forêt sont fréquents, d'où les politiques de gestion interventionnistes qui préconisent la lutte contre les feux pour préserver la ressource en bois et la sécurité humaine (Cardil et al., 2018; Cumming, 2005). Cependant, l'accumulation de combustible inflammable, causée par des décennies de suppression des feux, a entraîné une augmentation de la vulnérabilité des régions situées à l'interface des zones boisées et urbaines face au risque de feu (Parisien et al., 2020).

Les feux qui surviennent en forêt boréale canadienne sont soumis aux variations des conditions climatiques saisonnières. Les allumages liés à la foudre ont surtout lieu en été, tandis que les allumages d'origine anthropique sont majoritaires au printemps (Coogan et al., 2020). Entre 1959 et 2018, le nombre de feux provoqués par la foudre

a augmenté significativement tandis que le nombre de feux anthropiques a diminué depuis les années 1980 (Hanes et al., 2019). Les feux plus grands que 200 ha sont relativement fréquents et sont responsables de la majorité des superficies brûlées (Stocks et al., 2002), qui ont elles-mêmes augmenté depuis 1960 à l'échelle du Canada. Les superficies brûlées par les plus grands feux peuvent atteindre plusieurs centaines de milliers d'hectares (Bradstock, 2009; Stephens et al., 2014). Seul le manque de combustible, la diminution de la vitesse du vent ou le changement des conditions météorologiques permettent d'éteindre les grands feux, les moyens de lutte s'avérant généralement inefficaces s'ils ne sont pas mis en œuvre rapidement après l'allumage du feu (Attiwill and Adams, 2013; Williams, 2013).

Les événements météorologiques extrêmes survenus au cours de la dernière décennie ont favorisé la multiplication des grands feux, causant des dommages importants pour les forêts et les sociétés humaines. Parmi plusieurs exemples, plus de 630 000 hectares de forêts ont brûlé près de Fort McMurray en Alberta en 2016, causant des pertes économiques et des dommages importants pour les habitations et les infrastructures minières, malgré des dépenses de lutte sans précédent engagées contre le feu (Mamuji and Rozdilsky, 2019; Stirling, 2017). En 2017 et 2018, la Colombie-Britannique a enregistré ses pires saisons de feux depuis au moins 50 ans, avec plus de 1,2 million d'hectares brûlés lors de ces deux années consécutives (Ansmann et al., 2018; Natural Resources Canada, 2019). Certains auteurs emploient le terme « méga-feu » pour désigner ces grands feux incontrôlables (Attiwill and Binkley, 2013; Barbero et al., 2014; Coen et al., 2018; de la Barrera et al., 2018; Jones et al., 2016; Stephens et al., 2014), mais ce terme est controversé au sein de la littérature scientifique, à la fois pour son caractère récent et polysémique (Stephens et al., 2014; Tedim et al., 2018). Dans cette thèse, nous avons qualifié les feux en fonction de leur taille, et nos résultats (**chapitre II**) ont montré que les années de feu extrêmes (EWY) étaient

systématiquement associées à des « grands feux » de plus de 20 000 ha, soit 0,5 % de la zone d'étude correspondant au territoire de la Première Nation Tłı̨chǫ. Nous retiendrons donc cette surface de 20 000 ha pour définir les grands feux.

Principaux facteurs à l'origine des feux de forêt boréaux

L'hétérogénéité spatio-temporelle du régime des feux est conditionnée par des facteurs en interaction à différentes échelles (i.e. le climat, la végétation et les activités anthropiques), et qui s'articulent autour d'un « triangle du feu » (**Fig. 1.1**). La contribution non-uniforme de ces facteurs sur les composantes du régime des feux entraîne des disparités régionales en termes de risque de feu à l'échelle de la forêt boréale canadienne (Boulanger et al., 2014; Erni et al., 2020).

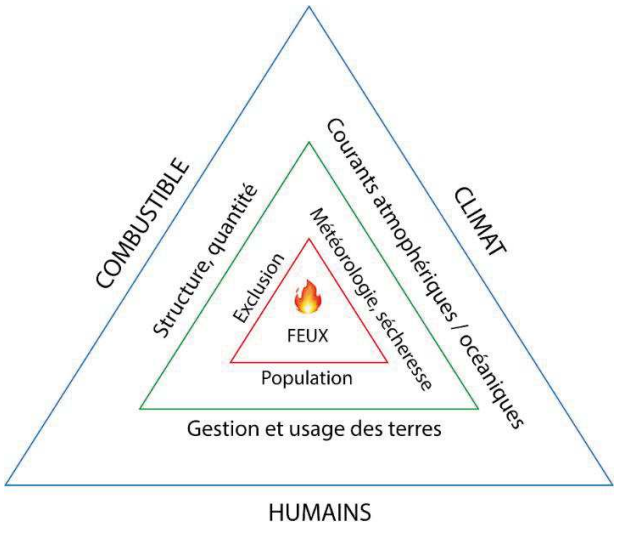


Figure 1.1. Principaux facteurs régissant les feux de cime en forêt boréale (le « triangle du feu », d'après Stephens et al. 2014). Le triangle bleu identifie les facteurs d'allumage du feu; le triangle vert indique les processus par lesquels les feux s'allument

et se propagent; le triangle rouge identifie les facteurs de risque influençant la vulnérabilité des territoires face au risque de feu.

Les facteurs descendants (i.e. « top-down » en anglais) sont définis par les conditions climatiques et météorologiques qui déterminent les conditions d'allumage et de propagation des feux (Girardin and Wotton, 2009; Portier et al., 2016). Les fortes chaleurs menant à des épisodes orageux avec de nombreux impacts de foudre sont favorables à l'allumage des feux (Veraverbeke et al., 2017). Les épisodes de sécheresse longs et sévères assèchent le combustible accumulé au sol, ce qui contribue également à l'allumage et à la propagation des feux. Les vents violents stimulent la propagation des feux en attisant les flammes. La micro-météorologie et les vents inhérents aux feux contribuent également à leur expansion rapide, les effets de la sécheresse et de l'accumulation du combustible étant parfois caractérisés comme secondaires (Coen et al., 2018). Les grands panaches de fumée montant en altitude (parfois jusqu'au sommet de la troposphère, de 10 à 15 km d'altitude) créent des nuages fortement chargés en électricité, appelés « pyro-cumulonimbus », qui favorisent les impacts de foudre et donc de nouveaux allumages, les précipitations liées aux orages s'évaporant avant d'atteindre le sol (Duane et al., 2021). Par la convection des masses d'air, les transferts thermiques, la modification des vents, et les phénomènes de pyro-convection, le feu s'auto-alimente, devient plus virulent, et perdure si le combustible est présent en quantité suffisante (Cunningham and Reeder, 2009; Di Virgilio et al., 2019).

Les facteurs ascendants (i.e. « bottom-up en anglais) du régime des feux sont régis par différentes composantes environnementales telles que la végétation (Terrier et al., 2013), les types et l'humidité des sols (Miyanishi and Johnson, 2002), la topographie (Cavard et al., 2015; Cyr et al., 2007) et l'hydrographie (Rogeau and Armstrong, 2017). En termes de végétation, le volume, le type et les conditions d'humidité du combustible

déterminent fortement l'allumage et la propagation des feux (**Fig. 1.1**). Certaines essences forestières particulièrement inflammables, comme les conifères, sont plus adaptées aux feux, que les feuillus (Hély et al., 2001). Par exemple, le port de cônes sérotineux, qui s'ouvrent après avoir été exposés à la chaleur, permet à certaines espèces de conifères (e.g. *Pinus banksiana* Lamb. et *Picea mariana* (Mill.)) de libérer leurs graines afin de se régénérer après feu (Johnstone and Chapin 2006).

Dans les zones peuplées, les activités anthropiques telles que la déforestation, l'activité minière, l'agriculture ou les réseaux de communication, influencent les allumages et la propagation des feux (Archibald et al., 2013; Blarquez et al., 2015; Hantson et al., 2016). Les pratiques de gestion forestière participent au façonnement de la structure et de la composition des paysages forestiers et contribuent à la modification du type et de la disponibilité du combustible qui constitue une composante déterminante des superficies brûlées (Bergeron et al., 2017; Girardin and Terrier, 2015; Lefort et al., 2003; Terrier et al., 2013), donc du régime des feux. La suppression active des feux limite leur propagation mais augmente la vulnérabilité des forêts face au risque de feu en favorisant l'accumulation à long terme d'un plus grand volume de combustible au sein des forêts (Parisien et al., 2020).

1.2 Dynamique et conséquences des feux aux latitudes nordiques de l'ouest canadien

Multiplication des années de feu extrêmes

Les forêts boréales du nord-ouest canadien forment un vaste territoire boisé peu densément peuplé où les feux font partie du cycle naturel des perturbations (Erni et al., 2020). Le régime des feux y est sensiblement différent de celui de l'est de la forêt boréale canadienne et des forêts fennoscandiennes et sibériennes (de Groot et al., 2013;

Erni et al., 2020). Aux Territoires du Nord-Ouest (TNO), les feux de cime intenses et sévères sont particulièrement fréquents en raison d'un volume important de combustible intermédiaire (e.g. strate arbustive et branches basses des arbres) et de l'abondance de conifères, plus inflammables que les feuillus (Campbell and Flannigan, 2000; Hély et al., 2001). Les superficies brûlées sont majoritairement causées par des feux allumés par la foudre (Kochtubajda et al., 2006). Les feux d'origine anthropique représentent une faible part des superficies brûlées car ils ont généralement lieu dans des zones habitées où la suppression active est facilitée par les voies de communication, et parce qu'ils sont généralenement allumés durant des conditions météorologiques ou climatiques suboptimales à la propagation des feux.

Au cours des dernières décennies, le changement climatique a exacerbé l'occurrence d'événements météorologiques extrêmes dans la forêt boréale du nord-ouest canadien (Jain et al., 2017; Walsh et al., 2020). L'augmentation de la température et l'allongement de la durée des sécheresses particulièrement intenses ont favorisé l'instabilité atmosphérique et renforcé le nombre d'impacts de foudre en période estivale (Brown et al., 2020; Veraverbeke et al., 2017). Ces conditions ont mené à l'occurrence de grands feux, couvrant plusieurs dizaines voire centaines de milliers d'hectares. Ces feux ont conduit à l'augmentation de la fréquence des années de feu extrêmes (EWY) caractérisées par des superficies brûlées dépassant largement la moyenne annuelle observée au cours des dernières décennies (Kochtubajda, 2016; Soja et al., 2007). Par exemple, plus de 3,4 millions d'hectares de forêt ont brûlé en 2014 aux TNO, représentant plus de cinq fois la superficie annuelle moyenne brûlée entre 2009 et 2019 (Government of Canada, 2019; NTENR, 2015) (**Annexe I**).

Conséquences des feux et des années de feux extrêmes

Les feux assurent des fonctions écosystémiques essentielles car ils participent à la régénération des forêts, au cycle des nutriments et à la régulation du climat (Burton et al., 2008). Ils ont une incidence sur la disponibilité des ressources forestières ainsi que sur la sécurité et la santé des communautés humaines. Cependant, lorsqu'ils affectent de grandes superficies forestières et qu'ils se succèdent sur de courts intervalles de temps, ils ont des répercussions climatiques, écologiques et socio-économiques majeures, dont les conséquences sont néfastes pour les forêts (e.g. accidents de régénération, voir ci-dessous) et les sociétés humaines, notamment pour les peuples autochtones (Morarin, 2020; Natural Resources Canada, 2020a). Les conséquences climatiques, écologiques et socio-économiques des feux à l'origine de vastes superficies brûlées aux latitudes nordiques, justifient qu'on s'intéresse à mieux comprendre les facteurs associés à leur allumage et à leur propagation (Flannigan et al., 2000, 2009; Randerson et al., 2006; Rogers et al., 2015).

Parmi ces conséquences, la combustion des forêts (végétation et humus) et des tourbières entraîne la libération d'importantes quantités de GES vers l'atmosphère tels que le CO_2, les aérosols et les particules fines (Schlosser et al., 2017; Vicente et al., 2017; Walker et al., 2019), modifiant les cycles biogéochimiques et atmosphériques d'autant plus que les forêts boréales stockent environ 32 % du carbone mondial (Brandt et al., 2013; Pan et al., 2011; Scharlemann et al., 2014). Les grands feux sont donc responsables d'une accélération du changement climatique lorsque la combustion a lieu dans des tourbières ou des forêts paludifiées, qui stockent des quantités de carbone encore plus importantes (Terrier et al., 2015).

La combustion de vastes superficies forestières modifie l'albédo de surface en transformant des territoires boisés en paysages dépourvus d'arbres (Jin et al., 2012; Oris et al., 2014b), ce qui perturbe les transferts d'énergie thermique entre l'atmosphère et la surface terrestre (Goetz et al., 2007). Durant les premiers étés suivant un feu, la surface sombre du sol, due à la carbonisation, absorbe plus de rayonnement solaire que la forêt précédemment. À l'inverse, lorsque la surface du sol des superficies brûlées est recouverte de neige en hiver, une grande partie du rayonnement solaire est réfléchi vers l'atmosphère (Randerson et al., 2006).

Les feux de cime ont des conséquences sur la végétation par l'altération de la structure et de la composition des forêts. Ils altèrent également les sols par le brûlage de la matière organique lors de la combustion. En brûlant le substrat organique, les feux déterminent les conditions de reconstitution du sol forestier nécessaire à la germination des graines et à la régénération des essences forestières (Greene et al., 1999). Cependant, lorsque des feux de forte intensité surviennent de manière récurrente, ils interrompent le cycle de croissance des jeunes arbres immatures ne disposant pas du temps nécessaire pour constituer leur banque de graines essentielle à la régénération des peuplements (Johnstone and Chapin, 2006b; Whitman et al., 2019). L'altération sévère et répétée de la végétation et de l'horizon organique du sol par l'action du feu favorise la mortalité des arbres et conduit à l'ouverture des paysages (Asselin et al., 2006; Payette and Delwaide, 2018; Whitman et al., 2018). L'occurrence de grands feux de cime successifs affecte les ressources en eau, car la perte de végétation et les sols à nu contribuent à l'érosion des sols (Pausas et al., 2008; Stephens et al., 2014). Les feux qui se propagent sur de vastes superficies menacent les vieilles forêts (Jones et al., 2016) et leurs conséquences sur la structure forestière contribuent à déstructurer les habitats fauniques, ce qui participe au déclin de certaines espèces (Ward et al., 2020), d'où l'importance d'îlots forestiers, ou « refuges » épargnés par les feux (Meigs and

Krawchuk, 2018; Ouarmim et al., 2014; Parr and Andersen, 2006; Stralberg et al., 2020). En revanche, les feux ont également des effets positifs sur la biodiversité. À la suite d'un feu, les terres sont colonisées par une diversité d'espèces végétales, ce qui attire certaines espèces d'oiseaux (Klaus et al., 2010; Thom and Seidl, 2016). La combustion des sols re-dynamise également l'activité souterraine par les insectes.

L'accroissement des superficies brûlées aux latitudes nordiques a des conséquences pour les communautés locales, notamment pour les populations autochtones. Les grands feux détruisent des habitations et infrastructures, provoquant des conséquences économiques majeures (Gill et al., 2013; Moritz et al., 2014). Ils sont également très coûteux, du fait des moyens engagés pour leur suppression, en constante augmentation au Canada au cours de la dernière décennie (Hope et al., 2016), mais aussi car l'éloignement géographique par rapport aux zones peuplées nécessite le déplacement des moyens de lutte sur de grandes distances. Les feux intenses, généralement incontrôlables, nuisent à la sécurité des habitants et engendrent régulièrement des déplacements de population. Ils ont également des conséquences sanitaires majeures pour les communautés locales puisqu'ils dégradent la qualité de l'air. Les problèmes de pollution atmosphérique, liés aux panaches de fumée, multiplient les problèmes respiratoires des populations exposées aux feux (de la Barrera et al., 2018; Dodd et al., 2018; Sze and Lee, 2019; Yin et al., 2020). Selon les vents dominants, la dégradation de la qualité de l'air n'est pas seulement localisée près des communautés mais peut s'étendre régionalement et affecter des zones densément urbanisées (Navarro et al., 2016). La combustion de superficies forestières sur de vastes étendues affecte également les activités traditionnelles des populations autochtones vivant en forêt, en limitant la disponibilité des services écosystémiques et en nuisant au maintien de la culture autochtone (Chapin et al., 2006; Morarin, 2020). Par exemple, les feux réduisent les possibilités d'activités de cueillette, de chasse et de pêche, au moins à

court terme. En limitant l'accès à certains sites culturels clés pour le maintien de la culture autochtone (Adams, 2013; Bramly, 2017; Cuerrier et al., 2015; Walsh, 2015), les feux restreignent les pratiques culturelles et spirituelles exercées par les populations locales en forêt (Berkes and Davidson-Hunt, 2006).

Projections des feux futurs en contexte de changement climatique

Les projections du climat réalisées à partir de modèles numériques suggèrent une augmentation des températures et une intensification des sécheresses aux latitudes nordiques du Canada au cours des prochaines décennies (IPCC, 2014; Price et al., 2013). Malgré des prévisions plus incertaines et plus hétérogènes concernant les précipitations, les modèles climatiques prévoient aussi une augmentation des taux de précipitations de 10 % à 30 % d'ici la fin du XXI^{e} siècle (Prowse et al., 2009), sans toutefois compenser la hausse de l'évapotranspiration due aux températures plus chaudes (Flannigan et al., 2016; Girardin and Mudelsee, 2008). Ces changements seront principalement marqués en été et à la fin du XXI^{e} siècle, selon les scénarios RCP (« Représentative Concentration Pathways ») les plus pessimistes (IPCC, 2014). Les impacts de foudre liés à la convergence des masses d'air et à l'instabilité atmosphérique devraient augmenter et donc accroître le nombre d'allumages de feu (Krawchuk et al., 2009; Romps et al., 2014; Veraverbeke et al., 2017). Des températures plus chaudes pourraient limiter l'épaisseur et la durée de la couverture neigeuse, favorisant l'assèchement du combustible plus tôt dans l'année (Euskirchen et al., 2016; Wang et al., 2016). Par conséquent, la durée de la saison de feu pourrait s'allonger de plus de 20 jours d'ici la fin du XXI^{e} siècle, augmentant ainsi le risque de feu (Bedia et al., 2015; Jain et al., 2017; Jolly et al., 2015). Plusieurs études montrent que les feux seront d'autant plus grands et sévères que les conditions climatiques seront plus chaudes et plus sèches et que les saisons de feux s'allongeront (Flannigan et al., 2005; Kitzberger

et al., 2017; Whitman et al., 2019; Wotton et al., 2017). Ainsi, le nombre de jours de propagation du feu (Wang et al., 2017) et les superficies brûlées devraient également augmenter (Balshi et al., 2009; Flannigan et al., 2005; Wang et al., 2020). Cependant, ces prévisions ne prennent pas en compte l'effet du changement climatique sur les caractéristiques de la végétation. En effet, un climat plus chaud et plus sec pourrait reconfigurer la mosaïque forestière boréale en modifiant la composition et la structure des peuplements forestiers (Stephens et al., 2014). Par exemple, des températures plus chaudes pourraient favoriser la migration des feuillus vers le nord (Girardin et al., 2013; Mekonnen et al., 2019), ou l'ouverture des paysages due à la mortalité des arbres causée par la sécheresse (Baltzer et al., submitted; Chaste et al., 2019), ce qui limiterait le risque de feu futur. Pour mieux prévoir comment pourrait évoluer l'activité de feu future en forêt boréale, il est donc nécessaire de comprendre les processus d'interactions à court et à long terme entre les facteurs environnementaux (ascendants et descendants) et le régime des feux afin de déterminer si des conditions analogues se sont produites dans le passé.

1.3 Caractérisation et outils de reconstitution du régime des feux et de la végétation

Définitions des composantes du régime des feux considérées dans cette étude

Le **régime des feux** désigne les patrons de saisonnalité, de fréquence, d'étendue, de continuité spatiale, d'intensité, de type et de sévérité des feux dans un écosystème donné (Brown, 1995; Natural Resources Canada, 2015). Il est déterminé par une combinaison de variables décrivant les feux à différentes échelles spatiales, allant du biome au peuplement, et temporelles, du court terme (échelle saisonnière, annuelle) au long terme (échelle séculaire, multimillénaire). Ces variables décrivent les paramètres environnementaux liés aux feux et à leurs effets (Keeley, 2009; Krebs et al., 2010;

Whelan, 2006). Elles incluent les conditions d'occurrence des feux et leurs effets écologiques et sociaux (**Fig. 1.2**).

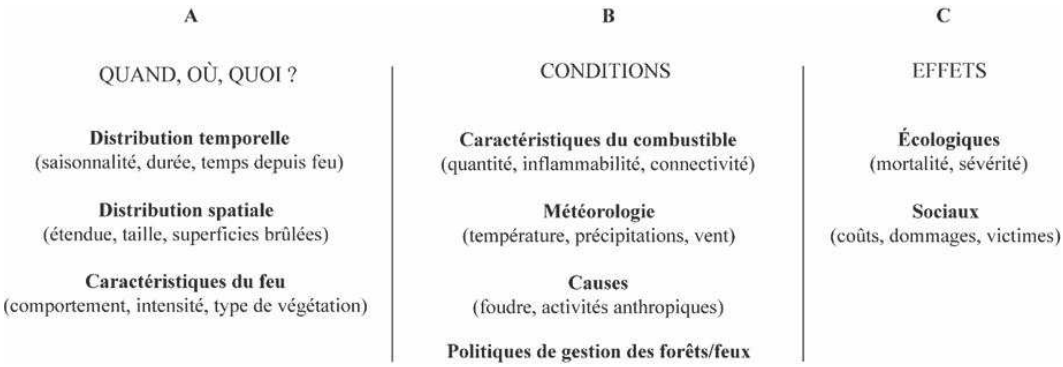


Figure 1.2. Définition du régime des feux adapté de Krebs *et al.* (2010). Le régime des feux se réfère (A) aux paramètres spatio-temporels moyens des feux, (B) aux conditions d'occurrence des feux et (C) à leurs effets.

Les composantes spatiales du régime des feux incluent les types de feux, leurs étendues et leurs sévérités. Parmi les types de feux, les **feux de cime** définissent les feux qui se propagent dans la strate supérieure des arbres, brûlant les aiguilles et le cambium, menant à leur mortalité. Ils se caractérisent par une forte intensité (quantité d'énergie supérieure à 10 000 $kW.m^{-1}$; Trollope 1984) et une vitesse rapide de propagation (Tedim et al., 2018). Ils peuvent ainsi brûler l'humus et se propager jusqu'au sol minéral, provoquant une forte altération de la végétation et des sols (Gauthier et al., 2001; Wooster and Zhang, 2004). Les feux de cime sont constitués d'un seul feu isolé ou de plusieurs feux coalescents en raison de leur comportement complexe, erratique, et imprévisible (Peters et al., 2004). Ces caractéristiques les rendent difficilement maîtrisables (Damoah et al., 2006; Maditinos and Vassiliadis, 2011; Scott et al., 2013). Les **feux de surface** sont moins intenses que les feux de cime. Ils brûlent la végétation

du sous-étage sans se propager vers la cime des arbres. La différence entre les deux types de feux repose sur l'intensité du feu et donc l'énergie dégagée disponible, la présence d'un continuum vertical de combustible intermédiaire qui permet la propagation vers la cime des arbres et le type de végétation qui compose les forêts. Les feux de cime sont majoritaires dans les forêts boréales de l'Amérique du Nord, principalement composées de conifères portant des cônes sérotineux (e.g. *Picea mariana* (Mill.) BSP, *Pinus banksiana* Lamb. ; de Groot et al., 2013; Van Wagner, 1983). À l'inverse, la forêt boréale eurasienne est sujette à de fréquents feux de surface du fait de la présence d'espèces avec peu de branches basses (e.g. *Pinus sylvestris* L., *Picea abies* L.), et où l'absence de combustible intermédiaire limite la propagation du feu vers la cime des arbres (Rogers et al., 2015; Wooster and Zhang, 2004). La **superficie brûlée** correspond à l'étendue spatiale affectée par le feu. Elle peut varier de moins d'un hectare à plusieurs centaines de milliers d'hectares. La capacité de propagation du feu dépend des conditions météorologiques et de la disponibilité, de la qualité (conifères *versus* feuillus) et de la continuité du combustible au sein du paysage. Ainsi, la quantité de biomasse consumée par les feux peut varier considérablement selon le type de combustible et de sol au sein des forêts boréales. La **sévérité** du feu réfère aux effets du feu sur l'écosystème, elle est donc évaluée après le passage du feu. Elle correspond au degré d'altération de la végétation et de l'horizon organique du sol par l'action du feu (Bergeron et al., 2002; Weber and Flannigan, 1997). La sévérité du feu est mesurée en fonction du pourcentage de mortalité des arbres ou de la profondeur de combustion de la matière organique du sol. Elle dépend de la structure et de la composition des peuplements avant le feu (Boucher et al., 2017; Keeley et al., 2009), ainsi que des conditions topographiques et édaphiques comme le pH et l'humidité du sol (Krawchuk et al., 2016; Whitman et al., 2018). Elle est également liée à l'intensité et à la vitesse de déplacement du feu. La sévérité du feu affecte la qualité des lits de germination disponibles pour la régénération après feu (Jayen et al., 2006; Keeley,

2009; Lentile et al., 2007). Un feu de forte sévérité crée des lits de germination en exposant le sol minéral, et favorise donc la régénération des espèces arborescentes, comme le pin gris et l'épinette noire (Greene et al., 2007). Ces espèces nécessitent des feux sévères au niveau de la canopée et au niveau du sol, pour libérer suffisamment de graines et pour créer des lits de germination favorables à la régénération (Greene et al., 2004). Cependant, un feu de cime trop intense peut détruire la banque de graines limitant ainsi les possibilités de régénération (Boucher et al., 2020).

Les composantes temporelles du régime des feux décrivent l'occurrence des feux selon différentes unités de temps. La **fréquence** de feu représente le nombre de feux qui se déclarent pour une période de temps donnée. Elle correspond à l'inverse du **cycle** de feu (ou période de rotation), c'est-à-dire la période de temps nécessaire pour brûler une superficie équivalente au territoire étudié (Johnson and Gutsell, 1994). Une diminution du cycle de feu peut limiter la capacité des arbres à atteindre leur maturité, la forêt ne disposant pas du temps nécessaire pour se régénérer, ce qui entraîne le basculement vers de nouveaux écosystèmes non boisés (Girard et al., 2008; Jasinski and Payette, 2005). Le **temps depuis le dernier feu** définit l'intervalle de temps écoulé depuis le dernier feu en un lieu donné, tandis que la **saisonnalité** du feu correspond à la répartition temporelle des feux selon la saison annuelle durant laquelle les feux se déclenchent.

Le comportement d'un feu est influencé par la manière dont les combustibles, les conditions météorologiques et le relief, interagissent (Hély et al., 2001). Ces facteurs permettent de distinguer les types de feux associés à un environnement afin de décrire le régime des feux. Le comportement d'un feu est décrit par sa **vitesse de propagation** qui représente la distance parcourue par le front de flamme par unité de temps. Elle est généralement mesurée en mètres par minute ($m.min^{-1}$) et peut atteindre près de 50

$m.min^{-1}$ lors de feux de cime particulièrement virulents (Tedim et al., 2018). L'**intensité** du feu est exprimée en $kW.m^{-1}$ (Trollope, 1984). Elle représente l'énergie thermique du front de flamme (Chandler et al., 1983). L'intensité varie grandement au sein même du périmètre d'un feu ou entre plusieurs feux, ainsi que selon le type et le volume de combustible disponible, les conditions topographiques et météorologiques du milieu (Johnson, 1996).

Sources de données utilisées pour caractériser les indicateurs du régime des feux récent

À l'échelle du Canada, les bases de données des organismes de gestion des feux fournissent des informations sur les feux de toutes tailles, allumés par la foudre ou d'origine anthropique, survenus en forêt boréale depuis environ 60 ans (Canadian National Fire Database, CNFD, https://cwfis.cfs.nrcan.gc.ca). Ces données couvrent une large période temporelle et sont issues d'observations ou d'approches de télédétection. Elles comprennent les emplacements géographiques correspondant au lieu de déclenchement approximatif des feux (données ponctuelles) et les périmètres des feux (données polygonales). La CNFD constitue donc une base de données instrumentales qui permet de reconstituer certaines variables du régime des feux selon une approche empirique.

Les données de la CNFD les plus anciennes sont issues d'observations et sont utiles pour obtenir des informations sur l'occurrence et la taille des feux des dernières décennies. Elles peuvent toutefois présenter des incertitudes. Par exemple, certaines agences de gestion des feux, notamment celles localisées dans les régions les plus septentrionales, n'ont pas documenté les feux inférieurs à 200 ha avant les années 1980 (Hanes et al., 2019; Murphy et al., 2000; Podur et al., 2002). Les données peuvent

également comporter des différences de précision ou de qualité suivant les techniques de cartographie utilisées par les organismes.

Les données de feux les plus récentes et les informations qui décrivent la surface terrestre (i.e. données d'occupation du sol et caractéristiques de la végétation en termes de biomasse ou de composition spécifique) sont issues d'approches de télédétection, qui regroupent l'ensemble des techniques et des connaissances permettant de récupérer des données à distance par rapport à la surface terrestre. La télédétection s'est développée à partir des années 1970, ce qui a favorisé la multiplication et la diversification des informations disponibles pour décrire la surface terrestre et ses perturbations de manière continue. Elle permet de couvrir de vastes étendues à différentes échelles de résolution spatiale afin de récupérer des informations sur la dynamique spatio-temporelle du régime des feux et de la végétation pour des zones éloignées, parfois difficilement accessibles (Chu and Guo, 2014; Lentile et al., 2006). Par exemple, les images spatiales du capteur à moyenne résolution MODIS (https://modis-fire.umd.edu/) fournissent des informations sur l'activité des feux en temps réel en termes d'allumage et de taille des feux, depuis 2000 à l'échelle planétaire (Alleaume et al., 2005; Giglio et al., 2018; Justice et al., 2002). Les zones de brûlage actif répertorient les anomalies temporelles de l'activité de feu détectées à partir de mesures de la quantité d'énergie rayonnée par le feu, suivant les changements optiques et thermiques détectés entre plusieurs images spatiales à des intervalles de temps successifs (Lentile et al., 2006). Les périmètres des zones brûlées représentent la superficie affectée par les feux. Ils sont identifiés à partir des changements temporels de la réflectance de la surface terrestre, de par l'évolution de la forêt ou du volume de combustible vers des sols brûlés (Lizundia-Loiola et al., 2020).

Méthodes de reconstitution de la végétation et du régime des feux passé

Les grains de pollen et les particules de charbon de bois sont des données paléoécologiques qui constituent des indicateurs des tendances de la dynamique de la végétation et du régime des feux au sein des écosystèmes passés (Birks and Birks, 2006; Faegri and Iversen, 1989; Whitlock and Larsen, 2002). La diversité des enregistrements paléoécologiques obtenus en milieu boréal permet de comparer les reconstitutions historiques régionales des feux et/ou de la végétation entre différents territoires. Plusieurs reconstitutions du régime des feux à partir d'indicateurs paléoécologiques ont été réalisées dans l'est et le sud de la forêt boréale canadienne (e.g. Ali et al., 2009; Asselin and Payette, 2005; Blarquez et al., 2015; Remy et al., 2017). D'autres études basées sur ces indicateurs ont été menées dans le nord-ouest de l'Amérique de Nord (Hoecker et al., 2020; Sulphur et al., 2016).

Que ce soit pour reconstituer la dynamique passée des feux et/ou de la végétation, les sédiments sont généralement extraits à l'aide de carottiers (**Fig. 1.3**) puis échantillonnés et datés au ^{14}C pour les sédiments les plus anciens, et au ^{210}Pb pour les sédiments les plus récents, permettant de générer des modèles âge-profondeur (Blaauw and Christen, 2011; Swarzenski, 2014). Les sédiments séquestrent les particules de charbon de bois et le pollen qui sont transportés par le vent ou le ruissellement, puis qui se déposent dans les sols, les tourbières ou qui sédimentent au fond des lacs (Oris et al., 2014a). La quantité de charbon ou de pollen qui se dépose dans une couche de sédiments dépend des processus taphonomiques qui contrôlent la production, le transport et la séquestration des sédiments (Lynch et al., 2004b; Whitlock and Larsen, 2002). D'une part, l'identification des grains de pollen et l'estimation du taux d'accumulation pollinique au cours du temps permettent d'estimer la proportion des différents genres ou espèces ayant caractérisés les écosystèmes passés (Faegri and Iversen, 1989;

Prentice et al., 1996). D'autre part, la quantité de charbon produite est un indicateur de la fréquence des feux tandis que la surface cumulée des particules de charbon de bois est un déterminant de la biomasse brûlée (Magne et al., 2020). Le rapport entre la biomasse brûlée et la fréquence de feu est utilisé pour estimer la taille et/ou la sévérité des feux (Ali et al., 2012; Hennebelle et al., 2020). La méthode d'extraction et d'identification des charbons lacustres utilisée pour reconstituer le régime des feux (**Fig. 1.3**) ne permet pas nécessairement de détecter tous les feux, les pics de charbons pouvant être liés à plusieurs feux (Higuera et al., 2010). Il est important de noter que cette méthode permet d'estimer des tendances, mais elle n'est pas utilisée pour relever précisément la date des événements de feux (Remy et al., 2018).

La dendrochronologie porte sur l'étude des cernes annuels de croissance des arbres et sur leur datation précise (Munaut, 1979). Elle permet d'obtenir des informations sur les feux survenus à l'échelle séculaire. Suite au passage d'un feu non léthal, les cellules du cambium de l'arbre peuvent mourir si elles sont trop longtemps exposées à une forte température lors du passage de la flamme. Les années suivantes, une cicatrice de feux apparaîtra alors comme le résultat de l'absence de croissance dans cette zone. L'âge des cernes permet alors de dater précisément l'année, voire le moment dans la saison, d'occurrence du feu (Brossier et al., 2014; Girardin and Sauchyn, 2008; Waito et al., 2018). Lorsque les arbres ne présentent pas de cicatrices de feux, la dendrochronologie est utilisée pour déterminer les dates d'établissement des peuplements issus de la régénération après le feu et donc de déduire le temps minimum depuis le dernier feu.



Figure 1.3. Méthodologie d'extraction et d'identification des charbons lacustres utilisée pour reconstituer le régime des feux aux TNO. (A) Illustration de la méthode de carottage et d'extraction des sédiments. (B) Carotte sédimentaire la plus profonde extraite du lac *Paradis*, à partir d'un carottier russe. (C) Découpage des sédiments de surface sur site extraits à l'aide d'une sonde KB. (D) Découpage des sédiments profonds tous les 0,5 cm. (E) Préparation des solutions pour dissoudre la matière organique des échantillons en laboratoire. (F) Tamisage des sédiments de plus de 160 µm. (G) Matériel optique et informatique d'aide à l'identification des charbons de bois. (H) Charbons identifiés au sein d'un échantillon de 1 cm^3 de sédiments, à partir du logiciel MOTICAM.

Outils de projection du régime des feux futur

Les modèles qui permettent d'estimer les indicateurs décrivant le régime des feux se différencient selon les processus climatiques, topographiques et écologiques qu'ils intègrent (Hantson et al., 2016). La plupart des modèles numériques sont basés sur des données empiriques qui reposent sur les relations unilatérales entre le climat et les feux. Ces modèles ne tiennent pas compte des relations interdépendantes entre le climat, le feu et la végétation (Boulanger et al., 2014; Wang et al., 2020). Les modèles dynamiques planétaires de la végétation (« Dynamic Global Vegetation Models », DGVMs), sont des modèles dits « mécanistes », basés sur les processus de fonctionnement des écosystèmes et qui permettent de réaliser des projections du régime des feux et de la dynamique de végétation en réponse au changement climatique. Ils tiennent compte simultanément des facteurs « descendants » tels que la température, la disponibilité et l'humidité du combustible et des facteurs « ascendants », tels que la quantité et le type de végétation au sein du paysage, mais aussi de leurs interactions (Hantson et al., 2016; Li et al., 2012; Walker et al., 2020b). L'intégration des interactions dynamiques entre les facteurs « descendants » et « ascendants » doit en principe diminuer l'incertitude des projections si le modèle utilisé a été validé sur le territoire ciblé.

Parmi les DGVMs, le modèle LPJ-LMfire (version révisée de Spread and InTensity of Fire, SPITFIRE; Thonicke et al., 2010) est utilisé pour simuler les processus de feux naturels à l'échelle régionale en fournissant des informations sur les taux de brûlage (proportion annuelle de la zone d'étude qui a brûlé). Le modèle LPJ-LMfire a été initialement paramétré et validé pour l'Alaska (Pfeiffer et al., 2013) puis dans l'est de la forêt boréale canadienne (Chaste et al., 2018), avec une résolution spatiale de 100 km^2 et pour les principaux genres et espèces d'arbres (*Picea*, *Abies*, *Pinus*, *Populus*),

définis par quatre Types Fonctionnels de Plantes (PFT) (**Annexe II**). Les processus simulés dans le modèle LPJ-DGVM sont décrits par Sitch *et al.* (2003). Le fonctionnement du modèle LPJ-LMfire suppose que le feu est dépendant des conditions météorologiques (température, précipitations, vitesse du vent, durée d'ensoleillement, impacts de foudre). Le déclenchement et la propagation des feux dépendent également des conditions édaphiques, de la physiologie de la végétation, de l'état du combustible (densité et humidité). L'extinction du feu dans le modèle repose sur les changements météorologiques ou d'état du combustible (quantité et dessication).

Les projections du changement climatique sont décrites par des modèles du climat paramétrés selon divers scénarios de l'évolution future des émissions de GES. Les modèles climatiques décrivent le comportement et les interactions entre les composantes du système climatique (atmosphère, courants océaniques, sols, hydrologie). Ils varient selon la résolution à laquelle sont calculées différentes variables (température, précipitations, humidité relative, etc.). Les modèles climatiques sont plus ou moins complexes en fonction du nombre de composantes qu'ils intègrent et de l'échelle de modélisation des interactions (Cretat et al., 2011). On distingue les modèles climatiques planétaires (GCM) couplés à d'autres modèles (de glace, de surface continentale, de chimie atmosphérique, etc.) dont les composantes intéragissent avec le climat à grande échelle (100-300 km) et les modèles climatiques régionaux (RCM) utilisés pour des projections climatiques à haute résolution (10-50 km). Les modèles climatiques présentent des incertitudes plus ou moins grandes selon les scénarios de forçage radiatif utilisés (RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0, RCP8.5; IPCC, 2014; Meinshausen et al., 2011; Pfeiffer et al., 2013). Ces scénarios représentent diverses trajectoires des concentrations en CO_2 atmosphérique et autres GES, qui dépendent de paramètres socio-économiques (densité de population, occupation des sols, croissance économique et innovations technologiques). Le RCP2.6 décrit un scénario futur où le réchauffement

climatique planétaire sera limité à 2 °C, en lien avec une volonté politique de réduction des émissions d'origine anthropique (Van Vuuren et al., 2011). Le scénario RCP8.5 exclut toute politique d'atténuation des changements climatiques et il prévoit une augmentation continue de la concentration des GES entraînant un réchauffement planétaire de près de 5 °C d'ici la fin du XXI^{e} siècle. Le choix des scénarios climatiques dépend de la manière dont on souhaite décrire les effets des émissions sur le climat futur (Hausfather and Peters, 2020).

1.4 Objectifs et hypothèses

Les principales caractéristiques des feux de la forêt boréale canadienne et les processus internes à leur fonctionnement sont en partie connus. Cependant, il subsiste de nombreuses incompréhensions sur les interactions entre les facteurs climatiques, environnementaux et le régime des feux. Lequel du climat ou de la végétation influence principalement l'allumage et la propagation des feux? Les conditions climatiques qui ont mené à l'occurrence de grands feux de forêt dans le nord-ouest canadien au cours de la dernière décennie ont-elles eu lieu au cours des derniers millénaires? Quels types de végétation sont les plus affectés par les feux? Comment évoluera le régime des feux dans le nord-ouest canadien au cours du XXI^{e} siècle? Ces questions restent non résolues et des réponses sont attendues pour mieux comprendre les facteurs à l'origine des grands feux de forêt et pour mieux appréhender le risque de feu futur afin de permettre aux communautés nordiques d'adapter leurs pratiques et d'assurer la durabilité des forêts et des services écosystémiques rendus par celles-ci.

L'objectif général de cette thèse est de mieux comprendre les caractéristiques actuelles du régime des feux dans la forêt boréale des TNO ainsi que les trajectoires passées et futures du régime des feux dans la région. Localisé dans les TNO, le territoire du Peuple

Tłı̨chǫ a été fortement affecté par la saison de feu 2014. La préoccupation de cette Première Nation est majeure car ses communautés considèrent que 2014 a été une année extrême en termes de superficie brûlée sur le territoire (Morarin, 2020; NTENR, 2015). Ces communautés s'interrogent notamment sur la possibilité de répétition de ce type de phénomène avec le changement climatique.

Les TNO sont bordés à l'ouest par le Yukon, à l'est par le Nunavut, au nord par l'océan Arctique, et du sud-ouest au sud-est par la Colombie-Britannique, l'Alberta et la Saskatchewan (**Fig. 1.4**). Le territoire s'étend sur près de 1 144 000 km^2 (soit 13 % du territoire canadien). Il compte moins de 1 % de la population nationale (41 786 habitants en 2016; Statistique Canada 2017). La capitale, Yellowknife, est située sur la rive nord du Grand Lac des Esclaves (Coates, 1985), où se concentre la majorité de la population régionale. La région est située à l'interface de deux écozones : la Taïga des plaines (TP), à l'ouest, et la Taïga du bouclier boréal occidental (TBW), à l'est (Olson *et al.* 2001). Le relief est relativement faible du fait de l'histoire glaciaire (Dyke, 2005). Le point culminant, qui s'élève à 2 773 mètres, est localisé à la frontière avec le Yukon (i.e. Mont Nirvana). Le climat saisonnier est caractérisé par de fortes amplitudes de température entre les étés courts et chauds et les hivers longs et froids. La présence de la chaîne des Montagnes Rocheuses à l'ouest limite les précipitations à l'est. La couverture neigeuse persiste de 6 à 8 mois par an du sud au nord, d'où une courte saison végétative. Les forêts sont peu diversifiées en essences arborescentes (Van Wagner, 1983). Elles sont principalement composées d'épinettes (*Picea* spp.) et de pins (*Pinus* spp.), tandis que les feuillus comme le peuplier faux-tremble (*Populus tremuloides* Michx.) et le bouleau à papier (*Betula papyrifera* Marsh.) sont peu représentatifs de la végétation régionale (Beaudoin *et al.* 2014). La limite des arbres s'étend du nord-ouest au sud-est et elle est restée relativement stable au cours des dernières décennies, malgré le changement climatique récent (Timoney et al., 2019; Timoney and Mamet, 2020).

La principale perturbation de la végétation dans la région est le feu, auquel la végétation est adaptée (à travers les cônes sérotineux de l'épinette noire et du pin gris notamment).

Au centre des TNO, le territoire de la Première Nation Tłı̨chǫ s'étend sur 39 400 km^2 (soit près de 3 % des TNO), entre le Grand lac de l'Ours et le Grand lac des Esclaves (Walsh, 2015) (**Fig. I.4**). La nation Tłı̨chǫ est composée de 4 communautés (Behchokǫ̀ - anciennement *Rae-Edzo*; Whatì - anciennement *Lac la Martre*; Gamèti - anciennement *Rae Lakes*; et Wekweèti - anciennement *Snare Lake*).

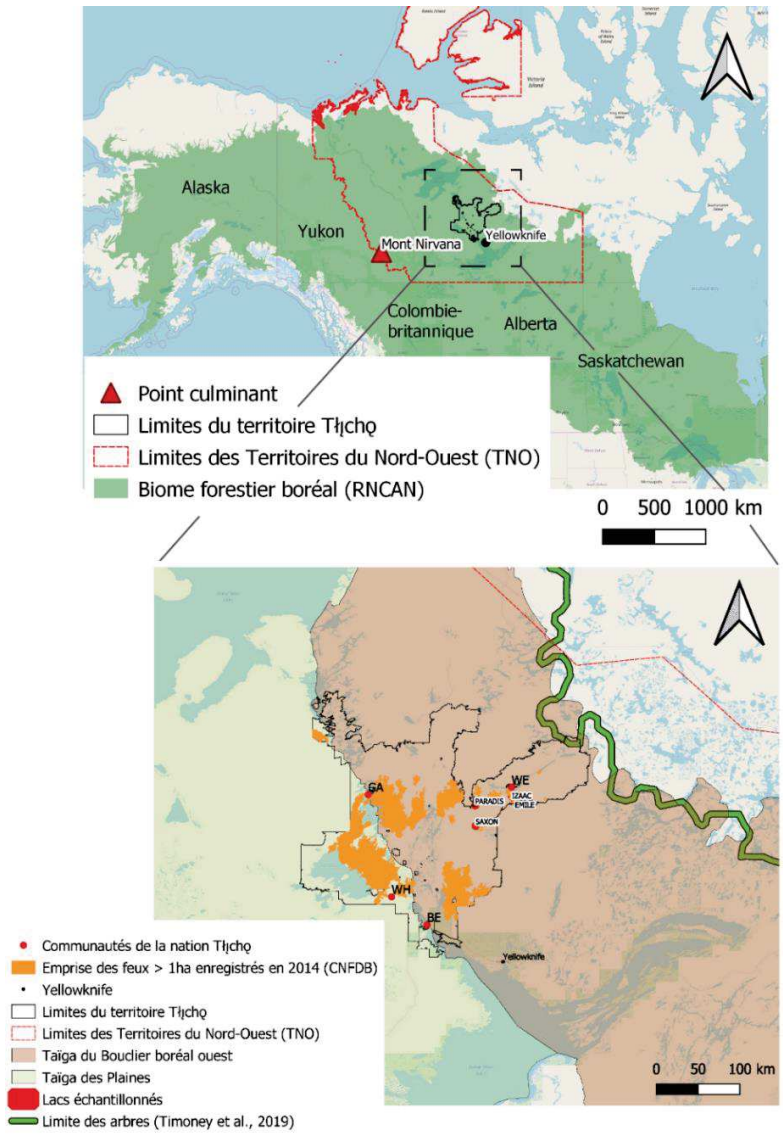


Figure 1.4. Localisation de la zone d'étude et des sites d'échantillonnage utilisés pour reconstituer l'historique des feux et de la végétation de l'Holocène. Les emprises spatiales des feux de plus de 1 ha enregistrés sur le territoire de la Première Nation Tłı̨chǫ en 2014 sont représentés (CNFD), ainsi que les communautés de la Nation : GA = Gamèti; BE = Behchokǫ; WH = Whatì; WE = Wekweèti.

Un des objectifs spécifiques de la thèse est de caractériser certains indicateurs du régime des feux récent (notamment l'occurrence de feu et les superficies brûlées des 50 dernières années) et identifier les principaux facteurs climatiques et environnementaux qui ont déterminé l'occurrence de EWY à court terme dans la forêt boréale du territoire Tłı̨chǫ. L'autre objectif spécifique est de reconstituer certains indicateurs du régime des feux (fréquence, superficies brûlées et taille/sévérité des feux) à long terme, afin d'évaluer la dynamique du régime des feux holocène (11 700 dernières années). Une meilleure compréhension du régime des feux récent et passé doit permettre de projeter de manière plus réaliste comment le régime des feux pourrait évoluer dans le futur, afin de répondre aux préoccupations de la Première Nation Tłı̨chǫ et leur fournir des outils pour envisager l'avenir. Cet objectif repose sur la simulation de l'activité de feu et des EWY futures, à l'aide de projections climatiques multi-modèles et de projections de la dynamique de la végétation à l'échelle régionale. Ces informations permettront de développer des outils d'aide à la décision pour les gestionnaires forestiers et les communautés locales, dans le but de limiter les conséquences néfastes des futurs changements du régime des feux sur la végétation, la biodiversité, le climat et les sociétés humaines.

Pour répondre à ces objectifs, la thèse comprend trois chapitres principaux qui s'articulent de la manière suivante :

Le **chapitre II** porte sur la caractérisation des indicateurs spatio-temporels du régime des feux de la période 1965-2019, au sein de la forêt boréale du territoire de la Première Nation Tłı̨chǫ. Il vise également à vérifier si l'année 2014 peut être qualifiée de EWY, identifier les autres années exceptionnelles et leurs facteurs explicatifs. Dans la continuité des études s'intéressant aux feux de cime et aux facteurs qui les régissent, nous avons émis l'hypothèse que la chaleur, le vent, la sécheresse (Balshi et al., 2009;

Parisien et al., 2011), ainsi que la quantité et le type de combustible disponible au sein des paysages (Bernier et al., 2016; Thompson et al., 2017), sont les principaux facteurs ayant déterminé les superficies brûlées annuelles sur le territoire d'étude. Nous avons vérifié cette hypothèse en caractérisant les EWY, qui correspondent aux années ayant enregistré les plus grandes superficies brûlées au cours de la période d'étude, et nous avons identifié les principaux facteurs environnementaux explicatifs de ces EWY.

Le **chapitre III** vise à reconstituer le régime des feux et la dynamique de la végétation de l'Holocène (11 700 dernières années) au sein de la forêt boréale du territoire de la Première Nation Tłı̨chǫ afin de repositionner le régime des feux actuel dans la variabilité passée et déterminer si des périodes anciennes ont enregistré des conditions de feu similaires ou différentes à l'actuel. Dans ce chapitre, le régime des feux et la dynamique de la végétation sont mis en relation avec avec le climat régional passé, en termes de températures et de conditions hydrologiques. Nous avons émis l'hypothèse que les périodes les plus chaudes et sèches de l'Holocène ont favorisé l'occurrence de grands feux sévères. Pour confirmer cette hypothèse, nous avons extrait et identifié les particules de charbons lacustres à partir de 4 sites d'échantillonnage localisés près de la communuaté de Wekweèti (**Fig. 1.4**), afin de reconstituer l'historique des feux régional à l'échelle plurimillénaire. Nous avons ensuite identifié les grains de pollen d'un de ces lacs pour reconstituer la dynamique de la végétation sur la même période au sein de la zone d'étude. Premièrement, nous avons déterminé si la fréquence, la sévérité et la biomasse brûlée des 500 dernières années étaient à l'intérieur de la gamme de variabilité du régime des feux des 10 000 dernières années. Puis, nous avons distingué les rôles respectifs du climat et de la végétation sur la fréquence de feu, la biomasse brûlée et la taille des feux passés.

Le **chapitre IV** constitue une projection sur le futur, jusqu'en 2100, réalisée à partir de simulations climatiques extraites des modèles utilisés par le GIEC ainsi que d'un modèle dynamique de végétation qui a été précédemment calibré et validé pour l'est canadien. Ce chapitre vise d'une part à caractériser l'aléa climatique au cours du XXI^{e} siècle à partir de projections de différents modèles climatiques couplés à deux des scénarios de forçage radiatif. Nous avons choisi l'un à faibles et l'autre à fortes émissions (respectivement RCP4.5 et RCP8.5; Van Vuuren *et al.* 2011). Ces scénarios reposent sur l'effet combiné des émissions de GES et d'autres facteurs (tels que les niveaux d'aérosols atmosphériques) sur le réchauffement climatique, et ont été établis selon les prévisions du GIEC AR5. L'objectif est d'évaluer si le seuil de température identifié sur le territoire Tłı̨chǫ et associé à des EWY historiques (cf. **chapitre II**) sera dépassé dans le futur. D'autre part, ce chapitre vise à simuler la dynamique des feux et de la végétation jusqu'en 2100 à l'échelle régionale, à l'aide du modèle DGVM LPJ-LMfire. Cet objectif repose sur le fait que les projections ne s'accordent pas toujours sur ce que seront les effets futurs des changements climatiques sur l'activité des feux, notamment en raison d'incertitudes liées aux effets rétroactifs provenant de modifications dans la composition et la charge de combustible forestier. Nous émettons l'hypothèse que les taux de brûlage et donc les superficies annuelles brûlées augmenteront dans des conditions extrêmes climatiques croissantes, telles que des températures plus chaudes (Zhang et al., 2011) et des sécheresses plus sévères et plus fréquentes (Girardin and Wotton, 2009; Jolly et al., 2015), ce qui pourrait favoriser l'augmentation de la fréquence des EWY. Cependant, les changements de composition et de structure de la végétation dus au climat et aux feux (Bergeron et al., 2017; Mekonnen et al., 2019) pourraient augmenter la mortalité des arbres et l'ouverture des paysages, limitant la quantité de combustible à brûler et donc les taux de brûlage futurs (Baltzer et al., submitted; Chaste et al., 2019).

« En toutes choses les extrêmes sont rares, les choses moyennes très communes »

Platon

CHAPITRE II

DRIVERS OF EXTREME WILDFIRE YEARS IN THE 1965-2019 FIRE REGIME OF THE TŁĮCHǪ FIRST NATION TERRITORY, CANADA

Dorian M. Gaboriau [1,2], Hugo Asselin [1,3], Adam A. Ali [2], Christelle Hély [2,4], Martin P. Girardin [3,5]

[1]School of Indigenous Studies, Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, 445 Boulevard de l'Université, Rouyn-Noranda, QC, J9X 5E4, Canada

[2]ISEM, Université de Montpellier, CNRS, IRD, EPHE, 2 place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier, France

[3]Centre for Forest Research, Université du Québec à Montréal, P.O. Box 8888, Stn. Centre-ville, Montréal, QC, H3C 3P8, Canada

[4]Ecole Pratique des Hautes Etudes, PSL University, Paris, France

[5]Natural Resources Canada, Canadian Forest Service, Laurentian Forestry Centre, 1055 rue du PEPS, P.O. Box 10380, Stn. Sainte-Foy, Québec, QC, G1V 4C7, Canada

2.1 Abstract

Very large areas were affected by wildfires in the boreal forest of central Northwest Territories (Canada) in 2014, leading members of the Tłı̨chǫ First Nation to characterize this fire year as 'extreme'. Top-down climatic drivers of fire behavior and bottom-up environmental drivers of areas burned are relatively well understood, but the drivers associated with extreme wildfire years (EWY) are still under reported. In this context, it is important to verify the extreme nature of the 2014 fire season compared to previous decades, and to identify the drivers associated with the occurrence of EWY. We characterized some fire regime components over the 1965-2019 period (annual area burned, fire frequency and size, and fire season length) on the Tłı̨chǫ territory. We investigated the relationship between these components and weather conditions, fuel moisture content (i.e. top-down drivers), and environmental characteristics of fire-affected areas (elevation and land cover types, i.e., bottom-up drivers). We then distinguished the drivers associated with EWY from those of other years. Nine EWY, including 2014, occurred between 1965 and 2019, characterized by significantly higher annual area burned and fire size. EWY have differed from other years by significantly higher mean fire season temperature (> 14.7°C), and by high daily values of drought code (DC > 514), initial spread index (ISI > 7), and fire weather index (FWI > 19) commonly exceeded during the fire season. These results are useful to identify the conditions under which EWY occur, with implications for human safety, health and traditional Indigenous activities.

Keywords: Boreal fire activity; Canadian National Fire Database; Drought; Fire Weather Index System; Generalized Additive Mixed Models; Large fires; Multivariate Adaptive Regression Splines; Needleleaf forests

2.2 Résumé

De très grandes superficies ont été affectées par des feux de forêt dans la forêt boréale du centre des Territoires du Nord-Ouest (Canada) en 2014, ce qui a conduit les membres de la Première Nation Tłı̨chǫ à qualifier cette année d'"extrême". Les facteurs climatiques descendants du comportement du feu et les facteurs environnementaux ascendants des zones brûlées sont relativement bien compris, mais les facteurs associés aux années de feu extrêmes (EWY) sont encore mal connus. Dans ce contexte, il est important de vérifier le caractère extrême de la saison de feu 2014 par rapport aux décennies précédentes, et d'identifier les facteurs associés à l'occurrence des EWY. Nous avons caractérisé certaines composantes du régime des feux sur la période 1965-2019 (surface annuelle brûlée, fréquence et taille des feux, et durée de la saison de feu) sur le territoire Tłı̨chǫ. Nous avons étudié la relation entre ces composantes et les conditions météorologiques, la teneur en humidité des combustible (i.e. facteurs descendants), et les caractéristiques environnementales des zones affectées par les feux (altitude et types de couverture terrestre, i.e. facteurs ascendants). Nous avons ensuite distingué les facteurs associés aux EWY de ceux des autres années. Neuf EWY, dont 2014, ont été enregistrées entre 1965 et 2019, caractérisées par une superficie annuelle brûlée et des tailles de feux significativement plus élevées. Les EWY se sont différenciées des autres années par une température moyenne de saison de feu significativement plus élevée (> 14,7°C), et par des valeurs journalières élevées de l'indice de sécheresse (DC > 514), de l'indice de propagation initiale (ISI > 7), et de l'indice forêt-météo (FWI > 19) couramment dépassées pendant la saison de feu. Ces résultats sont utiles pour identifier les conditions dans lesquelles les EWY se produisent, avec des implications pour la sécurité humaine, la santé et le maintien des activités traditionnelles autochtones.

Mots clés : Feux de forêt boréaux; Base de données nationale canadienne sur les feux de forêt; sécheresse; Indice forêt-météo; Modèles mixtes additifs généralisés; Larges feux; Régression multivariée par spline adaptative; Forêts de conifères

2.3 Introduction

Wildfires are part of the natural functioning of the Canadian boreal forest and they contribute to ecosystem processes determining forest community structure, health, productivity and diversity (Guindon et al., 2018; Weber and Stocks, 1998; Wright and Heinselman, 2014). A fire regime refers to 'the nature of fires occurring over an extended period of time' (Brown, 1995). The spatial components of the fire regime include fire type, extent, and severity (Agee, 1996). The temporal components of the fire regime describe the occurrence of fires in different units of time (fire frequency, fire interval, fire season). Fire regimes reflect the fire environment, i.e. how the type and abundance of fuel affect fire behavior and determine fire effects through time (Crutzen and Goldammer, 1993; Morgan et al., 2001). In the northwestern Canadian boreal forest, the average fire return interval is estimated between 50 and 180 years (de Groot et al., 2013; Larsen, 1997). Most fires are caused by lightning (Kochtubajda, 2016; Veraverbeke et al., 2017) and commonly left to burn due to low population density, few industrial activities and slow response time (Tymstra et al., 2020). For example, in the Northwest Territories (NWT), only high priority areas are protected, i.e. residential, resource-rich and culturally significant areas (Government of the NWT; https://www.enr.gov.nt.ca). Hence, when weather, fuel moisture content and environmental conditions are favourable, fires spread rapidly, sometimes reaching 50 $m.min^{-1}$ (Damoah et al., 2006), which makes their control difficult, particularly when

coalescing intense crown fires burn large forest areas (Erni et al., 2020; Peters et al., 2004; Stephens et al., 2014). It is worth noting that large and severe crown fires are a natural phenomenon in the northern Canadian boreal forest, although they are relatively infrequent (Boonstra et al., 2016; Stocks et al., 2002).

Climate change has resulted in more frequent large fires and increased areas burned since the 1980s in the northwestern boreal forest of North America (Flannigan et al., 2005; Gillett et al., 2004; Girardin and Sauchyn, 2008; Kasischke and Turetsky, 2006). Exceptionally high summer temperatures and dry conditions increase the fire season length (hereafter FSL) and the number of days of potential fire spread (Jain et al., 2017), in turn increasing the number of large fires and risks to human life, infrastructures, as well as natural and cultural resources. Recently, in 2014, more than 3.4 million hectares of boreal forest burned in the NWT, compared to around 600,000 hectares annually from 2009 to 2019 (NTENR 2015; **Annex I**). The 2014 fires in the NWT affected more than 20 % of the traditional territory of the Tłı̨chǫ First Nation, with dire consequences on their health and capacity to engage in cultural and subsistence activities on the land (Morarin, 2020). The 2014 fire year having been exceptional in its magnitude and multiple consequences, Tłı̨chǫ members have called it ‘extreme’ in accordance with the definition of the IPCC (2012) characterizing extremes as the occurrence of a value of a variable close to the upper end of the range of observed values of the variable.

The reduced return interval of large fires has strong impacts on regional forest landscapes, particularly on species composition, succession and stand structure (Bergeron, 1998; Johnstone and Chapin, 2006b; Soja et al., 2007; Whitman et al., 2018). Increased occurrence of large fires reduces ecosystem resilience by limiting tree regeneration (Burton et al., 2008; Johnstone and Chapin, 2006b). Numerous or frequent large fires alter the forest mosaic, in turn modifying the surface albedo with

consequences on soils and climate, and disturbing the atmospheric greenhouse gas balance (Bonan, 2008; Bond-Lamberty et al., 2007; Kelly et al., 2016; Oris et al., 2014b; Schimel and Baker, 2002; Walker et al., 2019). Large fires are also more likely to limit access to ecosystem services and the practice of cultural activities by Indigenous people (Berkes and Davidson-Hunt, 2006; Royer and Herrmann, 2013), and they can affect cultural keystone places crucial to land-based Indigenous lifestyles (Christianson, 2011; Cuerrier et al., 2015; Legat, 2012; Woo et al., 2007). By altering the physical landscape, large fires also affect wildlife and their habitat (Anderson and Johnson, 2014; Barrier and Johnson, 2012). They produce large plumes of smoke transporting fine particles which alter air quality and cause respiratory diseases in local populations (Dodd et al., 2018; Kochtubajda, 2016). Large fires also threaten human safety and socioeconomic interests by destroying infrastructures (Gauthier et al., 2015; Williams, 2013).

Fire behavior is influenced by various drivers ranging from ‘top-down’ influences (i.e. wheather conditions) to ‘bottom-up’ local influences (i.e. topography, soil and land use) (Ryan, 2002). Top-down drivers determine fuel moisture and flammability at hourly, seasonal, and successional time-scales. Bottom-up drivers affect water budget and fuel types and availability (Mansuy et al., 2014; Walker et al., 2020b). Hence, the interaction of top-down and bottom-up drivers influences fire occurrence and spread. The main top-down drivers of northern boreal fire regimes are fairly well documented (Mann *et al.* 2017; Kirchmeier-Young *et al.* 2019). The effects of bottom-up drivers such as snow cover (Euskirchen et al., 2016), permafrost thawing (Schuur et al., 2008), topography, land cover and vegetation changes (Cumming 2001; Beck *et al.* 2011; Myers-Smith *et al.* 2011) are also reported (Stephens et al., 2014; Williams et al., 2011). However, information on the specific drivers associated with the occurrence of EWY is still missing.

We characterized the spatio-temporal fire regime components for the period 1965-2019 (fire occurrence and size, fire season length, fire ignition causes) on the territory of the Tłı̨chǫ First Nation in central NWT. We explored the top-down and bottom-up drivers of the studied fire regime components using multivariate methods including statistical modelling. We determined if 2014 could qualify as an extreme wildfire year (EWY) and looked for other exceptional years in the distribution of annual area burned (AAB) from 1965 to 2019. In addition, we discriminated the fire weather and fuel moisture conditions between EWY and other years to establish thresholds to predict EWY occurrence on the Tłı̨chǫ territory. In view of previous studies on crown fires and their drivers, we hypothesized that seasonnal warm temperature and drought (Balshi et al., 2009; Parisien et al., 2011; Whitman et al., 2019), as well as fuel availability within the landscape and forest species composition (Bernier et al., 2016; Thompson et al., 2017) would be the main drivers determining the annual area burned in the study area. Our findings contribute to understand the main seasonnal drivers of EWY and large annual area burned in central NWT. The thresholds are useful to inform management actions for community protection, especially to limit the negative consequences of large fires on cultural keystone places and ecosystem services provision to the Tłı̨chǫ and neighbouring First Nations.

2.4 Material and methods

2.4.1 Study area

The study area covers 39 400 km^2 and corresponds to the territory of the Tłı̨chǫ First Nation in the Northwest Territories, Canada (**Fig. 2.1a**). The four Tłı̨chǫ communities have a total population of 2 956 members (Northwest Territories Bureau of Statistics, 2020). In 2003, an agreement was signed between the Tłı̨chǫ First Nation and the governments of Canada and the NWT to recognize Tłı̨chǫ ownership and management

of land and resources (Tłı̨chǫ Government, 2003). Timber harvesting is subject to strict regulations to conserve Tłı̨chǫ heritage, identity and traditional land uses (e.g., ancestral trails, caribou migration corridors, watersheds).

The elevation in the Tłı̨chǫ territory ranges from 156 m south of Behchokǫ̀ to 479 m east of Wekweètì (**Fig. 2.1b**, Natural Resources Canada 2016). The climate is dry continental, with long cold winters and short warm summers (Beck *et al.* 2018). Mean annual temperature from 1981 to 2010 in Yellowknife, south of the study area, was -4.3 °C (Environnement Canada, 2020). Mean annual precipitation (water equivalent of all types of precipitation) for the same period was 289 mm, with 38 % falling in the summer (June to August) and less than 15 % in the winter (December to February). The western part of the study area is in the Taiga Plains (TP) ecoregion, warmer and drier (**Figs. 2.1c** and **2.1d**) than the eastern part, located in the Taiga Boreal Shield (TBW) ecoregion (**Fig. 2.1e**). The TP is characterized by a thick layer of glacial sediments and its soils are mostly gelic histosols. The TBW is characterized by a Precambrian bedrock with a majority of thin dystric cambisols (Ecological Stratification Working Group, 1996).

The study area includes many lakes formed after glacier retreat *ca*. 10,000-9 000 calendar years before present (hereafter cal. yr BP; Dyke 2005; Latifovic *et al.* 2017), and large peatlands dominated by sphagnum mosses, established after 6 000 cal. yr BP (MacDonald, 1995). Except for the far northeastern part of the study area, which is mainly composed of grassland, lichen and moss barrens, sub-polar and taiga needleleaf forests dominate the land cover mosaic (**Fig. 2.1f**). A forest density gradient related to land cover types, from high density in the southwest to low density forest tundra in the northeast, follows the elevation, temperature and precipitation gradients (**Figs. 2.1b, 2.1c and 2.1d**). According to tree species maps from Beaudoin *et al.* (2014), black

spruce (*Picea mariana* (Mill.) B.S.P.) is predominant across the forest mosaic, particularly in the uplands corresponding to the northern and eastern parts of the study area. Jack pine (*Pinus banksiana* Lamb.) is more frequent in lowlands, particularly in the south, where tree species diversity is higher. Broadleaf tree species such as trembling aspen (*Populus tremuloides* Michx.) and paper birch (*Betula papyrifera* Marsh.) are mainly found in the southern part of the study area and near wetlands.

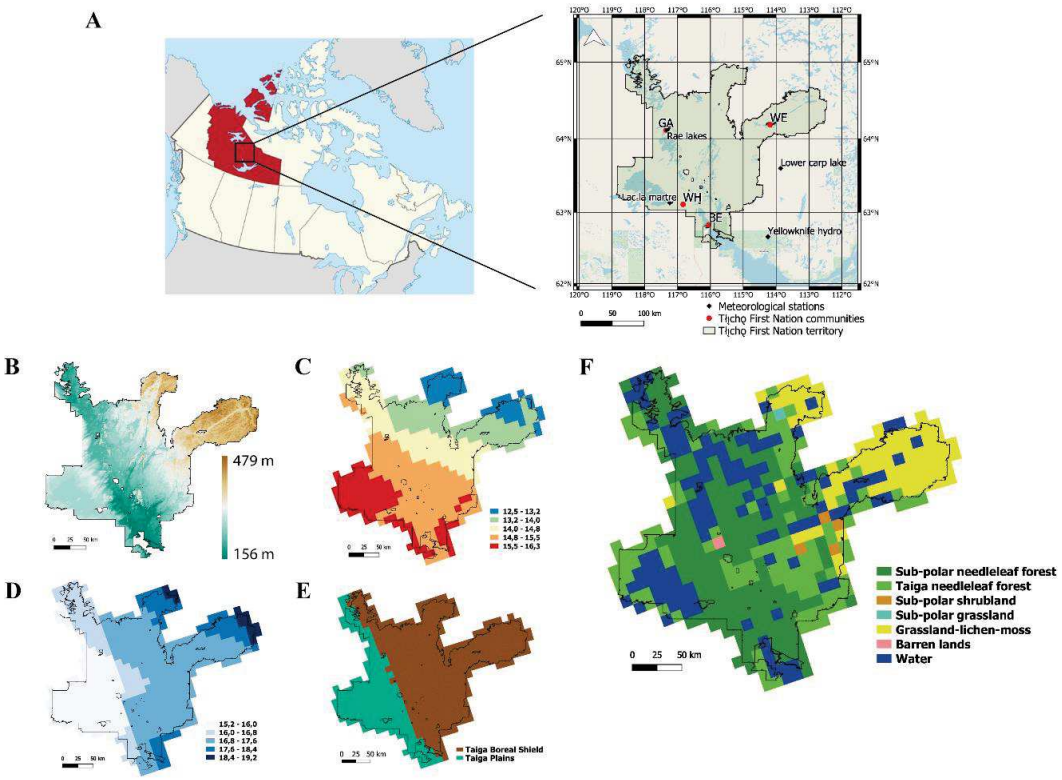


Figure 2.1. (A) Location of the study area encompassing the four communities of the Tłı̨chǫ First Nation in the Northwest Territories, Canada (GA = Gamèti, WH = Whatì, BE = Behchokǫ̀, WE = Wekweèti). (B) Elevation at 10-m spatial resolution (in meters).

(C) 1965-2019 mean temperature gradient (southwest to northeast) at noon (degrees Celsius) for the fire season period extracted from four meteorological weather stations and interpolated with BioSIM in 10-km grid cells and (D) 1965-2019 mean precipitation (mm) gradient (southwest to northeast) for the fire season period interpolated with BioSIM. (E) Soil-based ecoregion classification in 10-km grid cells. (F) Main land cover types per 10-km grid cell.

2.4.2 Wildfire data

We used the Canadian National Fire Database (CNFD, https://cwfis.cfs.nrcan.gc.ca/datamart) to extract information on fires having occurred from 1965 to 2019 on the territory of the Tłı̨chǫ First Nation. We only considered fires larger than 1 ha in size, as smaller fires are usually human-caused and located near settlements (Stocks et al., 2002). The dataset is composed of fire locations (points corresponding to the ignition location of individual fires) and fire perimeters (polygons corresponding to fire-affected areas) derived from observations or remote sensing. We used the fire location dataset to calculate annual fire occurrence (AFO, # fires.year^{-1}) and to document fire ignition causes (**Table 2.1**). We used the fire perimeter dataset to calculate annual area burned (AAB) and fire size distribution for the same period (**Table 2.1**). We measured the direction, strength and significance of temporal trends in AAB and AFO for the period 1965-2019 using the Mann-Kendall (MK) non-parametric test (R package 'Kendall'; McLeod 2015), because AAB was not normally distributed (K-S test $D = 0.38$, $n = 55$, $p < 0.001$), hence requiring non-parametric testing.

Table 2.1. Characteristics of the fire regime components, annual weather and fuel moisture content in the study area for the fire seasons of the 1965-2019 period.

Variable	Description	Min-Max	Interquartile range	Source
Fire regime components				
Fire occurrence (n fires year^{-1})	Annual fire occurrence (AFO)	[0; 40]	[6; 20]	CNFD points
Area burned (km^2)	Annual area burned (AAB)	[0; 8032]	[3; 209]	CNFD polygons
Fire season (days)	Length	[127; 180]	[153; 169]	BioSIM (FWI Daily Model)
Fire weather indices				
TEMP (°C)	Mean temperature at noon	[12.1; 17.2]	[13.7; 15.1]	BioSIM (FWI Daily Model)
PP (mm)	Sum of precipitation	[70; 239]	[142; 193]	BioSIM (FWI Daily Model)
WIND (km h^{-1})	Wind speed at 10 m height	[13.5; 18.4]	[14.9; 17]	BioSIM (FWI Daily Model)
RH (%)	Relative humidity	[47; 57]	[51; 54]	BioSIM (FWI Daily Model)
Fire moisture indices (Van Wagner, 1987)				
FFMC	Fine Fuel Moisture Code	[76; 84]	[79; 81]	BioSIM (FWI Daily Model)
DMC	Duff Moisture Code	[18; 80]	[30; 43]	BioSIM (FWI Daily Model)
DC	Drought Code	[237; 487]	[331; 426]	BioSIM (FWI Daily Model)
BUI	Build Up Index	[29; 100]	[46; 63]	BioSIM (FWI Daily Model)
ISI	Initial Spread Index	[3.8; 6.3]	[4.7; 5.3]	BioSIM (FWI Daily Model)
FWI	Fire Weather Index	[8; 19]	[11; 14]	BioSIM (FWI Daily Model)

2.4.3 Top-down drivers of fire regime components

We identified the top-down drivers of the studied fire regime components exploring the relationship between AFO, AAB and average weather and fuel moisture conditions during fire seasons of the study period. We focused on temperature (°C), wind speed (km h^{-1}), relative humidity (%) and total daily precipitation (mm), as well as each component of the Canadian Fire Weather Index (FWI; Wotton, 2009), to identify whether individual or a combination of weather variables determined changes in fire regime components during the 1965-2019 period (**Table 2.1**). The Canadian FWI is an internationally used fire danger prediction system based on daily weather observations affecting the potential of fires to ignite and spread (Van Wagner, 1987). The FWI indices include the Fine Fuel Moisture Code (FFMC), the Duff Moisture Code (DMC) and the Drought Code (DC). They describe the water content of light fuels (FFMC), the average moisture content of organic (DMC) and deep organic (DC) layers. Their value increases when the water content decreases. The other three components are indices of fire behavior. They represent the rate of fire spread (Initial Spread Index; ISI), fuel availability (Buildup Index ; BUI), and fire intensity at the fire front (FWI). Values of these indices are proportional to fire danger.

We modelled mean daily noon weather conditions in the Tłı̨chǫ territory using data from the closest weather stations for the days included in the fire seasons of the 1965-2019 period (**Fig. 2.1a**). Following Boisvert-Marsh et al. (2019), we used the FWI daily model of the BioSIM program (Régnière and Saint-Amant, 2014) to interpolate daily weather data to centroids of the 10 x 10 km grid cells. BioSIM adjusts the weather data for differences in latitude, longitude and elevation between the weather stations and each cell centroid. Based on the spatially interpolated weather data, we computed the fire season length (FSL) for each 10 km grid cell and for each year of the study period,

assuming that the fire season starts on the third day after estimated snowmelt, or on the third consecutive day with noon temperature above 12 °C, depending on which of the two criteria occurred first (Brown et al., 2003). Similarly, we estimated the end of the fire season based on the accumulation of 2 cm of snow on the ground for seven consecutive days or on the occurrence of three consecutive days with daily minimum temperature below 0 °C, whichever occurred first. We compared the fire season length estimated from the FWI daily model with the snowmelt timing extracted from MODIS remote sensing maps available for the 2001-2015 period (https://daac.ornl.gov), after having adjusted grid cell size from 250 m to 10 km resolution. We observed a mean difference of 22 days between both datasets: MODIS detected snowmelt later than the estimations based on the FWI daily model. However, both datasets were significantly and positively correlated (Spearman $r = 0.59$, *p-value* = 0.02, n = 15, **Annex III**).

We measured the direction, strength and significance of temporal trends in FSL and weather and fuel moisture variables from 1965 to 2019, using MK tests. We also used two alternative approaches to capture non-linear relationships between annually-measured fire regime components and top-down drivers: Generalized Additive Mixed Model (GAMM; Wood, 2017) and Multivariate Adaptive Regression Splines (MARS; Friedman, 1991). GAMM and MARS models do not require assumptions about the form of the relationship between the independent and dependent variables (Balshi et al., 2009). These methods are useful to highlight complex relationships between variables, but also to generate predictions of the explained variables.

More precisely, the GAMM model is an additive model fitting a specific nonlinear function in only one step, maximizing the predictability of the dependent variable by estimating non-parametric functions related to the explanatory variables (Faraway,

2016). We fitted the GAMM function using the ‘gamm4’ R package (Wood et al., 2017). We reduced the effects of temporal autocorrelation in time series of the GAMM model by including an aucorrelation structure of order 1 (rho = 0.7). The AR1 structure specifies that the correlations between the repeated measurements of each variable decrease with the time lag. Hence, we considered the structure in the residuals by reducing the confidence in the predictors accordingly. We performed these analyses on the logarithmically scaled AAB metric (LogAAB) to satisfy the GAMM requirement of normality of residuals.

In contrast, the MARS model is a non-parametric extension of linear regression generating a polynomial regression based on series of linear segments and knots at breakpoints (Friedman and Roosen, 1995). The collection of knots is used to generate spline functions, representing either single variable transformations or multivariable interactions, making the MARS algorithm more flexible than conventional models such as GAMM. We choosed a maximum degree of interaction (degree = 2) to assess potential interactions between different hinge functions. The MARS algorithm selected the optimal model based on generalized cross-validation (GCV) of the mean squared error (MSE). We fitted the MARS function using the ‘earth’ R package (Milborrow, 2019).

We built the models using six non-collinear explanatory variables (i.e. mean values of the fire season for TEMP, WS, PP, RH, DMC, and DC) resulting from a multicollinearity analysis performed with the ‘olsrr’ R package (Hebbali, 2017). We estimated how much of the variance of each variable was affected by other variables, measuring the variance inflation factor (VIF). To preserve stable regression estimates having low standard errors, we subtracted, one by one, the variables that had a VIF >

5. For both the GAMM and MARS approaches, we assumed that the six explanatory variables used in the model had the same weight and we compared explanatory variables selected by each model, looking at the GCV statistics. To determine the best model to estimate LogAAB and AFO through time, we also noted the R^2 (GCV *RSq*) for each fitted model and we measured the Spearman correlation between observed and predicted values for the 1965-2019 period.

2.4.4 Bottom-up drivers of fire regime components

We explored the bottom-up drivers of the studied fire regime components, measuring the spatial relationships with environmental conditions in the study area. Concretely, we measured cumulative fire regime components for the whole study period and for each of the 475 cells of 10 km resolution covering the study area. We extracted the mean elevation of each cell (10 m resolution; **Fig. 2.1b**) from a Canadian Digital Elevation Model (Natural Resources Canada, 2016). We extracted the proportion of each of the 13 land cover types (Landsat data from 2010 at 30 m resolution; **Fig. 2.1f**) from the Canada Centre for Remote Sensing (CCRS; NALCMS 2017) covering the study area. Land cover types are defined in **Annex IV**. We analyzed the spatial correlations between elevation and fire regime components for the period 1965-2019 and we restricted the period of analysis to 2010-2019 for relationships with land cover types, because we did not have information before 2010, and because land cover types may have changed since 1965, particularly as a result of fire. We used the 'SpatialPackv0.3-8' R package (Osorio et al., 2019) to perform a modified version of the t-test that takes into account the spatial structure (latitude and longitude) of predictor variables (Dutilleul et al., 1993), in order to prevent type I error inflation and therefore to provide sound statistical conclusion about significant differences.

2.4.5 Detection of outliers corresponding to EWY in AAB distribution

According to the IPCC definition for extreme events, we identified EWY as the years at the upper end of the distribution of AAB from 1965 to 2019 (IPCC, 2012). Concretely, we used Bartlett's goodness-of-fit test from the Renext v3.1-0 R package (Deville et al., 2016) to attest of the exponential distribution of AAB ($n = 55$, $p < 0.001$). We estimated the parameters of the AAB distribution fitting a model including the 0.2-0.8 quantile range representing the bulk of the observations. Then, we used the 'getOutliers' function in the 'extremevalues' v2.3.2 R package (Van der Loo, 2020), retaining only years with positive values (i.e., 48 years from the original dataset). We retained residuals of the estimated distribution of AAB higher than the right-outlier limit (corresponding to observations with low probability; $p = 0.01$ confidence limit; **Annex V**), i.e., the years within the highest 20 % of the distribution, that we called EWY.

2.4.6 Top-down and bottom-up drivers associated with EWY

To identify top-down and bottom-up driver thresholds that could be used to warn about or to discriminate EWY from other years, we first performed non-parametric Wilcoxon Mann-Whitney tests on mean weather conditions of the fire season between EWY ($n = 9$) and other years ($n = 46$). We compared the length (in days) and the starting date of the fire season between EWY and other years. We also used daily values of FWI components to compare number of days between EWY and other years for which fuel moisture conditions exceeded a threshold that we set as the 75th percentile of the distribution of daily data values covering the whole study period. We used the daily value corresponding to the 75th percentile of the distribution of EWY values as the extreme fire risk threshold. We applied the same procedure to environmental conditions of fire-affected areas. We tested mean elevation of fire-affected areas (from

the CNFD polygons) between EWY (i.e., 103 fires > 1 ha) and other years (i.e., 229 fires > 1 ha) for the 1965-2019 period. We tested land cover type proportions associated with fire patterns of EWY since 2010.

2.5 Results

2.5.1 Annual and seasonnal characteristics of the studied fire regime components

From 1965 to 2019, 752 fires larger than 1 ha have burned approximately 18,000 km^2 of forests in the study area. Interannual variability was important during that period, with a mean AFO of 14 fires and standard deviation of 10 (**Annex VI**). Mean AAB approximated 326 km^2, with a standard deviation of 1111 km^2 (**Fig. 2.2a** and **Annex VI.a**). In 2014 alone, 27 fires burned 8032 km^2 of forests across the Tłı̨chǫ territory (**Fig. 2.2a**). Overall, AFO and LogAAB were positively and significantly correlated (Spearman $r = 0.73$, $p < 0.001$, n = 55), meaning that the more fires, the more annual area burned.

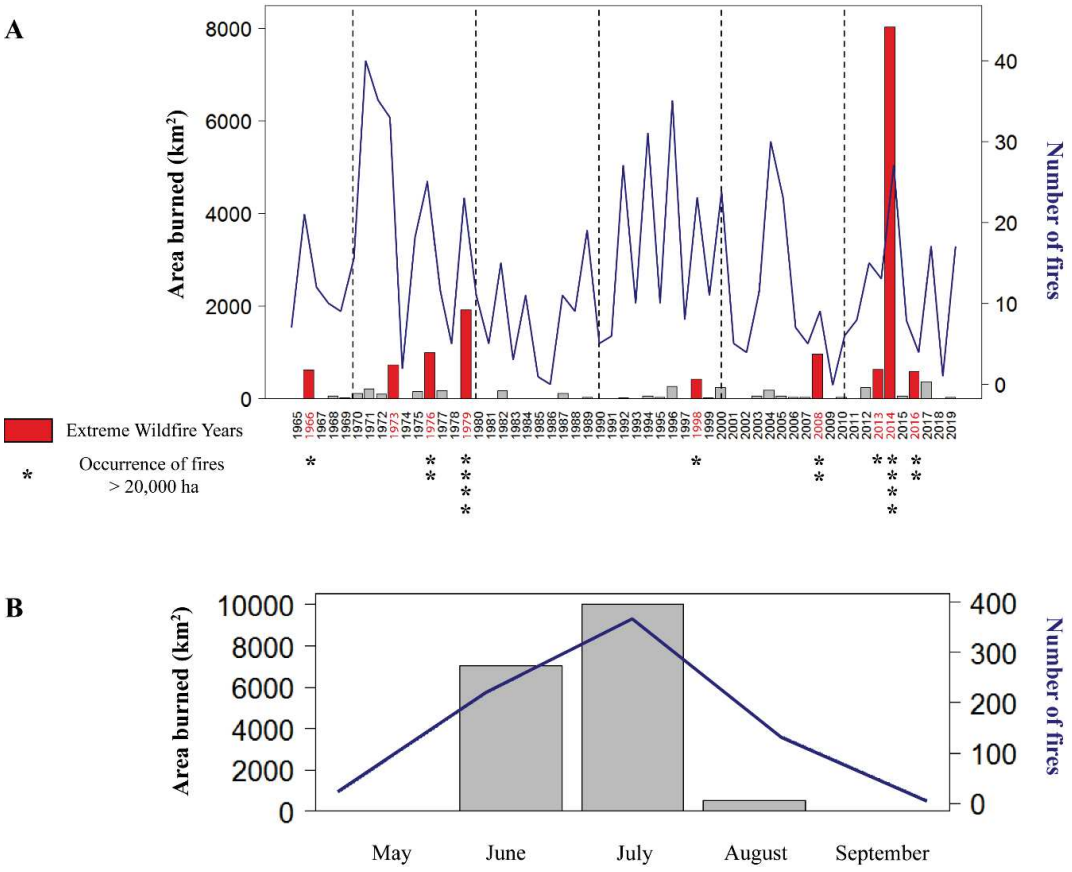


Figure 2.2. (A) Annual fire occurrence (blue line CNFD – points) and annual area burned (bars – CNFD polygons) on the territory of the Tłı̨chǫ First Nation over the 1965-2019 period, with Extreme Wildfire Years highlighted in red. Ten-year intervals are separated by black dotted lines. The number of asterisks represents the number of fires > 20,000 ha recorded each year over the study area. (B) Monthly total area burned (grey bars – CNFD polygons) and total fire occurrences (blue line – CNFD points) during the fire season from 1965 to 2019 on the territory of the Tłı̨chǫ First Nation.

Based on fire observations and with respect to the temporal dynamic between AAB and AFO, the past five decades can be visually subdivided into four periods (**Fig. 2.2a** and **Annex VI.b**). From 1965 to 1979, high AFO (median = 15 fires.year^{-1}) and large AAB (median = 118 km^2) were recorded. This period was followed by low values for both AFO (median = 10 fires.year^{-1}) and AAB (median = 2 km^2) from 1980 to 1989. From 1990 to 1999, AFO remained stable (median = 11 fires.year^{-1}) and AAB increased (median = 20 km^2). The most recent period (2000-2019) recorded the lowest AFO (median = 9 fires.year^{-1}) but large AAB (median = 61 km^2).

The fire season mainly spans from June to August, and the peak in fire occurrence and area burned occurs in June and July (respectively 78 % of the total number of fires and 97 % of total area burned during both months; **Fig. 2.2b**). Over the study period, ignitions of fires > 1 ha were largely due to lightning (79 %), compared to human-causes (17 %); 4 % of fires had an unknown cause. Lightning-caused and human-caused fires were responsible for 96 % and 1 % of total area burned, respectively; 3 % of the area burned had an unknown cause. Lightning-caused fires affected the whole territory (**Annex VII.a**), whereas human-caused fire ignitions were mainly located in the southeastern part of the territory and around the four Tłı̨chǫ communities (**Annex VII.b**).

2.5.2 Temporal changes in the fire season length and top-down drivers

The fire season length (FSL) was negatively correlated with the date of snowmelt estimated with the FWI daily model from 1965 to 2019 (Spearman $r = -0.73$, $p < 0.001$), which we therefore interpreted as an earlier spring onset of the fire season. The estimated median of FSL was 159 days and varied from 127 days in 2004 to 180 days in 2010 (**Annex VIII**), while the median starting and ending dates of the fire season

were April 26 and October 2. According to the MK-test, only temperature (**Fig. 2.3d**) showed a significant increase and wind speed (**Fig. 2.3c**) a significant decrease during fire seasons of the 1965-2019 period.

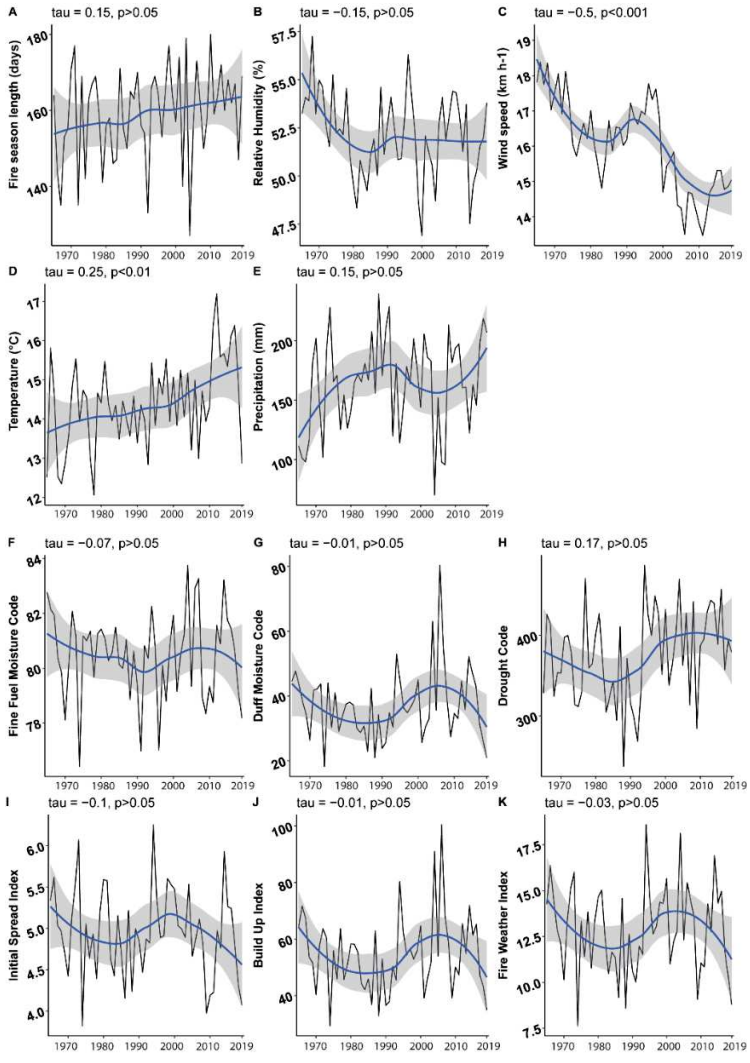


Figure 2.3. Temporal changes and correlation tests (tau = Kendall rank correlation coefficient) over the 1965-2019 period on the territory of the Tłı̨chǫ First Nation for

(A) fire season length, (B-E) weather conditions, and (F-K) fuel moisture content. In each panel, the blue line represents the smoothing trend built with a locally weighted regression (LOWESS), while the shaded area represents the 95 % confidence interval.

2.5.3 Top-down drivers and bottom-up drivers of the fire regime components

Both LogAAB and AFO were positively correlated with seasonal temperature and all seasonal sub-indices of the FWI system, while negatively correlated with seasonal precipitation (**Table 2.2**). It is worth noting that seasonal wind speed and relative humidity were neither correlated with LogAAB nor with AFO.

The MARS and GAMM models predicted LogAAB with similar accuracy (adjusted *RSq* = 0.27 and 0.33, respectively, **Annex IX.a**). The Spearman correlations between observed and predicted values of LogAAB resulting from the MARS and GAMM models were 0.53 ($p < 0.001$) and 0.59 ($p < 0.001$), respectively (**Annex IX.b**). The variable selection procedure for the MARS model highlighted DMC as best variable predictor of LogAAB, while the GAMM model selected both TEMP and DMC. MARS predicted AFO with higher accuracy than GAMM (adjusted *RSq* = 0.33 and 0.17, respectively, **Annex IX.c**). The Spearman correlations between observed and predicted AFO values resulting from the MARS and GAMM models were 0.69 ($p < 0.001$) and 0.44 ($p < 0.001$), respectively (**Annex IX.d)**. Both models selected WS and DMC as best predictors of AFO, but the MARS model also selected PP and DC.

Spatial relationhips between fire regime components and top-down and bottom-up drivers showed that temperature was positively correlated with fire occurrence on the study territory (**Table 2.3**). The presence of needleleaf forest was positively correlated

with fire occurrence and area burned from 2010 to 2019 (**Table 2.4**). Conversely, the presence of grassland was negatively correlated with area burned.

Table 2.2. Spearman correlations (positive in bold and negative in italics) between fire regime components (i.e. LogAAB and AFO) and potential top-down drivers (mean daily weather, sum of precipitation and fuel moisture contents), with all sub-indices of the Fire Weather Index computed for the 1965-2019 period. *** $p < 0.001$, ** $p < 0.01$, * $p < 0.05$.

	TEMP	WS	PP	RH	FFMC	DMC	DC	ISI	BUI	FWI
LogAAB	**0.44** ***	**0.03**	*-0.29* *	*-0.06*	**0.32** *	**0.52** ***	**0.52** ***	**0.37** **	**0.52** ***	**0.52** ***
AFO	*0.27* *	*-0.22*	*-0.35* **	*-0.08*	**0.3** *	**0.42** **	**0.35** **	**0.46** ***	**0.41** **	**0.47** ***

Table 2.3. Results from the modified version of the t-test on correlations between the spatial characteristics of the fire regime components (cumulative fire occurrence and log-scaled area burned for each 10-km grid cell) compiled for the period 1965-2019 and potential top-down climatic and bottom-up environmental driver (elevation). Significant correlation coefficient is in bold. * $p < 0.05$.

Explanatory variables	Range	total fire occurrences per grid cell	log(total area burned per grid cell + 1)
Mean temperature (°C)	12.5-16.3	**0.27***	0.03
Total precipitation (mm)	1.9-172.2	-0.04	-0.01
Mean elevation (meters)	157-459	-0.06	-0.25

Table 2.4. Results from the modified version of the t-test on correlations between the spatial characteristics of the fire regime components (cumulative fire occurrence and log-scaled area burned for each 10-km grid cell) compiled for the period 2010-2019 and potential bottom-up environmental drivers (land cover types). Significant correlation coefficients are in bold. ** $p < 0.01$ and * $p < 0.05$.

Explanatory variables	Range	total fire occurrences per grid cell	log(total area burned per grid cell + 1)
OS1 Temperate / sub-polar needleleaf forest	0-84%	0.08	**0.39****
OS2 Sub-polar taiga needleleaf forest	0-64%	**0.1***	**0.17****
OS3 Temperate / sub-polar broadleaf deciduous forest	0-2%	0.03	0.11
OS4 Mixed forest	0-1%	-0.03	0.09
OS5 Temperate / sub-polar shrubland	0-35%	0.03	0.09
OS6 Temperate / sub-polar grassland	0-39%	0.02	-0.02
OS7 Sub-polar / polar shrubland-lichen-moss	0-32%	-0.05	-0.3
OS8 Sub-polar / polar grassland-lichen-moss	0-66%	-0.09	**-0.34***
OS9 Sub-polar / polar barren-lichen-moss	0-1%	-0.04	-0.12
OS10 Wetland	0-25%	-0.01	-0.12
OS11 Barren lands	0-32%	**0.11***	0.02
OS12 Urban and built up	0-3%	0.03	0
OS13 Water	2-100%	-0.1	-0.13

2.5.4 Identification and characterization of EWY

We differentiated EWY from other years according to AAB. Nine years were in the top 20 % (i.e. above the 80th percentile) of the AAB distribution (1966, 1973 1976, 1979, 1998, 2008, 2013, 2014 and 2016) and characterized as extreme wildfire years (**Fig. 2.2a and Annex V.a**). The nine EWY had AAB > 365 km^2 (**Fig. 2.2a** and **Annex VI.b**). The remaining 39 years having recorded fires had small to moderate AAB, each between 0.14 and 365 km^2 depending on the year. Eight of the nine EWY (i.e. all but 1973) recorded fires larger than 20,000 ha (**Fig. 2.2a**), sometimes exceeding hundreds of thousands of hectares such as in 2014 (**Annex X**). A total of 17 fires > 20,000 ha have been recorded from 1965 to 2019. These fires essentially occurred from the end of June to the middle of July (**Fig. 2.2b** and **Annex XI**). The northernmost and easternmost parts of the study area have been less affected by large fires (**Fig. 2.4**). It is worth noting that EWY did not necessarily have high AFO, since only three of the nine EWY were in the top 20 % of the distribution of annual number of fires for the period 1965-2019 (**Annex XII**).

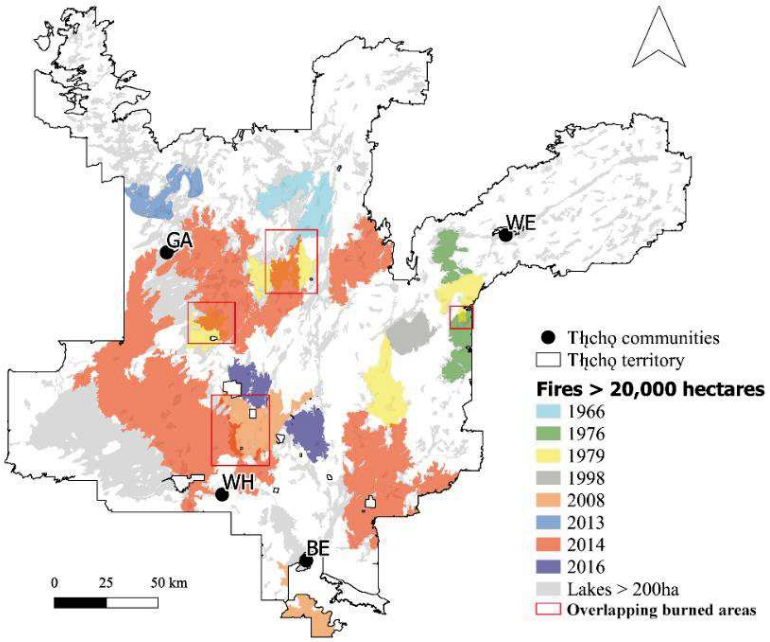


Figure 2.4. Distribution of burned areas and year of ignition of fires larger than 20,000 ha from 1965 to 2019 on the territory of the Tłı̨chǫ First Nation.

2.5.5 Thresholds associated with EWY

Based on Wilcoxon t-tests showing significant differences between mean weather conditions during EWY and other years, 75 % of the EWY recorded an average temperature > 14.7 °C during the fire season compared to only 30% for the other years (**Fig. 2.5**). We also observed significant differences in fuel moisture content and fire behaviour daily conditions between EWY and other years. The DC > 514 threshold was exceeded at least 36 days during the fire season for 75 % of the EWY, compared to only 48 % of the other years (**Fig. 2.5**). An ISI > 7 was exceeded at least 41 days during the fire season for 75 % of the EWY compared to only 26 % of the other years

(**Fig. 2.5**). Finally, a FWI > 19 was exceeded at least 36 days during the fire season for 75 % of the EWY compared to only 35 % of the other years (**Fig. 2.5**).

Environmental conditions (elevation and land cover types) of areas burned during EWY and other years were not significantly different (**Annex XIII**). Only one significant difference was observed for burned land cover occupied by water. We can explain this difference due to the 30-m spatial resolution of the information used to describe land cover types and because fires during EWY were stopped by lakeshores (**Fig. 2.4**).

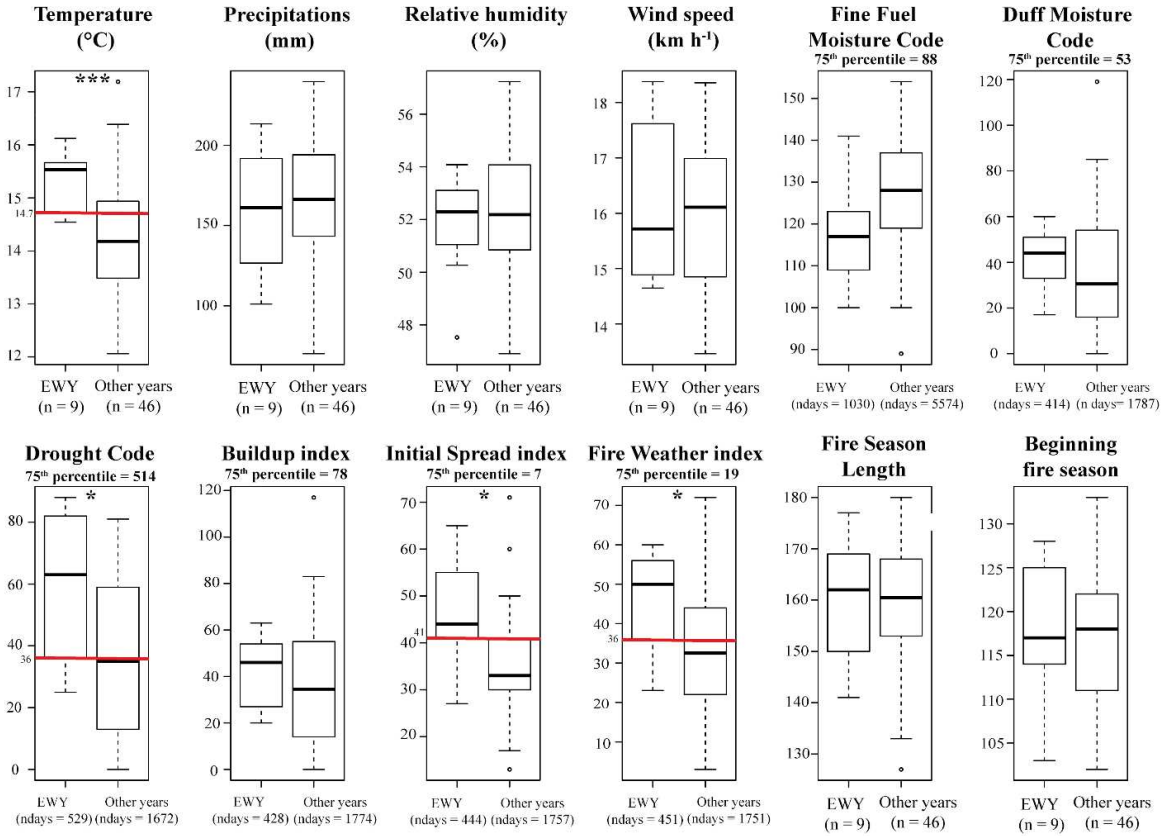


Figure 2.5. Wilcoxon t-test results for comparison between EWY and other years of the 1965-2019 period for mean weather conditions, number of days with FWI sub-indices exceeding the 75th percentile of the distribution of all fire season days, and beginning date and length of the fire season. *** $p < 0.001$; * $p < 0.05$. Note that fire weather indices are unitless.

2.6 Discussion

2.6.1 Temporal and spatial dynamics of EWY

From 1965 to 2019, the years with largest AAB (that we define as EWY) on the territory of the Tłı̨chǫ First Nation occurred essentially during the 1970s and 2010s. EWY's fires were lightning-induced and of sizes > 20,000 ha, one fire even exceeded 300,000 ha in 2014. These large fires occurred in the summer, during the annual peak of wildfire activity, more precisely from the end of June to the middle of July. This period has previously been shown to have presented extreme fire risk from 1950 to 2001 in Alaska (Kasischke et al., 2002) and from 1980 to 1989 in the entire Canadian boreal forest (Stocks et al., 1998).

2.6.2 Top-down and bottom-up drivers of EWY

Several top-down drivers have contributed to the occurrence of EWY during the last decades in the boreal forest of central NWT. Typical fires during EWY occurred during periods with warm temperature (> 14.7 °C) and dry deep organic soil layers (DC > 514). These results corroborate previous studies having highlighted the role of heat and drought in the 2014 EWY in the NWT (Kochtubajda, 2016), and more globally in area burned in the Canadian boreal forest (Parisien et al., 2011). Moreover, as large fires (> 20,000 ha) were all lightning-ignited, thunderstorm activity could also have played a role in the occurrence of EWY (Veraverbeke et al., 2017). Once ignited, large fires were mainly driven by fuel moisture content in all organic soil layers, and particularly in surface fine fuels. Indeed, large fires were characterized by significantly high fire spread (ISI > 7) and fire risk (FWI > 19). Counterintuitively, the mean annual sum of precipitation did not differ significantly between EWY and other years. Because annual precipitation are always relatively low in the study area, fire-conducive drought

conditions are rather caused by above-average temperatures. Based on previous results on the sensitivity of fuel moisture to temperature and precipitation changes in the boreal forest (Flannigan et al., 2016; Girardin et al., 2009), we suggest that evapotranspiration exacerbated by warmer temperatures considerably reduces fuel moisture during EWY.

Increased temperature and drought conditions prevailing since the 1990s in the study area contributed to a higher occurrence of large fires, especially during the last decade (Stephens et al., 2014). Precipitation rates were lower in the 1970s and 2010s, when most EWY occurred, compared to the rest of the study period (Girardin and Wotton, 2009), but temperatures were lower in the 1970s. Our results corroborate other studies having demonstrated the influence of temperature and drought on burn rates, in Alaska for the period 1950-2003 (Duffy et al., 2005), and in the North American boreal forest for the period 1921-2008 (Balshi et al., 2009; Flannigan et al., 2005; Girardin and Sauchyn, 2008; Parisien et al., 2011; Senici et al., 2010). Contrary to findings from previous studies having shown the role of wind speed at the time of the fire (Hirsch et al., 1998; Parisien et al., 2011), we observe that average wind speed during the fire season was not a significant driver of EWY occurrence, probably because this variable is highly dynamic at a (sub)daily scale and was smoothed on a season-wide basis in our analyses.

Furthermore, lakeshores were more affected by fires during EWY (**Annex XIII**), suggesting the importance of intensity and spread of large fires, and the role of lakes as firebreaks, such as observed in the southwestern part of the study area in 2014 (**Fig. 2.4**). Because they were obtained from the relatively small area comprising the territory of the Tłı̨chǫ First Nation, our results should not be extrapolated to the total extent of the NWT. Nonetheless, our results are in line with previous studies having revealed

that high severity wildfires in the NWT largely affected organic soil layers of black spruce stands (Walker et al., 2018). In addition, we recognize that the available fire archives only cover the last five decades and that the early years of this time period were likely incomplete due to limitations in fire detection and mapping. That being said, our findings corroborate a 10,000-years Holocene fire regime reconstruction having shown that fuel availability, particularly black spruce cover, is an important driver of fire size in the study area (Gaboriau et al., 2020).

2.6.3 Climate change and risk of large fires

Climate change has already had an impact on FSL and AAB in the Canadian boreal forest (Gillett et al., 2004; Hanes et al., 2019; Jain et al., 2017). It can be anticipated that continuing climate change will result in even larger fires and more frequent or severe EWY in the future. Indeed, the top-down drivers thresholds of EWY could be exceeded more frequently in the next decades if climate change trends continue in the same direction (Wang et al., 2014).

Projections from 24 climate models (https://climatedata.ca/) indicate that mean annual temperature in the study area could reach 2 °C by 2100 compared to -6 °C currently. Consequently, area burned is expected to increase in the future (Flannigan et al., 2005), and large fires will likely become more recurrent (Balshi et al., 2009). Warmer temperature could reduce the return interval of large fires and increase the risk of rapid reburning, possibly causing vegetation shifts from forest to woodland states, especially in black spruce stands (Barrett et al., 2011; Whitman et al., 2019). However, if the precipitation rate increases in the future, the fire risk could decrease, as observed in the 1980s in the study area (Flannigan et al., 2013; Kitzberger et al., 2017). Furthermore, warm conditions could increase the abundance of deciduous tree species across the

study area (Boulanger et al., 2014; Chaste et al., 2019), which are less fire-prone than needleleaf species such as black spruce, which currently dominates the landscape. Hence, the effects of climate change on fire and vegetation remain uncertain in the northwestern boreal forest in Canada.

2.6.4 Interest of risk thresholds for fire management on Indigenous territories

Higher recurrence of EWY in the future in the Canadian boreal forest will directly affect Indigenous people's livelihood, security, health and traditional activities (Berkes and Davidson-Hunt, 2006; Dodd et al., 2018; Morarin, 2020; Royer and Herrmann, 2013). By examining the fire regime over the past few decades on the territory of the Tłı̨chǫ First Nation, we highlighted the extreme nature of the 2014 fire season in a short-term perspective. We also contributed to a better understanding of the main top-down and bottom-up drivers associated with EWY occurrence. Threshold values of temperature, fuel moisture content (DC) and fire behaviour (ISI, FWI) associated with EWY occurrence could be included in climate monitoring systems to more accurately predict EWY in a context of climate change. The prediction of EWY occurrence based on these thresholds could inform forest management actions for community protection, especially to limit the negative consequences of large fires on cultural keystone places and ecosystem service provision to the Tłı̨chǫ and neighbouring First Nations.

2.7 Conclusion

Areas burned recorded on the Tłı̨chǫ territory from 1965 to 2019 was unevenly distributed among years and mainly related to lightning-ignited fires. The largest fires were recorded during nine EWY. Mean fire season temperature, daily dryness index,

initial spread index, and fire weather index were the main drivers of EWY occurrence, with significantly higher values than in other years.

2.8 Acknowledgements

Funding for this project was provided by Polar Knowledge Canada (Grant # NST-1718-0014), the National Geography Society (Grant # EC-386R-18) and the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC Discovery Grant). The authors would like to thank Xiao Jing Guo (Laurentian Forestry Centre, Québec, Canada) for helping with modelling.

2.9 Conflicts of Interest

The authors declare no potential conflict of interest with respect to the research, autorship, and/or publication of this manuscript.

2.10 Supplemental material

The supplemental material and the R code used are available upon request from the authors.

« La poussière qui reste, c'est le temps qui se dépose »

Jean-Luc Hennig « Beauté de la poussière » (2001)

CHAPITRE III

TEMPERATURE AND FUEL AVAILABILITY CONTROL FIRE SIZE/SEVERITY IN THE BOREAL FOREST OF CENTRAL NORTHWEST TERRITORIES, CANADA

Dorian M. Gaboriau [1,2], Cécile C. Remy [3], Martin P. Girardin [4,5], Hugo Asselin [1,4], Christelle Hély [2,6,7], Yves Bergeron [4,7], Adam A. Ali [2,7]

[1]School of Indigenous Studies, Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, 445 Boulevard de l'Université, Rouyn-Noranda, QC, J9X 5E4, Canada

[2]Institut des Sciences de l'Evolution, UMR 5554 CNRS-IRD-Université Montpellier-EPHE, 2 place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier, France

[3]Department of Biology, University of New Mexico, Albuquerque, United States

[4]Centre for Forest Research, Université du Québec à Montréal, P.O. Box 8888, Stn. Centre-ville, Montréal, QC, H3C 3P8, Canada

[5]Natural Resources Canada, Canadian Forest Service, Laurentian Forestry Centre, 1055 rue du PEPS, P.O. Box 10380, Stn. Sainte-Foy, Québec, QC, G1V 4C7, Canada

[6]École Pratique des Hautes Études, PSL University, Paris, France

[7]Forest Research Institute, Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, 445 Boulevard de l'Université, Rouyn-Noranda, QC, J9X 5E4, Canada

3.1 Abstract

The north-central Canadian boreal forest experienced increased occurrence of large and severe wildfires caused by unusually warm temperatures and drought events during the last decade. It is, however, difficult to assess the exceptional nature of this recent wildfire activity, as few long-term records are available in the area. We analyzed macroscopic sedimentary charcoal from four lakes and pollen grains from one of those lakes to reconstruct long-term fire regimes and vegetation histories in the boreal forest of central Northwest Territories. We used regional estimates of past temperature and hydrological changes to identify the climatic drivers of fire activity over the past 10,000 years. Fires were larger and more severe during warm periods (before *ca.* 5,000 cal. yrs. BP and during the last 500 years) and when the forest landscape was characterized by high fuel abundance, especially fire-prone spruce. In contrast, colder conditions combined with landscape opening (i.e., lower fuel abundance) during the Neoglacial (after *ca.* 5,000 cal. yrs. BP) were related with a decline in fire size and severity. Fire size and severity increased during the last five centuries, but remained within the Holocene range of variability. According to climatic projections, fire size and severity will likely continue to increase in central Northwest Territories in response to warmer conditions, but precipitation variability, combined with increased abundance of deciduous species or opening of the landscape, could limit fire risk in the future.

Keywords: Large wildfires; Charcoal; Pollen; Fire size; Lake sediments; Vegetation dynamics; Climate change; Holocene

3.2 Résumé

Au cours de la dernière décennie, la forêt boréale des latitudes nordiques du Canada a connu une augmentation du nombre de grands feux sévères causés par des températures exceptionnellement chaudes et des épisodes de sécheresse. Il est toutefois difficile d'évaluer la nature exceptionnelle du régime des feux récent, car peu de données à long terme sont disponibles dans la région. Nous avons analysé les particules macroscopiques de charbon sédimentaire issues de quatre lacs et les grains de pollen de l'un de ces lacs afin de reconstituer le régime des feux à long terme et l'histoire de la végétation dans la forêt boréale du centre des Territoires du Nord-Ouest. Nous avons utilisé des estimations régionales des températures et des changements hydrologiques passés pour identifier les facteurs climatiques de l'activité de feu holocène. Les feux étaient plus grands et/ou plus sévères pendant les périodes chaudes (avant ~ 5 000 ans cal. BP et au cours des 500 dernières années) et lorsque le combustible était abondant au sein des forêts, en particulier les épinettes sujettes aux feux. En revanche, les conditions plus froides combinées à l'ouverture du paysage (c'est-à-dire une faible abondance de combustible) pendant le Néoglaciaire (après ~ 5 000 ans cal. BP) étaient liées à une diminution de la taille et de la sévérité des feux. Au cours des cinq derniers siècles, la taille et la sévérité des feux ont augmenté mais sont restées dans la gamme de variabilité de l'Holocène. Selon les projections climatiques, la taille et la sévérité des feux continueront probablement d'augmenter dans le centre des Territoires du Nord-Ouest en réponse à des conditions plus chaudes, mais les variations des taux de précipitations, combinées à l'abondance accrue des feuillus ou à l'ouverture du paysage, pourraient limiter le risque de feu futur.

Mots clés : Larges feux; Charbon de bois; Pollen; Taille du feu; Sédiments lacustres; Dynamique de la végétation; Changement climatique; Holocène

3.3 Introduction

The global climate is experiencing rapid warming conducive to increased occurrence of extreme weather events like heatwaves and droughts (IPCC, 2014; Mann et al., 2017). Such conditions may increase the occurrence of exceptionally large and severe wildfires due to the strong positive correlation between temperature and area burned (see **Chapter II**; Abatzoglou and Kolden, 2013; Ali et al., 2012; Duffy et al., 2005; Kasischke and Turetsky, 2006; Turco et al., 2017). Particularly high temperatures and recurrent droughts during the last decade have led to severe wildfire seasons in forest ecosystems worldwide, for example in Australia (Boer et al., 2020; Nolan et al., 2020), Sweden (Krikken et al., 2019), Chile (de la Barrera et al., 2018), Greece and the USA (Smith et al., 2019), as well as in the Northwest Territories (NWT) in Canada where about 3.4 million ha burned during the summer of 2014 (Kochtubajda et al., 2019; NTENR, 2015).

Large wildfires in the NWT mainly occur from June to September. Lightning-induced fires are predominant and fire frequency and area burned are among the highest in the North American boreal forest (Erni et al., 2020; Veraverbeke et al., 2017). However, the 2014 wildfire season was exceptional in comparison with observations of the last decade (3.4 million ha burned in 2014, compared to a mean of 622 thousand hectares burned annually from 2009 to 2019; **Annex I**). More than 380 fires were observed, some of which having burned more than 150,000 hectares. Moreover, firefighting costs reached more than CAD 56 million during this exceptional year, compared to an annual mean of CAD 7.5 million during the previous 20 years (NTENR, 2015).

Few remnant trees are left behind in areas burned during large and severe wildfires (Erni et al., 2017; Stephens et al., 2014). Recolonization is dominated by fast-growing pioneer deciduous tree species whose seeds disperse over long distances (Chapin et al.,

2010; Walker et al., 2018). Large wildfires also reduce access to ecosystem services (Adams, 2013), cause health issues in human populations (Dodd et al., 2018), and decrease the capacity of Indigenous people to maintain traditional activities on the land (Berkes and Davidson-Hunt, 2006).

Since the 1950s, mean annual temperature increased by over 1.5 °C in Canada, leading to an earlier onset of snowmelt across much of the boreal forest (Zhang et al., 2011). According to climate projections, temperature will continue to rise in the next decades, particularly in the north-central Canadian boreal forest (Price et al., 2013; Wang et al., 2014). Summer and fall precipitation are projected to increase in the boreal forest of Canada and annual precipitation could increase up to 20 % by 2100. However, these conditions will not necessarily lead to increased soil and vegetation moisture, as projected warmer temperatures will lead to increased evapotranspiration (IPCC, 2014; Meehl et al., 2007). Hence, the drying effect of higher temperatures in the future will not necessarily be compensated by increased precipitation (Flannigan et al., 2016). Boreal forest landscapes will consequently be altered by a longer growing season (Jain et al., 2017), increased fire activity (Flannigan et al., 2013; Hassol, 2004; Wang et al., 2017; Wotton et al., 2017), higher proportion of deciduous tree species and more open forest canopies than currently (Baltzer et al., submitted; Boulanger et al., 2017; Chaste et al., 2019; Mekonnen et al., 2019). However, the robustness of the predictions of climate change impacts on wildfire regimes, particularly large wildfires, is limited by our lack of knowledge of the long-term interactions between climate, vegetation and fire (Ali et al., 2012; Conedera et al., 2009; Coogan et al., 2019). While the main drivers of fire activity have been documented in the NWT for the recent past (1965-2019; **Chapter II**), few palaeoecological data are available at multi-millennial timescales.

To get insights into the long-term relationships between climate, vegetation and fire, we used high-resolution sedimentary proxies (pollen grains and charcoal particles) to

reconstruct vegetation and fire histories for the past 10,000 years in the boreal forest of central NWT. We compared the reconstructed vegetation and fire histories with previous studies based on regional climatic reconstructions. Our objectives were (1) to determine whether the recent wildfire regime (last 500 years) is within or outside the Holocene range of variability and (2) to decipher the respective roles of climate and vegetation controls on past fire activity. We expected that the recent fire regime would be characterized by larger and/or more severe wildfires compared to the past 10,000 years in response to ongoing climate warming and recurrent development of severe drought episodes.

3.4 Material and methods

3.4.1 Study area and present-day vegetation

We sampled sediments from lakes *Emile*, *Izaac*, *Paradis* and *Saxon* (unofficial names) located north of Yellowknife, in central NWT, and 5-100 km distant from each other (**Fig. 3.1**). The sampled lakes have a mean elevation of 382 m (**Table 3.1**). According to the Canadian National Fire Database (CNFD, http://cwfis.cfs.nrcan.gc.ca/ha/nfdb), time since the last fire varied between 5 and 40 years in the watersheds of the studied lakes (**Table 3.1**). The regional climate is dry continental, with long cold winters and short warm summers (Environnement Canada, 2020). The study area is located close to the treeline (Timoney et al., 2019; Timoney and Mamet, 2020) and is part of the Taiga Boreal Shield West ecoregion, characterized by rock outcrops and discontinuous permafrost (Olson et al., 2001). Vegetation is currently dominated by conifer tree species, mostly black spruce (*Picea mariana* (Mill.) B.S.P.). White spruce (*Picea glauca* (Moench) Voss.) is mainly found in the southwestern part of the study area, and jack pine (*Pinus banksiana* Lamb.) mostly occupies the southern part of the NWT, *i.e.* in the Taiga Plains. Broadleaf tree species are also present in younger stands having

regenerated after fire, mostly paper birch (*Betula papyrifera* Marsh.) and trembling aspen (*Populus tremuloides* Michx.), such as observed at lake *Emile* (**Annex XIV**). The shrub layer is mainly composed of *Betula glandulosa* Michx., *Alnus alnobetula* (Ehrh.) K. Köch, *Andromeda polifolia* L., *Ledum palustre* L., and *Chamaedaphne calyculata* (L.) Moench. The ground layer is mostly composed of *Vaccinium vitis-idaea* L., *Rubus chamaemorus* L., *Kalmia angustifolia* L. and *Lycopodium annotinum* L., with abundant mosses (mostly *Sphagnum* spp.), while *Cladonia* lichens are found on xeric rock outcrops.

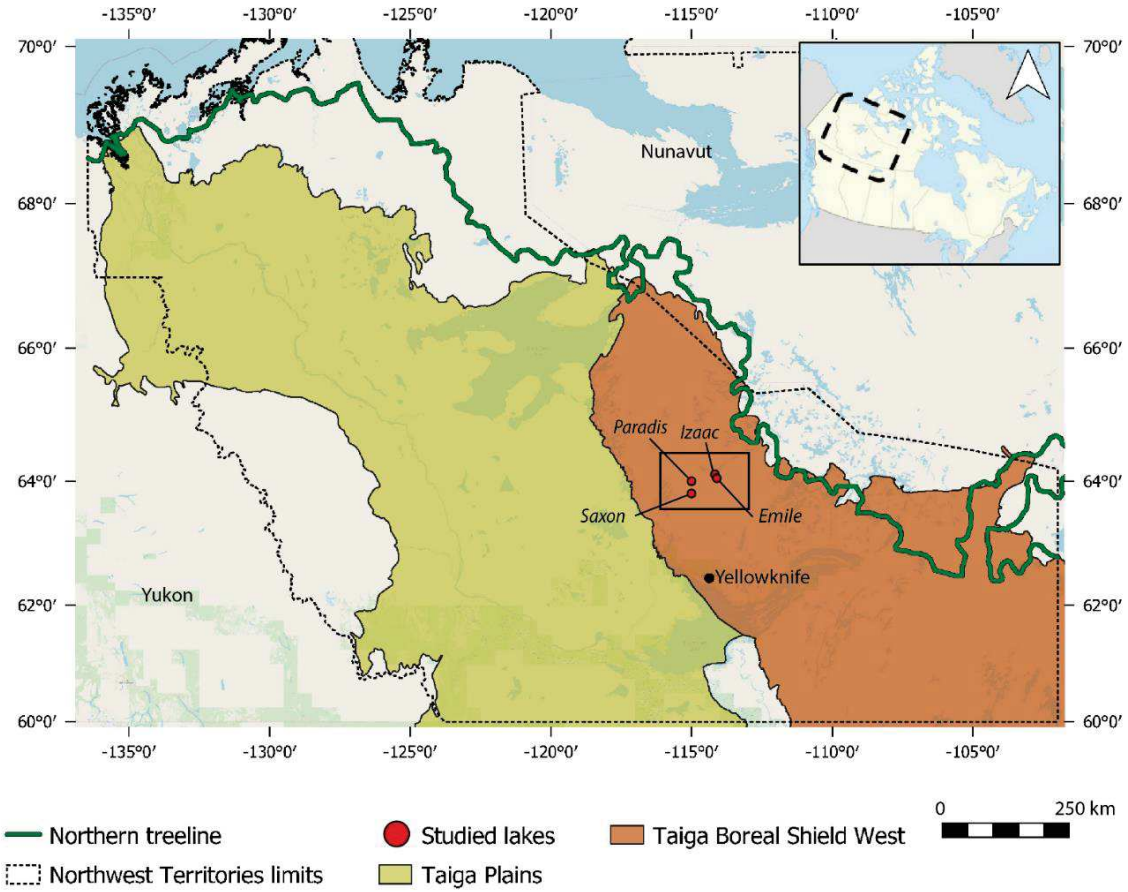


Figure 3.1. Locations of the studied lakes in the Northwest Territories (north-central Canada), showing ecozones (adapted from Olson et al., 2001) and treeline (adapted from Timoney et al., 2019).

Table 3.1. Characteristics of the four studied lakes and sediment records.

Lakes	**Emile**	**Izaac**	**Paradis**	**Saxon**
Characteristics				
Latitude (°N)	64°03'16.64"	64°05'56.21"	64°00'23.54"	63°48'26.06"
Longitude (°W)	114°06'21.67"	114°10'33.08"	114°59'19.24"	114°58'33.29"
Surface area (ha)	1.4	1.5	1.8	0.9
Elevation (m above sea level)	393	394	347	392
Maximum water depth (cm)	150	115	235	540
Maximum length (m)	203	162	271	177
Lakeshores (**F**lat / **A**brupt)	F	F	F	A
Fluvial input (**P**resent / **A**bsent)	A	A	A	A
Date of the last local fire (CNFD)	2014	2014	1979	1998
Sediment records				
Total length of sediment (cm)	456	359	450	395
Depth of the basal ^{14}C date (cm)	448	340	441	350
Sedimentation rate (cm yr^{-1})	0.049	0.036	0.046	0.036
Median signal-to-noise index	5.4	4.2	4.1	3.7
Total number of significant fire events	57	49	55	46

3.4.2 Past regional climate and vegetation

Previous studies have documented long-term regional climatic and vegetation changes in the northwestern and north-central Canadian boreal forest, which in turn had impacts on wildfire regimes. Before *ca.* 11,000 cal. yrs. BP (calibrated years before present), high solar radiation and summer insolation increased temperatures in the northwestern Canada (Viau et al., 2006), reduced snow cover, and led to the retreat of the Laurentide ice sheet (Dyke, 2005). Deglaciation occurred between *ca.* 10,000 – 9,000 cal. yrs. BP in the study area (Dalton et al., 2020) and left behind numerous lakes and swamps scattered across the landscape (Latifovic et al., 2017; MacDonald, 1995). Following ice retreat, the land was quickly colonized by tundra vegetation soon followed by trees once temperatures warmed during the early Holocene (Dyke, 2005). The Holocene Thermal Maximum (HTM) occurred in northern continental Canada during the mid-Holocene (between 7,300 and 4,300 cal. yrs. BP; Kaufman et al., 2004). During this period, major vegetation reorganization occurred in response to warmer temperature, such as treeline migration to the north and increased abundance of fire-adapted species (i.e. jack pine and black spruce), as observed in the NWT and southwestern Yukon (Gajewski et al., 2014; Pienitz et al., 1999; Sulphur et al., 2016). The decrease in temperature after 4,300 cal. yrs. BP, characterizing the Neoglacial period, favored coniferous species such as spruce as well as deciduous shade-tolerant tree species such as paper birch in permafrost-free areas (Moser and MacDonald, 1990; Sulphur et al., 2016). However, interactions between climate, vegetation and fire depend on regional atmospheric and oceanic oscillations, as observed in the eastern Canadian boreal forest where conifer species also increased in density after 3,500 cal. yrs. BP (Fréchette et al., 2018; Remy et al., 2017).

3.4.3 Sampling

We sampled lake sediments in June 2018 from the deepest point in each of the four lakes. The vegetation of the watersheds was mainly composed of recently burned conifer tree species and/or shrub birch having grown after the last fire (**Annex XIV**). The four lakes were small, deep, circular, and characterized by the absence of connections to surrounding watercourses (**Table 3.1**). We used a Kajak-Brinkhurst (KB) gravity corer to collect the most recently deposited material at the water-sediment interface (Glew 1991). We subsampled surface sediments on site in 0.5-cm thick sections stocked in plastic bags. We collected deeper sediments in 1-m cores using a 5-cm diameter Russian corer; we wrapped these cores in aluminum foil and placed them in hemicylindrical tubes for protection. We sliced the sediment cores in the laboratory into continuous 1-cm thick subsamples that we stocked in plastic bags and kept refrigerated at 4 °C until analysis. Surface sediments were sampled at a shorter interval (0.5 cm) than deeper sediments (1 cm) to ease comparison with recent (last 500 years) reconstructions of vegetation and fire history.

3.4.4 Radiocarbon dating and age-depth models

The basal 10 cm of the deepest sediment cores were mostly clay, corresponding to the beginning of lake sedimentation following deglaciation in the four sites, whereas the upper sediment was composed of a gyttja richer in organic matter. We constructed core chronologies based on radiocarbon dating of bulk gyttja samples by ^{14}C accelerator mass spectrometry (AMS). We used the '*WinBacon*' v.2.3.7 R package (Blaauw and Christen, 2011) to reconstruct Bayesian sediment accumulation histories and calibrate age-depth models constructed from seven dates for lakes *Emile*, *Paradis* and *Saxon* and nine dates for lake *Izaac* (**Annex XV**). We used the IntCal13.14C calibration curve for terrestrial northern hemisphere material (Reimer et al., 2013). We interpolated ages at contiguous 0.5-cm depth intervals and all dates were expressed in calibrated years

before present (cal. yrs. BP). We used linear interpolation between ^{14}C ages rather than best-fit curves, assuming that both methods yield equivalent chronologies (Blaauw, 2010; Trachsel and Telford, 2017).

3.4.5 Subsample chemical preparation and charcoal analysis

To distinguish charcoal from other biological material, we applied a common charcoal extraction protocol to each subsample using the 'chemical digestion' method (Winkler, 1985), based on charcoal resistance to chemicals (Mooney and Tinner, 2011). We removed a 1.4-cm^3 subsample from each liquid subsample of surface sediment (KB) and 1-cm^3 for the rest of the core (solid part), following Mustaphi et al. (2015). We took sediments in the central part of each core slice to limit the risk of contamination with modern material. We deflocculated and bleached the subsamples by placing them in a potassium hydroxide (KOH) solution combined with bleach and sodium hexametaphosphate − $(NaPO_3)_6$ − on a stirring table for 24 hours at room temperature; which later allowed us to differentiate black charcoal from bleached organic matter (Braadbaart and Poole, 2008; Swain, 1973). We wet-sieved the solution through a 160 μm mesh to collect larger charcoal particles produced by fire events having mostly occurred 0-3 km from the lakeshore (Oris et al., 2014a). We sorted charcoal particles in a Petri dish, and measured their area using a camera (D-Moticam 1080, Motic Images, 2018) mounted on a binocular microscope and connected to an image-analysis software (Moticam Image Plus 3.0).

3.4.6 Fire history reconstruction

We reconstructed burned biomass (hereafter *BB*; unitless) at each study site by measuring the cumulative area of charcoal particles per cm^3 for each subsample. Based on numerical age-depth models, we transformed this measure into charcoal accumulation rate (hereafter CHAR, i.e. $mm^2\ cm^{-2}\ yr^{-1}$), using the R package '*paleofire'*

v.1.2.3 (Blarquez et al., 2014). We pooled and smoothed these series (using a 500-year window) by (1) rescaling initial CHAR values using min-max transformation, (2) homogenizing the variance using Box-Cox transformation, and (3) rescaling the values to Z-scores (Power et al., 2008). The resulting values (cumulative charcoal area) are interpreted as representing the regional signature of fires having occurred in the watersheds of the studied lakes, and thus the regional burned biomass (hereafter *RegBB*; unitless).

We detected past fire events (**Annex XVI**) within each individual CHAR series (**Annex XVII**) using the CharAnalysis v.1.1 software (Higuera, 2009; available at https://github.com/phiguera/CharAnalysis). Following Brossier et al. (2014), we used the narrowest time window allowing us to obtain a median Signal-to-Noise Index greater than 3.0 (**Table 3.1**). We obtained the past regional fire frequency (hereafter *RegFF*; fire.year^{-1}) by combining the smoothed series using the R package '*paleofire'* v.1.2.3 (Blarquez et al., 2014). We assessed the significance of changes in *RegFF* and *RegBB* by using a bootstrap procedure with 999 iterations (BCI; 90 %).

Following Ali et al. (2012), we added a constant equal to 1 to *RegBB* and *RegFF* and we computed the ratio (*FS* index), which we interpreted as indicating fire size and/or severity. The *FS* index corresponds to mean burned biomass per fire calculated for 500-year intervals, and thus, reflects fire size. Considering that large fires in boreal North America are known to cause high vegetation mortality, the *FS* index could also represent fire severity (Ali et al., 2012; Cansler and McKenzie, 2014; Hély et al., 2020; Hennebelle et al., 2020; Kelly et al., 2013). We assumed that high *FS* index values corresponded to periods when the study area experienced larger and more severe wildfires. Following Power et al. (2008), we used a reference period, here corresponding to 500-0 cal. yrs. BP (by convention, 0 cal. yr. BP corresponding to AD 1950), to calculate *RegBB*, *RegFF* and *FS* index anomalies.

3.4.7 Vegetation history reconstruction

We reconstructed the Holocene vegetation history using palynological analysis of subsamples of bulk sediment (1 cm^3) taken at regular 4 cm intervals along the core of lake *Emile*. We counted and determined pollen and spores in sediment subsamples using standard techniques described by Faegri and Iversen (1989). We counted a minimum of 300 pollen grains of terrestrial taxa for each subsample (Djamali and Cilleros, 2020), under a microscope with a × 200 or × 400 magnification factor. We identified pollen grains based on the Pollen Atlas of Arctic and Boreal Canada (Williams, 2006) and pollen keys from Vincent (1973) and Richard (1970). We identified tree pollen to the genus level. We also identified the green algae *Pediastrum* and spores of aquatic plants. We added exotic marker pollen (*Eucalyptus*) to each subsample to estimate pollen concentration (grains cm^3) and pollen accumulation rate (*n* grains cm^{-2} yr^{-1}) for taxa with an average percentage greater than 0.1 % (**Annex XVIII**), using the R package 'rioja' (Juggins, 2017). We measured the total pollen accumulation rate (PAR), based on all terrestrial taxa with percentages greater than 0.1 %.

3.4.8 Temperature and drought

We used quantitative temperature reconstructions from four different proxies (described in **Annex XIX**) and originating from northwestern and north-central Canada (Lecavalier et al., 2017; Porter et al., 2019; Upiter et al., 2014; Viau et al., 2006). The reconstructions included (i) mean air temperature in July from 6,000 cal. yrs. BP to present estimated from chironomid assemblages sampled in lake sediments of the central Northwest Territories (Upiter et al., 2014), (ii) mean summer temperature anomalies relative to the 1961-1990 period in central Yukon, from 10,000 cal. yrs. BP to present, estimated using precipitation isotopes in syngenetic permafrost (Porter et al., 2019), (iii) mean Arctic summer air temperature anomalies relative to the

preindustrial period reconstructed from ice melt in the Agassiz ice cap (Ellesmere Island, Northwest Territories) (Lecavalier et al., 2017), and (iv) mean July temperature estimated from pollen records for the past 10,000 years across northwestern North America (Viau et al., 2006). We assumed that these reconstructions captured temperature fluctuations during the summer months, i.e. the period of warm and dry weather conducive to wildfire activity in the boreal forest. For each reconstruction, we interpolated and standardized values for each year between 10,000 cal. yrs. BP and present, converting the data in anomalies relative to the mean for the entire period. We then averaged the four reconstructions. Then, we assessed the significance of temporal changes in temperature by bootstrapping the pooled means 999 times (BCI; 90 %). We present temperature anomalies relative to the reference period 500-0 cal. yrs. BP.

We quantified the relationships among the fire, vegetation and temperature time series reconstructed at different temporal resolutions, using the R package 'BINCOR' (Polanco-Martinez et al., 2019). Concretely, time series have been resampled on regular points by assigning the average value of each variable in these correlated points following Mudelsee (2013). Then, we measured the Pearson correlation coefficient with 95 % confidence interval between the automatically binned undetrended time series.

We used three indicators of hydrological variability to define Holocene dryness periods assumed to correspond to low vegetation productivity (inferred from pollen and plant macrofossil assemblages) and low lake water levels (inferred from diatoms) (Lauriol et al., 2009; Pienitz et al., 1999; Viau and Gajewski, 2009). We compared these records providing independent evidence of dryness periods with our fire reconstructions to detect possible temporal overlap of specific fire regime components and dryness periods.

3.5 Results

3.5.1 Age-depth models

Core length varied from 359 cm at lake *Izaac* to 456 cm at lake *Emile* (**Table 3.1**). According to the Bayesian age-depth models, basal sediments were dated between *ca.* 10,000 cal. yrs. BP at lake *Saxon* and *ca.* 9,530 cal. yrs. BP at lake *Izaac* (**Fig. 3.2**). We used 9,530 cal. yrs. BP as the earliest date for wildfire regime reconstructions, as it was included in all four reconstructions. The four age-depth models had similar sedimentation rates, varying between 0.036 cm and 0.049 cm yr^{-1} (**Table 3.1**), similar to the results a previous study of other boreal lakes in the NWT (Crann et al., 2015).

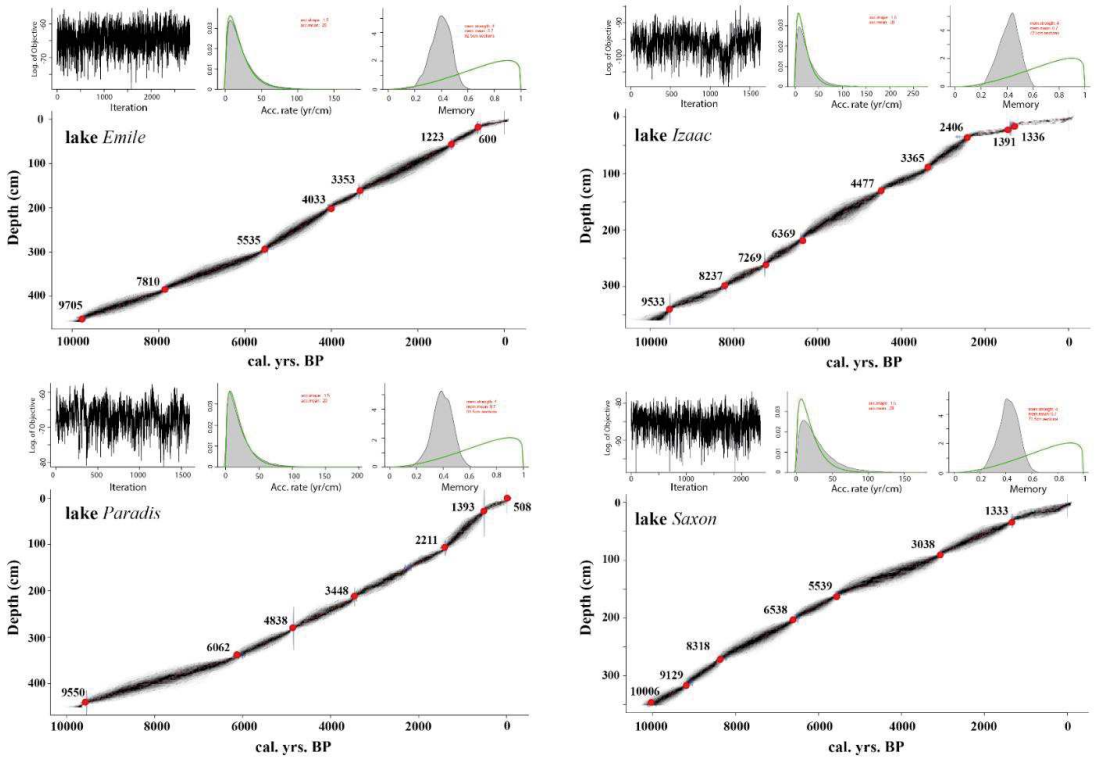


Figure 3.2. WinBacon outputs for lakes *Emile*, *Izaac*, *Paradis* and *Saxon*. Upper left panels describe the MCMC (Markov Chain Monte Carlo) iterations (the distribution is stationary with little structure among neighbouring iterations). Upper middle panels show the distribution of sediment accumulation rates. Upper right panels show the memory corresponding to the variation of sediment accumulation rate in time. Main panels show the calibrated ^{14}C dates (see **Annex XV** for full details on the chronology) and age-depth models (with 95 % confidence intervals).

3.5.2 Regional fire history

The regional fire activity remained fairly constant throughout the Holocene with approximately 5 fires per millennium (+2 anomaly; **Fig. 3.3a**). Mean *RegFF* very slightly increased from *ca.* 9,500 cal. yrs. BP to *ca.* 500 cal. yrs. BP, before decreasing during the reference period (500-0 cal. BP). *RegBB* steadily increased starting from *ca.* 9,500 cal. yrs. BP, peaked between *ca.* 7,000-5,000 cal. yrs. BP, before gradually decreasing to present values, the lowest of the entire series (**Fig. 3.3b**). Higher *FS* index values were recorded before 4,000 cal. yrs. BP (**Fig. 3.3c**), and, although to a lesser extent, during the reference period (500-0 cal. yrs. BP).

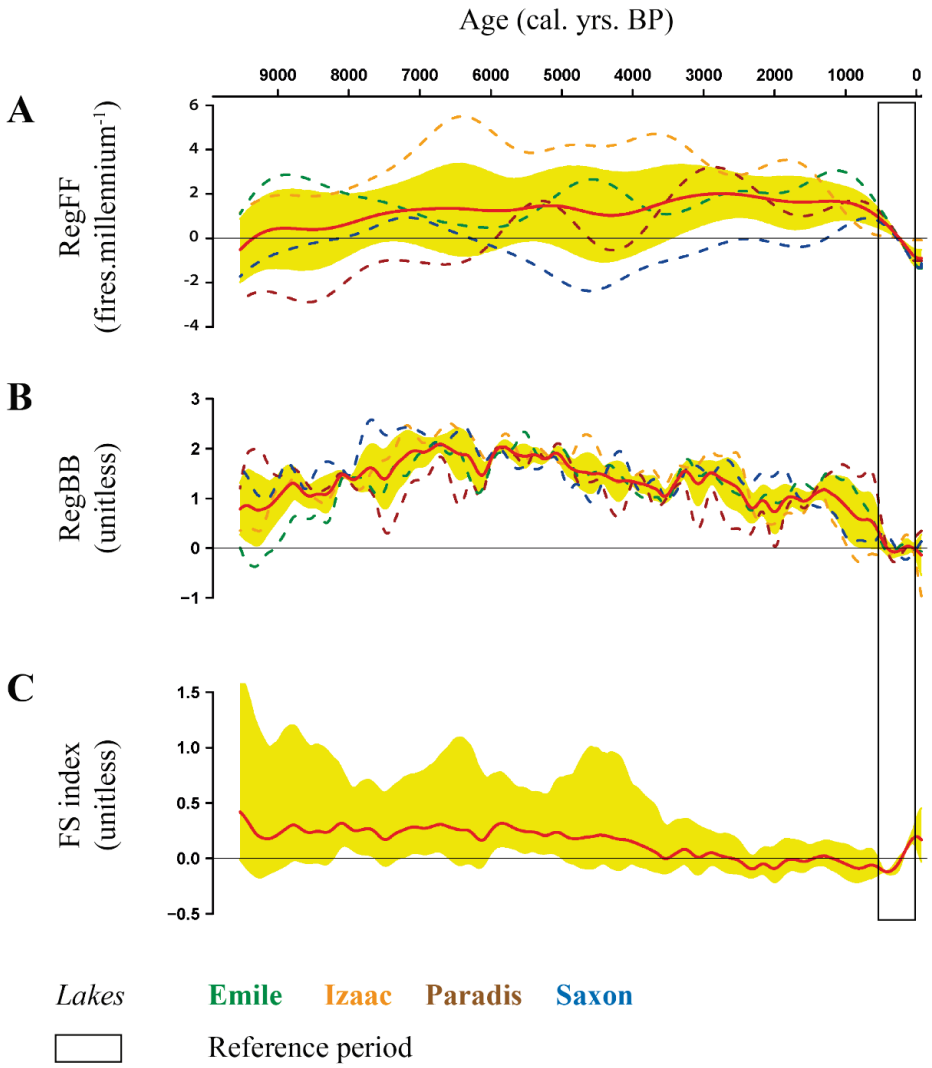


Figure 3.3. Holocene fire activity anomalies interpolated using a 500-year bandwidth smoothing, relative to the 500-0 cal. yrs. BP reference period (black horizontal line) for individual and regional fire-history reconstructions based on sediment charcoal records from lakes *Emile*, *Izaac*, *Paradis* and *Saxon*: (A) Regional Fire Frequency (*RegFF*), (B) Regional Biomass Burning (*RegBB*) and (C) Fire Size/Severity (*FS* index) based on regional biomass burning and fire frequency. Yellow shaded areas in each panel represent the 90 % bootstrap confidence intervals.

3.5.3 Vegetation history

We identified a total of 41 pollen taxa in the whole sequence extracted at lake *Emile*, covering the period from *ca.* 9,700 cal. yrs. BP to present. Eighteen taxa had a mean pollen percentage > 0.1 % over the entire study period (**Annex XVIII**). The PAR diagram is dominated by few tree and shrub taxa throughout the sequence (*Picea*, *Betula, Pinus* and *Alnus*; **Fig. 3.4**). *Artemisia*, Cyperaceae, Ericaceae, Poaceae, *Juniperus*, *Larix* and *Salix* were also present, but in low numbers. PAR was low from *ca.* 9,700 to 7,800 cal. yrs. BP, concomitant with a stable and relatively low sedimentation rate (**Fig. 3.4**). Most trees and shrubs were relatively low, except *Populus, Myrica* and *Lycopodium*, which recorded their highest values at that time. A marked increase of *Picea* (likely black spruce, MacDonald et al., 1993) occurred *ca.* 7,800 cal. yrs. BP, along with a simultaneous expansion of *Alnus alnobetula* subsp. *crispa*. At the same time, the lake recorded a major decrease in *Populus*, *Myrica* and *Lycopodium*. PAR increased markedly, while the sedimentation rate remained stable. PAR, *Picea* and *Alnus alnobetula* subsp. *crispa* remained high until *ca.* 6,000 cal. yrs. BP, before decreasing, concomitant with an increase of the sedimentation rate ca. 5,700 cal. yrs. BP. *Pinus* (likely jack pine; Sulphur et al., 2016), *Betula* and *Alnus incana* subsp. *rugosa* increased somewhat later, while the sedimentation rate remained high. After *ca.* 4,000 cal. yrs. BP, the sedimentation rate decreased and remained stable for the last two millennia of the record, while *Pinus* remained relatively high, especially after *ca.* 2,500 cal. yrs. BP. A short-duration PAR peak occurred between *ca.* 3,000 and 2,200 cal. yrs. BP, although the sedimentation rate remained stable. *Pediastrum* and *Nuphar* increased simultaneously *ca.* 2,200 cal. yrs. BP. During the last two millennia, *Picea*, *Pinus*, *Betula* and *Alnus* sp. decreased, while Ericaceae and Cyperaceae remained stable or even slightly increased, such as for *Juniperus*. The sedimentation rate decreased after 500 cal. yrs. BP, following a slight increase between *ca.* 1,500 and 500 cal. yrs. BP.

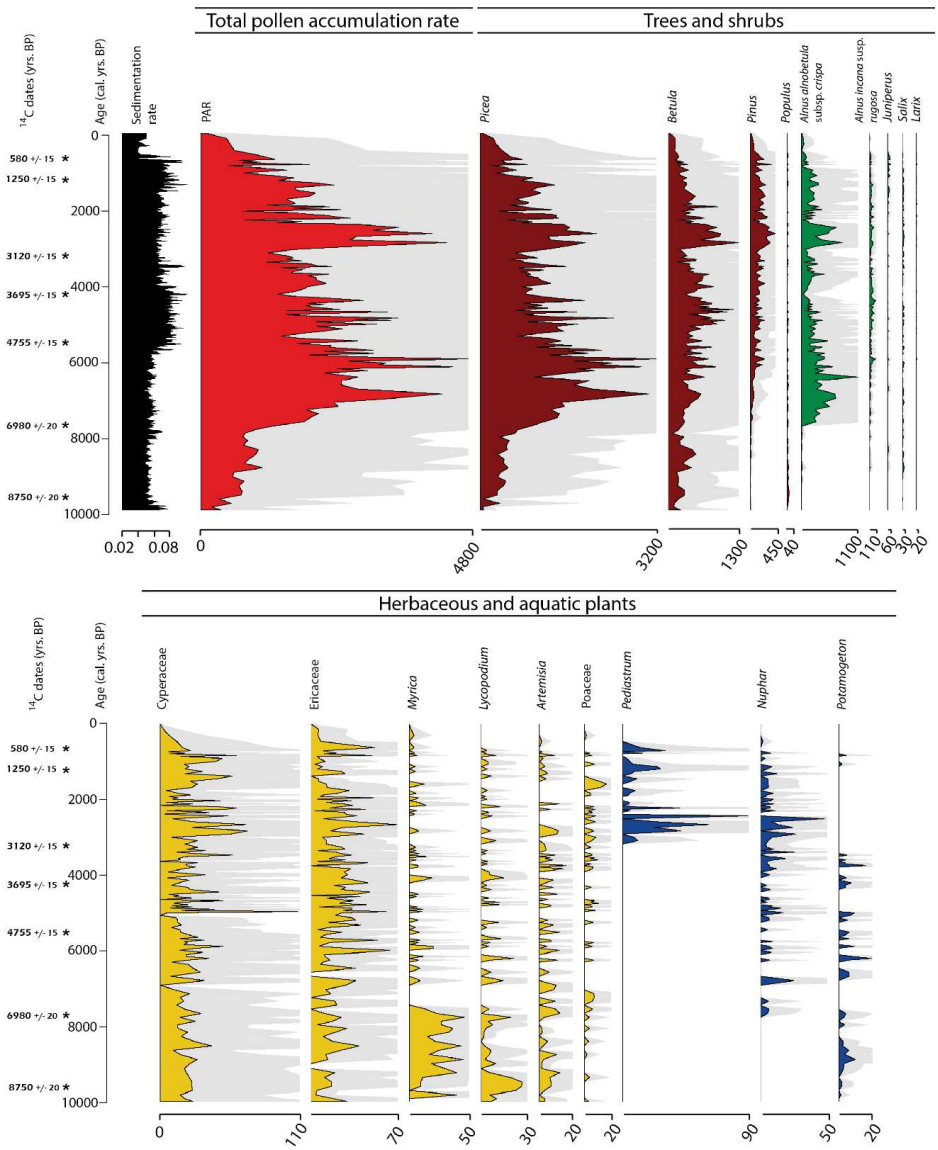


Figure 3.4. Sedimentation (cm^{-1} yr^{-1}) and pollen accumulation rates (grains cm^{-2} yr^{-1}) at lake *Emile* for total terrestrial pollen (PAR, in red) and for the main taxa: trees (in brown), shrubs (in green), herbaceous plants (in yellow) and green algae (*Coenobium*) and aquatic plants (in blue) all having an average percentage greater than 0.1 % over the entire study period. Pale areas represent × 5 exaggeration. Note that the scale differs for each pollen or spore taxon.

3.5.4 Temperature and drought

We identified three main climatic periods over the Holocene, based on pooled summer temperature reconstructions (**Fig. 3.5**). Larger confidence intervals reveal more uncertainty in temperature estimations from 10,000 to 6,500 cal. yrs. BP, corresponding to the early Holocene period. Overall, maximum temperature values were recorded between *ca*. 6,500 and 4,500 cal. yrs. BP, before decreasing until *ca.* 1,500 cal. yrs. BP, and increasing again drastically during the last few centuries. According to inferred hydrological conditions (**Fig. 3.6**; Lauriol et al., 2009; Pienitz et al., 1999; Viau and Gajewski, 2009), the period between *ca.* 7,000-3,000 cal. yrs. BP was characterized by wetter conditions in central NWT and northern Yukon, compared to the rest of the study period. A major change in diatom-inferred dissolved organic carbon at *ca.* 5,800 cal. yrs. BP suggests a warm and humid interval during the mid-Holocene (**Fig. 3.6a**; Pienitz et al., 1999), resulting in high lake productivity (**Fig. 3.6c**; Lauriol et al., 2009). Conversely, high annual precipitation were recorded before *ca.* 7,500 cal. yrs. BP and around *ca.* 1,000 cal. yrs. BP (**Fig. 3.6b**; Viau and Gajewski, 2009).

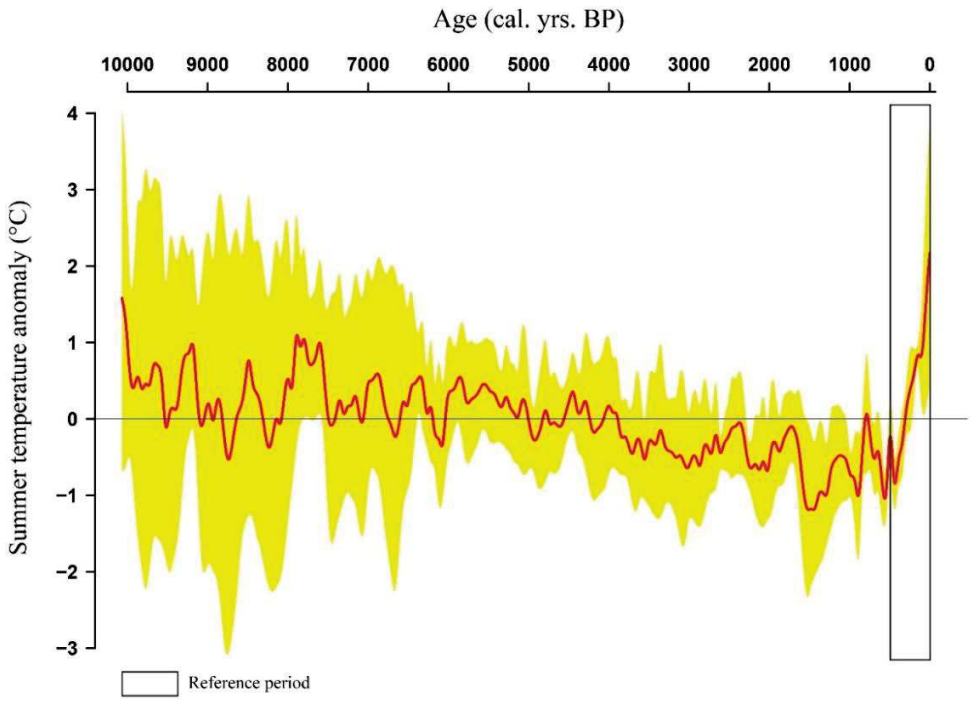


Figure 3.5. Mean summer temperature anomalies over the Holocene, relative to the 500-0 cal. yrs. BP reference period, obtained from the calculation of the means of standardized independent temperature datasets described in **Annex XIX**. The yellow shaded area indicates the 90 % bootstrap confidence interval.

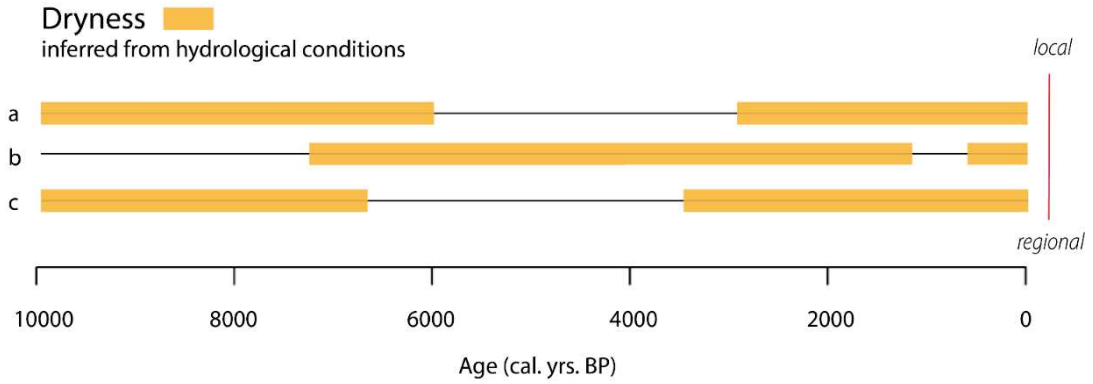


Figure 3.6. Dryness periods inferred from hydrological conditions from different locations in north-central and northwestern Canada. Distance from the study area increases from top to bottom. (A) Central Northwest Territories (Pienitz et al., 1999; dissolved organic carbon (DOC) inferred form diatom assemblages). (B) Mackenzie region (50°-70°N, 120°-140°W; Viau and Gajewski, 2009; annual precipitation inferred from pollen assemblages). (C) Northern Yukon (Lauriol et al., 2009; lake-level inferred from plant macrofossil analysis).

3.5.5 Relationships between fire, temperature and vegetation

Warm periods (*ca*. 10,000 to 5,000 cal. yrs. BP and last 500 years) coincided with low *RegFF*, high *FS* index, and relatively high *RegBB* (**Table 3.2**). Higher temperatures corresponded with higher *Populus*, *Myrica* and *Lycopodium* abundance. A cooler period (*ca*. 5,000 to 500 cal. yrs. BP) was characterized by a low *FS* index and a landscape richer in *Pinus*, *Larix*, *Juniperus*, Poaceae, *Pediastrum* and *Nuphar* (**Table 3.2**). PAR, interpreted as fuel availability, coincided with high *RegFF* and high *RegBB*, especially for *Picea*, *Betula* and *Alnus alnobetula* subsp. *crispa* (**Table 3.2**).

Table 3.2. BINCOR Pearson correlation coefficient (with 95 % confidence interval) between fire metrics, temperature, total pollen accumulation rate (PAR), and accumulation rates of taxa with an average percentage greater than 0.1 % over the entire study period. *** $p < 0.001$, ** $p < 0.01$ and * $p < 0.05$.

	RegFF	***RegBB***	***FS* index**	**Temperature**
Temperature	-0.53 [-0.63, -0.42]***	0.21 [0.07, 0.35]**	0.66 [0.58, 0.74]***	-
PAR	0.50 [0.35, 0.62]***	0.58 [0.45, 0.68]***	0.14 [-0.04, 0.31]	-0.13 [-0.30, 0.04]
Picea	0.37 [0.21, 0.51]***	0.64 [0.53, 0.74]***	0.29 [0.12, 0.44]***	0.00 [-0.17, 0.17]
Pinus	0.63 [0.52, 0.72]***	-0.16 [-0.32, 0.00]	-0.56 [-0.67, -0.44]***	-0.52 [-0.63, -0.39]***
Betula	0.27 [0.12, 0.42]***	0.31 [0.16, 0.45]***	0.09 [-0.08, 0.25]	-0.06 [-0.22, 0.1]
Populus	-0.34 [-0.47, -0.18]***	0.04 [-0.13, 0.20]	0.28 [0.12, 0.43]***	0.18 [0.02, 0.34]*
Alnus alnobetula* subsp. *crispa	0.40 [0.25, 0.53]***	0.42 [0.28, 0.55]***	0.09 [-0.08, 0.25]	-0.02 [-0.18, 0.14]
Alnus incana* subsp. *rugosa	0.23 [0.07, 0.38]**	0.16 [0.00, 0.32]*	-0.02 [-0.18, 0.15]	-0.14 [-0.30, 0.02]
Juniperus	0.09 [-0.08, 0.25]	-0.30 [-0.45, -0.15]***	-0.33 [-0.47, -0.17]***	-0.38 [-0.51, -0.23]***
Salix	0.21 [0.05, 0.36]*	0.10 [-0.06, 0.26]	-0.04 [-0.21, 0.12]	-0.17 [-0.32, -0.01]*
Larix	0.21 [0.05, 0.36]*	-0.23 [-0.38, -0.07]**	-0.34 [-0.48, -0.19]***	-0.26 [-0.41, -0.1]**
Cyperaceae	0.20 [0.03, 0.35]*	-0.01 [-0.17, 0.15]	-0.13 [-0.29, 0.03]	-0.19 [-0.34, -0.03]*
Ericaceae	0.14 [-0.03, 0.29]	0.11 [-0.06, 0.27]	0.00 [-0.16, 0.17]	0.01 [-0.15, 0.17]
Artemisia	-0.05 [-0.22, 0.11]	0.10 [-0.06, 0.26]	0.13 [-0.04, 0.29]	0.15 [-0.01, 0.31]
Myrica	-0.46 [-0.58, -0.32]***	-0.01 [-0.17, 0.16]	0.33 [0.17, 0.47]***	0.38 [0.23, 0.51]***
Lycopodium	-0.31 [-0.45, -0.15]***	-0.05 [-0.21, 0.12]	0.19 [0.03, 0.35]*	0.2 [0.04, 0.35]*
Poaceae	0.23 [0.07, 0.38]**	-0.04 [-0.21, 0.12]	-0.19 [-0.34, -0.02]*	-0.24 [-0.39, -0.08]**
Pediastrum	0.28 [0.12, 0.43]***	-0.23 [-0.38, -0.07]**	-0.37 [-0.5, -0.22]***	-0.23 [-0.38, -0.07]**
Potamogeton	-0.14 [-0.30, 0.02]	0.14 [-0.02, 0.30]	0.22 [0.06, 0.37]**	0.10 [-0.06, 0.26]
Nuphar	0.38 [0.23, 0.51]***	0.01 [-0.15, 0.18]	-0.24 [-0.39, -0.08]**	-0.24 [-0.39, -0.08]**

3.6 Discussion

Our fire history reconstructions based on macroscopic sedimentary charcoal provide evidence that fire size and/or severity were higher during warmer periods (i.e. before *ca.* 5,000 cal. yrs. BP and during the last 500 years) than during the Neoglacial (after *ca.* 5,000 cal. yrs. BP). During the Holocene, the *RegBB* metric was positively correlated with the *FS* index because *RegFF* was relatively constant from the early to the late Holocene.

3.6.1 Fire, climate and vegetation interactions

Early Holocene (10,000-6,500 cal. yrs. BP)

The spatial variability of the climate data used in air temperature reconstructions shown by the large confidence interval around summer temperature during the early Holocene (i.e. before 6,500 cal. yrs. BP; **Fig. 3.5**) is due to differences in time of deglaciation across northern Canada (Dyke, 2005; Kaufman et al., 2004). Summers were warmer in far northern NWT and in central Yukon (Lecavalier et al., 2017; Porter et al., 2019) but cooler in northwestern Canada (Viau et al., 2006), probably due to a later time of deglaciation. Conditions were also dry at this time in north-central Canada but not in northwestern Canada (i.e. Mackenzie region; **Fig. 3.6**), confirming the presence of the Laurentide ice sheet in the study area during the early Holocene. PAR indicates that the first stage of vegetation colonization following ice retreat was characterized by an open woodland, as observed in previous studies for the same period and in the same area (Conedera et al., 2009; Macumber et al., 2011; Sulphur et al., 2016). The landscape was dominated by pioneer taxa such as *Populus* and *Betula* (likely dwarf birch, Andrews et al., 1980). The relatively high percentages of *Picea* spp. (~ 40-50 %) was likely due to long-distance transport of pollen by wind, from populations located to the southwest of the study area (Campbell et al., 1999). Low tree abundance before 8,000 cal. yrs. BP can be explained by the time required for northward migration following

deglaciation (Gajewski et al., 1993; Moser and MacDonald, 1990; Ritchie, 1985). Dry conditions also could have limited tree cover. During the early Holocene, deciduous shrubs, less inflammable than conifer trees, and low fuel abundance likely limited fire ignition and spread, but might have promoted large and/or severe fires in shrub areas during dry years.

Mid-Holocene (6,500-5,000 cal. yrs. BP)

Warmer and wetter climate during the mid-Holocene in northern continental Canada (Kaufman et al., 2004; Porter et al., 2019; Ritchie et al., 1983) favored tree growth, leading to gradual densification of the vegetation cover as suggested by the increase in PAR values despite a relatively stable sedimentation rate. This result is in line with previous reconstructions in southwestern Yukon (Cwynar and Spear, 1995; Gajewski et al., 2014), Alaska (Tinner et al., 2006) and Northwest Territories (Sulphur et al., 2016). Warm temperature and wet conditions of the mid-Holocene especially favored dense conifer forests (*Picea* and *Pinus spp.*), causing fuel accumulation conducive to large and severe fires, as previously observed in Alaska (Hoecker et al., 2020). During this period, wet conditions limited the increase in fire frequency (*RegFF*), which remained stable, while biomass burning (*RegBB*) was higher. Because the period was wet, it suggests that these non-frequent large wildfires occurred during episodic drought that dried the fuel and favored fire spread. High fire activity during the mid-Holocene promoted fire-prone coniferous species (*Picea* and *Pinus*) and pioneer trees and shrubs (*Betula* and *Alnus*), as previously observed in the study area (Parisien et al., 2020).

Neoglacial (5,000-1,000 cal. yrs. BP)

The Neoglacial was characterized by a gradual decrease in temperature, reaching an all-time low *ca.* 1,500 cal. yrs. BP. Cooling favored the expansion of *Pediastrum* and *Nuphar ca.* 3,000 cal. yrs. BP, as observed in Alaska (Edwards et al., 2000). The

Neoglacial was also characterized by landscape opening, as shown by a decrease in *Picea* and increase in Poaceae, also observed in previous studies (MacDonald, 1995; Pienitz et al., 1999). Lower fuel abundance, likely due to cooler and drier conditions less favorable to shrub and tree productivity, hindered fire spread leading to lower biomass burned.

Last millennium (1,000-0 cal. yrs. BP)

During the last 1,000 years, temperature varied but remained low until *ca.* 500 cal. yrs. BP before a marked increase, especially during the last century. Vegetation density and fire frequency were as low as during the early Holocene, while *RegBB* reached its lowest levels for the entire time series. Contrary to our expectations, the recent fire size/severity (i.e. over the last 500 years) is below the maximum values observed during the mid-Holocene.

3.6.2 Implications for future fire risk

We provide evidence that both climate conditions and vegetation dynamics played a key role in shaping the wildfire regime over the past 10,000 years in central NWT. Fire size and/or severity were higher under the warmer and wetter climate of the mid-Holocene (7,000 to 5,000 cal. yrs. BP), which favored fuel availability, corroborating recent observations on large wildfires during the last decades in the study area (**Chapter II**). Our results can be used to anticipate future fire risk and to elaborate risk mitigation strategies including fuel management.

While temperature is expected to continue increasing in western Canada over the 21st century, dryness periods could be more severe than in the past (Price et al., 2013). Hence, fire frequency might increase (Wotton et al., 2017), but not necessarily biomass burning. Indeed, temperature increase could lead to the conversion of coniferous to

deciduous forests (Hansen et al., 2021; Mekonnen et al., 2019), or to a more open landscape (Asselin and Payette, 2005; Baltzer et al., submitted), which would negatively feedback on fire ignition and spread by reducing fuel flammability, combustibility, and/or connectivity. Hence, for large wildfires to be frequent in the future, the warming-induced increase in evapotranspiration will have to be compensated by increased precipitation to produce sufficient fuel (Flannigan et al., 2016).

3.7 Acknowledgements

We thank Benoît Brossier, David Gervais, Julia Morarin, Laure Paradis and David Pretorius for their assistance in the field. We are also grateful to Christine Simard for her help in identifying charcoal fragments, Jordan Paillard for pollen counting and identification and Pierre J. H. Richard for suggestions on an earlier draft. This work was supported by Polar Knowledge Canada (Grant # NST-1718-0014), the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada, the Canadian Forest Service (SCF), the National Geography Society (Grant # EC-386R-18), and the French University Institute (IUF). Data and R codes used in this manuscript are available on Github (https://github.com/dgaboria/Research-data).

« Prévoir, c'est à la fois supputer l'avenir et le préparer; prévoir, c'est déjà agir »

Francois-Joseph-Marie Fayolle « L'incapacité industrielle de l'État : les P.T.T. »
(1921)

CHAPITRE IV

L'INTENSIFICATION DE L'ACTIVITÉ DES FEUX DE FORÊT AUX TERRITOIRES DU NORD-OUEST (CANADA) DUE AU RÉCHAUFFEMENT CLIMATIQUE POURRAIT ÊTRE TRANSITOIRE

Dorian M. Gaboriau [1,2], Émeline Chaste [3], Hugo Asselin [1,4], Adam A. Ali [2], Martin P. Girardin [4,5], Christelle Hély [2,6]

[1]School of Indigenous Studies, Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, 445 Boulevard de l'Université, Rouyn-Noranda, QC, J9X 5E4, Canada

[2]ISEM, Université de Montpellier, CNRS, IRD, EPHE, 2 place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier, France

[3]Université de Lorraine, AgroParisTech, INRAE, SILVA, F-54000 Nancy, France

[4]Centre for Forest Research, Université du Québec à Montréal, P.O. Box 8888, Stn. Centre-ville, Montréal, QC, H3C 3P8, Canada

[5]Natural Resources Canada, Canadian Forest Service, Laurentian Forestry Centre, 1055 rue du PEPS, P.O. Box 10380, Stn. Sainte-Foy, Québec, QC, G1V 4C7, Canada

[6]Ecole Pratique des Hautes Etudes, PSL University, Paris, France

4.1 Résumé

Des années de feu extrêmes (EWY) caractérisées par de grands feux ont eu lieu au cours des dernières décennies dans le nord-ouest de la forêt boréale canadienne, affectant les activités socioéconomiques et culturelles des peuples autochtones. Les changements climatiques pourraient augmenter la fréquence des EWY et menacer davantage les sociétés humaines au cours des prochaines décennies. Nous évaluons si le seuil de température associé aux EWY historiques sur le territoire Tłı̨chǫ sera dépassé au cours du XXI^{e} siècle, en simulant le climat futur selon deux scénarios de forçage radiatif (RCP4.5 et RCP8.5). En parallèle, nous utilisons le modèle de dynamique de végétation LPJ-LMfire, paramétré pour quatre genres arborescents de la forêt boréale (*Picea*, *Abies*, *Pinus*, *Populus*), pour simuler les taux de brûlage annuels et la biomasse arborescente à l'échelle régionale. Malgré un dépassement prévu du seuil de température associé aux EWY historiques d'ici la seconde moitié du XXI^{e} siècle, les taux de brûlage futurs seront principalement modulés, voire limités, par l'évolution de la biomasse arborescente et les changements de la composition spécifique des forêts. Le modèle LPJ-LMfire simule en effet une diminution des superficies brûlées du nord au sud des Territoires du Nord-Ouest (TNO) au cours du XXI^{e} siècle. L'accroissement actuel de l'activité des feux due au réchauffement cimatique aux TNO, ne pourrait donc être que transitoire, en l'attente d'un état stable vers une végétation plus tempérée. Cette tendance s'observe également sur le territoire Tłı̨chǫ jusqu'en 2070, mais s'inversera d'ici la fin du XXI^{e} siècle, en lien avec une expansion de l'épinette noire près de la limite des arbres.

Mots-clés: LPJ-LMfire, Biomasse arborescente, Taux de brûlage, Climat, Feux extrêmes

4.2 Introduction

La forêt boréale canadienne est l'un des écosystèmes planétaires les plus affectés par le changement climatique (IPCC, 2014). La modification des températures et l'intensification des sécheresses exacerbent les perturbations naturelles telles que les feux (Flannigan et al., 2009), ce qui favorise les superficies brûlées et les grands feux lors de certaines années. Les Territoires du Nord-Ouest (TNO) au Canada ne sont pas épargnés puisqu'entre 1959 et 2015, la Taïga des plaines (TP) et la Taïga du bouclier boréal occidental (TBW) ont enregistré une augmentation significative des superficies annuelles brûlées et du nombre de feux de plus de 200 ha (Hanes et al., 2019). Des feux de cime particulièrement sévères ont brûlé plusieurs dizaines voire centaines de milliers d'hectares, lors d'années de feu extrêmes (EWY) caractérisées par une activité de foudre importante (Kochtubajda, 2016; Veraverbeke et al., 2017) et des conditions climatiques singulièrement chaudes et sèches (**chapitre II**). L'analyse des facteurs climatiques associés aux EWY dans la région a permis d'établir des seuils (température moyenne de la saison de feu > 14,7 °C et indice de sécheresse 'Drought Code' > 514) susceptibles de mener à ce type d'évènement.

Les modèles climatiques prévisionnels suggèrent une augmentation des températures durant les prochaines décennies (IPCC, 2014; Price et al., 2013), ainsi qu'un blocage plus fréquent des systèmes atmosphériques de haute pression hivernaux dans les hautes latitudes de l'Hémisphère Nord (Barrett et al., 2020; Davini and D'Andrea, 2020). Les changements des conditions climatiques saisonnières devraient limiter l'épaisseur et la durée de la couverture neigeuse en hiver, favorisant un assèchement du combustible plus tôt dans l'année. Par conséquent, la durée de la saison propice aux feux pourrait s'allonger si le combustible est suffisamment sec pour être brûlé (Bedia et al., 2015; Jain et al., 2017; Jolly et al., 2015). La saison de feu pourrait également se décaler plus tôt dans l'année, augmentant la proportion de feux au printemps et diminuant celle de fin d'été (Boulanger et al., 2014). Ce décalage pourrait modifier le comportement des

feux en favorisant les phénomènes de pyroconvection et les feux de cime particulièrement sévères qui se produisent dans un environnement plus humide au printemps (Di Virgilio et al., 2019; Duane et al., 2021). Bien que les précipitations annuelles pourraient augmenter de 10 % à 30 % d'ici la fin du XXI^{e} siècle (IPCC, 2014; Prowse et al., 2009), cela ne compensera probablement pas la hausse de l'évapotranspiration due aux températures plus chaudes (Flannigan et al., 2016; Girardin and Mudelsee, 2008). Les impacts de foudre liés à la convergence des masses d'air et à l'instabilité atmosphérique devraient s'intensifier et ainsi favoriser l'allumage des feux (Kochtubajda, 2016; Krawchuk et al., 2009; Romps et al., 2014; Veraverbeke et al., 2017). La fréquence des feux sévères (Whitman et al., 2019; Wotton et al., 2017), les superficies brûlées (Balshi et al., 2009; Flannigan et al., 2005; Wang et al., 2020) et le nombre de jours de propagation du feu (Wang et al., 2017) devraient également augmenter au cours des prochaines décennies.

Des conséquences climatiques, écologiques et socio-économiques sont prévisibles si l'activité de feu s'intensifie en réponse au changement climatique en cours. La combustion de vastes superficies forestières favorise la libération de CO_2, d'aérosols et de particules fines vers l'atmosphère (Amiro et al., 2009; de Groot et al., 2009; Oris et al., 2014b; Walker et al., 2020a), renforçant le changement climatique lui-même. Les feux qui se produisent pendant la saison de croissance de la végétation sont susceptibles de limiter la productivité des arbres et entraîner des modifications de la couverture forestière en favorisant les espèces à succession précoce et adaptées au feu, comme le peuplier faux-tremble ou le pin gris (Jin et al., 2012). L'occurrence répétée de feux de cime à des intervalles courts entraîne une mortalité des jeunes arbres n'ayant pas eu le temps de constituer une banque de graines nécessaires à la régénération des peuplements (Johnstone and Chapin, 2006b; Whitman et al., 2019). Ainsi, la succession rapide de feux sévères, d'une saison ou d'une année à l'autre, limite la capacité des arbres à atteindre leur maturité reproductive, empêchant la forêt de se régénérer (Girard et al., 2008). Ces situations peuvent provoquer des accidents de

régénération (Asselin et al., 2006; Boucher et al., 2020) et conduire à l'ouverture des paysages (Baltzer et al., submitted) au moins à court terme (Allen et al., 2010; Peng et al., 2011). Les grands feux suscitent des dégâts matériels parfois considérables. Ils menacent la sécurité des communautés humaines, notamment des populations autochtones qui vivent majoritairement aux latitudes nordiques où les feux sont peu gérés (Natural Resources Canada, 2020a, 2020b; Stinson et al., 2019). L'augmentation de la fréquence des feux ou des superficies brûlées engendre des coûts importants en matière de lutte (Podur and Wotton, 2010). Par exemple, 7 M$ étaient dépensés en 1970 aux TNO contre 24 M$ en 2013 (Stocks and Martell, 2016). Les panaches de fumée produits par les feux réduisent la qualité de l'air et dégradent les conditions sanitaires des populations locales (Dodd et al., 2018). Les superficies brûlées qui résultent des grands feux limitent l'accès aux biens et services écosystémiques fournis aux communautés autochtones par les forêts plus vieilles (Adams, 2013). Par conséquent, les grands feux menacent le maintien des activités économiques, récréatives, culturelles et spirituelles des populations autochtones (Berkes and Davidson-Hunt, 2006; Royer and Herrmann, 2013), ainsi que leur bien-être, leur identité et leur mode de vie (Cuerrier et al., 2015; Morarin, 2020).

L'étude des régimes des feux récent (**chapitre II**) et holocène (**chapitre III**) dans la forêt boréale des TNO, et plus particulierement sur le territoire de la Première Nation Tłı̨chǫ, a montré l'existence de relations complexes entre des facteurs descendants (« top-down ») tels que la température, la disponibilité et l'humidité du combustible, des facteurs ascendants (« bottom-up ») tels que la quantité et le type de végétation au sein du paysage, et enfin leurs interactions (Walker et al., 2020b; Whitman et al., 2018). Cependant, la plupart des modèles qui simulent l'activité de feu reposent uniquement sur des données empiriques qui régissent les relations unilatérales entre le climat et les feux, sans tenir compte des relations interdépendantes avec la végétation (Boulanger et al., 2014; Wang et al., 2020). L'absence d'interactions dynamiques entre ces trois facteurs au sein des modèles augmente l'incertitude des projections du régime des feux

et de la réponse des écosystèmes forestiers. Les modèles mécanistes, tels que les modèles de la dynamique de la végétation (« Dynamic Global Vegetation Models », DGVMs), incluent simultanément les facteurs ascendants, descendants et leurs interactions possibles, reflétant ainsi le fonctionnement complexe des écosystèmes (e.g. productivité et mortalité des arbres) (Hantson et al., 2016; Walker et al., 2020b). Certains DGVMs comme le modèle LPJ-LMfire incluent l'effet de pertubations naturelles, comme les feux, sur la dynamique de la végétation en réponse au changement climatique (Thonicke et al., 2001). Les projections dans l'est de la forêt boréale canadienne ont montré que malgré le changement climatique en cours, l'intensification des sécheresses et ses conséquences sur la mortalité des arbres pourraient limiter l'activité de feu future (Chaste et al., 2019). Mais à ce jour et à notre connaissance, aucune simulation à haute résolution spatiale du régime des feux n'a été réalisée à partir d'un DGVM incluant l'effet des feux, dans la forêt boréale du nord-ouest du Canada, qui brûle davantage que l'est. Or, ces projections permettraient d'anticiper les changements futurs au sein des écosystèmes forestiers et leurs effets socio-économiques et écologiques. Identifier les menaces futures qui pèseront sur les communautés locales, notamment les peuples autochtones vivant aux latitudes nordiques, faciliterait leur résilience par l'élaboration de mesures préventives d'atténuation du risque de feu ou d'adaptation.

Dans cette étude, nous analysons l'évolution des températures au cours du XXI^{e} siècle aux TNO et sur le territoire de la Première Nation Tłı̨chǫ et nous évaluons si le seuil de température associé aux EWY (cf. **chapitre II**), défini selon les observations historiques de la période 1965-2019, sera dépassé au cours du XXI^{è} siècle. Nous utilisons les projections de différents modèles climatiques, couplées à deux scénarios de forçage radiatif (« Représentative Concentration Pathways »; RCP4.5 et RCP8.5) quantifiant différents niveaux de variation de CO_2 atmosphérique et autres GES dans le système terrestre (IPCC, 2014). Nous simulons la dynamique de la biomasse arborescente et le taux de brûlage au cours du XXI^{e} siècle aux TNO et sur le territoire

Tłı̨chǫ à l'aide du modèle LPJ-LMfire. Cet objectif s'appuie sur le fait que l'usage exclusif de projections climatiques pour simuler les effets futurs des changements climatiques sur l'activité des feux est trop restreint pour intégrer les effets rétroactifs provenant de modifications dans la composition et la charge de combustible forestier. À partir du calcul des superficies annuelles brûlées sur le territoire Tłı̨chǫ, nous avons identifié les années qui dépasseront le seuil associé aux EWY historiques, conformément à la méthode utilisée au **chapitre II**. Nous nous attendons à ce que le seuil de température associé à des EWY soit dépassé d'ici 2100 et que les taux de brûlage annuels futurs augmentent dans des conditions climatiques extrêmes croissantes, telles que des températures plus chaudes (Zhang et al., 2011) et des sécheresses plus intenses et plus fréquentes (Girardin and Wotton, 2009; Jolly et al., 2015). Cependant, les changements de composition et de structure de la végétation dus au climat et aux feux (Bergeron et al., 2017; Mekonnen et al., 2019) pourraient augmenter la mortalité des arbres et l'ouverture des paysages, limitant la quantité et la qualité du combustible ainsi que les taux de brûlage futurs (Chaste et al., 2019; Peng et al., 2011).

4.3 Matériel et méthodes

4.3.1 Zone d'étude

La zone d'étude couvre 821 000 km^2 aux Territoires du Nord-Ouest (TNO) au Canada (**Fig. 4.1**). Elle correspond au territoire couvert par la forêt boréale au sein de l'écozone de la Taiga des plaines (TP) à l'ouest, caractérisée par des plaines humides à pergélisol discontinu, et au sein de la Taiga du bouclier boréal occidental (TBW) à l'est, marquée par des affleurements rocheux (Olson et al., 2001). Le territoire de la Première Nation Tłı̨chǫ s'étend sur près de 40 000 km^2 au centre des TNO. La végétation arborescente régionale est principalement composée de conifères (Beaudoin et al., 2014) comme l'épinette noire et le pin gris (*Picea mariana* (Mill.) B.S.P. et *Pinus banksiana* Lamb.).

Des feuillus comme le peuplier faux-tremble (*Populus tremuloides* Michx.) et le bouleau à papier (*Betula papyrifera* Marsh.) occupent le territoire mais sont peu représentatifs de la végétation régionale. La biomasse arborescente diminue en lien avec des températures plus froides vers la limite des arbres (Timoney et al., 2019). La biomasse aérienne moyenne est estimée à plus de 50 T/ha^{-1} dans le sud-ouest de la zone d'étude, comparativement à moins de 20 T/ha^{-1} dans le nord-est (GFW, 2019). La mosaïque forestière varie en fonction des conditions environnementales et de la dynamique des feux, qui se déclenchent de mai à septembre et qui se propagent principalement en été (**chapitre II**; Coogan *et al.* 2020). Les feux sont majoritairement allumés par la foudre (Erni et al., 2020; Hanes et al., 2019; Kasischke et al., 2002; Veraverbeke et al., 2017), et représentent la majorité des superficies brûlées.

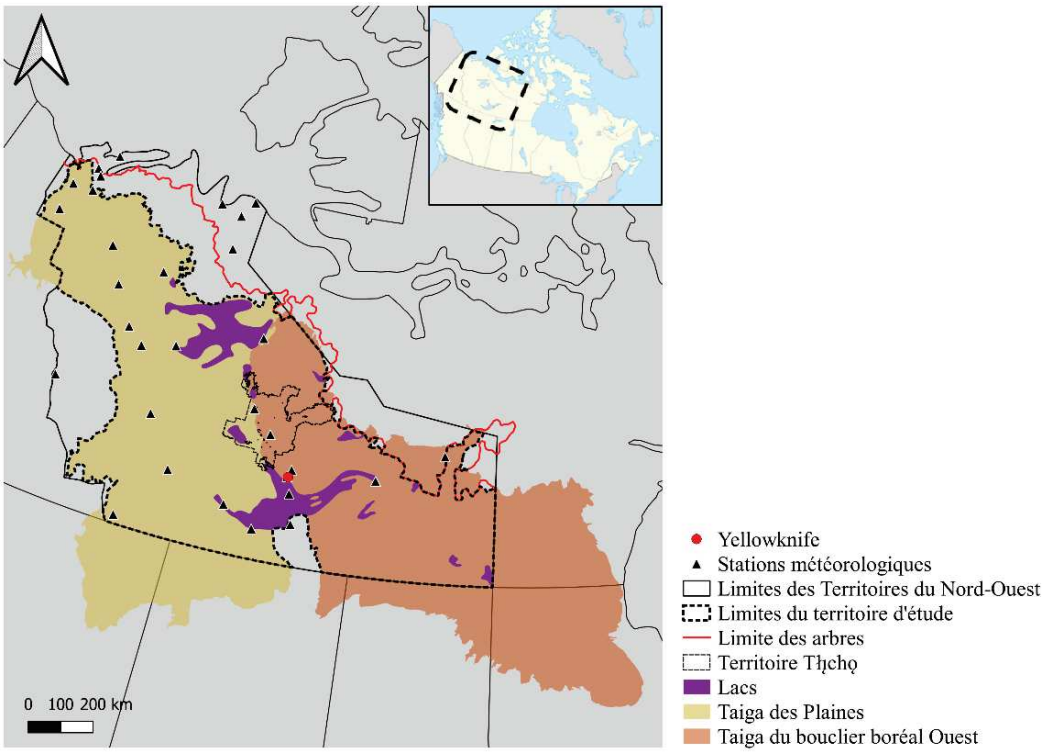


Figure 4.1. Localisation de la zone d'étude dans la forêt boréale de la Taïga des plaines (TP) et de la Taïga du bouclier boréal occidental (TBW) des Territoires du Nord-Ouest

au Canada. Les écozones (d'après Olson et al., 2011) et la limite des arbres (d'après Timoney et al., 2019) sont représentées. À noter l'absence de stations météorologiques dans le sud de la TBW.

4.3.2 Le modèle LPJ-LMfire

Nous avons utilisé le modèle LPJ-LMfire (Pfeiffer et al., 2013) qui combine le modèle de dynamique de la végétation LPJ-DGVM (Sitch et al., 2003) et une version révisée du module SPITFIRE basé sur les processus de feux (Thonicke et al., 2010). LPJ-LMfire a été initialement paramétré et validé pour l'Alaska (Pfeiffer et al., 2013), puis dans l'est de la forêt boréale canadienne (Chaste et al., 2018) pour les principaux genres arborescents (*Picea*, *Abies*, *Pinus*, *Populus*) définis par quatre Types Fonctionnels de Plantes (PFT). Un PFT correspond à un groupe d'espèces présentant des caractéristiques physiques et morphologiques communes, répondant de manière comparable aux conditions environnementales et partageant des rôles similaires dans l'écosystème forestier. Comme peu d'espèces sont présentes au sein de l'écosystème foestier boréal, les PFT correspondent aux genres. Chaque PFT est contraint par des limites bioclimatiques qui déterminent son aire de répartition potentielle (Nock et al., 2016) et des tolérances spécifiques au feu (en termes d'inflammabilité ou de régénération par exemple). Plus d'informations sur les paramètres bioclimatiques d'établissement des PFT utilisés dans le modèle sont disponibles à l'**Annexe XX**.

Le modèle LPJ-LMfire simule la réponse de la végétation et des feux au climat à partir de paramètres écophysiologiques, biophysiques et hydrologiques, répartis au sein du modèle dans différents modules définissant chacun des processus du fonctionnement d'un écosystème terrestre (**Annexe II**). Le modèle simule la dynamique de la végétation en termes de composition (selon chaque PFT), de structure (e.g. fraction de couverture, densité individuelle, surface de la couronne et indice de surface foliaire pour chaque PFT), et de fonctionnement (e.g. stocks annuels de biomasse dans différents compartiments, productivité primaire nette). Les processus quotidiens sont

définis en termes de photosynthèse, de régulation stomatique, d'hydrologie du sol, de respiration autotrophe, de phénologie et de décomposition (Chaste et al., 2018). Les processus annuels sont définis en termes de mortalité des arbres, d'établissement des plantules, de reproduction, de répartition et de renouvellement des tissus (Pfeiffer et al., 2013).

Au sein du modèle LPJ-LMfire, un module est dédié aux feux et à leurs effets sur la végétation. Le modèle simule l'allumage d'un feu à partir d'une estimation des impacts de foudre quotidiens mais aussi d'une quantité minimale de combustible et de son état de dessiccation. La propagation du feu, son intensité et la quantité de biomasse consumée dépendent de la quantité de combustible dans la litière, de son humidité, mais aussi de la vitesse du vent (Chaste et al., 2018; Pfeiffer et al., 2013). Le taux de brûlage (proportion annuelle de la zone d'étude qui a brûlé) varie selon la quantité de biomasse, la structure et la composition forestière. L'extinction du feu dans le modèle est déterminée par les conditions météorologiques et/ou les changements d'état (quantité et dessiccation) du combustible (Sitch et al., 2003). Le détail des processus inclus et simulés par le modèle LPJ-LMfire est décrit à l'**Annexe II**. Dans cette étude, comme dans celle de Chaste et al. (2018), les processus sont simulés au sein de cellules de 100 km^2 de résolution spatiale.

4.3.3 Données d'entrée du modèle

Plusieurs ensembles de données d'entrée sont nécessaires au fonctionnement du modèle LPJ-LMfire : (i) des cartes des climatologies mensuelles spatio-temporellement dynamiques, (ii) des cartes des contraintes environnementales temporellement statiques, (iii) l'évolution de la concentration de CO_2 atmosphérique, (iv) des paramètres spécifiques aux PFT (**Annexe XX**) et, si possible, (v) des cartes des usages anthropiques des terres. Dans notre étude, les perturbations anthropiques telles que l'aménagement forestier et les efforts de lutte contre les feux, n'ont pas été prises en compte dans les simulations en raison de la faible densité de population humaine et

de la gestion limitée des forêts et des feux dans la zone d'étude. Les simulations réalisées s'apparentent donc au fonctionnement naturel des écosystèmes forestiers et de leurs perturbations.

Les climatologies mensuelles de température (°C), d'écarts entre la température minimale et maximale (°C), de précipitations (mm), du nombre de jours par mois enregistrant des précipitations, de la vitesse du vent ($m.s^{-1}$), de couverture nuageuse totale (%) et de la densité de foudre (nombre. $jour^{-1}$. km^{-2}) ont été calculées pour six scénarios climatiques sur la période 1950-2099, en suivant la méthodologie de Chaste et al. (2019). Les projections climatiques quantitatives s'appuient sur un ensemble de modèles dynamiques régionaux (RCM) et planétaires (GCM) issus du projet de modélisaton du climat régional et de réduction d'échelle mené par le groupe de travail CORDEX (Giorgi et al., 2009). Parmi ces modèles, nous avons choisi deux modèles climatiques planétaires (les GCMs canadien et européen CanESM2 et EC-EARTH), deux modèles climatiques régionaux (les RCMs canadien et européen CanRCM4 et RCA4), et deux scénarios de forçage radiatif (**Annexe XXI**) représentant des prévisions du GIEC AR5 à relativement faibles et à fortes émissions (RCP4.5 et RCP8.5; Van Vuuren *et al.* 2011). À l'instar de la plupart des DGVMs, le modèle LPJ-LMfire utilise un générateur météorologique pour transformer les variables climatiques mensuelles en valeurs quotidiennes (Li et al., 2012; Pfeiffer et al., 2013; Venevsky et al., 2019). Les densités de foudre mensuelles n'étant pas disponibles pour les scénarios climatiques choisis, une série climatologique mensuelle de densité de foudre constante entre 1950 et 1999 a été constituée (Chaste et al., 2019) à partir des données du Réseau Canadien de Détection de la Foudre (CLDN). Ces données couvrent la période 1999-2010 (Orville et al., 2011), à partir de laquelle nous avons sélectionné aléatoirement des valeurs mensuelles parmi les valeurs des 12 années disponibles. Les densités mensuelles de foudre ont ensuite été converties en valeurs quotidiennes, en distribuant l'occurrence des foudres lors des jours de précipitations via le générateur météorologique (Chaste et al., 2019).

Les cartes des contraintes environnementales fournies au modèle correspondent à la distribution granulométrique du sol (%), à la fraction volumique des sédiments grossiers (%), à l'altitude (mètres), à la pente (degrés) et à la fraction en eau (%).

Les concentrations de CO_2 atmosphérique sont fournies au modèle à un pas de temps annuel pour la période 1950-2099 (Meinshausen et al., 2011; Pfeiffer et al., 2013) et varient entre 310,7 ppm en 1950 à 537,8 ppm en 2099 pour le RCP4.5, et 926,7 ppm en 2099 pour le RCP8.5.

4.3.4 Protocole de simulation

Comme pour tous les DGVMs, les simulations du modèle LPJ-LMfire débutent par une période de '*spin-up*' (première partie de la simulation) couvrant suffisamment de temps (ici 1120 ans) pour permettre à la végétation de croître à partir d'un sol nu et d'atteindre un équilibre avec les conditions climatiques, les concentrations en CO_2 atmosphérique, et l'occurrence possible de feux. Les données climatiques d'entrée pour la période '*spin-up*' correspondent aux données détendencées pour la période 1901-2012, elles-mêmes calculées à partir des données climatiques issues du Climate Research Unit (CRU) et des observations des stations météorologiques (**Fig. 4.1**) issues de BioSIM, tirées de Chaste et al. (2018) et mises bout à bout 10 fois. La période transitoire, ou '*transient*' (seconde partie de la simulation) couvre la période 1950-2099 (Smith et al., 2001; Tang et al., 2010). Elle est pilotée par les scénarios climatiques (RCP4.5 et RCP8.5) des modèles GCM et RCM couplés, décrits dans la section 4.3.3.

4.3.5 Validation du modèle LPJ-LMfire

Pour évaluer la performance du modèle LPJ-LMfire à simuler correctement les taux de brûlage sur le territoire Tłı̨chǫ et plus largement aux TNO, nous avons comparé les résultats des simulations réalisées pour la période 1980-2012 avec les données issues de la base de données canadienne sur les feux ponctuels (CNFD; Canadian Forest

Service, 2016). Pour cela, nous avons compilé les fractions brûlées observées et simulées entre 1980 et 2012 avec un intervalle de confiance de 95 % pour chacune des 116 cellules hexagonales couvrant la zone des TNO et définies par Héon *et al.* (2014). Nous avons appliqué la même procédure pour le territoire Tłı̨chǫ. Puis, nous avons quantifié la concordance entre les taux de brûlage annuels simulés et observés pour chacune des zones d'étude en mesurant la corrélation de rang de Spearman (r_s). Seuls les feux de la CNFD allumés par la foudre et ayant brûlé au moins 1 ha ont été inclus dans les analyses. Nous avons également comparé les superficies annuelles brûlées observées et simulées à l'échelle du territoire Tłı̨chǫ en identifiant les années qui dépassaient le seuil associé aux EWY historiques entre 1980 et 2012. Pour cela, nous avons utilisé le seuil préalablement défini au **chapitre II** et calculé pour la période 1965-2019, correspondant au 80^{e} percentile de la distribution des superficies annuelles brûlées observées de cette période (> 365 km^2). Pour rappel, ce seuil a été fixé à partir de la méthode utilisée dans le **chapitre II** à partir du package R « extremevalues » (Van der Loo, 2020).

Pour évaluer la performance du modèle LPJ-LMfire à simuler correctement la biomasse arborescente (T.ha^{-1}), nous avons comparé les simulations pour l'année 2000 avec les données observées de la même année issues de Global Forest Watch (GFW, 2019). Ces données ont originellement été produites à une résolution spatiale de 30 m × 30 m à partir de la méthodologie détaillée dans Baccini et al. (2012) qui s'appuie sur des données Lidar (ICESat-1 GLAS), des données sur la réflectance du sommet de l'atmosphère (Landsat 7 ETM+) et des informations sur la couverture de la canopée des arbres (Hansen et al., 2013). Nous avons aggrégé les valeurs (moyennes) de biomasse arborescente estimée par GFW à une résolution spatiale de 100 km^2 pour la comparaison avec les données simulées.

4.3.6 Projections

Nous avons d'abord analysé l'évolution des températures au cours du XXI^{e} siècle afin d'évaluer si le seuil de température associé à des EWY défini pour la période 1965-2019 sur le territoire de la Première Nation Tłı̨chǫ (correspondant à une température moyenne de la saison de feu > 14,7 °C), sera dépassé. Les saisons de feu qui dépasseront ce seuil dans le futur risquent d'enregistrer de grandes superficies brûlées et donc d'être caractérisées comme étant des EWY, avec l'occurrence possible de feux de plus de 20 000 ha (cf. **chapitre II**). Nous avons calculé la moyenne des températures maximales mensuelles entre mai et septembre (mois bornant la saison de feu actuelle au sein du territoire de la Première Nation Tłı̨chǫ) pour chacune des six simulations climatiques couvrant la période 1950-2099 (**Annexe XXI**). Il se peut donc que les moyennes observées soient légèrement supérieures aux températures moyennes annuelles calculées dans le **chapitre II**.

Afin de considérer la variabilité des réponses de la végétation et des feux face au changement du climat à long terme, nous avons simulé les taux de brûlage et la biomasse arborescente totale et par genre (pour chacun des 4 PFTs) pour les trois périodes suivantes : 2021-2040, 2041-2070 et 2071-2099 (année 2100 non incluse car non comprise dans l'ensemble des modèles climatiques utilisés; **Annexe XXI**). En utilisant la méthode de Chaste et al., (2019), nous avons compilé les résultats des simulations sur une grille de résolution de 100 km^2 couvrant les TNO et nous avons mesuré les anomalies par rapport aux simulations historiques de la période 1980-2012. Pour l'analyse spatiale, nous avons interprété les gains et les pertes en termes de taux de brûlage et de biomasse arborescente totale et par PFT, en mesurant la moyenne des résultats issus des trois modèles climatiques utilisés pour chaque scénario RCP. Pour l'analyse temporelle, nous avons évalué comment ont évoluées les superficies annuelles brûlées aux TNO et sur le territoire Tłı̨chǫ au cours du XXI^{e} siècle. Puis, pour le territoire Tłı̨chǫ, nous avons identifié les périodes futures pour lesquelles

certaines années pourraient dépasser le seuil de superficies annuelles brûlées associé à des EWY historiques.

4.4 Résultats

4.4.1 Simulations climatiques

Les projections climatiques multi-modèles pour la période 1950-2099 suggèrent une augmentation progressive de la moyenne des températures mensuelles maximales de la saison de feu jusqu'à la fin du XXI^{e} siècle sur le territoire de la Première Nation Tłı̨chǫ (**Fig. 4.2**) et aux TNO (**Annexe XXII)**, quel que soit le scénario de forçage radiatif envisagé et le modèle climatique utilisé (**Annexe XXIII**). Cette augmentation sera plus marquée à partir de la seconde moitié du XXI^{e} siècle avec le scénario RCP8.5. Les températures simulées sur le territoire Tłı̨chǫ devraient passer de 14,2 °C au cours de la période historique (1950-2012) à un intervalle moyen variant entre 16,4 °C et 17,3 °C entre 2021 et 2099, selon les scénarios RCP4.5 et RCP8.5, respectivement. Le seuil de température associé aux EWY historiques (14,7 °C) sera atteint, voire dépassé, à l'horizon 2040 selon les deux scénarios RCP. Les températures oscilleront proche de ce seuil jusqu'à la fin du XXI^{e} siècle selon le scénario RCP4.5, et dépasseront largement ce seuil dès 2050 selon le scénario RCP8.5. Si l'on se base exclusivement sur les projections climatiques, on pourrait s'attendre à ce que les superficies annuelles brûlées sur le territoire de la Première Nation Tłı̨chǫ et aux TNO augmentent au cours des prochaines décennies et que les EWY soient plus fréquentes. Il se peut toutefois que certaines années dépassent le seuil de température associé aux EWY mais que les superficies annuelles brûlées soient faibles, en raison d'autres facteurs limitants tels que les précipitations ou les caractéristiques de la végétation.

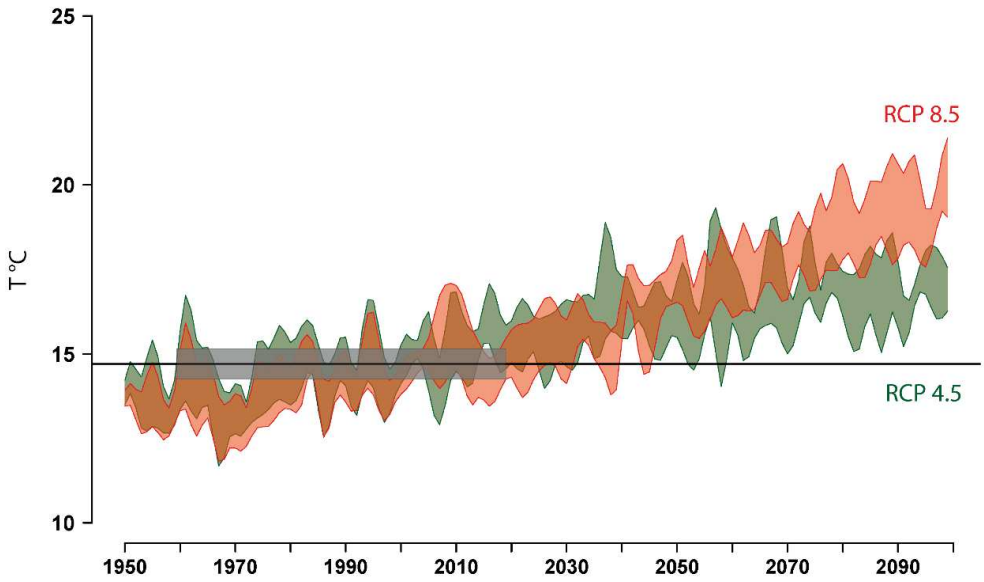


Figure 4.2. Moyenne des températures mensuelles maximales simulées pendant la saison de feu (mai à septembre), pour chaque année entre 1950 et 2099, sur le territoire de la Première Nation Tłı̨chǫ. Les enveloppes en vert (RCP4.5) et en rouge (RCP8.5) indiquent l'intervalle de confiance bootstrap à 90 % des valeurs des multi-modèles (CanESM2, EC-EARTH, CanRCM4 et RCA4; **Annexe XXI**) pour deux scénarios RCP. La période ombragée en gris (1965-2019) correspond aux observations climatologiques historiques à partir desquelles le seuil de température associé à des EWY (14,7 °C), défini au **chapitre II**, à été calculé (ligne horizontale noire).

4.4.2 Capacités de prédiction du modèle LPJ-LMfire

Le taux de brûlage annuel moyen observé et simulé entre 1980 et 2012 aux TNO était respectivement de 0,4 % an^{-1} et 0,6 % an^{-1} (**Figs. 4.3a et 4.3b**). Le taux de brûlage calculé à partir du modèle LPJ-LMfire reflète l'amplitude de variabilité et le patron spatial de l'activité de feu observé historiquement du nord-ouest au sud des TNO. Cependant, le modèle a surestimé le taux de brûlage au nord et au sud-ouest des TNO, alors qu'au sud-est il a été sous-estimé (**Fig. 4.3c**). La variabilité interannuelle des

superficies brûlées observées entre 1980 et 2012 aux TNO a été relativement bien simulée par le modèle LPJ-LMfire (**Fig. 4.4b**; r_s = 0,53), bien que légèrement surestimée.

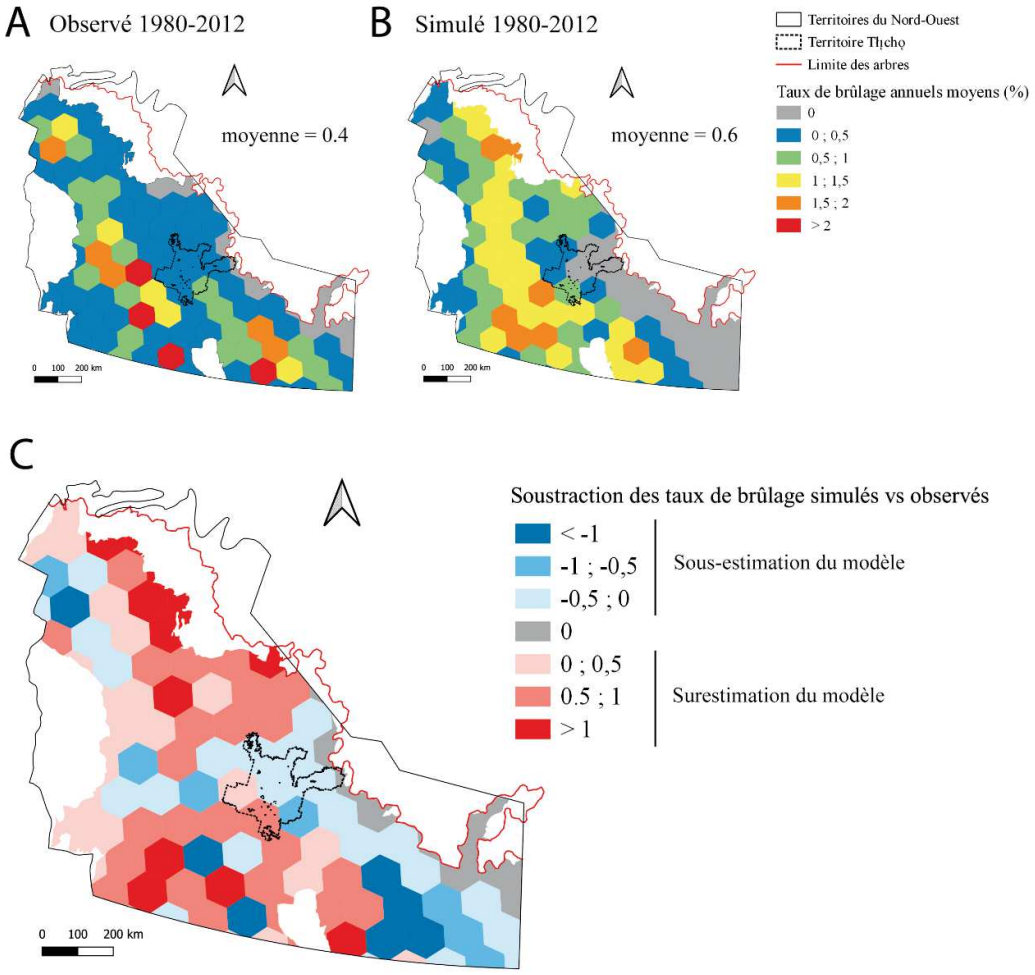


Figure 4.3. Taux de brûlage annuels moyens (A) observés et (B) simulés avec le modèle LPJ-LMfire au cours de la période 1980-2012 pour les 116 cellules hexagonales couvrant la forêt boréale des Territoires du Nord-Ouest du Canada. (C)

Les différences entre les taux de brûlage simulés et observés ont été calculées pour chaque cellule.

Au-delà de la variabilité spatiale au sein de la zone d'étude, la comparaison des taux de brûlage montre que le territoire Tłı̨chǫ fait partie des 54 % de la zone d'étude pour lesquels les valeurs observées et simulées sont similaires (moins de 0,5 % de différence dans les taux de brûlage observés et simulés ; **Fig. 4.3c**). Sur ce territoire, la moyenne annuelle des superficies brûlées simulées (64,3 km^2) entre 1980 et 2012 par le modèle LPJ-LMfire était représentative des valeurs observées (80,3 km^2) au cours de la même période (**Fig. 4.4a**), mais les EWY étaient mal représentées, tel qu'indiqué par le calcul du coefficient de Spearman (r_s = 0,09). Les années 1998 et 2008 ont été identifiées comme EWY (> 365 km^2) au sein de la distribution des superficies annuelles brûlées observées, conformément au seuil défini pour le territoire Tłı̨chǫ entre 1965 et 2019 (cf. **chapitre II**). Au sein des superficies annuelles brûlées simulées, aucune année ne dépassait le seuil associé aux EWY historiques (**Fig. 4.4a**).

Sans tenir compte des disparités spatiales au sein de la zone d'étude, la biomasse arborescente simulée avec le modèle LPJ-LMfire est assez représentative de la biomasse observée comme le montrent les moyennes observées et simulées de 26,6 $T.ha^{-1}$ et de 30,7 $T.ha^{-1}$, respectivement (**Fig. 4.5a et 4.5b**; **Annexe XXIV**). La biomasse arborescente a été surestimée par le modèle à l'ouest et au sud des TNO (**Fig. 4.5c**). À l'inverse, la biomasse arborescente a été majoritairement sous-estimée à l'est et au sud-est des TNO, près de la limite actuelle des arbres, où aucune végétation n'a été simulée par le modèle LPJ-LMfire (**Fig. 4.5c**). La biomasse arborescente a également été sous-estimée dans le nord-ouest des TNO et au sein du territoire Tłı̨chǫ.

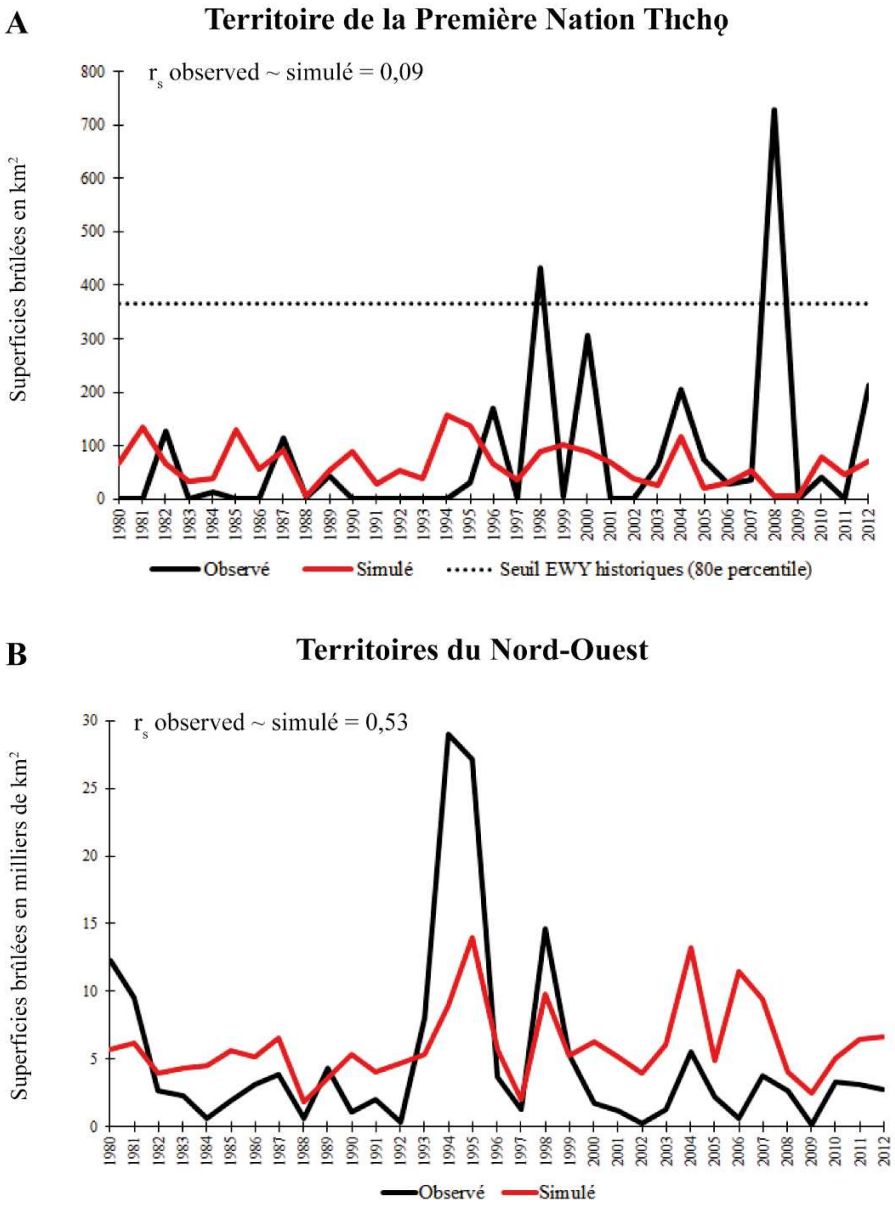


Figure 4.4. Superficies annuelles brûlées observées (en noir) et simulées par le modèle LPJ-LMfire (en rouge) entre 1980 et 2012 (A) sur le territoire de la Première Nation Tłı̨chǫ et (B) aux TNO. Le 80^{e} percentile de la distribution des superficies annuelles brûlées observées sur le territoire Tłı̨chǫ, correspondant au seuil associé aux EWY historiques (1965-2019), est représenté.

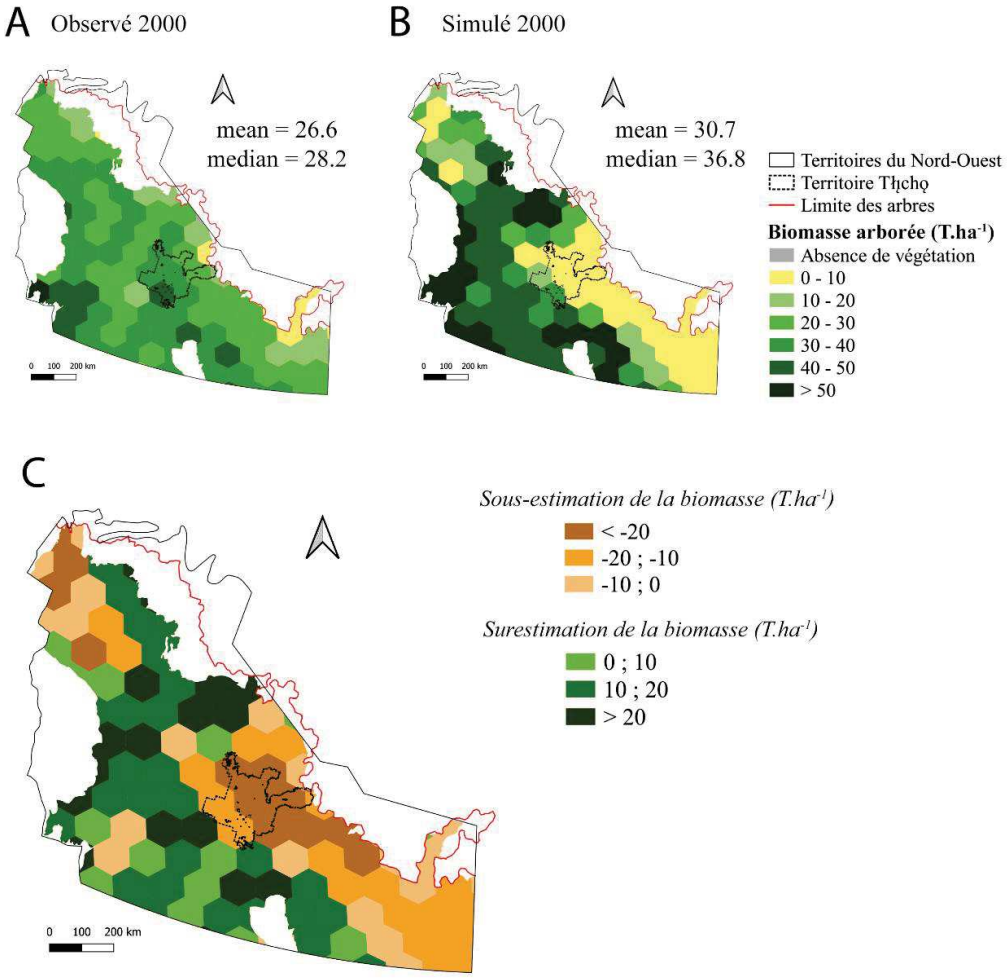


Figure 4.5. (A) Biomasse arborescente moyenne (T.ha^{-1}) observée en 2000. (B) Biomasse arborescente maximale moyenne simulée en 2000 avec le modèle LPJ-LMfire pour les 116 cellules hexagonales couvrant la forêt boréale des Territoires du Nord-Ouest au Canada. (C) Les différences brutes entre les biomasses observées et simulées de chaque cellule ont été calculées.

4.4.3 Projections des taux de brûlage futurs

Territoire Tłı̨chǫ

Les modèles couplés EC-EARTH et RCA4 (i.e. Lpj15 et Lpj18) ont simulé une augmentation des taux de brûlage à la fin du XXI^{e} siècle sur le territoire de la Première Nation Tłı̨chǫ, quelque soit le scénario de forçage radiatif envisagé (**Fig. 4.6**). Toutefois, le seuil de superficies annuelles brûlées associé aux EWY historiques ne sera pas dépassé au cours du XXI^{e} siècle. À l'inverse les modèles couplés CanESM2 et RCA4 (i.e. Lpj09 et Lpj12) ont simulé des taux de brûlage annuels très faibles voire nuls au cours du XXI^{e} siècle. Spatialement, la première partie du XXI^{e} siècle marque une légère diminution du taux de brûlage jusqu'à 2070 par rapport à la période 1980-2012, tandis qu'une légère augmentation du taux de brûlage est simulée par les modèles dans le nord et l'est du territoire Tłı̨chǫ à la fin du XXI^{e} siècle (**Fig. 4.7**).

Territoires du Nord-Ouest

Les superficies annuelles brûlées simulées par le modèle LPJ-LMfire aux TNO semblent assez stables au cours du XXI^{e} siècle selon le scénario RCP4.5, mais varient selon les modèles climatiques (**Fig. 4.6**). Les superficies annuelles brûlées simulées par le modèle associant CanESM2 et RCA4 (i.e. Lpj09 et Lpj 12) sont moins élevées que pour les deux autres modèles (i.e. EC-EARTH et RCA4), comme observé pour le territoire Tłı̨chǫ. Selon le scénario RCP8.5, les superficies annuelles brûlées seront plus importantes durant la première moitié du XXI^{e} siècle puis les taux de brûlage annuels futurs devraient diminuer durant la seconde moitié du XXI^{e} siècle. Spatialement, le modèle LPJ-LMfire a simulé une diminution des taux de brûlage du nord au sud des TNO, dans la région historiquement soumise aux feux (entre 1980 et 2012), et une augmentation des taux de brûlage à l'est des TNO, notamment près de la limite des arbres, d'ici la fin du XXI^{e} siècle (**Fig. 4.7**; **Annexe XXV**). Cette tendance est plus marquée avec le scénario RCP8.5. Dans le nord des TNO, les taux de brûlage

pourraient passer de 1 % en moyenne par an (au cours de la période 1980-2012) à des valeurs proches de 0 % entre 2021 et 2099, soit une baisse de 100 % signifiant une absence de feu. Dans le sud des TNO, les taux de brûlage historiques étaient en moyenne de 1,5 % par an et devraient rester stables jusqu'en 2040, puis ils pourraient diminuer, atteignant des valeurs moyennes de 1 % par an d'ici le milieu du XXI^{e} siècle et des valeurs proches de 0 % à la fin du siècle. À l'inverse, dans les régions de l'ouest et de l'est des TNO historiquement peu affectées par les feux, les taux de brûlage annuels moyens pourraient passer de 0 à 0,5 % par an (période 1980-2012), à près de 1 % au cours du XXI^{e} siècle.

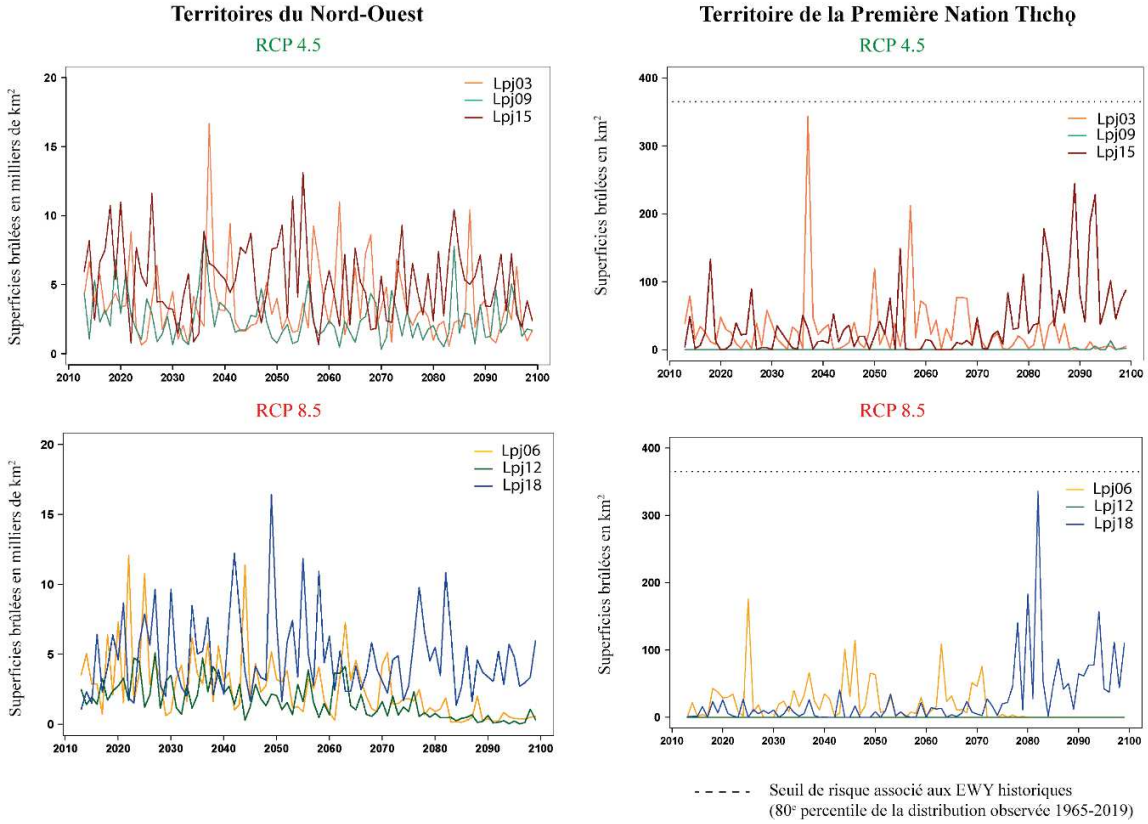


Figure 4.6. Superficies annuelles brûlées simulées entre 2013 et 2099 aux TNO et sur le territoire de la Première Nation Tłı̨chǫ, en fonction de divers modèles climatiques (**Annexe XXI**) et deux scénarios de forçage radiatif (RCP4.5 et RCP8.5). Le seuil associé aux EWY historiques (80^{e} percentile) sur le territoire Tłı̨chǫ est représenté en pointillés. Les projections de chaque modèle climatique sont représentées par une couleur différente.

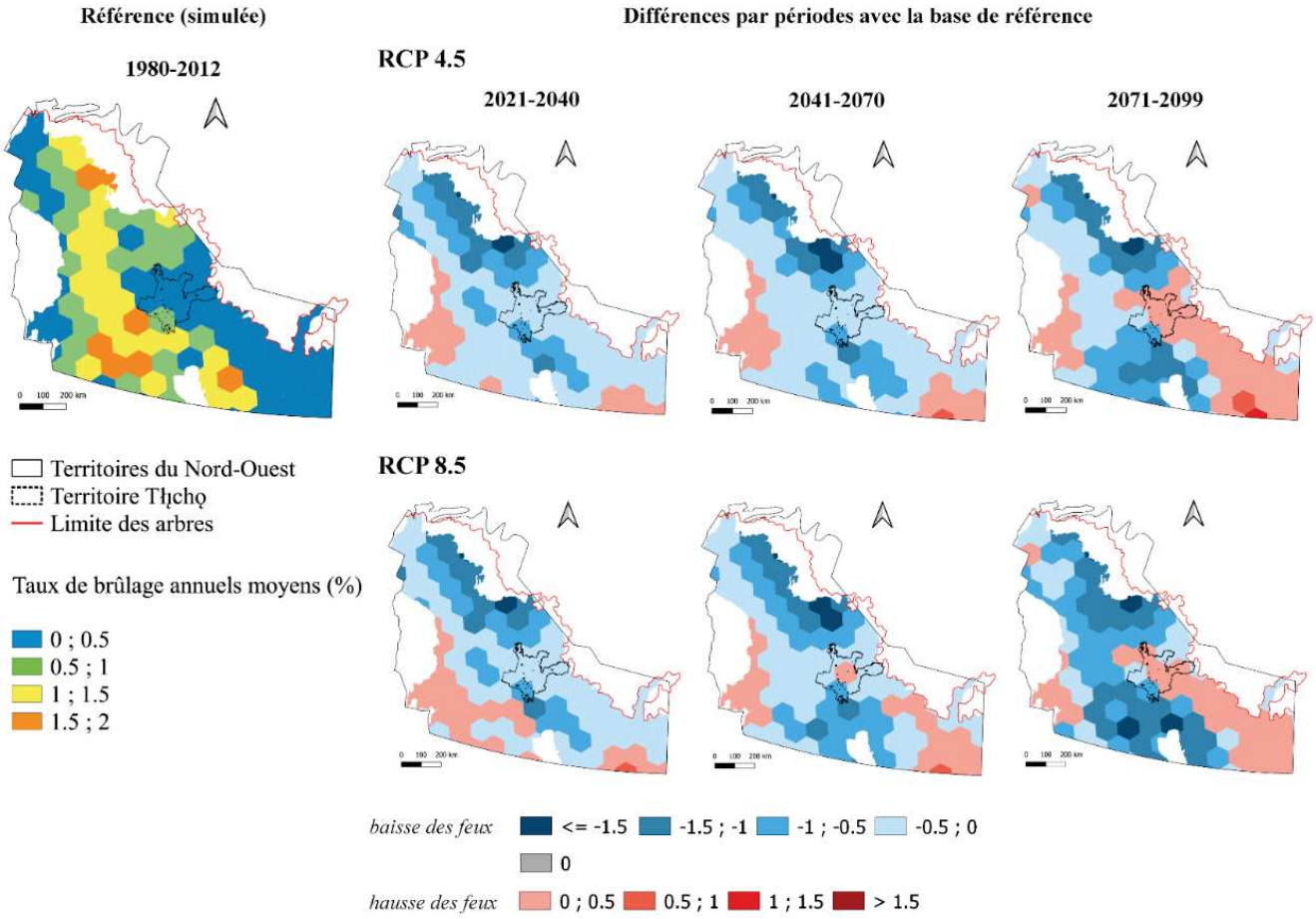


Figure 4.7. Différences entre les taux de brûlage annuels moyens (%) simulés par le modèle LPJ-LMfire pour trois périodes (2021-2040, 2041-2070 et 2071-2099) et les taux de brûlage annuels moyens (%) simulés entre 1980 et 2012 dans la forêt boréale du centre des Territoires du Nord-Ouest du Canada, selon deux scénarios de forçage radiatif (RCP4.5 et RCP8.5).

4.4.4 Projections de la dynamique de la végétation future

D'après les simulations du modèle LPJ-LMfire, la biomasse arborescente moyenne au niveau de la limite nordique actuelle des arbres oscille entre 1 et 5 $T.ha^{-1}$ et la biomasse arborescente au sud et à l'ouest des TNO oscille entre 30 et plus de 50 $T.ha^{-1}$. Les projections multi-modèles suggèrent un accroissement progressif de la biomasse arborescente dans l'est des TNO (jusqu'à + 10 à + 20$T.ha^{-1}$), près de la limite des arbres et au sein du territoire Tłı̨chǫ, au cours du XXI^{e} siècle (**Fig. 4.8**; **Annexe XXVI**). Dans le futur, la limite des arbres devrait avancer au moins de 100 km plus au Nord. À l'inverse, une diminution de la biomasse arborescente est suggérée par le modèle à l'ouest et du nord au sud des TNO, tout au long du XXI^{e} siècle, par rapport à la période 1980-2012.

Les changements de biomasse arborescente au cours des prochaines décennies devraient s'accompagner d'un changement dans la composition des forêts, en particulier durant la seconde moitié du XXI^{e} siècle et de manière plus intense avec le scénario de forcage radiatif RCP8.5. En effet, la zone d'étude est actuellement majoritairement dominée par l'épinette noire (PFT *Picea*). Le modèle simule une baisse de ce PFT dans le sud et l'ouest des TNO (jusqu'à -50 %), qui sera maximale dans le nord-ouest (jusqu'à -100 %). À l'inverse, le modèle simule une augmentation du PFT *Picea* au sud-est et à l'est de la zone d'étude, jusqu'à la limite des arbres (+50 à +500 %) où ce PFT était peu présent, voire absent, durant la période historique (**Annexe XXVII**). Le second changement majeur est l'apparition du peuplier faux-tremble (PFT *Populus*) sur toute la zone d'étude, excepté au sud-ouest où il aura tendance à diminuer, voire disparaître, alors qu'il est seulement présent dans cette région actuellement (**Annexe XXVII**). Le pin gris (PFT *Pinus*), dont la répartition actuelle est méridionale dans la zone d'étude, colonisera progressivement la région centrale de la zone d'étude au détriment de l'épinette noire (**Annexe XXVIII**). Enfin, concernant le sapin (PFT *Abies*), le modèle LPJ-LMfire simule sa présence dans

quelques pixels de l'extreme sud-est, et projette une faible augmentation de la biomasse de ce PFT durant les prochaines décennies, bien que son aire de répartition n'inclut pas les TNO actuellement (**Annexe XXVIII**).

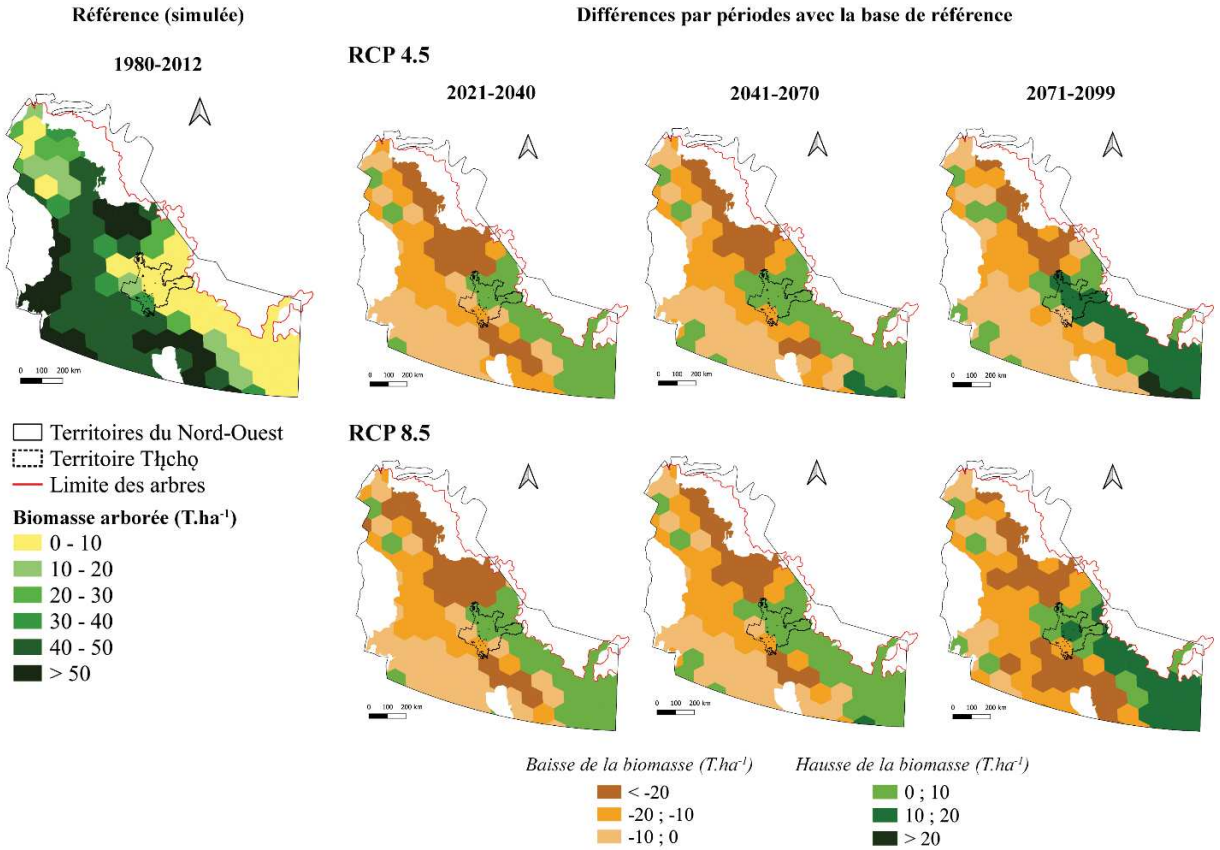


Figure 4.8. Différences entre la biomasse arborescente moyenne (T.ha^{-1}) simulée par le modèle LPJ-LMfire pour trois périodes (2021-2040, 2041-2070 et 2071-2099) et la biomasse arborescente moyenne simulée entre 1980 et 2012 dans la forêt boréale du centre des Territoires du Nord-Ouest au Canada, selon deux scénarios de forçage radiatif (RCP4.5 et RCP8.5).

4.5 Discussion

4.5.1 EWY basés sur le climat futur

Les projections climatiques multi-modèles suggèrent une augmentation des températures aux TNO et sur le territoire de la Première Nation Tłı̨chǫ au cours du XXI^{e} siècle. Ces résultats corroborent les précédentes projections climatiques établies dans la région (Girardin and Mudelsee, 2008; IPCC, 2014; Price et al., 2013; Prowse et al., 2009). Cette augmentation sera plus importante mais également plus incertaine selon le scénario RCP8.5 (+ 5 °C), en comparaison au RCP4.5 (+ 3 °C). Le seuil de température associé aux EWY historiques sur le territoire Tłı̨chǫ (14,7°C; cf. **chapitre II**) sera atteint au milieu du XXI^{e} siècle quel que soit le scénario de forçage radiatif envisagé, puis largement dépassé d'ici 2100. Les TNO, incluant le territoire Tłı̨chǫ, pourraient donc enregistrer une augmentation des superficies brûlées et de la fréquence des EWY au cours des prochaines décennies, notamment si un climat plus chaud s'accompagne de sécheresses plus fréquentes. Cependant, malgré une augmentation constante des températures au cours du XXI^{e} siècle, la zone d'étude pourrait ne pas brûler chaque année et seulement partiellement lors des EWY, car ces projections ne tiennent pas compte de la dynamique de la végétation. Or, dans un environnement forestier dynamique, les projections du régime des feux exclusivement basées sur le climat sont difficilement interprétables puisque les caractéristiques de la végétation, qui constitue le combustible à brûler et qui elles-mêmes dépendent du climat, constituent un facteur déterminant de l'allumage et de la propagation des feux (cf. **chapitres II** et **III** et Parisien et al., 2020; Thompson et al., 2017).

4.5.2 Projections spatio-temporelles des feux et de la végétation

Les simulations issues du modèle LPJ-LMfire suggèrent un large éventail de possibilités de réponses de la végétation et des taux de brûlage face aux changements des conditions climatiques et des scénarios de forçage radiatif envisagés. Les

différences entre les valeurs observées et simulées montrent que même si régionalement les taux de brûlage simulés sont proches des données observées, ces résultats sont difficilement interprétables s'ils ne prennent pas en compte les disparités spatiales. Le modèle LPJ-LMfire a simulé une diminution des taux de brûlage futurs sur le territoire Tłı̨chǫ jusqu'en 2070. Sur ce territoire et dans la zone historiquement soumise aux feux, le modèle a simulé une augmentation relative du combustible à brûler, particulièrement de l'épinette noire, et une augmentation de la proportion de feuillus moins inflammables que les résineux, notamment du peuplier (Campbell and Flannigan, 2000; Girardin et al., 2013; Hély et al., 2001). Cependant, le modèle LPJ-LMfire n'a pas été capable de prédire les événements de feu extrêmes (EWY), qui de par leur nature non linéaire et leurs conditions climatiques associées, sont difficiles à prévoir. On peut supposer que comme dans le modèle LPJ-LMfire le feu n'est pas un processus spatial qui fait intervenir les pixels voisins, les superficies brûlées ont pu être sous-estimées, notamment lorsque les simulations sont réalisées sur des régions restreintes. Dans l'ouest des TNO où la biomasse arborescente est actuellement la plus importante, le modèle LPJ-LMfire a simulé une augmentation des taux de brûlage futurs à court terme. L'augmentation des températures devrait accroître le risque de feu en lien avec la quantité de biomasse arborescente. Puis, l'effet combiné des feux, des températures plus chaudes et potentiellement des sécheresses, devrait entraîner une diminution de la biomasse arborescente et de l'activité de feu d'ici la fin du XXI^{e} siècle. Dans l'est et le sud-est des TNO, près de la limite actuelle des arbres où la biomasse arborescente est actuellement la plus faible, les taux de brûlage devraient augmenter progressivement, en lien avec l'augmentation de la biomasse arborescente et une expansion relative de l'épinette noire vers la limite des arbres. Or, la limite des arbres est restée relativement stable au cours des cinq dernières décennies dans le centre-nord canadien, malgré le changement climatique récent (Timoney et al., 2019; Timoney and Mamet, 2020). Contrairement aux simulations issues du modèle LPJ-LMfire, ces résultats antérieurs laissaient croire à un potentiel limité d'expansion de la végétation arborescente en lien avec l'augmentation des feux et le stress dû à la sécheresse.

Les superficies annuelles brûlées aux TNO devraient rester à un niveau assez élevé durant la première moitié du XXI^{e} siècle, en raison du climat plus chaud et de l'augmentation probable de la fréquence des sécheresses. À l'inverse, le modèle prévoit une baisse des taux de brûlage au cours de la seconde moitié du XXI^{e} siècle. La diminution de la quantité de combustible et les modifications de la composition des forêts peuvent expliquer cette baisse déjà mise en évidence dans l'est canadien (Chaste et al., 2019). Ces résultats montrent que l'accroissement de l'activité des feux n'est que transitoire, en attente de l'atteinte d'un état stable vers une végétation plus « tempérée ». Ils contrebalancent les projections du régime des feux uniquement basées sur le climat, qui prévoient un dépassement du seuil de température associé aux EWY et donc une augmentation des superficies brûlées et de la sévérité des feux dans le nord-ouest canadien au cours des prochaines décennies (Boulanger et al., 2014; Flannigan et al., 2005; Whitman et al., 2019; Wotton et al., 2017).

4.5.3 Limites et incertitudes du modèle

Le modèle LPJ-LMfire permet de tenir compte des interactions entre le climat et la végétation pour modéliser l'activité des feux de forêt, afin d'éviter les projections réductrices exclusivement basées sur les conditions climatiques. La prise en compte de la dynamique de la végétation dans les modèles est essentielle pour modéliser l'activité de feu, car la quantité et la composition de la végétation représentent le combustible à brûler, qui conditionne les processus d'allumage et de propagation des feux. Nous reconnaissons cependant certaines limites à notre étude, liées à la fois au faible recul historique (1980-2012) sur lequel repose la valisation des simulations, à la qualité des données instrumentales disponibles pour la région et aux processus de simulations reposant sur le duo BioSIM/LPJ-LMfire.

Le faible recul historique (1980-2012) utilisé pour comparer les données observées et simulées peut sous-estimer la performance du modèle LPJ-LMfire. Il serait pertinent

d'élargir la fenêtre temporelle de comparaison, en commençant par les simulations climatiques issues des GCM et RCM.

Concernant la qualité des données instrumentales, les données d'échantillonage utilisées pour estimer la biomasse arborescente (i.e. données observées) sont souvent moins nombreuses et moins précises aux hautes latitudes que dans les forêts gérées, pouvant ainsi expliquer les différences obtenues avec les valeurs simulées (Baccini et al., 2012; Beaudoin et al., 2014). La sous-estimation de la biomasse arborescente dans certaines régions, comme dans l'est des TNO, peut également provenir de l'absence de certains PFTs, comme le bouleau ou le mélèze, dans la version du modèle LPJ-LMfire utilisée. Cependant, ces espèces sont peu représentatives à l'échelle des TNO. Les simulations incluent le PFT *Abies*, dont l'aire de répartition actuelle s'arrête au sud de la limite des TNO (Beaudoin et al., 2014). L'aire de répartition du PFT *Abies* reste très localisée spatialement, voire anecdoctique, ce qui n'entraîne pas de biais dans les estimations à l'échelle des TNO, ni du territoire Tłı̨chǫ. Pour améliorer la robustesse du modèle LPJ-LMfire à simuler la biomasse et le régime des feux dans la forêt boréale des TNO, il conviendrait de développer de nouveaux types fonctionnels de plantes en y incluant un PFT « arbustes » et un PFT « herbacées » afin de mieux appréhender les particularités liées au territoire d'étude et tenir compte des types d'occupation du sol liés à la localisation septentrionale de la zone d'étude incluant la limite entre la forêt et la toundra. L'intégration d'un module de perturbations liées aux infestations d'insectes et leurs effets sur la dynamique des forêts boréales pourrait également améliorer les simulations afin de rendre les modèles encore plus réalistes (Landry et al., 2016).

Concernant les données de foudre requises en entrée du modèle LPJ-LMfire, elles ont été estimées à partir de capteurs dont le nombre diminue vers les latitudes nordiques de la forêt boréale canadienne (Orville et al., 2011), ce qui peut entraîner une sous-estimation de l'occurrence de foudre et donc des allumages de feux. C'est d'autant plus vrai dans la partie nord-est de notre zone d'étude, qui correspond à la limite des arbres,

et qui n'est pas actuellement couverte par les capteurs de foudre. Quant aux données climatiques, il conviendrait de s'appuyer sur un plus grand nombre de stations météorologiques, dont la densité est insuffisante à ces latitudes pour représenter adéquatement les gradients climatiques locaux, ce qui peut influencer les allumages de feux et les caractéristiques de la végétation simulée par le modèle. Par exemple, les données de température et de précipitation mensuelles de l'Agence américaine de l'information environnementale (NCEI) et de l'Agence américaine d'observation océanique et atmosphérique (NOAA), disponibles pour la période 1901-2016, pourraient permettre de diminuer les erreurs de prédiction potentielles liées aux modèles climatiques utilisés (MacDonald et al., 2020).

Concernant l'utilisation du duo BioSIM/LPJ-LMfire, les données climatiques mensuelles issues de BioSIM entrent dans le modèle LPJ après être passées à travers un générateur météorologique pour être transformées en valeurs quotidiennes (Pfeiffer et al., 2013). Ces valeurs sont à l'origine de l'occurrence ou non des feux, voire des grands feux. Il serait souhaitable de calibrer le générateur météorologique pour les régions étudiées, afin de mieux représenter les conditions exceptionnelles, en particulier les précipitations, rarement (re)produites dans les simulations. De plus, les modèles de projection des variables du régime des feux basés sur les processus météorologiques et les indices climatiques devraient être couplés à des modules hydrologiques spécifiques au pergélisol (Beer et al., 2007; Schaphoff et al., 2013) afin de détecter plus précisément les anomalies d'humidité de surface en partie responsables de l'occurrence des feux (Thonicke et al., 2010), notamment des EWY.

4.5.4 Implications pour les communautés autochtones

À partir des simulations de la dynamique de la végétation et du régime des feux issues du modèle LPJ-LMfire, il est possible d'envisager les changements du climat, des paysages forestiers et de leurs perturbations futures. Ces informations constituent des moyens d'alerte pour les communautés autochtones directement affectées, dans le but

de mettre en œuvre des moyens de préservation des services écosystémiques indispensables à l'exercice de leurs activités traditionnelles. Par exemple, dans la culture Tłı̨chǫ, le bouleau et l'épinette sont des espèces utilisées pour leurs propriétés médicinales, la fabrication de canots ou le tannage des peaux de caribous (Morarin, 2020). La diminution de l'épinette simulée par le modèle LPJ-LMfire dans certaines parties des TNO implique que les activités traditionnelles et culturelles des Premières Nations associées aux différentes espèces vont aussi devoir changer ou être déplacées pour s'adapter et assurer leur pérennité. Dans les territoires où une augmentation de l'activité de feu est envisagée, comme dans l'est des TNO, la pratique de certaines activités de subsistance ou culturelles comme l'enseignement ou la spiritualité pourrait être menacée dans les décennies à venir. Comme le modèle simule une augmentation ou une diminution de l'activité de feu future selon les régions, les Premières Nations vont devoir adapter spatialement leurs pratiques en fonction des changements prévus. Dans les régions où l'activité de feu risque d'augmenter, comme le modèle le prévoit près de la limite actuelle des arbres, un aménagement des pourtours des zones habitées et des lieux clés de la culture autochtone avec l'établissement de feuillus, qui brûlent moins bien que les résineux (Hély et al., 2001), pourrait permettre de réduire le risque de brûlage (Girardin et al., 2013).

4.6 Conclusion

Les températures associées aux EWY historiques observés aux Territoires du Nord-Ouest seront la norme d'ici la seconde moitié du XXI^{e} siècle, pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 du GIEC AR5. Le modèle LPJ-LMfire a permis de tenir compte d'autres paramètres météorologiques (précipitations, indices de sécheresse), ainsi que des interactions avec la biomasse arborescente et la composition des forêts pour simuler les taux de brûlage annuels futurs. Le nord du territoire Tłı̨chǫ et le nord-est des TNO, près de la limite actuelle des arbres, pourraient voir une augmentation de la biomasse arborescente, donc de la quantité du combustible à brûler, en lien avec l'expansion de

l'épinette noire, ce qui pourrait favoriser l'activité de feu d'ici la fin du XXI^{e} siècle. Dans la zone actuellement soumise aux feux (c.a.d. la Taïga des plaines, à l'ouest des TNO) la diminution de la biomasse arborescente, et donc du volume de combustible, potentiellement liés à des sécheresses plus fréquentes, pourraient limiter les superficies brûlées d'ici la fin du XXI^{e} siècle.

4.7 Code source

Le code source du modèle LPJ-LMfire est disponible à l'adresse suivante : https://github.com/ARVE-Research/LPJ-LMfire/tree/canada/src.

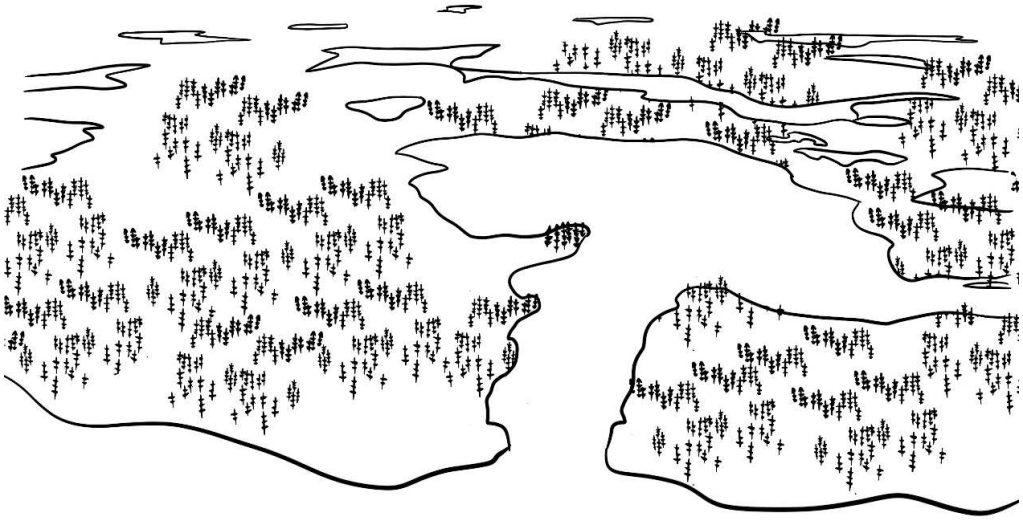
4.8 Contribution des auteurs

D.M. Gaboriau, E. Chaste, C. Hély, M.P. Girardin, H. Asselin et A.A. Ali ont conçu l'étude. D.M. Gaboriau a effectué les simulations sur la base méthodologique et suivant le protocole d'analyse développés par E. Chaste, C. Hély et M.P. Girardin pour l'est du Canada (Chaste et al., 2018). D.M. Gaboriau a interprété les résultats et rédigé le manuscrit avec les contributions de tous les co-auteurs.

4.9 Remerciements

Cette étude a été menée grâce au soutien financier de Savoir polaire Canada (Grant # NST-1718-0014), du Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG), du Service canadien des forêts (SCF), de la société nationale de géographie (The National Geographic Society; Grant # EC-386R-18) et de l'Institut

universitaire de France (IUF). Merci à Daniel Stubbs pour son aide à l'installation du modèle LPJ-LMfire et pour les facilités d'accès au serveur de Calcul Québec Canada.



CONCLUSION

Cette thèse de doctorat porte sur la caractérisation du régime des feux passés, présents et futurs du territoire traditionnel de la Première Nation Tłı̨chǫ dans les Territoires du Nord-Ouest du Canada. Les résultats permettent de mieux comprendre la dynamique spatio-temporelle de certaines composantes du régime des feux, notamment l'occurrence et la taille des feux. Ils soulignent également l'effet de certains facteurs climatiques et environnementaux sur les superficies annuelles brûlées, particulièrement sur les années de feu extrêmes (EWY) qui enregistrent de grands feux. Pour parvenir aux résultats présentés, une approche multidisciplinaire a été développée. Celle-ci regroupe des méthodes d'analyse variées telles que la géomatique (**chapitre II**), la paléoécologie (**chapitre III**) et la modélisation (**chapitre IV**).

Le **chapitre II** visait à identifier les années ayant enregistré les plus grandes superficies brûlées (EWY) au cours de la période 1965-2019 sur le territoire de la Première Nation Tłı̨chǫ. Les données des agences de feu canadiennes (CNFD) ont permis de caractériser l'occurrence des feux, leur taille et leur saisonalité. Ce chapitre confirme le caractère exceptionnel de la saison de feu 2014, faisant partie des neuf années de feu extrêmes ayant enregistré des superficies annuelles brûlées et des tailles de feux nettement plus élevées que les autres années de la période 1965-2019. Les valeurs associées aux facteurs climatiques et environnementaux spécifiques aux EWY ont été différenciées de celles des autres années, permettant ainsi d'établir des valeurs seuils associées aux EWY pour plusieurs variables agissant comme facteurs possibles favorisant le déclenchement du caractère exceptionnel de certaines années en terme de saison de feu. Les EWY se sont notamment différenciées par une température moyenne de la saison de feu significativement plus élevée (> 14,7 °C), et par des valeurs élevées de l'indice

de sécheresse quotidien (DC > 514), de l'indice de propagation initiale (ISI > 7) et de l'indice forêt-météo (FWI > 19) au cours de la saison de feu, par rapport aux autres années de la période d'étude (**Fig. 5.1**).

Le **chapitre III** a porté sur la reconstitution du régime des feux (quantité de biomasse brûlée, fréquence et taille des feux) et de la dynamique de la végétation au cours de l'Holocène (depuis 11 700 ans) sur le territoire de la Première Nation Tłı̨chǫ. Des sédiments lacustres extraits de quatre lacs ont été utilisés pour reconstituer l'historique des feux à l'échelle plurimillénaire par le décompte et la mesure des surfaces des fragments de charbon de bois. Parallèlement, l'identification des grains de pollen au sein d'une des séquences sédimentaires a permis de reconstituer la dynamique de la végétation à l'échelle locale. Les reconstitutions des feux et de la végétation ont été mises en relation avec les variations de température et les conditions hydrologiques extraites à l'échelle régionale de plusieurs études antérieures. Les résultats ont montré que les feux avaient été plus grands et/ou plus sévères pendant les périodes chaudes (avant ~ 5 000 ans cal. BP et au cours des 500 dernières années) et lorsque le combustible était abondant au sein des forêts, en particulier l'épinette noire sujette aux feux (**Fig. 5.1**). Les conditions plus froides combinées à l'ouverture du paysage pendant le Néoglaciaire (après ~ 5 000 ans cal. BP) ont été contemporaines d'une diminution de la taille et de la sévérité des feux. Au cours des cinq derniers siècles, la taille et la sévérité des feux ont augmenté mais sont restées dans la gamme de variabilité de l'Holocène.

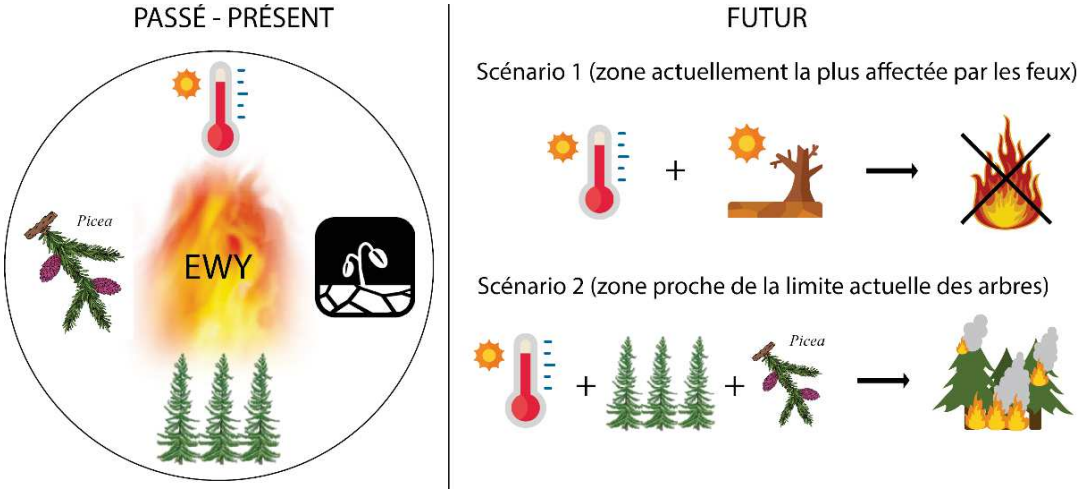


Figure 5.1. Schéma récapitulatif des facteurs environnementaux majeurs associés aux grands feux passés et aux années de feu extrêmes récentes aux Territoires du Nord-Ouest (TNO). Représentation des scénarios futurs possibles simulés par le modèle LPJ-LMfire selon les régions des TNO.

L'objectif du **chapitre IV** était d'estimer l'aléa climatique futur sur le territoire de la Première Nation Tłı̨chǫ et aux TNO afin d'évaluer si le seuil de température associé aux EWY historiques (cf. **chapitre II**), sera dépassé durant le XXI^{e} siècle. Les projections climatiques utilisées sont issues de différents modèles climatiques couplés à deux scénarios de forçage radiatif (RCP4.5 et RCP8.5). Dans un second temps, le modèle LPJ-LMfire a été utilisé pour simuler la biomasse arborescente et les taux de brûlage annuels au regard du changement climatique prévu au cours du XXI^{e} siècle. Nous avons simulé la dynamique des superficies annuelles brûlées afin de vérifier si le seuil associé à des EWY historiques sur le territoire de la Première Nation Tłı̨chǫ sera dépassé au cours du XXI^{e} siècle. Les résultats ont montré que malgré l'augmentation progressive des températures, les taux de brûlage futurs seront principalement modulés par la dynamique de la végétation. La diminution de la biomasse arborescente, principalement de l'épinette noire, pourrait limiter l'activité de feu future dans la région

des TNO actuellement soumise aux feux (**Fig. 5.1**). À l'inverse, les taux de brûlage pourraient augmenter près de la limite actuelle des arbres et sur le territoire Tłı̨chǫ à partir de la fin du XXI^{e} siècle, où le modèle LPJ-LMfire simule une colonisation progressive des paysages par l'épinette noire. Toutefois, les seuils de EWY historiques ne seront pas dépassés.

5.1 Apports et limites des méthodes de reconstitution de la dynamique du régime des feux récent, passé et futur

Caractérisation des indicateurs du régime des feux récent

Les données des agences canadiennes de gestion des feux de forêt et les informations sur les caractéristiques de la végétation disponibles à partir d'images de télédétection constituent des sources d'information déterminantes pour comprendre le fonctionnement des écosystèmes forestiers boréaux à l'échelle récente (Beaudoin et al., 2014; Lentile et al., 2006). Les informations disponibles sur les feux de forêt aux latitudes nordiques du Canada regroupent principalement des données sur l'emplacement, la date d'occurrence, la cause et la taille des feux. Cependant, d'autres informations restent à développer pour caractériser plus précisément le régime des feux, afin de tenir compte des effets sur les écosystèmes forestiers, comme par exemple la capacité de régénération des peuplements forestiers suite au feu (Chu and Guo, 2014). Des informations additionnelles, caractérisant la sévérité (Guindon et al., 2020; Whitman et al., 2018) ou les types de feux et couplées à des validations terrain, sont en cours de développement et permettraient d'améliorer la compréhension des interactions complexes entre les feux, la végétation et le climat récents.

Dans cette thèse, les EWY historiques correspondent aux valeurs des extrémités supérieures de la distribution des superficies annuelles brûlées entre 1965 et 2019 sur le territoire de la Première Nation Tłı̨chǫ, afin de respecter la définition du GIEC selon

laquelle un événement extrême correspond à « l'occurrence d'une variable au-dessus (ou en-dessous) d'une valeur seuil proche des extrémités supérieures (ou inférieures) de la gamme des valeurs observées de la variable » (IPCC, 2012). La caractérisation des EWY dépend de la superficie de la zone étudiée et de la couverture temporelle de la période d'étude. Cette caractérisation pourrait également s'adapter au contexte humain sur lequel porte la problématique d'étude, en tenant compte des effets des feux sur l'écosystème et des conséquences économiques, sociales et culturelles pour les communautés locales.

La caractérisation des facteurs associés aux EWY historiques a été basée sur des variables climatiques et environnementales. L'échelle temporelle d'analyse utilisée correspond à la période délimitant la saison de feu pour chaque année, ce qui peut limiter l'identification de certains facteurs s'exprimant aux échelles décennale (e.g. phénomènes El Niño et oscillation décennale du Pacifique - PDO), saisonnière, mensuelle ou quotidienne (e.g. vitesse du vent). D'autres aspects rendent parfois difficile l'identification des facteurs à l'origine des EWY. En effet, il s'agit fréquemment d'une combinaison de plusieurs facteurs météorologiques, climatiques et écologiques qui favorisent l'émergence de conditions propices à l'occurrence de EWY, et non d'un facteur en particulier (Walsh et al., 2020). Dans cette thèse nous avons identifié le rôle de deux principaux facteurs expliquant les superficies annuelles brûlées sur le territoire Tłı̨chǫ : les conditions climatiques moyennes au cours de la saison de feu (températures et conditions de sécheresse des couches organiques du sol), et les caractéristiques de la végétation présente sur le territoire avant un feu (types d'occupation du sol). Les résultats de cette thèse complètent des études précédentes ayant mis en évidence l'importance de la vitesse du vent (Lynch et al., 2004a), de la foudre (Veraverbeke et al., 2017), des conditions de sécheresse atmosphérique et des conditions d'humidité de surface du sol (Forkel et al., 2012) en tant que facteurs déterminant de la propagation du feu en milieu boréal à l'origine de très grands feux. En plus des conditions météorologiques et de l'état du combustible, la propagation des

grands feux est influencée par le type d'occupation des sols, la structure des peuplements et la topographie (Parisien et al., 2011). Cette thèse permet de mieux comprendre les interactions complexes entre les conditions climatiques, environnementales et le régime des feux sur un territoire jusque-là peu étudié, et la manière dont ces mécanismes couplés peuvent conduire à des EWY dans les écosystèmes forestiers boréaux canadiens. Les résultats obtenus soulignent l'importance d'un couplage mécaniste tenant compte du climat, de la végétation, de l'activité du feu et de leurs rétroactions dans les modèles pour prévoir les effets futurs du changement climatique.

Apports de la paléoécologie pour comprendre la dynamique du régime des feux passé

Les indicateurs paléoécologiques constituent une source d'information déterminante pour comprendre le fonctionnement passé des écosystèmes forestiers. Ils permettent de reconstituer les dynamiques passées de la végétation et des feux à partir d'analyses polliniques (Faegri and Iversen, 1989; Prentice et al., 1996) et de la quantification (nombres et surfaces) des fragments de charbon de bois préservés dans les sédiments lacustres (Higuera, 2009). L'utilisation de données paléoécologiques pour reconstituer le régime des feux passé nécessite de combiner plusieurs indicateurs sur plusieurs sites afin de s'approcher au mieux des tendances régionales et de limiter les biais liés à des processus taphonomiques locaux (Remy et al., 2018). C'est pourquoi nous avons extrait des carottes sédimentaires provenant de quatre sites différents, proches de 50 km. Les reconstitutions ont montré que les feux étaient plus larges et/ou plus sévères durant les périodes chaudes, c.-à-d. avant *ca.* 5 000 cal. BP et pendant les 500 dernières années, ce qui corrobore les résultats du **chapitre II**, mais aussi lorsque le combustible à brûler, notamment composé d'épinette noire, était plus abondant. La comparaison avec des reconstitutions climatiques passées a permis de mieux comprendre comment ont intéragi le climat, les feux et la végétation au cours du temps. Cette thèse montre que les températures, la sécheresse du combustible et la dynamique de la végétation

ont joué un rôle clé dans la formation de larges feux au cours des 10 000 dernières années dans le centre des TNO. Les facteurs climatiques et environnentaux qui ont contribué aux superficies brûlées et à la taille des feux au cours des derniers millénaires correspondent à ceux identifiés pour le régime des feux des dernières décennies. Afin d'améliorer la précision des reconstitutions de la dynamique des feux et de la végétation, les sédiments les plus récents pourraient être datés en utilisant la radiochronologie ^{210}Pb, qui fournit des mesures plus précises des chronologies récentes (Blais et al., 1998). Il serait aussi possible d'utiliser des données instrumentales pour prédire les micro-charbons déposés dans les lacs, et donc la sévérité des feux ou les superficies brûlées, comme cela a été précédemment réalisé au sein de quelques études en milieu boréal (Hennebelle et al., 2020; Kelly et al., 2013; Oris et al., 2014a). Enfin, dans les sites où les arbres présentent des cicatrices de feux, des analyses dendrochronologiques permettraient de reconstituer le régime de feux à une échelle séculaire (300-500 dernières années) afin de lier les reconstitutions des régimes des feux des dernières décennies (1965-2019) avec ceux plus anciens reconstruits par les charbons comme cela a déjà été réalisé dans l'est canadien (Brossier et al., 2014). Plusieurs reconstitutions dendrochronologiques réalisées dans le sud des TNO ont déjà permis d'estimer les superficies annuelles brûlées (ex. Girardin and Sauchyn, 2008) et de mettre en évidence une diminution de l'occurrence des feux et des superficies brûlées au cours des siècles passés (Wallenius et al., 2011).

Simulation du régime des feux et des années extrêmes

Les simulations des taux de brûlage et de la dynamique de la végétation réalisées avec le modèle LPJ-LMfire montrent l'importance de considérer les interactions entre le climat, le feu et la végétation afin de comprendre la dynamique au cours du temps et mieux prévoir comment pourrait évoluer le régime des feux futur (Waito et al., 2015). Les simulations exclusivement basées sur des modèles climatiques sont insuffisantes pour expliquer les variations spatio-temporelles du régime des feux, qui dépend

également de l'évolution des caractéristiques de la végétation. En revanche, la résolution spatiale utilisée (10 km), les scénarios d'émissions envisagés (RCP4.5 et RCP8.5), et la transformation par le générateur météorologique des données climatiques mensuelles en données journalières pour les simulations, peuvent être source d'incertitudes. C'est pourquoi il semble important de considérer les projections réalisées à l'échelle des TNO comme non généralisables car celles-ci peuvent différer spatialement et temporellement. De plus, dans les régions septentrionales de la forêt boréale, la capacité du modèle LPJ-LMfire peut être affectée par la faible densité de stations météorologiques, ce qui peut conduire à une sous-estimation des interactions entre les feux et la météorologie, et limiter la capacité du modèle à détecter les EWY (Girardin et al., 2009; Xiao and Zhuang, 2007).

De par leur nature non linéaire, les événements de feu extrêmes sont difficiles à prévoir. Cette thèse a montré que la caractérisation des années de feu extrêmes dans les forêts boréales du Canada ne doit pas se faire uniquement sur la base de modèles météorologiques et d'indices climatiques comme ce fut parfois le cas dans des études précédentes (Balzter et al., 2005). Les modèles utilisés pour prévoir l'activité de feu future devraient intégrer d'autres facteurs pour modéliser l'activité de feu de manière plus réaliste. La prise en compte de la fonte du pergélisol (Holloway et al., 2020; Schaphoff et al., 2013) pourrait permettre de détecter plus précisément les anomalies d'humidité de surface susceptibles d'être liées à l'occurrence des feux (Thonicke et al., 2010). Ainsi, les DGVMs appliqués aux régions des latitudes nordiques devraient être couplés à des modèles d'hydrologie spécifiques au pergélisol (Beer et al., 2007). Appliquer de tels modèles permettrait de mieux prédire la dynamique de la végétation et des feux afin d'anticiper la vulnérabilité future des forêts boréales et des populations humaines.

5.2 Implications pour les communautés autochtones

Mieux comprendre le fonctionnement des écosystèmes boréaux doit permettre de diminuer les incertitudes sur l'évolution des écosystèmes futurs et de leurs perturbations, en lien avec le changement climatique. Les résultats des **chapitres II** et **III** mettent en évidence les conditions propices à l'occurrence de grands feux, à court et à long terme. Ils peuvent être utilisés par les populations et les gestionnaires forestiers du territoire Tłı̨chǫ pour anticiper de futures années de feu extrêmes et de grands feux sévères. Les projections du régime des feux sont essentielles pour évaluer le risque de feu et aider les organismes de gestion des feux à améliorer les pratiques d'aménagement forestier. Les taux de brûlage simulés au sein du **chapitre IV** sont utiles pour les membres de la Première Nation Tłı̨chǫ car ils soulignent les trajectoires possibles du régime des feux et de la végétation au cours des prochaines décennies. Mieux comprendre pour prédire l'avenir doit permettre de limiter les effets économiques et sociaux des feux (Coogan et al., 2019), de préserver les services écosystémiques, les lieux culturels clés (Cuerrier et al., 2015), les intérêts des peuples autochtones (Morarin, 2020), et de minimiser les coûts associés à la lutte contre les feux (Stocks and Martell, 2016), qui demande des moyens matériels et humains de plus en plus importants (Hope et al., 2016).

Étant donné les disparités spatiales dans les projections du régime des feux simulées par le modèle LPJ-LMfire au cours du XXI^{e} siècle aux TNO, les pratiques d'aménagement tenant compte de la variabilité des paysages et des perturbations associées semblent plus pertinentes qu'un aménagement généralisé à l'échelle régionale. Cependant, le déploiement de nouvelles ressources humaines et matérielles semble déterminant pour une gestion efficace des forêts et des feux. Afin d'orienter les stratégies de gestion forestière, il est nécessaire d'évaluer la capacité adaptative de l'écosystème et des communautés humaines face au risque de feu (Thompson *et al.* 2009). Les régions particulièrement exposées au feu doivent faire l'objet de mesures

préventives visant à limiter l'intensité et la propagation du feu en contrôlant le volume de combustible et la mosaïque de la végétation au sein du paysage (Catry et al., 2010). Ces mesures peuvent aider par exemple à diminuer la connectivité du paysage et son degré d'inflammabilité dans le but de limiter le risque de feu, pour éviter la destruction d'infrastructures, garantir la sécurité humaine et éviter les échecs de régénération.

Dans les régions où l'incertitude des projections est plus élevée, il sera probablement nécessaire de développer des stratégies multiples pour faire face à une augmentation du risque de feu (Burke et al., 2015). Dans les régions où une augmentation du risque de feu est prévue, les mesures de sensibilisation et de prévention destinées aux communautés autochtones exposées doivent permettre d'informer et d'alerter les populations sur le risque de feu afin de limiter les dommages économiques et socio-culturels, mais aussi de garantir la durabilité des territoires à haute valeur autochtone. Les mesures d'atténuation visent à protéger et à conserver la forêt à court terme en réduisant le risque de feu, afin de garantir certains intérêts à forts enjeux (par exemple, la récolte forestière, les services écosystémiques, le stockage de carbone; Terrier et al., 2012). D'une part, les pratiques d'aménagement favorisant les peuplements feuillus peuvent permettre de diminuer le risque de feu en restreignant l'allumage du feu et sa propagation par rapport aux conifères. D'autre part, les coupes d'éclaircie peuvent contribuer à la réduction du volume de combustible sec, afin de limiter la propagation des feux (Morarin, 2020; Ryan et al., 2013). Enfin, la restriction des superficies aménagées dans des zones particulièrement à risque constitue une des solutions pour améliorer la sécurité des biens et des personnes (McGee, 2007). Pour une meilleure efficacité, ces mesures doivent être combinées à l'amélioration des systèmes de surveillance et de lutte contre les feux (Harris et al., 2011), au perfectionnement des outils d'évaluation des risques de feu et à des modèles de prédiction des changements du régime des feux face au changement climatique (Le Goff et al., 2005). L'élaboration des mesures de gestion des forêts et des feux doit reposer sur l'implication des communautés autochtones dans la prise de décisions, afin de répondre aux besoins des

populations autochtones (Beaudoin et al., 2015; Christianson, 2015). Ainsi, il semble important de développer les modes de gouvernance collaboratifs, reposant sur une recherche participative qui permet de mettre en valeur les connaissances et les savoir-faire des différents acteurs. Cela nécessite d'améliorer le transfert de connaissances entre les chercheurs, les décideurs politiques, les praticiens et les populations impliquées (McGee et al., 2016).

5.3 Perspectives de recherche

La forêt boréale du nord-ouest canadien est l'une des régions planétaires les plus affectées par le changement climatique en cours, qui risque de modifier les écosystèmes forestiers et la dynamique des feux de forêt (Ummenhofer and Meehl, 2017). Ces changements pourraient affecter les communautés autochtones vivant aux latitudes nordiques du Canada en limitant l'accès aux services écosystémiques associés à leurs activités traditionnelles. C'est pourquoi, les responsables politiques et les communautés ont besoin d'informations sur les événements extrêmes, en particulier s'ils deviennent plus fréquents dans un climat changeant. En effet, ce sont généralement les événements extrêmes plutôt que les changements moyens qui ont les plus grands impacts sur les écosystèmes et les populations humaines.

Dans un contexte où les EWY pourraient se multiplier dans le futur, il est important de continuer à améliorer notre compréhension des facteurs qui régissent les EWY et les grands feux. Pour cela, il serait pertinent de développer d'autres études paléoécologiques dans des zones proches de la limite actuelle des arbres de la forêt boréale, afin d'obtenir une couverture plus large de l'historique du régime des feux des latitudes nordiques canadiennes et réaliser des comparaisons avec la dynamique des feux des TNO. Pour caractériser plus largement le régime des feux et mieux comprendre la dynamique spatio-temporelle des EWY, il serait nécessaire d'intégrer des informations sur la sévérité des feux (Whitman et al., 2018). Par ailleurs, il semble

pertinent de développer le fonctionnement des modèles à haute résolution et d'améliorer les systèmes d'observation qui ciblent les années de feu extrêmes (Walsh et al., 2020). En effet, de nombreux impacts sur les écosystèmes surviennent localement et ne sont pas détectés par les réseaux d'observation existants, ce qui souligne la nécessité de prendre en compte la détection des extrêmes dans la conception des systèmes d'observation. Les techniques de modélisation du fonctionnement des écosystèmes boréaux et du régime des feux pourraient être perfectionnées en intégrant de nouveaux paramètres permettant de réaliser des simulations plus précises et plus réalistes. D'autres processus écologiques devraient être intégrés dans les simulations, tels que la fonte du pergélisol (Beer et al., 2007; Schuur et al., 2008) ou la prise en compte d'une plus grande diversité de types de végétation tels que les arbustes et les herbacées, dont les stratégies de régénération face aux feux diffèrent de la végétation arborescente. Il est également nécessaire de poursuivre les travaux sur les effets des années de feu extrêmes et des grands feux sur les écosystèmes et les sociétés humaines afin d'orienter les organismes de gestion forestière vers des pratiques d'aménagement destinées à limiter les menaces liées aux feux dans les régions concernées.

RÉFÉRENCES

Abatzoglou JT and Kolden CA (2013) Relationships between climate and macroscale area burned in the Western United States. *International Journal of Wildland Fire* 22(7): 1003–1020: doi:10.1071/WF13019.

Adams MA (2013) Mega-fires, tipping points and ecosystem services: managing forests and woodlands in an uncertain future. *Forest Ecology and Management* 294: 250–261: doi:10.1016/j.foreco.2012.11.039.

Agee JK (1996) *Fire ecology of Pacific Northwest forests*. Island press.

Ali AA, Blarquez O, Girardin MP, Hély C, Tinquaut F, El Guellab A, et al. (2012) Control of the multimillennial wildfire size in boreal North America by spring climatic conditions. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 109(51): 20966–20970: doi:10.1073/pnas.1203467109.

Ali AA, Carcaillet C and Bergeron Y (2009) Long-term fire frequency variability in the eastern Canadian boreal forest: the influences of climate vs. local factors. *Global Change Biology* 15(5): 1230–1241: doi:10.1111/j.1365-2486.2009.01842.x.

Alleaume S, Hely C, Le Roux J, Korontzi S, Swap RJ, Shugart HH, et al. (2005) Using MODIS to evaluate heterogeneity of biomass burning in southern African savannahs: a case study in Etosha. *International Journal of Remote Sensing* 26(19): 4219–4237: doi:10.1080/01431160500113492.

Allen CD, Macalady AK, Chenchouni H, Bachelet D, McDowell N, Vennetier M, et al. (2010) A global overview of drought and heat-induced tree mortality reveals emerging climate change risks for forests. *Forest Ecology and Management* 259(4): 660–684: doi:10.1016/j.foreco.2009.09.001.

Amiro BD, Cantin A, Flannigan MD and De Groot WJ (2009) Future emissions from Canadian boreal forest fires. *Canadian Journal of Forest Research*. NRC Research Press 39(2): 383–395: doi:10.1139/X08-154.

Anderson TA and Johnson CJ (2014) Distribution of barren-ground caribou during winter in response to fire. *Ecosphere* 5(10): 1–17: doi:10.1890/ES14-00010.1.

Andrews JT, Mode WN, Webber PJ, Miller GH and Jacobs JD (1980) Report on the distribution of dwarf birches and present pollen rain, Baffin Island, N.W.T., Canada. *Arctic* 33(1): 50–58: doi:10.14430/arctic2547.

Ansmann A, Baars H, Chudnovsky A, Mattis I, Veselovskii I, Haarig M, et al. (2018) Extreme levels of Canadian wildfire smoke in the stratosphere over central Europe on 21–22 August 2017. *Atmospheric Chemistry and Physics* 18(16): 11831–11845: doi:10.5194/acp-18-11831-2018.

Archibald S, Lehmann CE, Gómez-Dans JL and Bradstock RA (2013) Defining pyromes and global syndromes of fire regimes. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 110(16): 6442–6447: doi:10.1073/pnas.1211466110.

Arora VK, Scinocca JF, Boer GJ, Christian JR, Denman KL, Flato GM, et al. (2011) Carbon emission limits required to satisfy future representative concentration pathways of greenhouse gases. *Geophysical Research Letters* 38(5): doi:10.1029/2010GL046270.

Asselin H, Belleau A and Bergeron Y (2006) Factors responsible for the co-occurrence of forested and unforested rock outcrops in the boreal forest. *Landscape Ecology*. Springer 21(2): 271–280: doi:10.1007/s10980-005-1393-1.

Asselin H and Payette S (2005) Late Holocene opening of the forest tundra landscape in northern Québec, Canada. *Global Ecology and Biogeography* 14(4): 307–313: doi:10.1111/j.1466-822X.2005.00157.x.

Attiwill P and Binkley D (2013) Exploring the mega-fire reality 2011: A “forest ecology and management” conference. *Forest Ecology and Management* 294: 1–3: doi:10.1016/j.foreco.2012.12.025.

Attiwill PM and Adams MA (2013) Mega-fires, inquiries and politics in the eucalypt forests of Victoria, south-eastern Australia. *Forest Ecology and Management*. Elsevier 294: 45–53: doi:10.1016/j.foreco.2012.09.015.

Baccini A, Goetz SJ, Walker WS, Laporte NT, Sun M, Sulla-Menashe D, et al. (2012) Estimated carbon dioxide emissions from tropical deforestation improved by carbon-density maps. *Nature Climate Change* 2(3): 182–185: doi:10.1038/nclimate1354.

Balshi MS, McGuire AD, Duffy P, Flannigan M, Walsh J and Melillo J (2009) Assessing the response of area burned to changing climate in western boreal North America using a Multivariate Adaptive Regression Splines (MARS) approach. *Global Change Biology* 15(3): 578–600: doi:10.1111/j.1365-2486.2008.01679.x.

Baltzer JL, Nicola D, Walker XJ, Greene DF and Mack MC (submitted) Fire and the decline of fire-adapted black spruce in the boreal forest. *Science*.

Balzter H, Gerard FF, George CT, Rowland CS, Jupp TE, McCallum I, et al. (2005) Impact of the Arctic Oscillation pattern on interannual forest fire variability in Central Siberia. *Geophysical Research Letters* 32(14): doi:10.1029/2005GL022526.

Barbero R, Abatzoglou JT, Steel EA and Larkin NK (2014) Modeling very large-fire occurrences over the continental United States from weather and climate forcing. *Environmental Research Letters* 9(12): 124009: doi:10.1088/1748-9326/9/12/124009.

Barrett BS, Henderson GR, McDonnell E, Henry M and Mote T (2020) Extreme Greenland blocking and high-latitude moisture transport. *Atmospheric Science Letters* 21(11): e1002: doi:10.1002/asl.1002.

Barrett K, McGuire AD, Hoy EE and Kasischke ES (2011) Potential shifts in dominant forest cover in interior Alaska driven by variations in fire severity. *Ecological applications* 21(7): 2380–2396: doi:10.1890/10-0896.1.

Barrier TA and Johnson CJ (2012) The influence of fire history on selection of foraging sites by barren-ground caribou. *Ecoscience* 19(2): 177–188: doi:10.2980/19-2-3508.

Beaudoin A, Bernier PY, Guindon L, Villemaire P, Guo XJ, Stinson G, et al. (2014) Mapping attributes of Canada's forests at moderate resolution through kNN and MODIS imagery. *Canadian Journal of Forest Research* 44(5): 521–532: doi:10.1139/cjfr-2013-0401.

Beaudoin J-M, Bouthillier L and Chiasson G (2015) Growing deep roots: Increasing Aboriginal authority in contemporary forest governance arrangements. *Land Use Policy* 49: 287–295: doi:10.1016/j.landusepol.2015.08.004.

Beck HE, Zimmermann NE, McVicar TR, Vergopolan N, Berg A and Wood EF (2018) Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Scientific Data*. Nature Publishing Group 5: 180214: doi:10.1038/sdata.2018.214.

Bedia J, Herrera S, Gutiérrez JM, Benali A, Brands S, Mota B, et al. (2015) Global patterns in the sensitivity of burned area to fire-weather: Implications for climate change. *Agricultural and Forest Meteorology* 214–215: 369–379: doi:10.1016/j.agrformet.2015.09.002.

Beer C, Lucht W, Gerten D, Thonicke K and Schmullius C (2007) Effects of soil freezing and thawing on vegetation carbon density in Siberia: A modeling analysis

with the Lund-Potsdam-Jena Dynamic Global Vegetation Model (LPJ-DGVM). *Global Biogeochemical Cycles* 21(1): doi:10.1029/2006GB002760.

Bergeron Y (1998) Les conséquences des changements climatiques sur la fréquence des feux et la composition forestière au sud-ouest de la forêt boréale québécoise. *Géographie physique et Quaternaire* 52(2): 167–174: doi:10.7202/004768ar.

Bergeron Y, Irulappa Pillai Vijayakumar DB, Ouzennou H, Raulier F, Leduc A and Gauthier S (2017) Projections of future forest age class structure under the influence of fire and harvesting: implications for forest management in the boreal forest of eastern Canada. *Forestry: An International Journal of Forest Research* 90(4): 485–495: doi:10.1093/forestry/cpx022.

Bergeron Y, Leduc A, Harvey BD and Gauthier S (2002) Natural fire regime: a guide for sustainable management of the Canadian boreal forest. *Silva Fennica* 36(1): 81–95: doi:10.14214/sf.553.

Berkes F and Davidson-Hunt IJ (2006) Biodiversity, traditional management systems, and cultural landscapes: examples from the boreal forest of Canada. *International Social Science Journal* 58(187): 35–47: doi:10.1111/j.1468-2451.2006.00605.x.

Bernier PY, Gauthier S, Jean P-O, Manka F, Boulanger Y, Beaudoin A, et al. (2016) Mapping local effects of forest properties on fire risk across Canada. *Forests* 7(8): 157: doi:10.3390/f7080157.

Birks HH and Birks HJB (2006) Multi-proxy studies in palaeolimnology. *Vegetation History and Archaeobotany*. Springer 15(4): 235–251: doi:10.1007/s00334-006-0066-6.

Blaauw M (2010) Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology* 5(5): 512–518: doi:10.1016/j.quageo.2010.01.002.

Blaauw M and Christen JA (2011) Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis* 6(3): 457–474: doi:10.1214/11-BA618.

Blais JM, France RL, Kimpe LE and Cornett RJ (1998) Climatic changes in northwestern Ontario have had a greater effect on erosion and sediment accumulation than logging and fire: Evidence from 210Pb chronology in lake sediments. *Biogeochemistry*. Springer 43(3): 235–252.

Blarquez O, Ali AA, Girardin MP, Grondin P, Fréchette B, Bergeron Y, et al. (2015) Regional paleofire regimes affected by non-uniform climate, vegetation and human drivers. *Scientific Reports* 5(1): 13356: doi:10.1038/srep13356.

Blarquez O, Vannière B, Marlon JR, Daniau A-L, Power MJ, Brewer S, et al. (2014) paleofire: an R package to analyse sedimentary charcoal records from the Global Charcoal Database to reconstruct past biomass burning. *Computers & Geosciences* 72: 255–261: doi:10.1016/j.cageo.2014.07.020.

Boer MM, de Dios VR and Bradstock RA (2020) Unprecedented burn area of Australian mega forest fires. *Nature Climate Change* 10(3): 171–172: doi:10.1038/s41558-020-0716-1.

Boisvert-Marsh L, Périé C and de Blois S (2019) Divergent responses to climate change and disturbance drive recruitment patterns underlying latitudinal shifts of tree species. *Journal of Ecology*. Wiley Online Library 107(4): 1956–1969.

Bonan GB (2008) Forests and climate change: forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests. *Science* 320(5882): 1444–1449: doi:10.1126/science.1155121.

Bond-Lamberty B, Peckham SD, Ahl DE and Gower ST (2007) Fire as the dominant driver of central Canadian boreal forest carbon balance. *Nature* 450(7166): 89–92: doi:10.1038/nature06272.

Boonstra R, Andreassen HP, Boutin S, Hušek J, Ims RA, Krebs CJ, et al. (2016) Why do the boreal forest ecosystems of northwestern Europe differ from those of western North America? *BioScience* 66(9): 722–734: doi:10.1093/biosci/biw080.

Boucher D, Gauthier S, Thiffault N, Marchand W, Girardin M and Urli M (2020) How climate change might affect tree regeneration following fire at northern latitudes: a review. *New Forests*. Springer 51: 543–571: doi:10.1007/s11056-019-09745-6.

Boucher J, Beaudoin A, Hébert C, Guindon L and Bauce É (2017) Assessing the potential of the differenced Normalized Burn Ratio (dNBR) for estimating burn severity in eastern Canadian boreal forests. *International Journal of Wildland Fire* 26(1): 32–45.

Boulanger Y, Gauthier S and Burton PJ (2014) A refinement of models projecting future Canadian fire regimes using homogeneous fire regime zones. *Canadian Journal of Forest Research* 44(4): 365–376: doi:10.1139/cjfr-2013-0372.

Boulanger Y, Gauthier S, Burton PJ and Vaillancourt M-A (2012) An alternative fire regime zonation for Canada. *International Journal of Wildland Fire*. CSIRO 21(8): 1052–1064: doi:10.1071/WF11073.

Boulanger Y, Taylor AR, Price DT, Cyr D, McGarrigle E, Rammer W, et al. (2017) Climate change impacts on forest landscapes along the Canadian southern boreal forest transition zone. *Landscape Ecology* 32(7): 1415–1431: doi:10.1007/s10980-016-0421-7.

Braadbaart F and Poole I (2008) Morphological, chemical and physical changes during charcoalification of wood and its relevance to archaeological contexts. *Journal of Archaeological Science* 35(9): 2434–2445: doi:10.1016/j.jas.2008.03.016.

Bradstock RA (2009) Effects of large fires on biodiversity in south-eastern Australia: disaster or template for diversity? *International Journal of Wildland Fire*. CSIRO 17(6): 809–822: doi:10.1071/WF07153.

Bramly S (2017) *Terre sacrée: L'univers spirituel des Indiens d'Amérique du Nord*. Paris, France.

Brandt JP, Flannigan MD, Maynard DG, Thompson ID and Volney WJA (2013) An introduction to Canada's boreal zone: ecosystem processes, health, sustainability, and environmental issues. *Environmental Reviews* 21(4): 207–226: doi:10.1139/er-2013-0040.

Brossier B, Oris F, Finsinger W, Asselin H, Bergeron Y and Ali AA (2014) Using tree-ring records to calibrate peak detection in fire reconstructions based on sedimentary charcoal records. *Holocene* 24(6): 635–645: doi:10.1177/0959683614526902.

Brown DM, Kochtubajda B and Said RK (2020) A severe thunderstorm outbreak north of 70° N over the Canadian Arctic Islands with unusual lightning characteristics. *Atmosphere-Ocean*. Taylor & Francis 58(4): 231–242: doi:10.1080/07055900.2020.1792405.

Brown JK (1995) Fire regimes and their relevance to ecosystem management. *Society of American Foresters. Convention (USA)*.

Brown RD, Brasnett B and Robinson D (2003) Gridded North American monthly snow depth and snow water equivalent for GCM evaluation. *Atmosphere-Ocean* 41(1): 1–14: doi:10.3137/ao.410101.

Buermann W, Bikash PR, Jung M, Burn DH and Reichstein M (2013) Earlier springs decrease peak summer productivity in North American boreal forests. *Environmental Research Letters* 8(2): 024027: doi:10.1088/1748-9326/8/2/024027.

Burke M, Dykema J, Lobell DB, Miguel E and Satyanath S (2015) Incorporating climate uncertainty into estimates of climate change impacts. *Review of Economics and Statistics* 97(2): 461–471: doi:10.1162/REST_a_00478.

Burton PJ, Parisien M-A, Hicke JA, Hall RJ and Freeburn JT (2008) Large fires as agents of ecological diversity in the North American boreal forest. *International Journal of Wildland Fire* 17(6): 754–767: doi:10.1071/WF07149.

Campbell ID and Flannigan MD (2000) Long-term perspectives on fire-climate-vegetation relationships in the North American boreal forest. *Fire, climate change, and carbon cycling in the boreal forests*. New-York, NY, USA: Springer-Verlag, 151–172.

Campbell ID, McDonald K, Flannigan MD and Kringayark J (1999) Long-distance transport of pollen into the Arctic. *Nature* 399(6731): 29–30: doi:10.1038/19891.

Cansler CA and McKenzie D (2014) Climate, fire size, and biophysical setting control fire severity and spatial pattern in the northern Cascade Range, USA. *Ecological Applications* 24(5): 1037–1056: doi:10.1890/13-1077.1.

Carcaillet C, Bouvier M, Fréchette B, Larouche AC and Richard PJ (2001) Comparison of pollen-slide and sieving methods in lacustrine charcoal analyses for local and regional fire history. *Holocene* 11(4): 467–476: doi:10.1191/095968301678302904.

Cardil A, Lorente M, Boucher D, Boucher J and Gauthier S (2018) Factors influencing fire suppression success in the province of Quebec (Canada). *Canadian Journal of Forest Research* 49(5): 531–542: doi:10.1139/cjfr-2018-0272.

Catry FX, Rego FC, Silva JS, Moreira F, Camia A, Ricotta C, et al. (2010) Fire starts and human activities. *Towards integrated fire management – outcomes of the European project Fire ParadoxEdition: European Forest Institute Research Report 23*. Joensuu, Finland: European Forest Institute, 9–22.

Cavard X, Boucher J-F and Bergeron Y (2015) Vegetation and topography interact with weather to drive the spatial distribution of wildfires in the eastern boreal forest of Canada. *International Journal of Wildland Fire* 24(3): 391–406: doi:10.1071/WF13128.

Chandler C, Cheney P, Thomas P, Trabaud L and Williams D (1983) *Fire in forestry. Volume 1. Forest fire behavior and effects. Volume 2. Forest fire management and organization.* John Wiley & Sons, Inc.

Chapin FS, McGuire AD, Ruess RW, Hollingsworth TN, Mack MC, Johnstone JF, et al. (2010) Resilience of Alaska's boreal forest to climatic change. *Canadian Journal of Forest Research* 40(7): 1360–1370: doi:10.1139/X10-074.

Chapin FS, Oswood MW, Van Cleve K, Viereck LA and Verbyla DL (2006) *Alaska's changing boreal forest*. New-York, USA: Oxford University Press.

Chaste E, Girardin MP, Kaplan JO, Bergeron Y and Hély C (2019) Increases in heat-induced tree mortality could drive reductions of biomass resources in Canada's managed boreal forest. *Landscape Ecology* 34(2): 403–426: doi:10.1007/s10980-019-00780-4.

Chaste E, Girardin MP, Kaplan JO, Portier J, Bergeron Y and Hély C (2018) The pyrogeography of eastern boreal Canada from 1901 to 2012 simulated with the LPJ-LMfire model. *Biogeosciences* 15(5): 1273–1292: doi:10.5194/bg-15-1273-2018.

Chen L, Huang J-G, Dawson A, Zhai L, Stadt KJ, Comeau PG, et al. (2017) Contributions of insects and droughts to growth decline of trembling aspen mixed boreal forest of western Canada. *Global Change Biology* 24(2): 655–667: doi:10.1111/gcb.13855.

Christianson AN (2011) Wildfire risk perception and mitigation at Peavine Métis Settlement. Edmonton, Alberta, University of Alberta.

Christianson AN (2015) Social science research on Indigenous wildfire management in the 21st century and future research needs. *International Journal of Wildland Fire* 24(2): 190–200: doi:10.1071/WF13048.

Chu T and Guo X (2014) Remote sensing techniques in monitoring post-fire effects and patterns of forest recovery in boreal forest regions: a review. *Remote Sensing*. Multidisciplinary Digital Publishing Institute 6(1): 470–520: doi:10.3390/rs6010470.

Chylek P, Li J, Dubey MK, Wang M and Lesins G (2011) Observed and model simulated 20th century Arctic temperature variability: Canadian earth system model CanESM2. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*. Copernicus GmbH 11(8): 22893–22907: doi:10.5194/acpd-11-22893-2011.

Coates KS (1985) *Canada's colonies: a history of the Yukon and Northwest Territories*. Toronto, Canada: James Lorimer & Company.

Coen JL, Stavros EN and Fites-Kaufman JA (2018) Deconstructing the King megafire. *Ecological Applications* 28(6): 1565–1580: doi:10.1002/eap.1752.

Conedera M, Tinner W, Neff C, Meurer M, Dickens AF and Krebs P (2009) Reconstructing past fire regimes: methods, applications, and relevance to fire management and conservation. *Quaternary Science Reviews* 28(5–6): 555–576: doi:10.1016/j.quascirev.2008.11.005.

Coogan SC, Cai X, Jain P and Flannigan MD (2020) Seasonality and trends in human-and lightning-caused wildfires≥ 2 ha in Canada, 1959–2018. *International Journal of Wildland Fire* 29(6): 473–485: doi:10.1071/WF19129.

Coogan SC, Robinne F-N, Jain P and Flannigan MD (2019) Scientists' warning on wildfire—a Canadian perspective. *Canadian Journal of Forest Research* 49(9): 1015–1023: doi:10.1139/cjfr-2019-0094.

Coops NC, Hermosilla T, Wulder MA, White JC and Bolton DK (2018) A thirty year, fine-scale, characterization of area burned in Canadian forests shows evidence of regionally increasing trends in the last decade. *PLoS One*. Public Library of Science San Francisco, CA USA 13(5): e0197218: doi:10.1371/journal.pone.0197218.

Crann CA, Patterson RT, Macumber AL, Galloway JM, Roe HM, Blaauw M, et al. (2015) Sediment accumulation rates in subarctic lakes: insights into age-depth modeling from 22 dated lake records from the Northwest Territories, Canada. *Quaternary Geochronology* 27: 131–144: doi:10.1016/j.quageo.2015.02.001.

Cretat J, Pohl B and Richard Y (2011) Les modèles climatiques régionaux outils de décomposition des échelles spatio-temporelles. *Dixièmes Rencontres de Théo Quant*. Besançon (France), 11. Available at: http://thema.univ-fcomte.fr/theoq/pdf/2011/TQ2011%20ARTICLE%201.pdf.

Crutzen PJ and Goldammer JG (1993) Fire in the Environment. *The ecological, atmospheric*.

Cuerrier A, Turner NJ, Gomes TC, Garibaldi A and Downing A (2015) Cultural keystone places: conservation and restoration in cultural landscapes. *Journal of Ethnobiology* 35(3): 427–448: doi:10.2993/0278-0771-35.3.427.

Cumming SG (2005) Effective fire suppression in boreal forests. *Canadian Journal of Forest Research*. NRC Research Press 35(4): 772–786: doi:10.1139/x04-174.

Cunningham P and Reeder MJ (2009) Severe convective storms initiated by intense wildfires: Numerical simulations of pyro-convection and pyro-tornadogenesis.

Geophysical Research Letters 36(12): L12812-1-L12812-5: doi:10.1029/2009GL039262.

Cwynar L and Spear R (1995) Paleovegetation and paleoclimatic changes in the Yukon at 6 ka BP. *Géographie physique et Quaternaire* 49(1): 29–35: doi:10.7202/033027ar.

Cyr D, Gauthier S and Bergeron Y (2007) Scale-dependent determinants of heterogeneity in fire frequency in a coniferous boreal forest of eastern Canada. *Landscape Ecology* 22(9): 1325–1339: doi:10.1007/s10980-007-9109-3.

Dalton AS, Margold M, Stokes CR, Tarasov L, Dyke AS, Adams RS, et al. (2020) An updated radiocarbon-based ice margin chronology for the last deglaciation of the North American Ice Sheet Complex. *Quaternary Science Reviews* 234: 106223: doi:10.1016/j.quascirev.2020.106223.

Damoah R, Spichtinger N, Servranckx R, Fromm M, Eloranta EW, Razenkov IA, et al. (2006) A case study of pyro-convection using transport model and remote sensing data. *Atmospheric Chemistry and Physics* 6(1): 173–185: doi:10.5194/acp-6-173-2006.

Davini P and D'Andrea F (2020) From CMIP3 to CMIP6: Northern Hemisphere atmospheric blocking simulation in present and future climate. *Journal of Climate* 33(23): 10021–10038: doi:10.1175/JCLI-D-19-0862.1.

de Groot WJ, Cantin AS, Flannigan MD, Soja AJ, Gowman LM and Newbery A (2013) A comparison of Canadian and Russian boreal forest fire regimes. *Forest Ecology and Management* 294: 23–34: doi:10.1016/j.foreco.2012.07.033.

de Groot WJ, Pritchard JM and Lynham TJ (2009) Forest floor fuel consumption and carbon emissions in Canadian boreal forest fires. *Canadian Journal of Forest Research* 39(2): 367–382: doi:10.1139/X08-192.

de la Barrera F, Barraza F, Favier P, Ruiz V and Quense J (2018) Megafires in Chile 2017: Monitoring multiscale environmental impacts of burned ecosystems. *Science of the Total Environment* 637–638: 1526–1536: doi:10.1016/j.scitotenv.2018.05.119.

Deville Y, Bardet ML and Suggests M (2016) *Package 'Renext': Renewal method for extreme values extrapolation*. R. . Available at: https://cran.r-project.org/web/packages/Renext/Renext.pdf.

Di Virgilio G, Evans JP, Blake SA, Armstrong M, Dowdy AJ, Sharples J, et al. (2019) Climate change increases the potential for extreme wildfires. *Geophysical Research Letters* 46(14): 8517–8526: doi:10.1029/2019GL083699.

Djamali M and Cilleros K (2020) Statistically significant minimum pollen count in Quaternary pollen analysis; the case of pollen-rich lake sediments. *Review of Palaeobotany and Palynology* 275: 104156: doi:10.1016/j.revpalbo.2019.104156.

Dodd W, Howard C, Rose C, Scott C, Scott P, Cunsolo A, et al. (2018) The summer of smoke: ecosocial and health impacts of a record wildfire season in the Northwest Territories, Canada. *The Lancet Global Health* 6(S2): S30: doi:10.1016/S2214-109X(18)30159-1.

Duane A, Castellnou M and Brotons L (2021) Towards a comprehensive look at global drivers of novel extreme wildfire events. *Climatic Change*. Springer 165(3): 1–21.

Duffy PA, Walsh JE, Graham JM, Mann DH and Rupp TS (2005) Impacts of large-scale atmospheric–ocean variability on Alaskan fire season severity. *Ecological Applications* 15(4): 1317–1330: doi:10.1890/04-0739.

Dutilleul P, Clifford P, Richardson S and Hemon D (1993) Modifying the t test for assessing the correlation between two spatial processes. *Biometrics* 49(1): 305–314: doi:10.2307/2532625.

Dyke A (2005) Late Quaternary vegetation history of northern North America based on pollen, macrofossil, and faunal remains. *Géographie physique et Quaternaire* 59(2–3): 211–262: doi:10.7202/014755ar.

Ecological Stratification Working Group (1996) *A National Ecological Framework for Canada*. Agriculture and Agri-Food Canada, Research Branch, Centre for Land and Biological Resources Research, and Environment Canada, State of the Environment Directorate, Ecozone Analysis Branch. Ottawa / Hull. Available at: https://sis.agr.gc.ca/cansis/publications/manuals/1996/index.html.

Edwards ME, Bigelow NH, Finney BP and Eisner WR (2000) Records of aquatic pollen and sediment properties as indicators of late-Quaternary Alaskan lake levels. *Journal of Paleolimnology* 24(1): 55–68: doi:10.1023/A:1008117816612.

Environnement Canada (2020) Canadian Climate Normals 1971-2000 station data. Environment and Climate Change Canada. Available at: http://climate.weather.gc.ca/climate_normals/results_e.html?stnID=1706.

Erni S, Arseneault D, Parisien M-A and Bégin Y (2017) Spatial and temporal dimensions of fire activity in the fire-prone eastern Canadian taiga. *Global Change Biology* 23(3): 1152–1166: doi:10.1111/gcb.13461.

Erni S, Wang X, Taylor S, Boulanger Y, Swystun T, Flannigan M, et al. (2020) Developing a two-level fire regime zonation system for Canada. *Canadian Journal of Forest Research* 50(3): 259–273: doi:10.1139/cjfr-2019-0191.

Euskirchen ES, Bennett AP, Breen AL, Genet H, Lindgren MA, Kurkowski TA, et al. (2016) Consequences of changes in vegetation and snow cover for climate feedbacks in Alaska and northwest Canada. *Environmental Research Letters* 11(10): 105003: doi:10.1088/1748-9326/11/10/105003.

Faegri K and Iversen J (1989) *Textbook of Pollen Analysis*. Chichester: John Wiley & Sons Ltd.

Faraway JJ (2016) *Extending the linear model with R: generalized linear, mixed effects and nonparametric regression models*. London, UK: Chapman and Hall/CRC.

Flannigan M, Cantin AS, De Groot WJ, Wotton M, Newbery A and Gowman LM (2013) Global wildland fire season severity in the 21st century. *Forest Ecology and Management* 294: 54–61: doi:10.1016/j.foreco.2012.10.022.

Flannigan MD, Krawchuk MA, de Groot WJ, Wotton BM and Gowman LM (2009) Implications of changing climate for global wildland fire. *International Journal of Wildland Fire* 18(5): 483–507: doi:10.1071/WF08187.

Flannigan MD, Logan KA, Amiro BD, Skinner WR and Stocks BJ (2005) Future area burned in Canada. *Climatic Change* 72(1): 1–16: doi:10.1007/s10584-005-5935-y.

Flannigan MD, Stocks BJ and Wotton BM (2000) Climate change and forest fires. *Science of the Total Environment* 262(3): 221–230: doi:10.1016/S0048-9697(00)00524-6.

Flannigan MD, Wotton BM, Marshall GA, De Groot WJ, Johnston J, Jurko N, et al. (2016) Fuel moisture sensitivity to temperature and precipitation: climate change implications. *Climatic Change* 134(1): 59–71: doi:10.1007/s10584-015-1521-0.

Forkel M, Thonicke K, Beer C, Cramer W, Bartalev S and Schmullius C (2012) Extreme fire events are related to previous-year surface moisture conditions in permafrost-underlain larch forests of Siberia. *Environmental Research Letters* 7(4): 044021: doi:10.1088/1748-9326/7/4/044021.

Fréchette B, Richard PJ, Grondin P, Lavoie M and Larouche AC (2018) *Histoire postglaciaire de la végétation et du climat des pessières et des sapinières de l'ouest du Québec*. Gouvernement du Québec, ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs, Direction de la recherche forestière.

Friedman JH (1991) Multivariate adaptive regression splines. *The annals of statistics* 19(1): 1–67.

Friedman JH and Roosen CB (1995) *An introduction to multivariate adaptive regression splines*. Thousand Oaks, CA, USA: Sage Publications.

Gaboriau DM, Asselin H, Ali AA, Hély C and Girardin MP (under review) Drivers of the recent wildfire regime on the territory of the Tłı̨chǫ First Nation, Canada. *International Journal of Wildland Fire*.

Gaboriau DM, Remy CC, Girardin MP, Asselin H, Hély C, Bergeron Y, et al. (2020) Temperature and fuel availability control fire size/severity in the boreal forest of central Northwest Territories, Canada. *Quaternary Science Reviews* 250: 106697: doi:10.1016/j.quascirev.2020.106697.

Gajewski K, Bunbury J, Vetter M, Kroeker N and Khan AH (2014) Paleoenvironmental studies in southwestern Yukon. *Arctic* 67(Suppl 1): 58–70: doi:10.14430/arctic4349.

Gajewski K, Payette S and Ritchie JC (1993) Holocene vegetation history at the boreal-forest–shrub-tundra transition in north-western Quebec. *Journal of Ecology* 81(3): 433–443: doi:10.2307/2261522.

Gauthier S, Bernier P, Kuuluvainen T, Shvidenko AZ and Schepaschenko DG (2015) Boreal forest health and global change. *Science* 349(6250): 819–822: doi:10.1126/science.aaa9092.

Gauthier S, Leduc A, Harvey B, Bergeron Y and Drapeau P (2001) Les perturbations naturelles et la diversité écosystémique. *Nat. can* 125(3): 10–17.

Gavin DG, Hu FS, Lertzman K and Corbett P (2006) Weak climatic control of stand-scale fire history during the late Holocene. *Ecology* 87(7): 1722–1732: doi:10.1890/0012-9658(2006)87[1722:WCCOSF]2.0.CO;2.

GFW (2019) *Aboveground live woody biomass density by Global Forest Watch Open Data Portal*. . Available at: https://data.globalforestwatch.org/datasets/8f93a6f94a414f9588ce4657a39c59ff_1.

Giglio L, Boschetti L, Roy DP, Humber ML and Justice CO (2018) The Collection 6 MODIS burned area mapping algorithm and product. *Remote Sensing of Environment* 217: 72–85: doi:10.1016/j.rse.2018.08.005.

Gill AM, Stephens SL and Cary GJ (2013) The worldwide “wildfire” problem. *Ecological Applications* 23(2): 438–454: doi:10.1890/10-2213.1.

Gillett NP, Weaver AJ, Zwiers FW and Flannigan MD (2004) Detecting the effect of climate change on Canadian forest fires. *Geophysical Research Letters* 31(18): L18211: doi:10.1029/2004GL020876.

Giorgi F, Jones C and Asrar GR (2009) Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *World Meteorological Organization (WMO)* 58(3).

Girard F, Payette S and Gagnon R (2008) Rapid expansion of lichen woodlands within the closed-crown boreal forest zone over the last 50 years caused by stand disturbances in eastern Canada. *Journal of Biogeography* 35(3): 529–537.

Girardin MP, Ali AA, Carcaillet C, Blarquez O, Hély C, Terrier A, et al. (2013) Vegetation limits the impact of a warm climate on boreal wildfires. *New Phytologist* 199(4): 1001–1011: doi:10.1111/nph.12322.

Girardin MP, Ali AA, Carcaillet C, Mudelsee M, Drobyshev I, Hely C, et al. (2009) Heterogeneous response of circumboreal wildfire risk to climate change since the early 1900s. *Global Change Biology* 15(11): 2751–2769: doi:10.1111/j.1365-2486.2009.01869.x.

Girardin MP and Mudelsee M (2008) Past and future changes in Canadian boreal wildfire activity. *Ecological Applications* 18(2): 391–406: doi:10.1890/07-0747.1.

Girardin MP and Sauchyn D (2008) Three centuries of annual area burned variability in northwestern North America inferred from tree rings. *Holocene* 18(2): 205–214: doi:10.1177/0959683607086759.

Girardin MP and Terrier A (2015) Mitigating risks of future wildfires by management of the forest composition: an analysis of the offsetting potential through boreal Canada. *Climatic Change* 130(4): 587–601: doi:10.1007/s10584-015-1373-7.

Girardin MP and Wotton BM (2009) Summer moisture and wildfire risks across Canada. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 48(3): 517–533: doi:10.1175/2008JAMC1996.1.

Glew JR (1991) Miniature gravity corer for recovering short sediment cores. *Journal of Paleolimnology* 5(3): 285–287: doi:10.1007/BF00200351.

Goetz SJ, Mack MC, Gurney KR, Randerson JT and Houghton RA (2007) Ecosystem responses to recent climate change and fire disturbance at northern high latitudes: observations and model results contrasting northern Eurasia and North America. *Environmental Research Letters* 2(4): 045031: doi:10.1088/1748-9326/2/4/045031.

Government of Canada (2019) *Canada's Changing Climate Report*. Ottawa, ON: Bush, E. and Lemmen, D.S., editors, 444. Available at: https://changingclimate.ca/CCCR2019.

Greene DF, Macdonald SE, Haeussler S, Domenicano S, Noël J, Jayen K, et al. (2007) The reduction of organic-layer depth by wildfire in the North American boreal forest and its effect on tree recruitment by seed. *Canadian Journal of Forest Research* 37(6): 1012–1023: doi:10.1139/X06-245.

Greene DF, Noël J, Bergeron Y, Rousseau M and Gauthier S (2004) Recruitment of Picea mariana, Pinus banksiana, and Populus tremuloides across a burn severity gradient following wildfire in the southern boreal forest of Quebec. *Canadian Journal of Forest Research*. NRC Research Press Ottawa, Canada 34(9): 1845–1857: doi:10.1139/x04-059.

Greene DF, Zasada JC, Sirois L, Kneeshaw D, Morin H, Charron I, et al. (1999) A review of the regeneration dynamics of North American boreal forest tree species. *Canadian Journal of Forest Research* 29(6): 824–839: doi:10.1139/x98-112.

Guindon L, Bernier P, Gauthier S, Stinson G, Villemaire P and Beaudoin A (2018) Missing forest cover gains in boreal forests explained. *Ecosphere* 9(1): e02094: doi:10.1002/ecs2.2094.

Guindon L, Gauthier S, Manka F, Parisien M-A, Whitman E, Bernier P, et al. (2020) Trends in wildfire burn severity across Canada, 1985 to 2015. *Canadian Journal of Forest Research*: doi:10.1139/cjfr-2020-0353.

Hanes CC, Wang X, Jain P, Parisien M-A, Little JM and Flannigan MD (2019) Fire-regime changes in Canada over the last half century. *Canadian Journal of Forest Research* 49(3): 256–269: doi:10.1139/cjfr-2018-0293.

Hansen MC, Potapov PV, Moore R, Hancher M, Turubanova SA, Tyukavina A, et al. (2013) High-resolution global maps of 21st-century forest cover change. *Science* 342(6160): 850–853: doi:10.1126/science.1244693.

Hansen WD, Fitzsimmons R, Olnes J and Williams AP (2021) An alternate vegetation type proves resilient and persists for decades following forest conversion in the North American boreal biome. *Journal of Ecology* 109(1): 85–98: doi:10.1111/1365-2745.13446.

Hantson S, Arneth A, Harrison SP, Kelley DI, Prentice IC, Rabin SS, et al. (2016) The status and challenge of global fire modelling. *Biogeosciences* 13(11): 3359–3375: doi:10.5194/bg-13-3359-2016.

Harris LM, McGee TK and McFarlane BL (2011) Implementation of wildfire risk management by local governments in Alberta, Canada. *Journal of Environmental Planning and Management*. Taylor & Francis 54(4): 457–475: doi:10.1080/09640568.2010.515881.

Hassol SJ (2004) *Impacts of a warming Arctic: Arctic climate impact assessment*. Scientific report. New-York, USA: Cambridge University Press, 139. Available at: https://lccn.loc.gov/2005281123.

Hausfather Z and Peters GP (2020) *Emissions–the 'business as usual'story is misleading*. Nature Publishing Group.

Hazeleger W, Severijns C, Semmler T, Ştefănescu S, Yang S, Wang X, et al. (2010) EC-Earth: a seamless earth-system prediction approach in action. *Bulletin of the American Meteorological Society*. American Meteorological Society 91(10): 1357–1364: doi:10.1175/2010BAMS2877.1.

Hebbali A (2017) *Olsrr: tools for building OLS regression models*. R. . Available at: https://cran.r-project.org/web/packages/olsrr/index.html.

Hély C, Chaste E, Girardin MP, Remy C, Blarquez O, Bergeron Y, et al. (2020) A Holocene perspective of vegetation controls on seasonal boreal wildfire sizes using numerical paleo-ecology. *Frontiers in Forests and Global Change*. Frontiers 3: 106: doi:10.3389/ffgc.2020.511901.

Hély C, Flannigan M, Bergeron Y and McRae D (2001) Role of vegetation and weather on fire behavior in the Canadian mixedwood boreal forest using two fire behavior prediction systems. *Canadian Journal of Forest Research* 31(3): 430–441: doi:10.1139/x00-192.

Hennebelle A, Aleman JC, Ali AA, Bergeron Y, Carcaillet C, Grondin P, et al. (2020) The reconstruction of burned area and fire severity using charcoal from boreal lake sediments. *Holocene* 30(2): 1–10: doi:10.1177/0959683620932979.

Héon J, Arseneault D and Parisien M-A (2014) Resistance of the boreal forest to high burn rates. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 111(38): 13888–13893: doi:10.1073/pnas.1409316111.

Higuera P (2009) CharAnalysis 0.9: diagnostic and analytical tools for sediment charcoal analysis. User's Guide, Montana State University, Bozeman, MT. Available at: https://github.com/phiguera/CharAnalysis.

Higuera PE, Gavin DG, Henne PD and Kelly RF (2010) Recent advances in the analysis and interpretation of sediment-charcoal records. *PAGES Newsletter* 18(2): 57–59: doi:10.22498/pages.18.2.57.

Hirsch KG, Corey PN and Martell DL (1998) Using expert judgment to model initial attack fire crew effectiveness. *Forest Science* 44(4): 539–549.

Hoecker TJ, Higuera PE, Kelly R and Hu FS (2020) Arctic and boreal paleofire records reveal drivers of fire activity and departures from Holocene variability. *Ecology* 101(9): e03096: doi:10.1002/ecy.3096.

Holloway JE, Lewkowicz AG, Douglas TA, Li X, Turetsky MR, Baltzer JL, et al. (2020) Impact of wildfire on permafrost landscapes: A review of recent advances and future prospects. *Permafrost and Periglacial Processes*. Wiley Online Library 31(3): 371–382.

Hope ES, McKenney DW, Pedlar JH, Stocks BJ and Gauthier S (2016) Wildfire suppression costs for Canada under a changing climate. *PLoS One* 11(8): e0157425: doi:10.1371/journal.pone.0157425.

IPCC (2014) *Climate Change 2014: Synthesis Report Summary for Policymakers. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Geneva, Switzerland: Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.), 151. Available at: https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/05/SYR_AR5_FINAL_full_wcover.pdf .

IPCC . (2012) *Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation*. Special report of the intergovernmental panel on climate change. USA: Cambridge University Press, 594. Available at: https://archive.ipcc.ch/pdf/special-reports/srex/SREX_Full_Report.pdf.

Jain P, Wang X and Flannigan MD (2017) Trend analysis of fire season length and extreme fire weather in North America between 1979 and 2015. *International Journal of Wildland Fire* 26(12): 1009–1020: doi:10.1071/WF17008.

Jasinski JP and Payette S (2005) The creation of alternative stable states in the southern boreal forest, Quebec, Canada. *Ecological Monographs* 75(4): 561–583.

Jayen K, Leduc A and Bergeron Y (2006) Effect of fire severity on regeneration success in the boreal forest of northwest Quebec, Canada. *Ecoscience* 13(2): 143–151: doi:10.2980/i1195-6860-13-2-143.1.

Jin Y, Randerson JT, Goetz SJ, Beck PS, Loranty MM and Goulden ML (2012) The influence of burn severity on postfire vegetation recovery and albedo change during early succession in North American boreal forests. *Journal of Geophysical Research* 117(G01036): doi:10.1029/2011JG001886.

Johnson EA (1996) *Fire and vegetation dynamics: studies from the North American boreal forest*. Cambridge University Press.

Johnson EA and Gutsell SL (1994) Fire frequency models, methods and interpretations. *Advances in ecological research* 25.

Johnstone JF and Chapin FS (2006a) Effects of soil burn severity on post-fire tree recruitment in boreal forest. *Ecosystems* 9(1): 14–31: doi:10.1007/s10021-004-0042-x.

Johnstone JF and Chapin FS (2006b) Fire interval effects on successional trajectory in boreal forests of northwest Canada. *Ecosystems* 9(2): 268–277: doi:10.1007/s10021-005-0061-2.

Jolly WM, Cochrane MA, Freeborn PH, Holden ZA, Brown TJ, Williamson GJ, et al. (2015) Climate-induced variations in global wildfire danger from 1979 to 2013. *Nature Communications* 6(7537): doi:10.1038/ncomms8537.

Jones GM, Gutiérrez RJ, Tempel DJ, Whitmore SA, Berigan WJ and Peery MZ (2016) Megafires: an emerging threat to old-forest species. *Frontiers in Ecology and the Environment* 14(6): 300–306: doi:10.1002/fee.1298.

Juggins S (2017) *Rioja: analysis of Quaternary science data*. R. . Available at: https://github.com/nsj3/rioja.

Justice CO, Giglio L, Korontzi S, Owens J, Morisette JT, Roy D, et al. (2002) The MODIS fire products. *Remote Sensing of Environment* 83(1–2): 244–262: doi:10.1016/S0034-4257(02)00076-7.

Kasischke ES and Turetsky MR (2006) Recent changes in the fire regime across the North American boreal region—Spatial and temporal patterns of burning across Canada and Alaska. *Geophysical Research Letters* 33(13): doi:10.1029/2006GL026946.

Kasischke ES, Williams D and Barry D (2002) Analysis of the patterns of large fires in the boreal forest region of Alaska. *International Journal of Wildland Fire* 11(2): 131–144: doi:10.1071/WF02023.

Kaufman DS, Ager TA, Anderson NJ, Anderson PM, Andrews JT, Bartlein PJ, et al. (2004) Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180°W). *Quaternary Science Reviews* 23(5–6): 529–560: doi:10.1016/j.quascirev.2003.09.007.

Keeley JE (2009) Fire intensity, fire severity and burn severity: a brief review and suggested usage. *International Journal of Wildland Fire* 18(1): 116–126: doi:10.1071/WF07049.

Keeley JE, Safford H, Fotheringham CJ, Franklin J and Moritz M (2009) The 2007 southern California wildfires: lessons in complexity. *Journal of Forestry* 107(6): 287–296.

Kelly R, Chipman ML, Higuera PE, Stefanova I, Brubaker LB and Hu FS (2013) Recent burning of boreal forests exceeds fire regime limits of the past 10,000 years. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 110(32): 13055–13060: doi:10.1073/pnas.1305069110.

Kelly R, Genet H, McGuire AD and Hu FS (2016) Palaeodata-informed modelling of large carbon losses from recent burning of boreal forests. *Nature Climate Change* 6(1): 79–82: doi:10.1038/nclimate2832.

Kim J-S, Kug J-S, Jeong S-J, Huntzinger DN, Michalak AM, Schwalm CR, et al. (2017) Reduced North American terrestrial primary productivity linked to anomalous Arctic warming. *Nature Geoscience* 10(8): 572–576: doi:10.1038/NGEO2986.

Kirchmeier-Young MC, Gillett NP, Zwiers FW, Cannon AJ and Anslow FS (2019) Attribution of the influence of human-induced climate change on an extreme fire season. *Earth's Future* 7(1): 2–10: doi:10.1029/2018EF001050.

Kitzberger T, Falk DA, Westerling AL and Swetnam TW (2017) Direct and indirect climate controls predict heterogeneous early-mid 21st century wildfire burned area across western and boreal North America. *PloS One* 12(12): e0188486: doi:10.1371/journal.pone.0188486.

Klaus NA, Rush SA, Keyes TS, Petrick J and Cooper RJ (2010) Short-term effects of fire on breeding birds in southern Appalachian upland forests. *The Wilson Journal of Ornithology*. The Wilson Ornithological Society 122(3): 518–531: doi:10.1676/09-105.1.

Kobashi T, Menviel L, Jeltsch-Thömmes A, Vinther BM, Box JE, Muscheler R, et al. (2017) Volcanic influence on centennial to millennial Holocene Greenland temperature change. *Scientific Reports* 7(1): 1441: doi:10.1038/s41598-017-01451-7.

Kochtubajda B (2016) Lightning and Weather Associated with the Extreme 2014 Wildfire Season in Canada's Northwest Territories. *Vaisala*. San Diego, CA, USA. Available at: https://my.vaisala.net/Vaisala%20Documents/Scientific%20papers/2016%20ILDC%20ILMC/Bob%20Kochtubajda%20et%20al.%20Lightning%20and%20Weather%20Associated%20with%20the%20Extreme%202014%20Wildfire%20Season.pdf.

Kochtubajda B, Flannigan MD, Gyakum JR, Stewart RE, Logan KA and Nguyen T-V (2006) Lightning and fires in the Northwest Territories and responses to future climate change. *Arctic* 59(2): 211–221: doi:10.14430/arctic343.

Kochtubajda B, Stewart RE, Flannigan MD, Bonsal BR, Cuell C and Mooney CJ (2019) An assessment of surface and atmospheric conditions associated with the extreme 2014 wildfire season in Canada's Northwest Territories. *Atmosphere-Ocean* 57(1): 73–90: doi:10.1080/07055900.2019.1576023.

Krawchuk MA, Cumming SG and Flannigan MD (2009) Predicted changes in fire weather suggest increases in lightning fire initiation and future area burned in the mixedwood boreal forest. *Climatic Change* 92(1–2): 83–97: doi:10.1007/s10584-008-9460-7.

Krawchuk MA, Haire SL, Coop J, Parisien M-A, Whitman E, Chong G, et al. (2016) Topographic and fire weather controls of fire refugia in forested ecosystems of northwestern North America. *Ecosphere* 7(12).

Krebs P, Pezzatti GB, Mazzoleni S, Talbot LM and Conedera M (2010) Fire regime: history and definition of a key concept in disturbance ecology. *Theory in Biosciences* 129(1): 53–69: doi:10.1007/s12064-010-0082-z.

Krikken F, Lehner F, Haustein K, Drobyshev I and van Oldenborgh GJ (2019) Attribution of the role of climate change in the forest fires in Sweden 2018. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*. Copernicus GmbH 1–24: doi:10.5194/nhess-2019-206.

Landry J-S, Price DT, Ramankutty N, Parrott L and Matthews HD (2016) Implementation of a Marauding Insect Module (MIM, version 1.0) in the Integrated BIosphere Simulator (IBIS, version 2.6 b4) dynamic vegetation-land surface model. *Geoscientific Model Development* 9(3): 1243–1261: doi:10.5194/gmd-9-1243-2016.

Larsen CPS (1997) Spatial and temporal variations in boreal forest fire frequency in northern Alberta. *Journal of Biogeography* 24(5): 663–673: doi:10.1111/j.1365-2699.1997.tb00076.x.

Latifovic R, Pouliot D and Olthof I (2017) Circa 2010 land cover of Canada: local optimization methodology and product development. *Remote Sensing* 9(11): 1098: doi:10.3390/rs9111098.

Lauriol B, Lacelle D, Labrecque S, Duguay CR and Telka A (2009) Holocene evolution of lakes in the Bluefish Basin, northern Yukon, Canada. *Arctic* 62(2): 212–224: doi:10.14430/arctic133.

Le Goff H, Leduc A, Bergeron Y and Flannigan M (2005) The adaptive capacity of forest management to changing fire regimes in the boreal forest of Quebec. *Forestry Chronicle* 81(4): 582–592: doi:10.5558/tfc81582-4.

Lecavalier BS, Fisher DA, Milne GA, Vinther BM, Tarasov L, Huybrechts P, et al. (2017) High Arctic Holocene temperature record from the Agassiz ice cap and Greenland ice sheet evolution. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 114(23): 5952–5957: doi:10.1073/pnas.1616287114.

Lefort P, Gauthier S and Bergeron Y (2003) The influence of fire weather and land use on the fire activity of the Lake Abitibi area, eastern Canada. *Forest science*. Oxford University Press 49(4): 509–521: doi:10.1093/forestscience/49.4.509.

Legat A (2012) *Walking the land, feeding the fire: Knowledge and stewardship among the Tlicho Dene*. Tucson, Arizona: University of Arizona Press.

Lehman JT (1975) Reconstructing the rate of accumulation of lake sediment: the effect of sediment focusing. *Quaternary Research* 5(4): 541–550: doi:10.1016/0033-5894(75)90015-0.

Lentile LB, Holden ZA, Smith AM, Falkowski MJ, Hudak AT, Morgan P, et al. (2006) Remote sensing techniques to assess active fire characteristics and post-fire effects. *International Journal of Wildland Fire* 15(3): 319–345.

Lentile LB, Morgan P, Hudak AT, Bobbitt MJ, Lewis SA, Smith AMS, et al. (2007) Post-fire burn severity and vegetation response following eight large wildfires across the western United States. *Fire Ecology* 3(1): 91–108: doi:10.4996/fireecology.0301091.

Li F, Zeng XD and Levis S (2012) A process-based fire parameterization of intermediate complexity in a Dynamic Global Vegetation Model. *Biogeosciences* 9(7): 2761–2780: doi:10.5194/bg-9-2761-2012.

Lizundia-Loiola J, Pettinari ML and Chuvieco E (2020) Temporal anomalies in burned area trends: satellite estimations of the amazonian 2019 fire crisis. *Remote*

Sensing. Multidisciplinary Digital Publishing Institute 12(1): 151: doi:10.3390/rs12010151.

Lynch AH, Curry JA, Brunner RD and Maslanik JA (2004a) Toward an integrated assessment of the impacts of extreme wind events on Barrow, Alaska. *Bulletin of the American Meteorological Society*. American Meteorological Society 85(2): 209–222: doi:10.1175/BAMS-85-2-209.

Lynch JA, Clark JS and Stocks BJ (2004b) Charcoal production, dispersal, and deposition from the Fort Providence experimental fire: interpreting fire regimes from charcoal records in boreal forests. *Canadian Journal of Forest Research* 34(8): 1642–1656: doi:10.1139/x04-071.

MacDonald G (1995) Vegetation of the continental Northwest Territories at 6 ka BP. *Géographie physique et Quaternaire*. Les Presses de l'Université de Montréal 49(1): 37–43: doi:10.7202/033028ar.

MacDonald GM, Edwards TW, Moser KA, Pienitz R and Smol JP (1993) Rapid response of treeline vegetation and lakes to past climate warming. *Nature* 361(6409): 243–246: doi:10.1038/361243a0.

MacDonald H, McKenney DW, Papadopol P, Lawrence K, Pedlar J and Hutchinson MF (2020) North American historical monthly spatial climate dataset, 1901–2016. *Scientific Data*. Nature Publishing Group 7(1): 1–11: doi:10.1038/s41597-020-00737-2.

Macumber AL, Neville LA, Galloway JM, Patterson RT, Falck H, Swindles G, et al. (2011) Paleoclimatological assessment of the Northwest Territories and implications for the long-term viability of the Tibbitt to Contwoyto Winter Road. *School of Natural and Built Environment*. paper presented at the 39th Annual Geoscience Forum. Yellowknife, NT, Canada, 58.

Maditinos Z and Vassiliadis C (2011) Mega fires: can they be managed effectively? *Disaster Prevention and Management*. Emerald Group Publishing Limited 20(1): 41–52: doi:10.1108/09653561111111072.

Magne G, Brossier B, Gandouin E, Paradis L, Drobyshev I, Kryshen A, et al. (2020) Lacustrine charcoal peaks provide an accurate record of surface wildfires in a North European boreal forest. *Holocene* 30(3): 380–388: doi:10.1177/0959683619887420.

Mamuji AA and Rozdilsky JL (2019) Wildfire as an increasingly common natural disaster facing Canada: understanding the 2016 Fort McMurray wildfire. *Natural Hazards* 98(1): 163–180: doi:10.1007/s11069-018-3488-4.

Mann ME, Rahmstorf S, Kornhuber K, Steinman BA, Miller SK and Coumou D (2017) Influence of anthropogenic climate change on planetary wave resonance and extreme weather events. *Scientific Reports* 7(45242): doi:10.1038/srep45242.

Mansuy N, Boulanger Y, Terrier A, Gauthier S, Robitaille A and Bergeron Y (2014) Spatial attributes of fire regime in eastern Canada: influences of regional landscape physiography and climate. *Landscape ecology*. Springer 29(7): 1157–1170.

Marchand W, Girardin MP, Hartmann H, Gauthier S and Bergeron Y (2019) Taxonomy, together with ontogeny and growing conditions, drives needleleaf species' sensitivity to climate in boreal North America. *Global Change Biology* 25(8): 2793–2809: doi:10.1111/gcb.14665.

McGee TK (2007) Urban residents' approval of management measures to mitigate wildland–urban interface fire risks in Edmonton, Canada. *Landscape and Urban Planning* 82(4): 247–256: doi:10.1016/j.landurbplan.2007.03.001.

McGee TK, Curtis A, McFarlane BL, Shindler B, Christianson A, Olsen C, et al. (2016) Facilitating knowledge transfer between researchers and wildfire practitioners about trust: An international case study. *The Forestry Chronicle* 92(2): 167–171: doi:10.5558/tfc2016-035.

Meehl GA, Stocker TF, Collins WD, Friedlingstein P, Gaye T, Gregory JM, et al. (2007) Global Climate Projections. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. New-York, USA: Cambridge University Press.

Meigs GW and Krawchuk MA (2018) Composition and structure of forest fire refugia: What are the ecosystem legacies across burned landscapes? *Forests* 9(5): 243: doi:10.3390/f9050243.

Meinshausen M, Smith SJ, Calvin K, Daniel JS, Kainuma MLT, Lamarque J-F, et al. (2011) The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Climatic change*. Springer 109(1–2): 213–241: doi:10.1007/s10584-011-0156-z.

Mekonnen ZA, Riley WJ, Randerson JT, Grant RF and Rogers BM (2019) Expansion of high-latitude deciduous forests driven by interactions between climate warming and fire. *Nature Plants* 5(9): 952–958: doi:10.1038/s41477-019-0495-8.

Milborrow MS (2019) *Package 'earth': Multivariate Adaptive Regression Splines*. R. . Available at: http://www.milbo.users.sonic.net/earth.

Miyanishi K and Johnson EA (2002) Process and patterns of duff consumption in the mixedwood boreal forest. *Canadian Journal of Forest Research* 32(7): 1285–1295: doi:10.1139/x02-051.

Mooney SD and Tinner W (2011) The analysis of charcoal in peat and organic sediments. *Mires and Peat* 7(9): 1–18.

Morarin J (2020) La Première Nation Tłı̨chǫ face aux saisons de feux extrêmes. Masters thesis in Indigenous studies, Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue. Available at: https://depositum.uqat.ca/id/eprint/1253/.

Morgan P, Hardy CC, Swetnam TW, Rollins MG and Long DG (2001) Mapping fire regimes across time and space: Understanding coarse and fine-scale fire patterns. *International Journal of Wildland Fire*. CSIRO Publishing 10(4): 329–342.

Moritz MA, Batllori E, Bradstock RA, Gill AM, Handmer J, Hessburg PF, et al. (2014) Learning to coexist with wildfire. *Nature* 515(7525): 58–66: doi:10.1038/nature13946.

Moser KA and MacDonald GM (1990) Holocene vegetation change at treeline north of Yellowknife, Northwest Territories, Canada. *Quaternary Research* 34(2): 227–239: doi:10.1016/0033-5894(90)90033-H.

Motic Images (2018) *Motic Images Plus 3.0 ML Software*. MoticEurope. Available at: http://nationaloptical.com/uploads/pdf/Moticam1080QS.pdf.

Mudelsee M (2013) *Climate time series analysis: classical statistical and bootstrap methods*. Dordrecht: Springer. Available at: https://www.manfredmudelsee.com/.

Munaut A-V (1979) La dendrochronologie. *Quaternaire*. Persée-Portail des revues scientifiques en SHS 16(1): 65–74.

Murphy PJ, Mudd JP, Stocks BJ, Kasischke ES, Barry D, Alexander ME, et al. (2000) Historical fire records in the North American boreal forest. *Fire, climate change, and carbon cycling in the boreal forest*. New-York, USA: Springer, 274–288.

Mustaphi CJC, Davis EL, Perreault JT and Pisaric MF (2015) Spatial variability of recent macroscopic charcoal deposition in a small montane lake and implications for reconstruction of watershed-scale fire regimes. *Journal of Paleolimnology* 54(1): 71–86: doi:10.1007/s10933-015-9838-2.

Myers-Smith IH, Forbes BC, Wilmking M, Hallinger M, Lantz T, Blok D, et al. (2011) Shrub expansion in tundra ecosystems: dynamics, impacts and research

priorities. *Environmental Research Letters* 6(4): 045509: doi:10.1088/1748-9326/6/4/045509.

NALCMS (2017) *2010 Land Cover of North America at 30 meters*. . Available at: http://www.cec.org/tools-and-resources/map-files/land-cover-2010-landsat-30m.

Natural Resources Canada (2015) *Faits essentiels sur les forêts du Canada*. . Available at: https://www.rncan.gc.ca/nos-ressources-naturelles/forets-foresterie/amenagement-forestier-durable-au/mesures-rapports/faits-essentiels-sur-les-forets-du-canada/17644.

Natural Resources Canada (2016) *Modèle numérique d'élévation du Canada : Spécifications de produit – Édition 1.1 2013-04-01*. . Available at: https://ouvert.canada.ca/data/fr/dataset/7f245e4d-76c2-4caa-951a-45d1d2051333.

Natural Resources Canada (2019) Area burned by province in Canada. . Available at: http://cwfis.cfs.nrcan.gc.ca/report/graphs#gr2.

Natural Resources Canada (2020a) Aboriginal Lands of Canada Legislative Boundaries. . Available at: https://open.canada.ca/data/en/dataset/522b07b9-78e2-4819-b736-ad9208eb1067.

Natural Resources Canada CFS (2020b) *The State of Canada's Forests. Annual report 2019*. Ottawa, 90. Available at: https://cfs.nrcan.gc.ca/publications?id=40084.

Navarro KM, Cisneros R, O'Neill SM, Schweizer D, Larkin NK and Balmes JR (2016) Air-quality impacts and intake fraction of PM2. 5 during the 2013 Rim Megafire. *Environmental Science & Technology*. ACS Publications 50(21): 11965–11973: doi:10.1021/acs.est.6b02252.

Nock CA, Vogt RJ and Beisner BE (2016) Functional traits. *eLS*. New Jersey, USA: John Wiley & Sons, Ltd, 1–8.

Nolan RH, Boer MM, Collins L, Resco de Dios V, Clarke H, Jenkins M, et al. (2020) Causes and consequences of eastern Australia's 2019-20 season of mega-fires. *Global Change Biology* 26(3): 1039–1041: doi:10.1111/gcb.14987.

Northwest Territories Bureau of Statistics (2020) Population Estimates by community - NWT Bureau of Statistics. . Available at: https://www.statsnwt.ca/population/population-estimates/bycommunity.php.

NTENR (2015) *2014 Fire season review report*. Legislative assembly of the Northwest Territories, 26. Available at: https://www.assembly.gov.nt.ca/sites/default/files/td_249-175.pdf.

Olson DM, Dinerstein E, Wikramanayake ED, Burgess ND, Powell GV, Underwood EC, et al. (2001) Terrestrial ecoregions of the world: a new map of life on Earth. *BioScience* 51(11): 933–938.

Oris F, Ali AA, Asselin H, Paradis L, Bergeron Y and Finsinger W (2014a) Charcoal dispersion and deposition in boreal lakes from 3 years of monitoring: differences between local and regional fires. *Geophysical Research Letters* 41(19): 6743–6752.

Oris F, Asselin H, Ali AA, Finsinger W and Bergeron Y (2014b) Effect of increased fire activity on global warming in the boreal forest. *Environmental Reviews* 22(3): 206–219: doi:10.1139/er-2013-0062.

Orville RE, Huffines GR, Burrows WR and Cummins KL (2011) The North American lightning detection network (NALDN)—Analysis of flash data: 2001–09. *Monthly Weather Review* 139(5): 1305–1322: doi:10.1175/2010MWR3452.1.

Osorio F, Vallejos R, Cuevas F, Mancilla D and Osorio MF (2019) *SpatialPack: Tools for Assessment the Association Between Two Spatial Processes*. R. . Available at: http://spatialpack.mat.utfsm.cl.

Ouarmim S, Asselin H, Bergeron Y, Ali AA and Hély C (2014) Stand structure in fire refuges of the eastern Canadian boreal mixedwood forest. *Forest Ecology and Management* 324: 1–7: doi:10.1016/j.foreco.2014.03.034.

Pan Y, Birdsey RA, Fang J, Houghton R, Kauppi PE, Kurz WA, et al. (2011) A large and persistent carbon sink in the world's forests. *Science* 333(6045): 998–993: doi:10.1126/science.1201609.

Parisien M-A, Barber QE, Hirsch KG, Stockdale CA, Erni S, Wang X, et al. (2020) Fire deficit increases wildfire risk for many communities in the Canadian boreal forest. *Nature Communications* 11(2121): 1–9: doi:10.1038/s41467-020-15961-y.

Parisien M-A, Parks SA, Krawchuk MA, Flannigan MD, Bowman LM and Moritz MA (2011) Scale-dependent controls on the area burned in the boreal forest of Canada, 1980–2005. *Ecological Applications* 21(3): 789–805: doi:10.1890/10-0326.1.

Parr CL and Andersen AN (2006) Patch mosaic burning for biodiversity conservation: a critique of the pyrodiversity paradigm. *Conservation Biology* 20(6): 1610–1619: doi:10.1111/j.1523-1739.2006.00492.x.

Pausas JG, Llovet J, Rodrigo A and Vallejo R (2008) Are wildfires a disaster in the Mediterranean basin?–A review. *International Journal of Wildland Fire* 17(6): 713–723: doi:10.1071/WF07151.

Payette S and Delwaide A (2018) Tamm review: the North-American lichen woodland. *Forest Ecology and Management* 417: 167–183: doi:10.1016/j.foreco.2018.02.043.

Peng C, Ma Z, Lei X, Zhu Q, Chen H, Wang W, et al. (2011) A drought-induced pervasive increase in tree mortality across Canada's boreal forests. *Nature Climate Change* 1(9): 467–471: doi:10.1038/nclimate1293.

Peters DP, Pielke RA, Bestelmeyer BT, Allen CD, Munson-McGee S and Havstad KM (2004) Cross-scale interactions, nonlinearities, and forecasting catastrophic events. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. National Acad Sciences 101(42): 15130–15135: doi:10.1073/pnas.0403822101.

Pfeiffer M, Spessa A and Kaplan JO (2013) A model for global biomass burning in preindustrial time: LPJ-LMfire (v1. 0). *Geoscientific Model Development* 6(3): 643–685: doi:10.5194/gmd-6-643-2013.

Pienitz R, Smol JP and MacDonald GM (1999) Paleolimnological reconstruction of Holocene climatic trends from two boreal treeline lakes, Northwest Territories, Canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 31(1): 82–93: doi:10.1080/15230430.1999.12003283.

Podur J, Martell DL and Knight K (2002) Statistical quality control analysis of forest fire activity in Canada. *Canadian Journal of Forest Research* 32(2): 195–205: doi:10.1139/x01-183.

Podur J and Wotton M (2010) Will climate change overwhelm fire management capacity? *Ecological Modelling* 221(9): 1301–1309: doi:10.1016/j.ecolmodel.2010.01.013.

Polanco-Martinez JM, Medina-Elizalde MA, Goni MFS and Mudelsee M (2019) BINCOR: An R package for Estimating the Correlation between Two Unevenly Spaced Time Series. *R Journal* 11(1): 170–184.

Porter TJ, Schoenemann SW, Davies LJ, Steig EJ, Bandara S and Froese DG (2019) Recent summer warming in northwestern Canada exceeds the Holocene thermal maximum. *Nature Communications* 10(1): 1631: doi:10.1038/s41467-019-09622-y.

Portier J, Gauthier S, Leduc A, Arseneault D and Bergeron Y (2016) Fire regime along latitudinal gradients of continuous to discontinuous coniferous boreal forests in eastern Canada. *Forests* 7(10): 211: doi:10.3390/f7100211.

Power MJ, Marlon J, Ortiz N, Bartlein PJ, Harrison SP, Mayle FE, et al. (2008) Changes in fire regimes since the Last Glacial Maximum: an assessment based on a

global synthesis and analysis of charcoal data. *Climate Dynamics* 30(7–8): 887–907: doi:10.1007/S00382-007-0334-X.

Prentice C, Guiot J, Huntley B, Jolly D and Cheddadi R (1996) Reconstructing biomes from palaeoecological data: a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka. *Climate Dynamics* 12(3): 185–194: doi:10.1007/BF00211617.

Price DT, Alfaro RI, Brown KJ, Flannigan MD, Fleming RA, Hogg EH, et al. (2013) Anticipating the consequences of climate change for Canada's boreal forest ecosystems. *Environmental Reviews* 21(4): 322–365: doi:10.1139/er-2013-0042.

Prowse TD, Furgal C, Bonsal BR and Edwards TW (2009) Climatic conditions in northern Canada: past and future. *Ambio* 38(5): 257–265.

Randerson JT, Liu H, Flanner MG, Chambers SD, Jin Y, Hess PG, et al. (2006) The impact of boreal forest fire on climate warming. *Science* 314(5802): 1130–1132: doi:10.1126/science.1132075.

Régnière J and Saint-Amant R (2014) BioSIM 10 – User's manual. Laurentian Forestry Centre, Canadian Forest Service, Natural Resources Canada, Sainte-Foy, Québec.

Reimer PJ, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Blackwell PG, Ramsey CB, et al. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal. BP. *Radiocarbon* 55(4): 1869–1887: doi:10.2458/azu_js_rc.55.16947.

Remy CC, Fouquemberg C, Asselin H, Andrieux B, Magnan G, Brossier B, et al. (2018) Guidelines for the use and interpretation of palaeofire reconstructions based on various archives and proxies. *Quaternary Science Reviews* 193: 312–322: doi:10.1016/j.quascirev.2018.06.010.

Remy CC, Lavoie M, Girardin MP, Hély C, Bergeron Y, Grondin P, et al. (2017) Wildfire size alters long-term vegetation trajectories in boreal forests of eastern North America. *Journal of Biogeography* 44(6): 1268–1279: doi:10.1111/jbi.12921.

Richard P (1970) Atlas pollinique des arbres et de quelques arbustes indigènes du Québec. *Naturaliste Canadien* 97(1): l–34; 97-l6l; 24l–306.

Ritchie JC (1985) Late-Quaternary climatic and vegetational change in the lower Mackenzie Basin, Northwest Canada. *Ecology* 66(2): 612–621: doi:10.2307/1940410.

Ritchie JC, Cwynar LC and Spear RW (1983) Evidence from north-west Canada for an early Holocene Milankovitch thermal maximum. *Nature* 305(5930): 126–128: doi:10.1038/305126a0.

Rogeau M-P and Armstrong GW (2017) Quantifying the effect of elevation and aspect on fire return intervals in the Canadian Rocky Mountains. *Forest Ecology and Management* 384: 248–261: doi:10.1016/j.foreco.2016.10.035.

Rogers BM, Soja AJ, Goulden ML and Randerson JT (2015) Influence of tree species on continental differences in boreal fires and climate feedbacks. *Nature Geoscience* 8(3): 228–234: doi:10.1038/ngeo2352.

Romps DM, Seeley JT, Vollaro D and Molinari J (2014) Projected increase in lightning strikes in the United States due to global warming. *Science*. American Association for the Advancement of Science 346(6211): 851–854: doi:10.1126/science.1259100.

Royer M-JS and Herrmann TM (2013) Cree hunters' observations on resources in the landscape in the context of socio-environmental change in the eastern James Bay. *Landscape Research* 38(4): 443–460: doi:10.1080/01426397.2012.722612.

Ryan KC (2002) Dynamic interactions between forest structure and fire behavior in boreal ecosystems. *Silva Fennica*. THE FINNISH SOCIETY OF FOREST SCIENCE 36(1): 13–39.

Ryan KC, Knapp EE and Varner JM (2013) Prescribed fire in North American forests and woodlands: history, current practice, and challenges. *Frontiers in Ecology and the Environment* 11(s1): e15–e24: doi:10.1890/120329.

Samuelsson P, Gollvik S, Kupiainen M, Kourzeneva E and van de Berg WJ (2015) *The surface processes of the Rossby Centre regional atmospheric climate model (RCA4)*. Report in Meteorology. Norrköping, Sweden: SMHI, 58. Available at: http://www.smhi.se/polopoly_fs/1.89799!/Menu/general/extGroup/attachmentColHold/mainCol1/file/meteorologi_157.pdf.

Schaphoff S, Heyder U, Ostberg S, Gerten D, Heinke J and Lucht W (2013) Contribution of permafrost soils to the global carbon budget. *Environmental Research Letters*. IOP Publishing 8(1): 014026: doi:10.1088/1748-9326/8/1/014026.

Scharlemann JP, Tanner EV, Hiederer R and Kapos V (2014) Global soil carbon: understanding and managing the largest terrestrial carbon pool. *Carbon Management* 5(1): 81–91: doi:10.4155/cmt.13.77.

Schimel D and Baker D (2002) Carbon cycle: the wildfire factor. *Nature* 420(6911): 29–30: doi:10.1038/420029a.

Schlosser JS, Braun RA, Bradley T, Dadashazar H, MacDonald AB, Aldhaif AA, et al. (2017) Analysis of aerosol composition data for western United States wildfires between 2005 and 2015: Dust emissions, chloride depletion, and most enhanced aerosol constituents. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 122(16): 8951–8966: doi:10.1002/2017JD026547.

Schuur EA, Bockheim J, Canadell JG, Euskirchen E, Field CB, Goryachkin SV, et al. (2008) Vulnerability of permafrost carbon to climate change: Implications for the global carbon cycle. *BioScience* 58(8): 701–714: doi:10.1641/B580807.

Scott AC, Bowman DM, Bond WJ, Pyne SJ and Alexander ME (2013) *Fire on earth: an introduction*. Chichester, UK: Wiley-Blackwell.

Senici D, Chen HY, Bergeron Y and Cyr D (2010) Spatiotemporal variations of fire frequency in central boreal forest. *Ecosystems* 13(8): 1227–1238: doi:10.1007/s10021-010-9383-9.

Sitch S, Smith B, Prentice IC, Arneth A, Bondeau A, Cramer W, et al. (2003) Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model. *Global Change Biology* 9(2): 161–185: doi:10.1046/j.1365-2486.2003.00569.x.

Skripnuk DF and Samylovskaya EA (2018) Human activity and the global temperature of the planet. paper presented at the IOP Conference Series Earth and Environmental Science. IOP Publishing Ltd, 012021: doi:10.1088/1755-1315/180/1/012021.

Smith A, Schismenos S, Stevens G, Hutton L, Chalaris M and Emmanouloudis D (2019) *Understanding large-scale fire events: megafires in Attica, Greece and California, USA*. USA, 29–34. Available at: https://www.preventionweb.net/files/68036_68036drrunmgcy2019final.pdf.

Smith B, Prentice IC and Sykes MT (2001) Representation of vegetation dynamics in the modelling of terrestrial ecosystems: comparing two contrasting approaches within European climate space. *Global Ecology and Biogeography* 10(6): 621–637: doi:10.1046/j.1466-822X.2001.t01-1-00256.x.

Soja AJ, Tchebakova NM, French NH, Flannigan MD, Shugart HH, Stocks BJ, et al. (2007) Climate-induced boreal forest change: predictions versus current observations. *Global and Planetary Change* 56(3–4): 274–296: doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.028.

Statistique Canada (2017) *Recensement de la population de 2016 dans les Territoires du Nord-Ouest, Canada*. Profil du recensement. . Available at: https://www12.statcan.gc.ca/census-recensement/2016/dp-pd/prof/index.cfm?Lang=F.

Stephens SL, Burrows N, Buyantuyev A, Gray RW, Keane RE, Kubian R, et al. (2014) Temperate and boreal forest mega-fires: characteristics and challenges. *Frontiers in Ecology and the Environment* 12(2): 115–122: doi:10.1890/120332.

Stinson G, Thandi G, Aitkin D, Bailey C, Boyd J, Colley M, et al. (2019) A new approach for mapping forest management areas in Canada. *The Forestry Chronicle*. NRC Research Press 95(2): 101–112: doi:10.5558/tfc2019-017.

Stirling M (2017) Fort McMurray wildfire 2016: Conflating human-caused wildfires with human-caused global warming. *SSRN Electronic Journal*: doi:10.2139/ssrn.2929576.

Stocks BJ, Fosberg MA, Lynham TJ, Mearns L, Wotton BM, Yang Q, et al. (1998) Climate change and forest fire potential in Russian and Canadian boreal forests. *Climatic Change* 38(1): 1–13: doi:10.1023/A:1005306001055.

Stocks BJ and Martell DL (2016) Forest fire management expenditures in Canada: 1970–2013. *The Forestry Chronicle*. NRC Research Press 92(3): 298–306: doi:10.5558/tfc2016-056.

Stocks BJ, Mason JA, Todd JB, Bosch EM, Wotton BM, Amiro BD, et al. (2002) Large forest fires in Canada, 1959–1997. *Journal of Geophysical Research* 107(D1): FFR 5-1-FFR 5-12: doi:10.1029/2001JD000484.

Stralberg D, Arseneault D, Baltzer JL, Barber QE, Bayne EM, Boulanger Y, et al. (2020) Climate-change refugia in boreal North America: what, where, and for how long? *Frontiers in Ecology and the Environment* 18(5): 261–270: doi:10.1002/fee.2188.

Sulphur KC, Goldsmith SA, Galloway JM, Macumber A, Griffith F, Swindles GT, et al. (2016) Holocene fire regimes and treeline migration rates in sub-arctic Canada. *Global and Planetary Change* 145: 42–56: doi:10.1016/j.gloplacha.2016.08.003.

Swain AM (1973) A history of fire and vegetation in northeastern Minnesota as recorded in lake sediments. *Quaternary Research* 3(3): 383–390: doi:10.1016/0033-5894(73)90004-5.

Swarzenski PW (2014) 210Pb dating. *Rink W., Thompson J. (eds) Encyclopedia of Scientific Dating Methods*. Dordrecht: Springer, 626–631. Available at: https://doi.org/10.1007/978-94-007-6326-5_236-1.

Sze JS and Lee JSH (2019) Evaluating the social and environmental factors behind the 2015 extreme fire event in Sumatra, Indonesia. *Environmental Research Letters* 14(1): 015001: doi:10.1088/1748-9326/aaee1d.

Tang G, Beckage B, Smith B and Miller PA (2010) Estimating potential forest NPP, biomass and their climatic sensitivity in New England using a dynamic ecosystem model. *Ecosphere* 1(6): 1–20: doi:10.1890/ES10-00087.1.

Tedim F, Leone V, Amraoui M, Bouillon C, Coughlan MR, Delogu GM, et al. (2018) Defining extreme wildfire events: difficulties, challenges, and impacts. *Fire* 1(1): 9: doi:10.3390/fire1010009.

Terrier A, Girardin M and Bergeron Y (2012) Les réservoirs de carbone en forêt boréale à l'est du Canada: acquis et incertitudes dans la modélisation face aux changements climatiques. *VertigO-la revue électronique en sciences de l'environnement [En ligne]* 11(3): doi:10.4000/vertigo.11587.

Terrier A, Girardin MP, Cantin A, de Groot WJ, Anyomi KA, Gauthier S, et al. (2015) Disturbance legacies and paludification mediate the ecological impact of an intensifying wildfire regime in the Clay Belt boreal forest of eastern North America. *Journal of Vegetation Science* 26(3): 588–602: doi:10.1111/jvs.12250.

Terrier A, Girardin MP, Périé C, Legendre P and Bergeron Y (2013) Potential changes in forest composition could reduce impacts of climate change on boreal wildfires. *Ecological Applications* 23(1): 21–35: doi:10.1890/12-0425.1.

Thom D and Seidl R (2016) Natural disturbance impacts on ecosystem services and biodiversity in temperate and boreal forests. *Biological Reviews* 91(3): 760–781: doi:10.1111/brv.12193.

Thompson DK, Parisien M-A, Morin J, Millard K, Larsen CP and Simpson BN (2017) Fuel accumulation in a high-frequency boreal wildfire regime: from wetland to upland. *Canadian Journal of Forest Research* 47(7): 957–964: doi:10.1139/cjfr-2016-0475.

Thompson I, Mackey B, McNulty S and Mosseler A (2009) *Forest Resilience, Biodiversity, and Climate Change. A synthesis of the biodiversity/resilience/stability relationship in forest ecosystems*. Montreal: Secretariat of the Convention on Biological Diversity, 67. Available at: https://www.cbd.int/doc/publications/cbd-ts-43-en.pdf.

Thonicke K, Spessa A, Prentice IC, Harrison SP, Dong L and Carmona-Moreno C (2010) The influence of vegetation, fire spread and fire behaviour on biomass burning and trace gas emissions: results from a process-based model. *Biogeosciences* 7(6): 1991–2011: doi:10.5194/bg-7-1991-2010.

Thonicke K, Venevsky S, Sitch S and Cramer W (2001) The role of fire disturbance for global vegetation dynamics: coupling fire into a Dynamic Global Vegetation Model. *Global Ecology and Biogeography* 10(6): 661–677: doi:10.1046/j.1466-822X.2001.00175.x.

Timoney KP and Mamet S (2020) No treeline advance over the last 50 years in subarctic western and central Canada and the problem of vegetation misclassification in remotely sensed data. *Écoscience* 27(2): 1–14: doi:10.1080/11956860.2019.1698258.

Timoney KP, Mamet SD, Cheng R, Lee P, Robinson AL, Downing D, et al. (2019) Tree cover response to climate change in the forest-tundra of north-central Canada: fire-driven decline, not northward advance. *Ecoscience* 26(2): 133–148: doi:10.1080/11956860.2018.1532868.

Tinner W, Hu FS, Beer R, Kaltenrieder P, Scheurer B and Krähenbühl U (2006) Postglacial vegetational and fire history: pollen, plant macrofossil and charcoal records from two Alaskan lakes. *Vegetation History and Archaeobotany* 15(4): 279–293: doi:10.1007/s00334-006-0052-z.

Tłı̨chǫ Government (2003) *Land Claims and Self-Government Agreement among the Tlicho and the Government of the Northwest Territories and the Government of Canada*. Rae-Edzo, Northwest Territories: Food and agriculture organisation. Available at: https://www.eia.gov.nt.ca/sites/eia/files/tlicho_land_claims_and_self-government_agreement.pdf.

Trachsel M and Telford RJ (2017) All age–depth models are wrong, but are getting better. *Holocene* 27(6): 860–869: doi:10.1177/0959683616675939.

Trollope WSW (1984) Fire behaviour. *Ecological effects of fire in South African ecosystems*. Springer, 199–217.

Turco M, von Hardenberg J, AghaKouchak A, Llasat MC, Provenzale A and Trigo RM (2017) On the key role of droughts in the dynamics of summer fires in Mediterranean Europe. *Scientific Reports* 7: 81: doi:10.1038/s41598-017-00116-9.

Tymstra C, Stocks BJ, Cai X and Flannigan MD (2020) Wildfire management in Canada: Review, challenges and opportunities. *Progress in Disaster Science* 5: 100045: doi:10.1016/j.pdisas.2019.100045.

Ummenhofer CC and Meehl GA (2017) Extreme weather and climate events with ecological relevance: a review. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*. The Royal Society 372(1723): 20160135: doi:10.1098/rstb.2016.0135.

Upiter LM, Vermaire JC, Patterson RT, Crann CA, Galloway JM, Macumber AL, et al. (2014) Middle to late Holocene chironomid-inferred July temperatures for the central Northwest Territories, Canada. *Journal of Paleolimnology* 52(1–2): 11–26: doi:10.1007/s10933-014-9775-5.

Van der Loo M (2020) *Extremevalues, an R package for outlier detection in one-dimensional data*. R. . Available at: https://github.com/markvanderloo/extremevalues.

Van Vuuren DP, Edmonds J, Kainuma M, Riahi K, Thomson A, Hibbard K, et al. (2011) The representative concentration pathways: an overview. *Climatic change* 109(1–2): 5: doi:10.1007/s10584-011-0148-z.

Van Wagner CE (1983) Fire behavior in northern coniferous forests. *The Role of Fire in Northern Circumpolar Ecosystems*. New-York, USA: John Wiley and Sons, 65–80.

Van Wagner CE (1987) *Development and structure of the canadian forest fireweather index system*. Forestry Technical Report. Ottawa: Canadian Forestry Service, 35.

Venevsky S, Le Page Y, Cardoso Pereira JM and Wu C (2019) Analysis of fire patterns and drivers with global SEVER-FIRE v1.0 model incorporated into dynamic global vegetation model and satellite and on-ground observations. *Geoscientific Model Development* 12(1): 89–110: doi:10.5194/gmd-12-89-2019.

Veraverbeke S, Rogers BM, Goulden ML, Jandt RR, Miller CE, Wiggins EB, et al. (2017) Lightning as a major driver of recent large fire years in North American boreal forests. *Nature Climate Change* 7(7): 529–534: doi:10.1038/NCLIMATE3329.

Viau AE and Gajewski K (2009) Reconstructing millennial-scale, regional paleoclimates of boreal Canada during the Holocene. *Journal of Climate* 22(2): 316–330: doi:10.1175/2008JCLI2342.1.

Viau AE, Gajewski K, Sawada MC and Fines P (2006) Millennial-scale temperature variations in North America during the Holocene. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 111(D09102): doi:10.1029/2005JD006031.

Vicente A, Calvo A, Fernandes AP, Nunes T, Monteiro C, Pio C, et al. (2017) Hydrocarbons in particulate samples from wildfire events in central Portugal in

summer 2010. *Journal of Environmental Sciences* 53: 122–131: doi:10.1016/j.jes.2016.02.022.

Vincent J-S (1973) A palynological study for the Little Clay Belt, northwestern Quebec. *Naturaliste Canadien* 100: 59–70.

Waito J, Girardin MP, Tardif JC, Conciatori F, Bergeron Y and Ali AA (2018) Recent fire activity in the boreal eastern interior of North America is below that of the past 2000 yr. *Ecosphere* 9(6): e02287: doi:10.1002/ecs2.2287.

Waito J, Girardin MP, Tardif JC, Hély C, Blarquez O and Ali AA (2015) Fire and climate: using the past to predict the future. *Handbook of Forest Ecology*. Oxford, UK: Routledge, 473–487.

Walker XJ, Baltzer JL, Bourgeau-Chavez L, Day NJ, Dieleman CM, Johnstone JF, et al. (2020a) Patterns of ecosystem structure and wildfire carbon combustion across six ecoregions of the North American boreal forest. *Frontiers in Forests and Global Change*. Frontiers 3: 87: doi:10.3389/ffgc.2020.00087.

Walker XJ, Baltzer JL, Cumming SG, Day NJ, Ebert C, Goetz S, et al. (2019) Increasing wildfires threaten historic carbon sink of boreal forest soils. *Nature* 572(7770): 520–523: doi:10.1038/s41586-019-1474-y.

Walker XJ, Baltzer JL, Cumming SG, Day NJ, Johnstone JF, Rogers BM, et al. (2018) Soil organic layer combustion in boreal black spruce and jack pine stands of the Northwest Territories, Canada. *International Journal of Wildland Fire* 27(2): 125–134: doi:10.1071/WF17095.

Walker XJ, Rogers BM, Veraverbeke S, Johnstone JF, Baltzer JL, Barrett K, et al. (2020b) Fuel availability not fire weather controls boreal wildfire severity and carbon emissions. *Nature Climate Change*. Nature Publishing Group 10(12): 1130–1136: doi:10.1038/s41558-020-00920-8.

Wallenius TH, Pennanen J and Burton PJ (2011) Long-term decreasing trend in forest fires in northwestern Canada. *Ecosphere* 2(5): 1–16: doi:10.1890/ES11-00055.1.

Walsh DS (2015) The nature of food: indigenous Dene foodways and ontologies in the era of climate change. *Religion and food, Scripta Instituti Donneriani Aboensis* 26: 225–249: doi:10.30674/scripta.67455.

Walsh JE, Ballinger TJ, Euskirchen ES, Hanna E, M\aard J, Overland JE, et al. (2020) Extreme weather and climate events in northern areas: A review. *Earth-Science Reviews* 209(4): 103324: doi:10.1016/j.earscirev.2020.103324.

Wang X, Parisien M-A, Taylor SW, Candau J-N, Stralberg D, Marshall GA, et al. (2017) Projected changes in daily fire spread across Canada over the next century. *Environmental Research Letters* 12(2): 025005: doi:10.1088/1748-9326/aa5835.

Wang X, Studens K, Parisien M-A, Taylor SW, Candau J-N, Boulanger Y, et al. (2020) Projected changes in fire size from daily spread potential in Canada over the 21st century. *Environmental Research Letters* 15(10): 104048: doi:10.1088/1748-9326/aba101.

Wang Y, Hogg EH, Price DT, Edwards J and Williamson T (2014) Past and projected future changes in moisture conditions in the Canadian boreal forest. *Forestry Chronicle* 90(5): 678–691: doi:10.5558/tfc2014-134.

Wang Z, Erb AM, Schaaf CB, Sun Q, Liu Y, Yang Y, et al. (2016) Early spring post-fire snow albedo dynamics in high latitude boreal forests using Landsat-8 OLI data. *Remote Sensing of Environment* 185: 71–83: doi:10.1016/j.rse.2016.02.059.

Ward M, Tulloch AI, Radford JQ, Williams BA, Reside AE, Macdonald SL, et al. (2020) Impact of 2019–2020 mega-fires on Australian fauna habitat. *Nature Ecology & Evolution*. Nature Publishing Group 1–6: doi:10.1038/s41559-020-1251-1.

Weber MG and Flannigan MD (1997) Canadian boreal forest ecosystem structure and function in a changing climate: impact on fire regimes. *Environmental Reviews* 5(3–4): 145–166: doi:10.1139/er-5-3-4-145.

Weber MG and Stocks BJ (1998) Forest fires and sustainability in the boreal forests of Canada. *AMBIO A Journal of the Human Environment* 27(7).

Whelan RJ (2006) *The ecology of fire – Developments since 1995 and outstanding questions*. Cambridge University Press. Available at: https://ro.uow.edu.au/scipapers/46/.

Whitlock C and Larsen C (2002) Charcoal as a Fire Proxy. *Tracking environmental change using lake sediments: terrestrial, algal, and siliceous indicators*. Dordrecht: Springer, 75–97.

Whitman E, Parisien M-A, Thompson DK and Flannigan MD (2019) Short-interval wildfire and drought overwhelm boreal forest resilience. *Scientific Reports* 9(1): 18796: doi:10.1038/s41598-019-55036-7.

Whitman E, Parisien M-A, Thompson DK, Hall RJ, Skakun RS and Flannigan MD (2018) Variability and drivers of burn severity in the northwestern Canadian boreal forest. *Ecosphere* 9(2): e02128: doi:10.1002/ecs2.2128.

Williams J (2013) Exploring the onset of high-impact mega-fires through a forest land management prism. *Forest Ecology and Management* 294: 4–10: doi:10.1016/j.foreco.2012.06.030.

Williams J, Albright D, Hoffmann AA, Eritsov A, Moore PF, Mendes de Morais JC, et al. (2011) Findings and implications from a coarse-scale global assessment of recent selected mega-fires. paper presented at the International Wildland Fire Conference In '5th Int. Wildland Fire Conf. 9-13 May 2011 FAO. Sun City South Africa.

Williams JW (2006) *An atlas of pollen-vegetation-climate relationships for the United States and Canada*. Dallas, Texas: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation.

Winkler MG (1985) Charcoal analysis for paleoenvironmental interpretation: a chemical assay. *Quaternary Research* 23(3): 313–326: doi:10.1016/0033-5894(85)90038-9.

Woo M-K, Modeste P, Martz L, Blondin J, Kotchtubajda B, Tutcho D, et al. (2007) Science meets traditional knowledge: water and climate in the Sahtu (Great Bear Lake) region, Northwest Territories, Canada. *Arctic* 60(1): 37–46: doi:10.14430/arctic263.

Wood S, Scheipl F and Wood MS (2017) *Package 'gamm4': Generalized Additive Mixed Models using "mgcv" and "lme4."* .

Wood SN (2017) *Generalized additive models: an introduction with R*. Chapman and Hall/CRC.

Wooster MJ and Zhang YH (2004) Boreal forest fires burn less intensely in Russia than in North America. *Geophysical Research Letters* 31(20): L20505: doi:10.1029/2004GL020805.

Wotton BM (2009) Interpreting and using outputs from the Canadian Forest Fire Danger Rating System in research applications. *Environmental and Ecological Statistics*. Springer 16(2): 107–131.

Wotton BM, Flannigan MD and Marshall GA (2017) Potential climate change impacts on fire intensity and key wildfire suppression thresholds in Canada. *Environmental Research Letters* 12(9): 095003: doi:10.1088/1748-9326/aa7e6e.

Wright HE and Heinselman ML (2014) The ecological role of fire in natural conifer forests of western and northern North America—Introduction. *Fire Ecology*. SpringerOpen 10(3): 4–13: doi:10.1007/BF03400628.

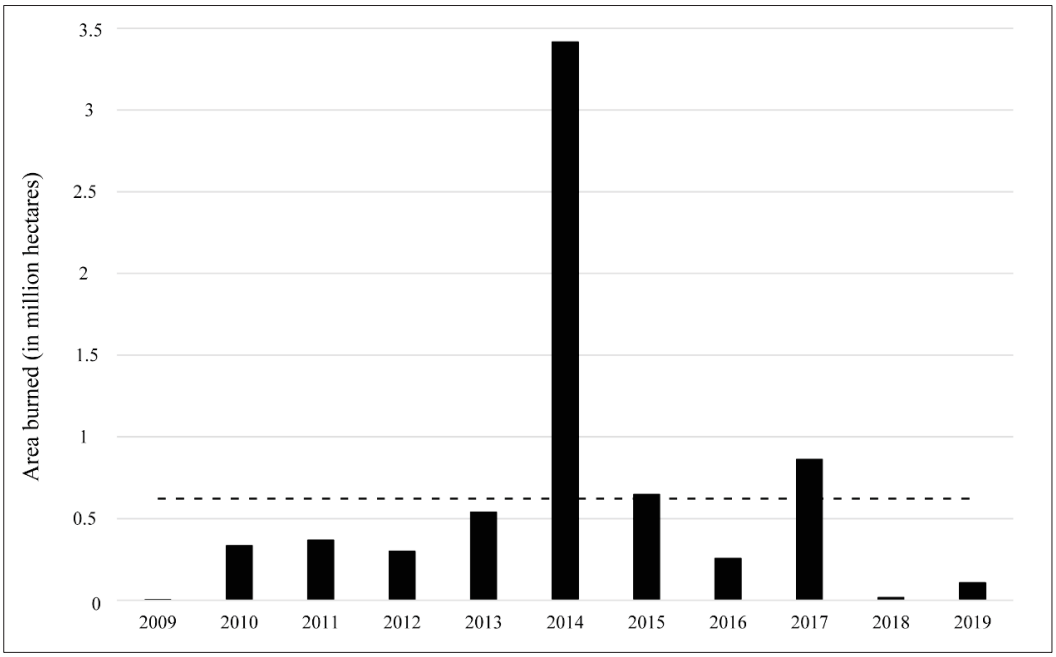
Xiao J and Zhuang Q (2007) Drought effects on large fire activity in Canadian and Alaskan forests. *Environmental Research Letters* 2(4): 044003: doi:10.1088/1748-9326/2/4/044003.

Yin S, Wang X, Guo M, Santoso H and Guan H (2020) The abnormal change of air quality and air pollutants induced by the forest fire in Sumatra and Borneo in 2015. *Atmospheric Research* 243: 105027: doi:10.1016/j.atmosres.2020.105027.

Zhang X, Brown R, Vincent L, Skinner W, Feng Y and Mekis E (2011) *Canadian climate trends, 1950–2007*. Technical Thematic Report. Ottawa, ON: Canadian Councils of Resource Ministers, 27. Available at: http://www.biodivcanada.ca/default.asp?lang=En&n=137E1147-0.

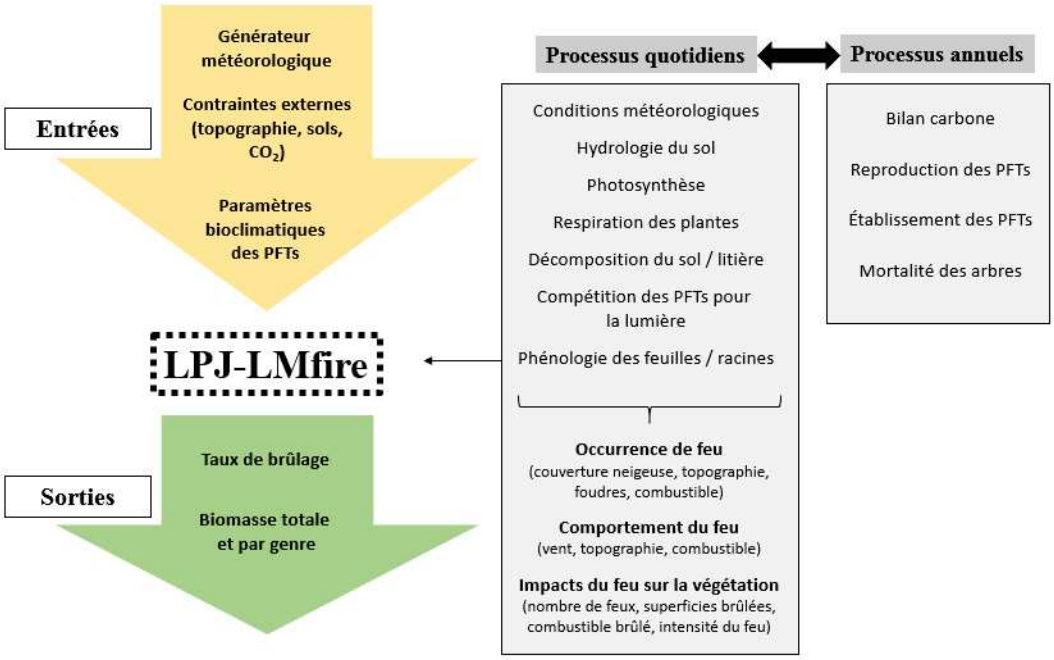
ANNEX I

TOTAL ANNUAL AREA BURNED IN THE NORTHWEST TERRITORIES (CANADA) FROM 2009 TO 2019 AND MEAN FOR THE PERIOD (DOTTED LINE; MEAN = 0.6 MILLION HA) ADAPTED FROM THE CANADIAN WILDLAND FIRE INFORMATION (HTTPS://CWFIS.CFS.NRCAN.GC.CA/) AND THE NATIONAL FORESTRY DATABASE (HTTP://NFDP.CCFM.ORG/EN/DATA/FIRES.PHP)



ANNEXE II

SCHÉMA ET DESCRIPTION DU FONCTIONNEMENT DU MODÈLE LPJ-LMFIRE (TIRÉ DE CHASTE *ET AL*., 2019 ET PFEIFFER *ET AL*., 2013)



1. *Types fonctionnels de plantes (PFT) dans LPJ-LMfire*

Le modèle LPJ-LMfire décrit la fraction de végétation (en %) des différents types fonctionnels de plantes (PFT) couvrant chacune des cellules de grille. Les 4 PFT (*Picea*, *Abies*, *Pinus*, *Populus*) sont représentés par les caractéristiques d'un individu moyen (Im), une densité de population et une surface de sol couverte par le feuillage d'un Im (FPC, 'Foliar Projective Cover'). Ainsi, une population de PFT est représentée par le même individu, qui est défini par un ensemble de paramètres, quel que soit l'environnement dans lequel l'arbre se développe et son stade de développement.

Chaque PFT est représenté à travers 53 paramètres en termes de morphologie (ex : surface maximale de la couronne), de phénologie (ex : feuilles persistantes ou caduques), de dynamique (ex : établissement du taux maximal de nouveaux individus) ou de limites bioclimatiques d'établissement (**Annexe XX**). Les paramètres sont définis à une résolution de 100 km^2 et multipliés par la densité de population et le FPC dans certains cas. Par exemple, le pourcentage de couverture de chaque PFT est obtenu en multipliant le FPC par la surface moyenne de la couronne d'un individu moyen et la densité de population. Une cellule correspond à une mosaïque de PFT : pourcentage de couverture, pourcentage de la zone en sol nu et pourcentage de la surface d'eau; la somme de tous ces pourcentages de couverture ne peut dépasser 100 % sur une cellule donnée. Les couvertures des PFT sont distinctes les unes des autres sur un pixel donné, ce qui signifie qu'il ne peut y avoir de chevauchement vertical entre les PFT. Cependant, tous les PFT ne sont pas nécessairement représentés sur chaque cellule et un ou plusieurs PFT pourraient être absents sur une cellule.

2. Processus simulés

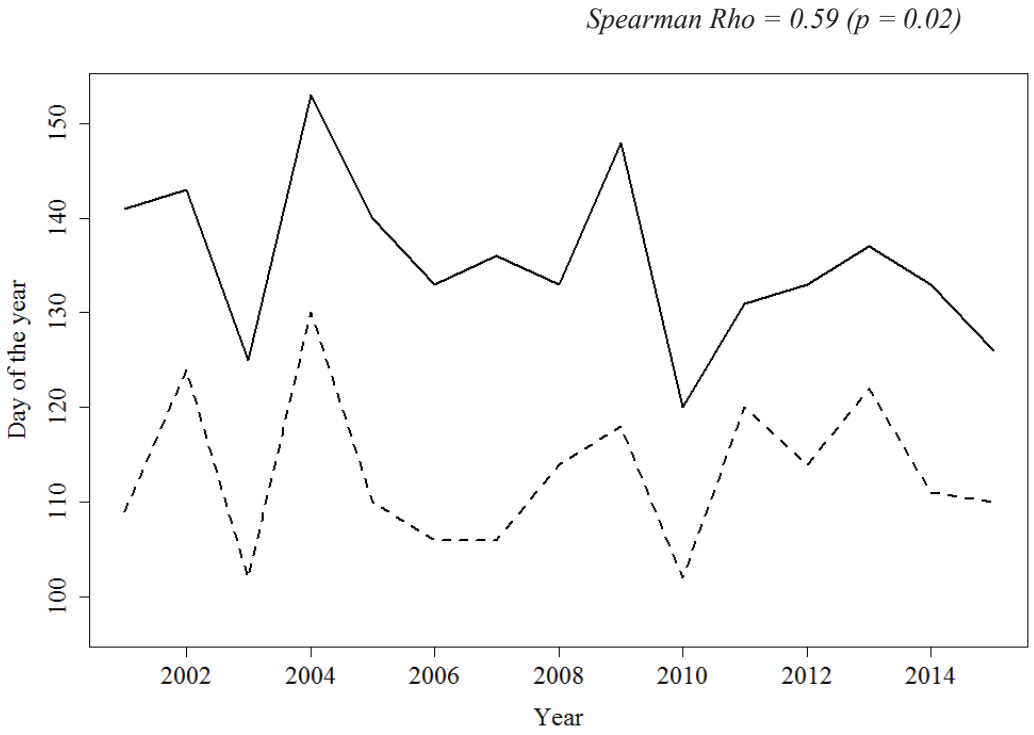
Les processus simulés dans le modèle LPJ-DGVM sont décrits par Sitch *et al.* (2003). Le processus de photosynthèse, correspondant à l'absorption quotidienne de carbone par la végétation, est mesuré en fonction de la radiation active absorbée, de la température, de la longueur du jour et de la conductance du couvert, et du modèle de photosynthèse de Farquhar (Sitch et al., 2003; Smith et al., 2001). La concentration atmosphérique de CO_2 affecte la productivité primaire nette (NPP) par la régulation stomatique pendant la photosynthèse (Sitch et al., 2003). Les cartes pédologiques fournies en entrée du modèle sont utilisées pour dériver les paramètres de texture régissant l'hydrologie du sol et la diffusivité thermique du sol. L'hydrologie du sol est calculée pour deux couches de sol de plusieurs épaisseurs (constante dans le temps), dont la quantité d'eau est mise à jour quotidiennement en tenant compte de la pluie, la percolation, l'évapotranspiration, le ruissellement et la fonte des neiges. La respiration

qui varie selon les PFT est calculée quotidiennement sur la base du rapport C/N spécifique aux tissus, de la température, de la phénologie et de la biomasse tissulaire. La NPP moyenne des individus est calculée à la fin de chaque année de simulation et correspond à l'absorption nette de carbone par la photosynthèse à laquelle on soustrait les coûts en carbone de la respiration et de la reproduction. La NPP annuelle est répartie entre trois bassins de tissus (feuilles, aubier et racines) ajustés de manière à ce que quatre équations allométriques, ou ‘contraintes’, qui contrôlent le développement structurel de l'individu moyen, restent satisfaites (ex : l'allocation de carbone est plus élevée dans les racines que dans les feuilles pendant les périodes de limitation de l'eau).

L'établissement de nouveaux individus pour un PFT donné est mis en œuvre chaque année en augmentant la densité de la population du PFT et en ajustant la masse et la structure de l'Im pour refléter le nouvel état de la population. La densité d'établissement dépend de la zone de pixels inoccupée afin de tenir compte de la concurrence pour la lumière et l'espace. La mortalité de la population des PFT peut résulter de la concurrence pour la lumière, du stress thermique, du dépassement des limites bioclimatiques, de la faible efficacité de croissance et des dommages causés par le feu. La biomasse des individus morts est transférée chaque année en fonction de paramètres spécifiques au PFT. Dans le modèle LPJ-LMfire, chaque pixel est simulé indépendamment de ses voisins, ce qui conduit à une représentation simple mais réaliste car les zones adjacentes pourraient être affectées par la dispersion des espèces par exemple.

ANNEX III

SNOWMELT DAY OF THE YEAR OBSERVED BY REMOTE SENSING (SNOWMELT TIMING MAPS – CONTINUOUS LINE) VERSUS ESTIMATED WITH BIOSIM (FWI DAILY MODEL – DOTTED LINE) FOR EACH YEAR OF THE PERIOD 2001-2015 ON THE TERRITORY OF THE TŁĮCHǪ FIRST NATION



ANNEX IV

LAND COVER TYPES IN THE STUDY AREA DEFINED BY THE CANADA CENTRE FOR REMOTE SENSING

1. Temperate or sub-polar needleleaf forest

Forests generally taller than 3 m and with more than 20 % total vegetation cover. The tree crown cover contains at least 75 % of needleleaf species.

2. Sub-polar taiga needleleaf forest

Forests and woodlands with trees generally taller than 3 m and with more than 5 % total vegetation cover with shrubs and lichens commonly present in the understory. The tree crown cover contains at least 75 % of needleleaf species. This type may consist of treed muskeg or wetlands. Forest canopies are variable and often sparse, with generally greater tree cover in the southern latitude parts of the zone than the north.

3. Temperate or sub-polar broadleaf deciduous forest

Forests generally taller than 3 m and with more than 20 % total vegetation cover. These forests have greater than 75 % of tree crown cover represented by deciduous species.

4. Mixed forest

Forests generally taller than 3 m and with more than 20 % total vegetation cover. Neither needleleaf nor broadleaf tree species occupy more than 75 % of total tree cover, but are co-dominant.

5. Temperate or sub-polar shrubland

Areas dominated by woody perennial plants with persistent woody stems less than 3 m tall and with typically more than 20 % of total vegetation.

6. Temperate or sub-polar grassland

Areas dominated by graminoid or herbaceous vegetation, generally accounting for greater than 80 % of total vegetation cover.

7. Sub-polar or polar shrubland-lichen-moss

Areas dominated by dwarf shrubs with lichen and moss typically accounting for at least 20 % of total vegetation cover.

8. Sub-polar or polar grassland-lichen-moss

Areas dominated by grassland with lichen and moss typically accounting for at least 20 % of total vegetation cover.

9. Sub-polar or polar barren-lichen-moss

Areas dominated by a mixture of bare areas with lichen and moss typically accounting for at least 20 % of total vegetation cover.

10. Wetland

Areas dominated by perennial herbaceous and woody wetland vegetation which is influenced by the water table at or near surface over extensive periods of time. This

includes marshes, swamps, bogs, mangroves either coastal or inland where water is present for a substantial period annually.

11. Barren Lands

Areas characterized by bare rock, gravel, sand, silt, clay, or other earthen material, with little or no ‘green’ vegetation present regardless of its inherent ability to support life. Generally, vegetation accounts for less than 10 % of total cover.

12. Urban and Built-up

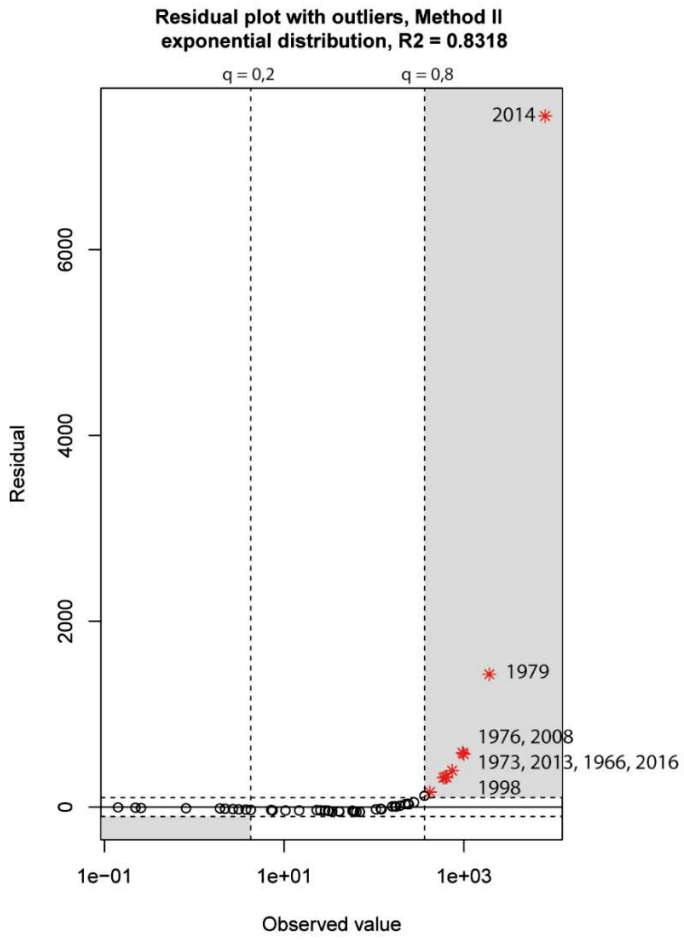
Areas that contain at least 30 % or greater urban constructed materials for human activities (cities, towns, transportation, etc.).

13. Water

Areas of open water, generally with less than 25 % cover of non-water cover types. This class refers to areas that are consistently covered by water.

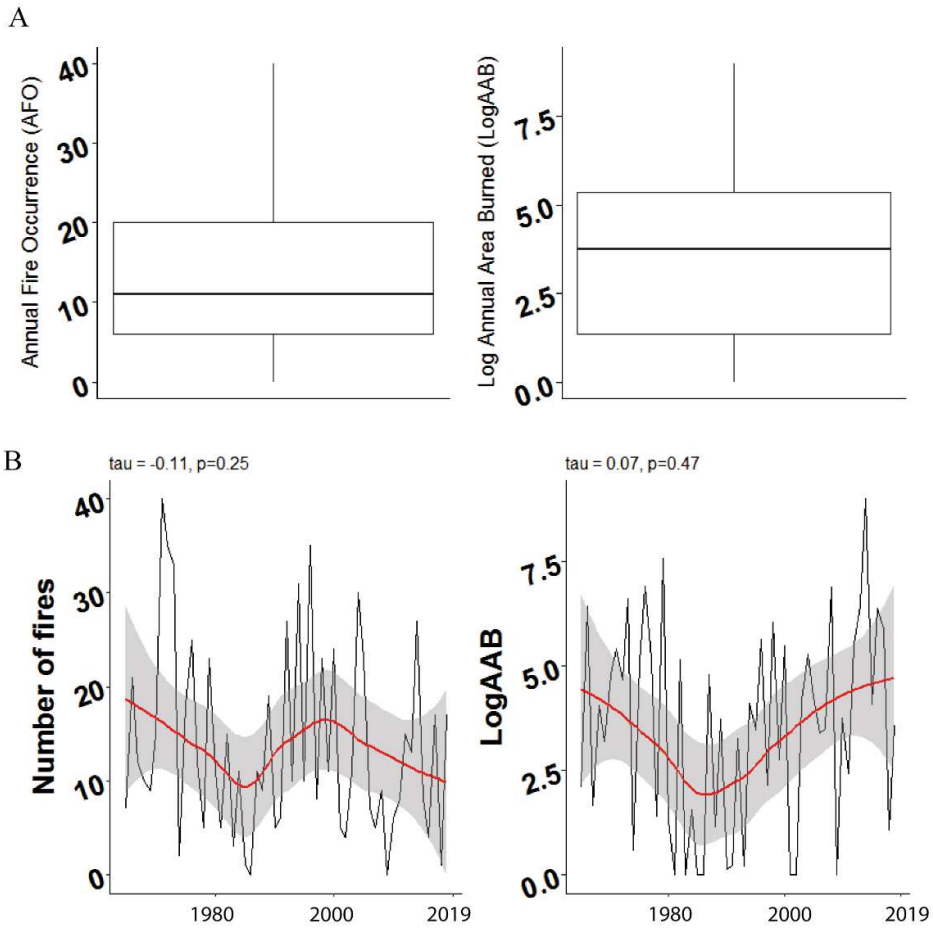
ANNEX V

EXPONENTIAL DISTRIBUTION OF OBSERVED AAB AND RESIDUALS OF THE ESTIMATED DISTRIBUTION FOR THE PERIOD 1965-2019. POINTS BETWEEN VERTICAL LINES ARE USED IN THE FIT. HORIZONTAL LINES INDICATE THE COMPUTED CONFIDENCE LIMITS. RED ASTERISKS REPRESENT OUTLIER YEARS IN THE AAB DISTRIBUTION DATASET, INTERPRETED AS EXTREME WILDFIRE YEARS (EWY)



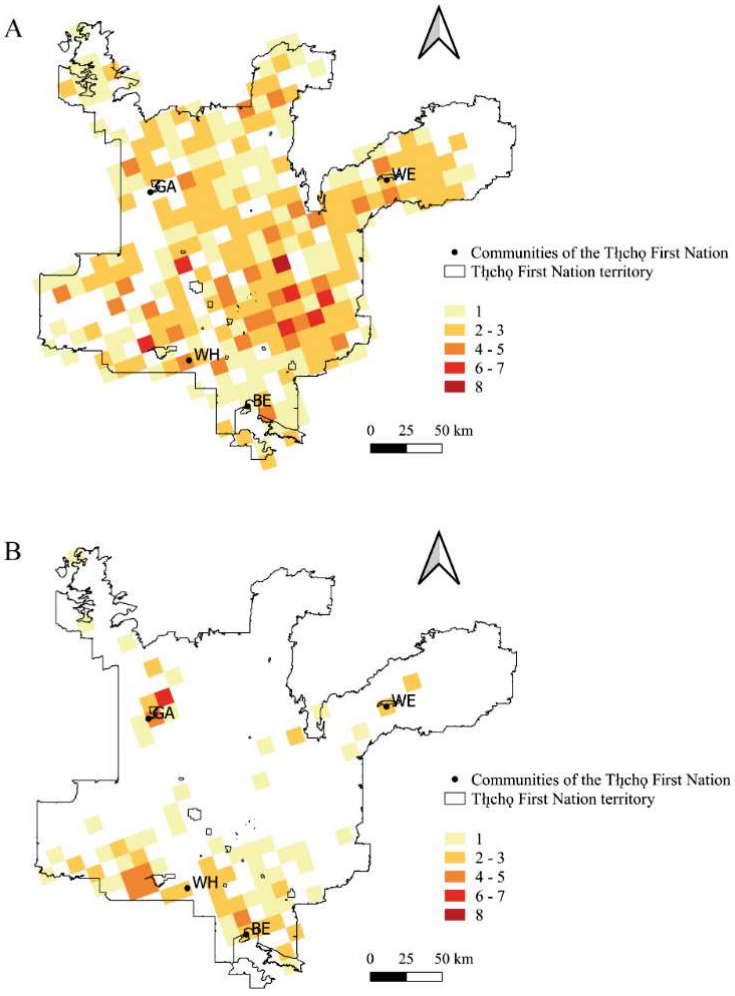
ANNEX VI

DISTRIBUTIONS OF (A) ANNUAL FIRE OCCURRENCE (AFO) AND LOG-TRANSFORMED ANNUAL AREA BURNED (LOGAAB) ON THE TERRITORY OF THE TŁĮCHǪ FIRST NATION AND (B) TEMPORAL CHANGES FOR THE PERIOD 1965-2019 (TAU = KENDALL RANK CORRELATION COEFFICIENT). RED LINES REPRESENT THE SMOOTHED ADDITIONAL MEAN (LOWESS). SHADED GREY AREAS CORRESPOND TO 95 % BOOTSTRAP CONFIDENCE INTERVALS



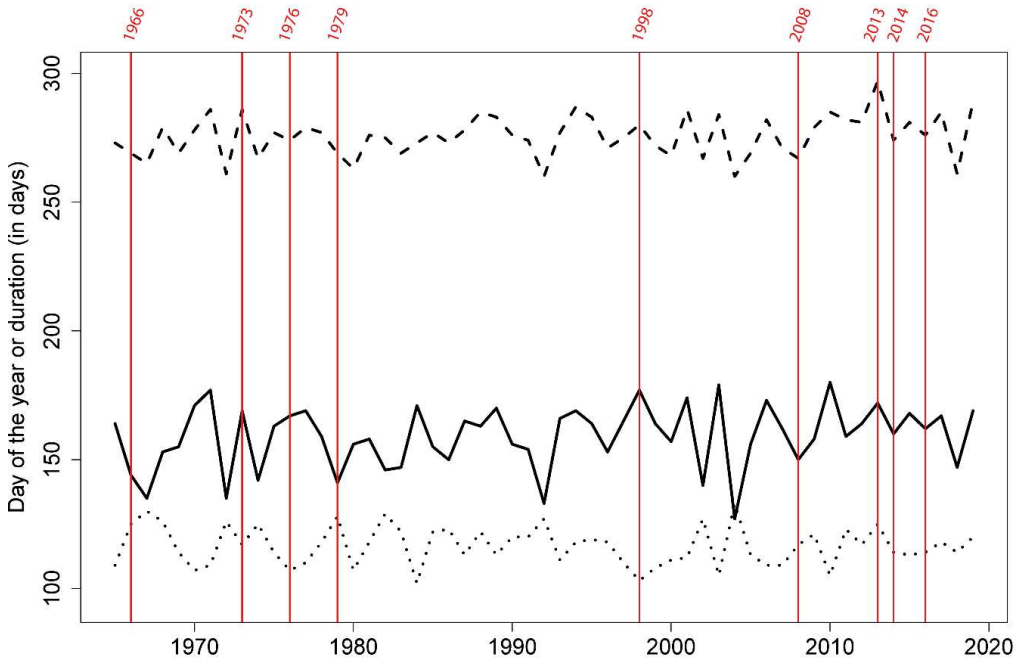
ANNEX VII

SPATIAL DISTRIBUTION OF (A) CUMULATIVE LIGHTNING-CAUSED FIRES (597 FIRES > 1 HA) AND (B) HUMAN-CAUSED FIRES (127 FIRES > 1 HA) FROM 1965 TO 2019 ON THE TERRITORY OF THE TŁĮCHǪ FIRST NATION. THE DATA IS EXTRACTED FROM THE CANADIAN NATIONAL FIRE DATABASE. FIRE CHARACTERISTICS ARE COMPILED ON A 10 KM GRID CELL



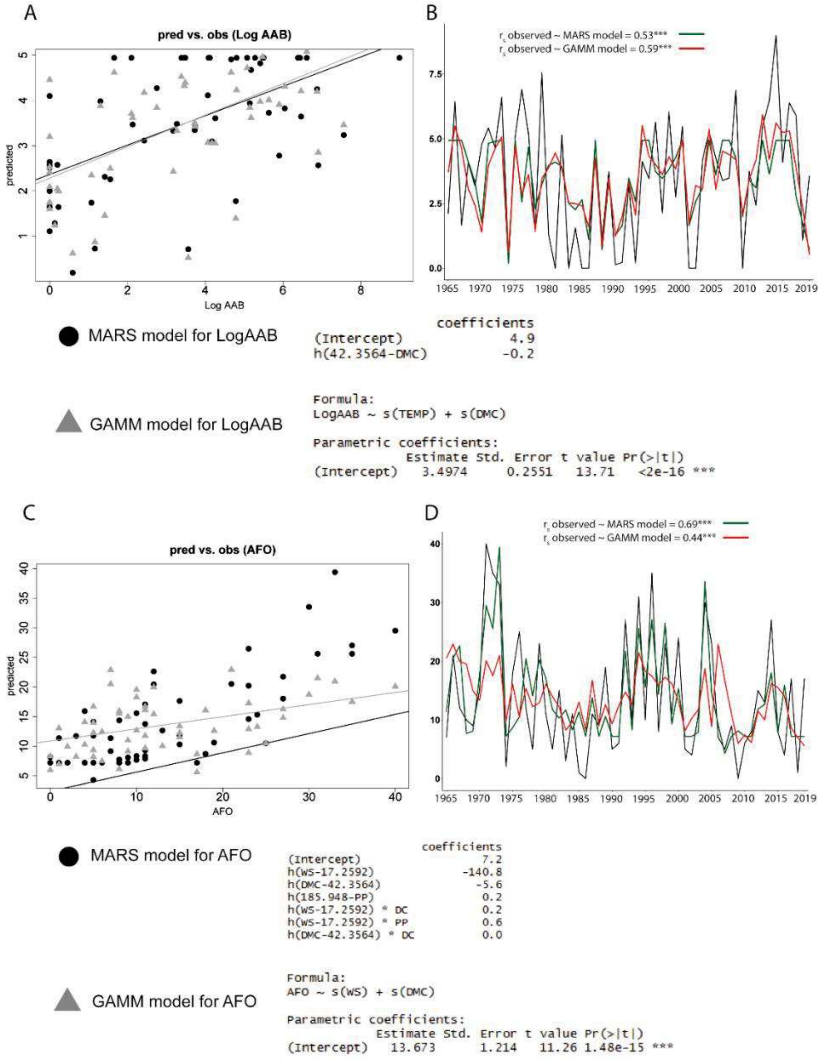
ANNEX VIII

ESTIMATED FIRE SEASON ONSET (DOTTED LINE), TERMINATION (DASHED LINE) DAY OF THE YEAR AND FIRE SEASON LENGTH (IN DAYS, CONTINUOUS LINE) FOR THE PERIOD 1965-2019 ON THE TERRITORY OF THE TŁĮCHǪ FIRST NATION. VERTICAL RED LINES REPRESENT EWY



ANNEX IX

OBSERVED AND PREDICTED VALUES FOR (A) LOG-TRANSFORMED AAB (ANNUAL AREA BURNED) AND (C) AFO (ANNUAL FIRE OCCURRENCE) RESULTING FROM MARS AND GAMM MODELS AND EQUATIONS FOR EACH MODEL (B AND D)




```
coefficients
(Intercept)              4.9
h(42.3564-DMC)          -0.2

Formula:
LogAAB ~ s(TEMP) + s(DMC)

Parametric coefficients:
             Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)
(Intercept)    3.4974     0.2551   13.71   <2e-16 ***
```

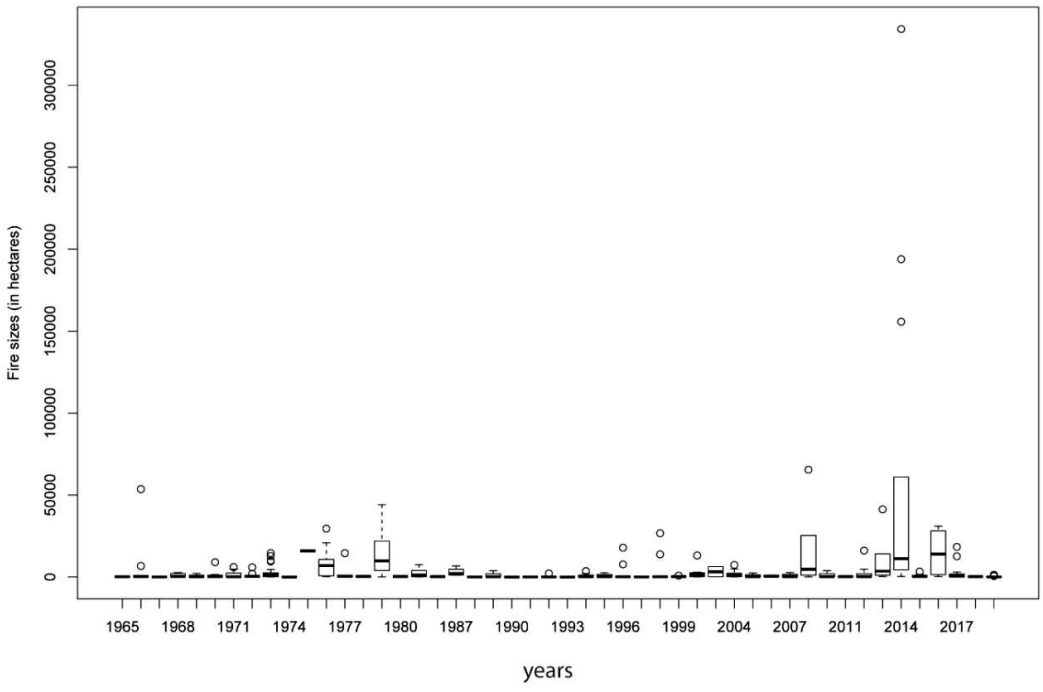
```
coefficients
(Intercept)              7.2
h(WS-17.2592)         -140.8
h(DMC-42.3564)          -5.6
h(185.948-PP)            0.2
h(WS-17.2592) * DC       0.2
h(WS-17.2592) * PP       0.6
h(DMC-42.3564) * DC      0.0

Formula:
AFO ~ s(WS) + s(DMC)

Parametric coefficients:
             Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)
(Intercept)    13.673      1.214   11.26 1.48e-15 ***
```

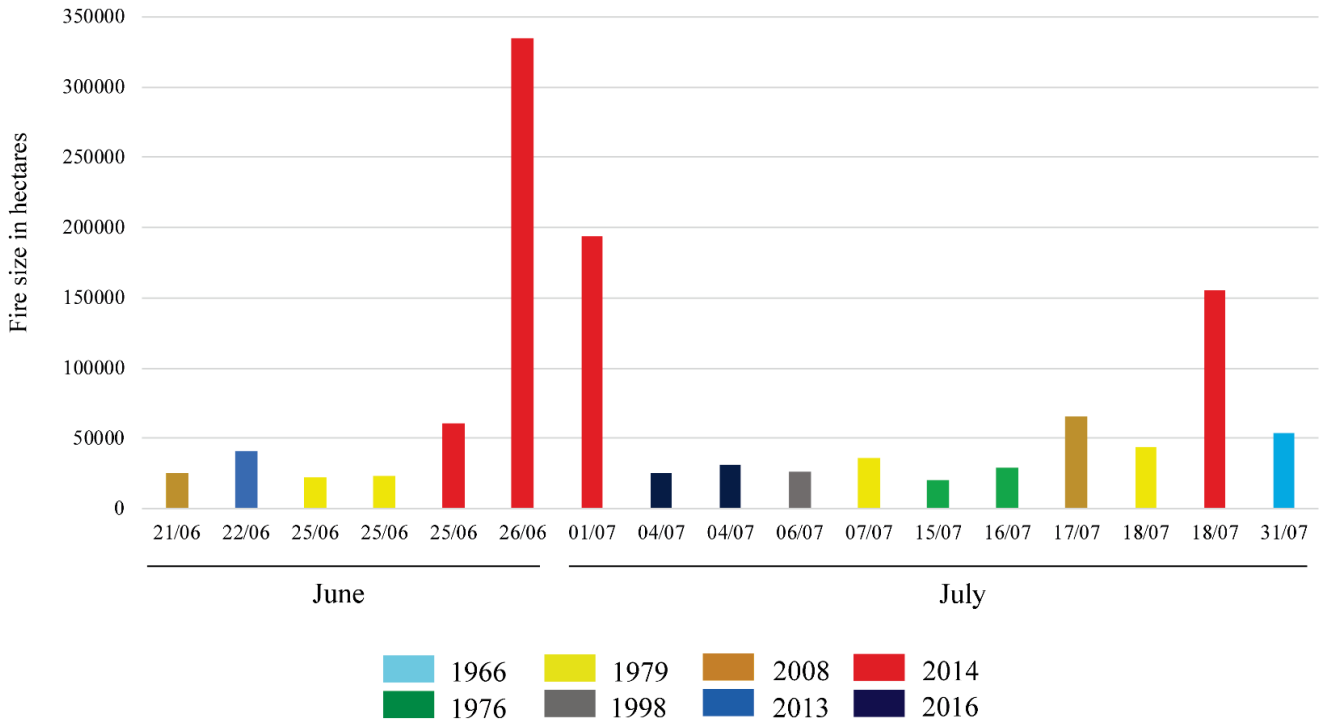
ANNEX X

DISTRIBUTION OF FIRE SIZES > 1 HA FOR EACH YEAR OF THE 1965-2019 PERIOD ON THE TERRITORY OF THE TŁĮCHǪ FIRST NATION



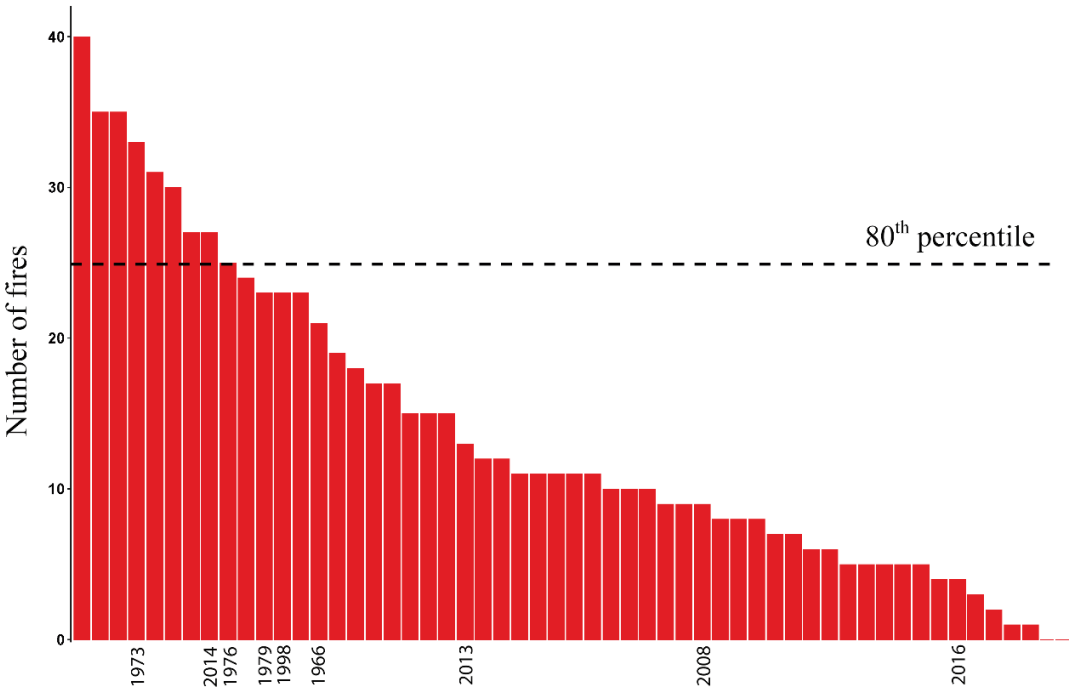
ANNEX XI

IGNITION DATE OF FIRES LARGER THAN 20,000 HECTARES OBSERVED ON THE TERRITORY OF THE TŁĮCHǪ FIRST NATION ACCORDING TO THE CNFD



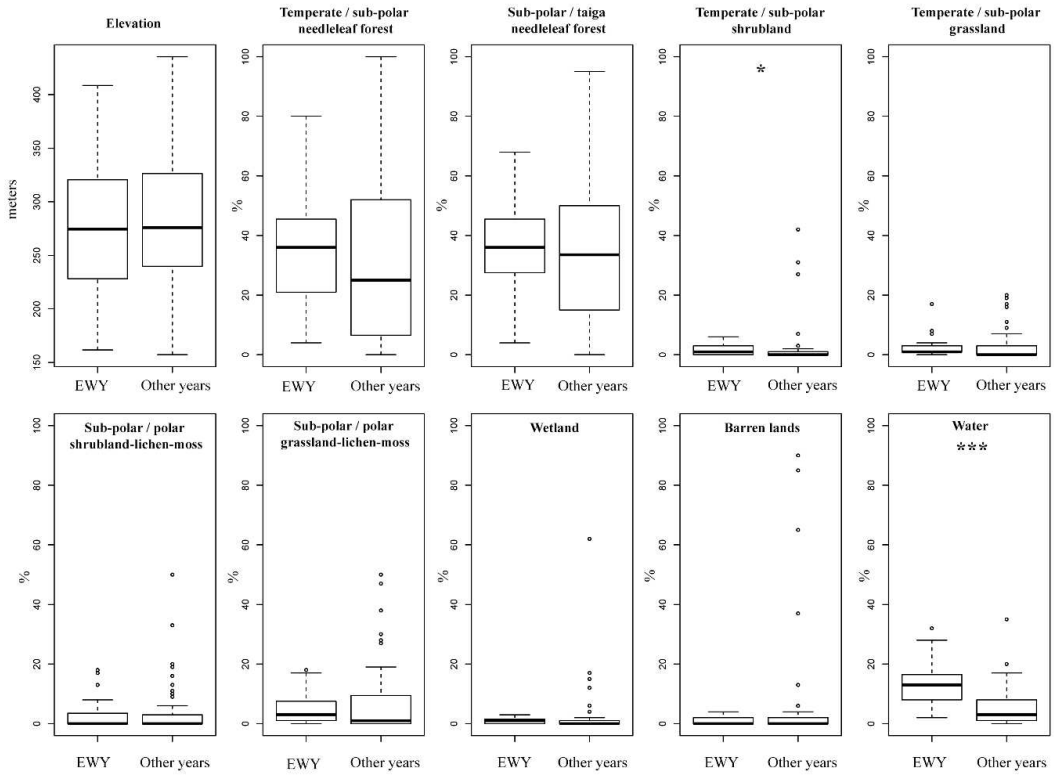
ANNEX XII

ORDERED DISTRIBUTION AND PERCENTILES OF TOTAL ANNUAL FIRE OCCURRENCE FOR FIRES > 1 HA FROM 1965 TO 2019 ON THE TERRITORY OF THE TŁĮCHǪ FIRST NATION. YEARS REPRESENTED CORRESPOND TO EXTREME WILDFIRE YEARS



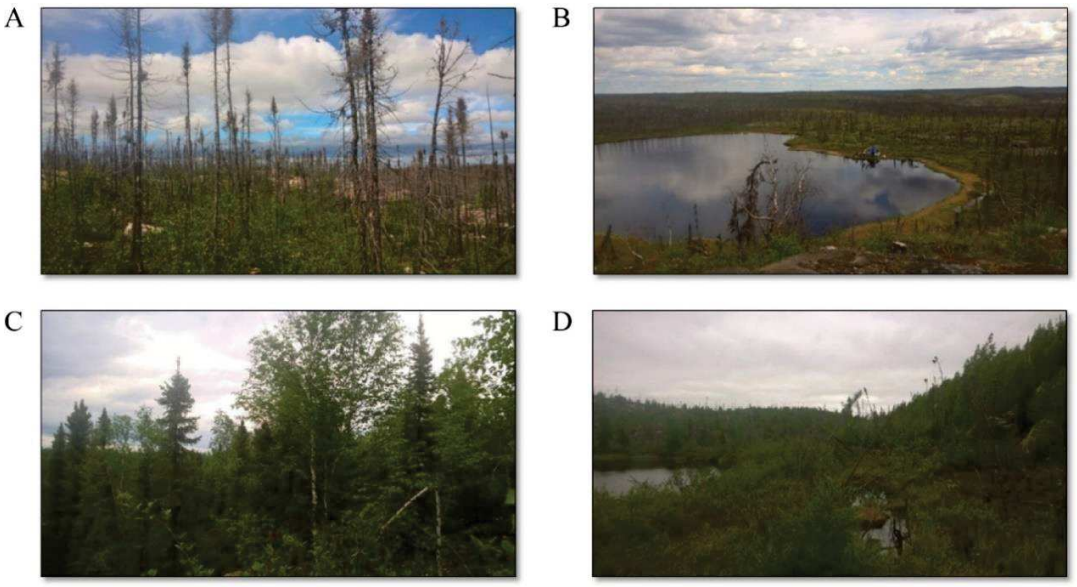
ANNEX XIII

RESULTS OF WILCOXON T-TESTS USED TO COMPARE THE ENVIRONMENTAL CHARACTERISTICS (MEAN ELEVATION AND PROPORTION OF LAND COVER TYPES) IN AREAS HAVING BURNED DURING EWY (N FIRES = 23) AND DURING OTHER YEARS (N FIRES = 48), FOR THE 2010-2019 PERIOD. *** P < 0.001; * P < 0.05



ANNEX XIV

SURROUNDINGS OF LAKES *EMILE* (A), *IZAAC* (B), *PARADIS* (C) AND *SAXON* (D) AT TIME OF SAMPLING. THE LANDSCAPE AROUND LAKE *EMILE* IS CHARACTERIZED BY A LARGE NUMBER OF BURNED STANDING DEAD CONIFER TREES AND REGENERATION OF DECIDUOUS SHRUBS AT GROUND LEVEL. THERE ARE NUMEROUS BURNED STANDING DEAD CONIFER TREES AND LITTLE VEGETATION AT GROUND LEVEL AROUND LAKE *IZAAC*. THE VEGETATION AROUND LAKES *PARADIS* AND *SAXON* IS DENSE, DOMINATED BY *PICEA MARIANA*, SOME *PICEA GLAUCA*, WITH SCATTERED *BETULA GLANDULOSA* AND *POPULUS*. (PICTURES: © D.M. GABORIAU)



ANNEX XV

RADIOCARBON DATES OF BULK SEDIMENTS FROM LAKES *EMILE*, *IZAAC*, *PARADIS* AND *SAXON*

Site and Depth (cm)	^{14}C date BP	Cal. yrs. BP	Laboratory number
Lake Emile Base at 456 cm			
19	580 +/-15	600 +/-50	UCIAMS-214495 ULA-8321
56	1250 +/-15	1223 +/-65	UCIAMS-214501 ULA-8322
163	3120 +/-15	3352 +/-75	UCIAMS-214496 ULA-8323
200	3695 +/-15	4033 +/-75	UCIAMS-214497 ULA-8324
294	4755 +/-15	5535 +/-85	UCIAMS-214981 ULA-8325
382	6980 +/-20	7810 +/-145	UCIAMS-214499 ULA-8326
448	8750 +/-20	9705 +/-165	UCIAMS-214500 ULA-8327
Lake Izaac Base at 359 cm			
15	1460 +/-30	1336 +/-40	Beta-521058
20	1510 +/-15	1391 +/-55	UCIAMS-214502 ULA-8328
35	2430 +/-30	2406 +/-80	Beta-522918
90	3130 +/-30	3365 +/-90	Beta-521059
130	4020 +/-15	4477 +/-50	UCIAMS-214503 ULA-8330
215	5605 +/-15	6369 +/-55	UCIAMS-214505 ULA-8331
261	6335 +/-15	7269 +/-65	UCIAMS-214506 ULA-8332
300	7395 +/-20	8237 +/-90	UCIAMS-214507 ULA-8333
340	8540 +/-20	9533 +/-40	UCIAMS-214508 ULA-8334
Lake Paradis Base at 450 cm			
28	440 +/-15	508 +/-15	UCIAMS-220268 ULA-8614
108	1510 +/-15	1393 +/-80	UCIAMS-220262 ULA-8608
150	2225 +/-15	2211 +/-90	UCIAMS-220263 ULA-8609
213	3235 +/-15	3448 +/-80	UCIAMS-220264 ULA-8610
280	4260 +/-15	4838 +/-105	UCIAMS-220265 ULA-8611
339	5270 +/-20	6062 +/-165	UCIAMS-220266 ULA-8612
441	8630 +/-20	9550 +/-335	UCIAMS-220267 ULA-8613
Lake Saxon Base at 395 cm			
32	1445 +/-15	1333 +/-50	UCIAMS-221339 ULA-8624
89	2900 +/-15	3038 +/-90	UCIAMS-220269 ULA-8615
160	4765 +/-20	5539 +/-130	UCIAMS-220273 ULA-8619
200	5725 +/-15	6538 +/-120	UCIAMS-220274 ULA-8620
270	7175 +/-20	8318 +/-155	UCIAMS-221336 ULA-8621
312	8160 +/-20	9129 +/-140	UCIAMS-221337 ULA-8622
350	8855 +/-20	10 006 +/-225	UCIAMS-221338 ULA-8623

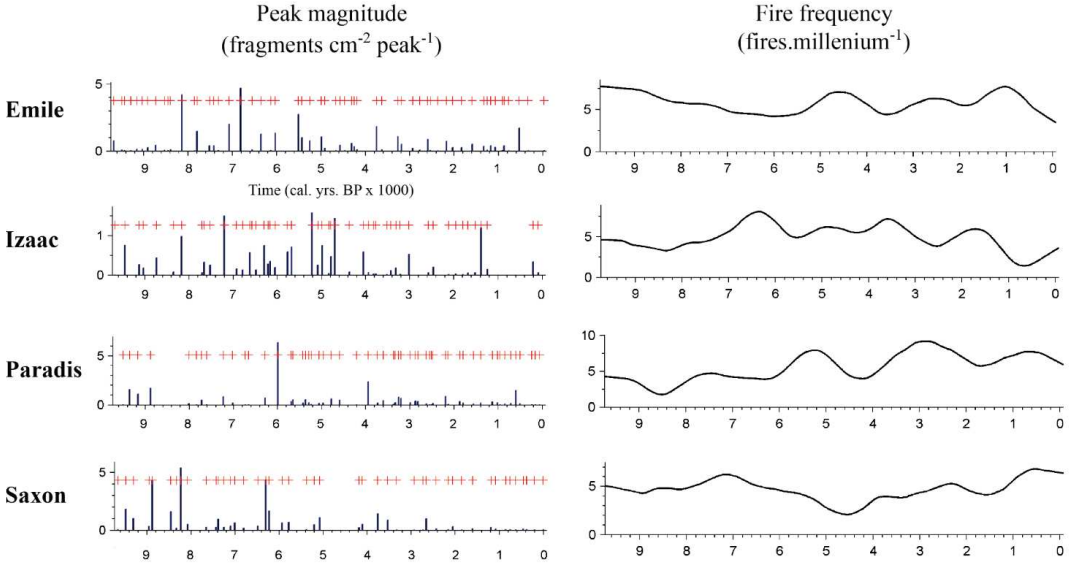
ANNEX XVI

CHAR SERIES TREATMENTS

To remove bias induced by variations in sedimentation rate and taphonomic processes at the site level (Power et al., 2008), we interpolated individual CHAR series using a constant time resolution corresponding to the median sample resolution of each lake (between 19 and 25 years). CHAR series were decomposed into a low-frequency component ($CHAR_{background}$) and a high-frequency component ($CHAR_{peak}$; **Annex XVI**). For each CHAR series, we used a 350-year window to remove the background noise corresponding to charcoal re-deposition, sampling bias, or regional transport (Remy et al., 2018). We focused our analyses on low-frequency fluctuations rather than individual fire events, due to the uncertainty induced by the interpolation of fire dates, and because charcoal peaks could refer to one or several fire events (Gavin et al., 2006; Higuera et al., 2010; Remy et al., 2018). Additionally, as the upper sediments have low density (higher water content), less charcoal fragments are recovered from the corresponding samples, possibly leading to underestimating the number of detected fires (Lehman, 1975). We calculated the local fire frequency (hereafter *FF*; fire.year^{-1}) at each site, corresponding to the number of fires per millennium, using a kernel density estimation procedure based on a 500-year smoothing bandwidth (**Annex XVI**), allowing comparison with regional reconstructions (Ali et al., 2012; Blarquez et al., 2014).

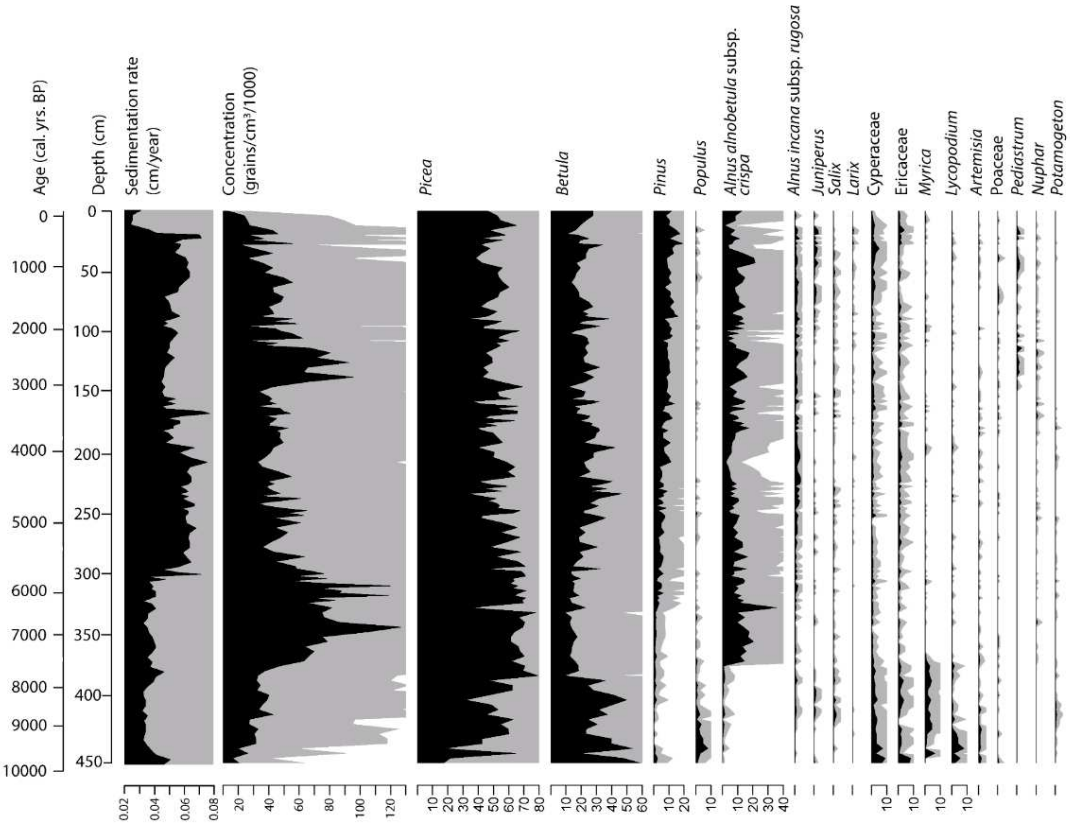
ANNEX XVII

CHARANALYSIS OUTPUTS OF CHARCOAL ACCUMULATION RATES (FRAGMENTS.CM^{-2}.PEAK^{-1}) AND SMOOTHED FIRE FREQUENCY (FIRES.MILLENNIUM^{-1}) ESTIMATED WITH A 350-YEAR BANDWIDTH FOR LAKES *EMILE*, *IZAAC*, *PARADIS* AND *SAXON*. RED CROSSES INDICATE DETECTED FIRE EVENTS



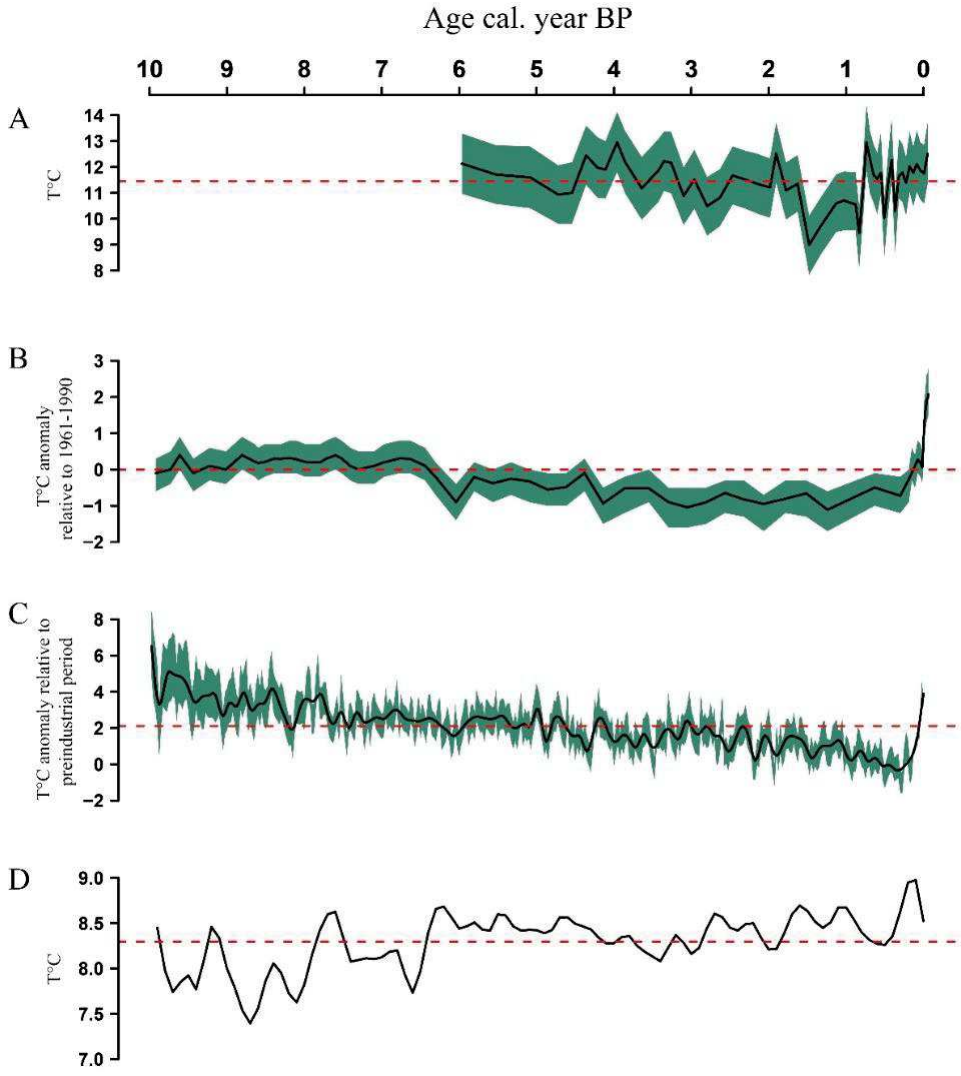
ANNEX XVIII

DEPTH-SCALED DIAGRAM OF SEDIMENTATION RATE, POLLEN CONCENTRATION AND POLLEN PERCENTAGES AT LAKE *EMILE* FOR THE TAXA WHOSE AVERAGE PERCENTAGES ARE GREATER THAN 0.1 %. GREY SHADED AREAS CORRESPOND TO EXAGGERATIONS (× 5) OF THE PERCENTAGES TO EASE READING



ANNEX XIX

HOLOCENE TEMPERATURE ANOMALIES FOR THE LAST FIVE CENTURIES FROM VARIOUS INDEPENDENT DATASETS. FOR A GIVEN PANEL, THE RED DASHED LINE INDICATES THE MEAN FOR THE ENTIRE PERIOD



(A) Mean air temperature in July from 6,000 cal. yrs. BP to present reconstructed from chironomid communities sampled in the sediments of lake Carleton, approximately 120 km north of the modern treeline in central Northwest Territories (Upiter et al., 2014). A temperature optimum between 6,000 and 4,000 cal. yrs. BP (mean = 11.7 °C) is followed by a cooler period (mean = 11.3 °C) before reverting to warmer temperatures during the last 600 years (mean = 11.6 °C).

(B) Mean summer temperature anomalies relative to the 1961-1990 period in central Yukon, from 10,000 cal. yrs. BP to present, reconstructed using precipitation isotopes in syngenetic permafrost (Porter et al., 2019). The thermal maximum from 7,600 to 6,600 cal. yrs. BP was followed by a cooler period, before a recent reversal of the trend, with temperatures exceeding the Holocene thermal maximum by 1.7 +/- 0.7 °C.

(C) Ten thousand years of mean Arctic summer air temperature anomalies relative to the preindustrial period, reconstructed from ice melt in the Agassiz ice cap (Ellesmere Island, Northwest Territories) (Lecavalier et al., 2017). Following a relatively warm period during the early Holocene (7,800 to 6,800 cal. yrs. BP), temperature slowly decreased for the rest of the period, until a recent and abrupt return to warmth.

(D) Mean July temperature reconstruction based on pollen records for the past 10,000 years across 84 sites of northwestern North America (Viau et al., 2006). Lower values before 6,000 cal. yrs. BP were followed by higher temperatures until present.

ANNEXE XX

LIMITES BIOCLIMATIQUES D'ÉTABLISSEMENT DES PFT *PICEA* SP., *ABIES* SP., *PINUS* SP. ET *POPULUS* SP POUR DIFFÉRENTS PARAMÈTRES DÉFINIS À PARTIR DE L'ATLAS DU CLIMAT ET DE LA VÉGÉTATION DE L'AMÉRIQUE DU NORD DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DES ÉTATS-UNIS

Paramètres	PFT	90 %
Température minimum du mois le plus froid (°C)	*Picea* *Abies* *Pinus* *Populus*	-31,7 -25,3 -29,3 -29,3
Température maximum du mois le plus froid (°C)	*Picea* *Abies* *Pinus* *Populus*	-6,8 -4,9 -9,5 3,7
Nombre minimum de jours de croissance ('Growing Degree Day', à 5 °C ou plus)	*Picea* *Abies* *Pinus* *Populus*	300 400 550 345
Limite supérieure de la température du mois le plus chaud (juillet; °C)	*Picea* *Abies* *Pinus* *Populus*	20,7 20,7 20,6 24,9

ANNEXE XXI

MODÈLES CLIMATIQUES UTILISÉS DANS LE MODÈLE LPJ-LMFIRE ET SCÉNARIOS CLIMATIQUES CORRESPONDANTS. CHAQUE SCÉNARIO CLIMATIQUE FAIT RÉFÉRENCE À UN MODÈLE CLIMATIQUE GLOBAL (GCM) QUI EST COMBINÉ À UN MODÈLE CLIMATIQUE RÉGIONAL (RCM) ET À UN SCÉNARIO RCP (GIORGI *ET AL*., 2009)

Modèle	GCM	RCM	RCP	Centre	Nom	Source	Résolution	Période
LPJ03	CanESM2	CanRCM4	4.5	CCCMA	RCP45-CCC	CORDEX	0.44	1950-2100
LPJ06	CanESM2	CanRCM4	8.5	CCCMA	RCP85-CCC	CORDEX	0.44	1950-2100
LPJ09	CanESM2	RCA4	4.5	SMHI	RCP45-CRS	CORDEX	0.44	1950-2099
LPJ12	CanESM2	RCA4	8.5	SMHI	RCP85-CRS	CORDEX	0.44	1950-2099
LPJ15	EC-EARTH	RCA4	4.5	SMHI	RCP45-ERS	CORDEX	0.44	1950-2099
LPJ18	EC-EARTH	RCA4	8.5	SMHI	RCP85-ERS	CORDEX	0.44	1950-2099

Un ensemble multi-modèle de six scénarios climatiques, qui combinent deux GCM, deux RCM et deux RCP, a été utilisé pour simuler une large gamme de variabilité dans la réponse de la végétation et des feux au changement climatique (Chaste et al., 2019).

Les GCM qui ont été fournis par la phase 5 du projet de comparaison des modèles couplés (CMIP5) étaient :

(1) la deuxième génération du modèle canadien du système terrestre (CanESM2; Arora et al., 2011; Chylek et al., 2011)

(2) le modèle du système terrestre du consortium européen (EC-EARTH; Hazeleger et al., 2010).

Les deux RCM étaient :

(1) le modèle climatique régional canadien récent (CanRCM4; Scinocca et al., 2015)

(2) le modèle climatique régional du Rossby Centre version 4 (RCA4; Samuelsson et al., 2015).

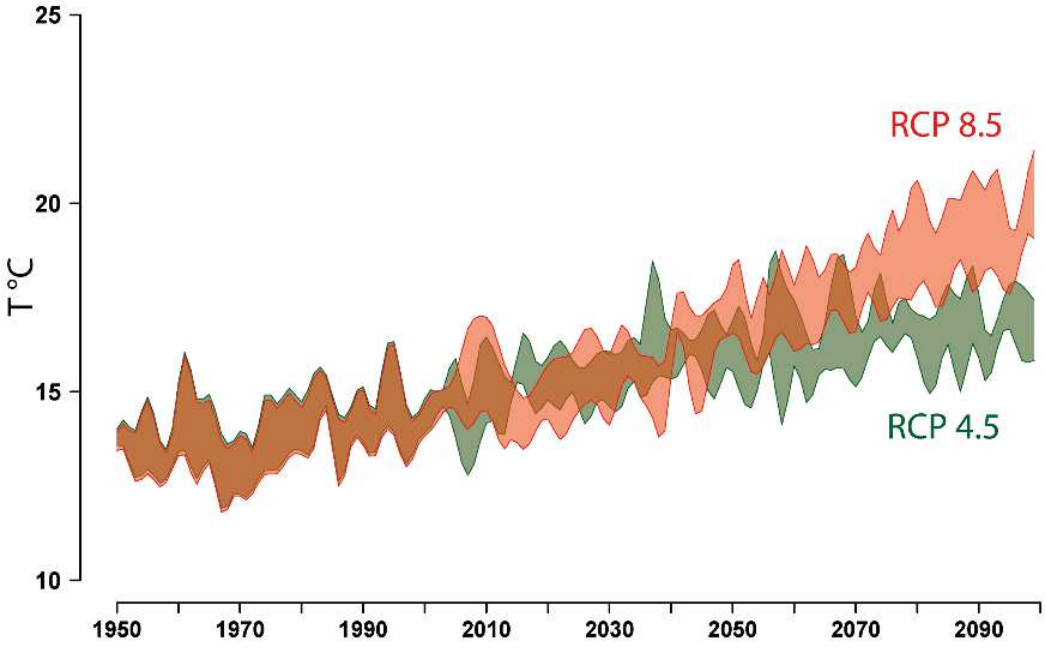
Les deux RCP représentent :

(1) le scénario d'émissions moyennement faible (RCP4.5) avec des valeurs de forçage radiatif de 4,5 W/m^2 (650 ppm d'équivalent CO_2) à la fin du 21e siècle (Meinshausen et al., 2011).

(2) le scénario d'émissions élevé (RCP8.5) avec des valeurs de forçage radiatif de 8,5 W/m^2 (1300 ppm d'équivalent CO_2) à la fin du 21e siècle (Meinshausen et al., 2011).

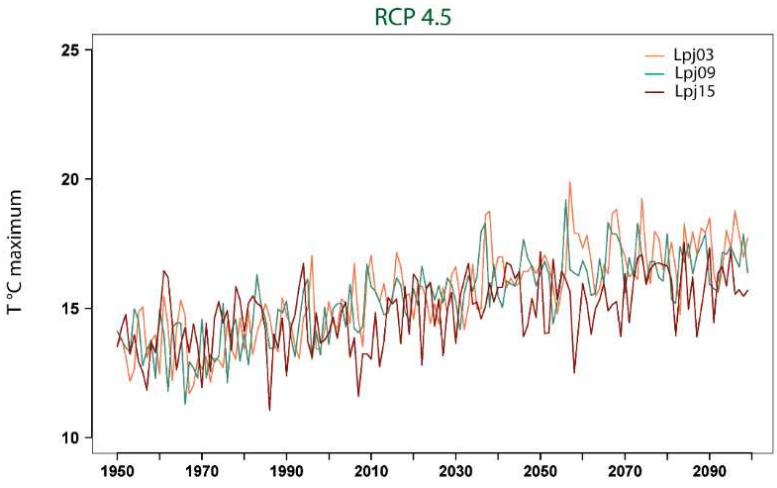
ANNEXE XXII

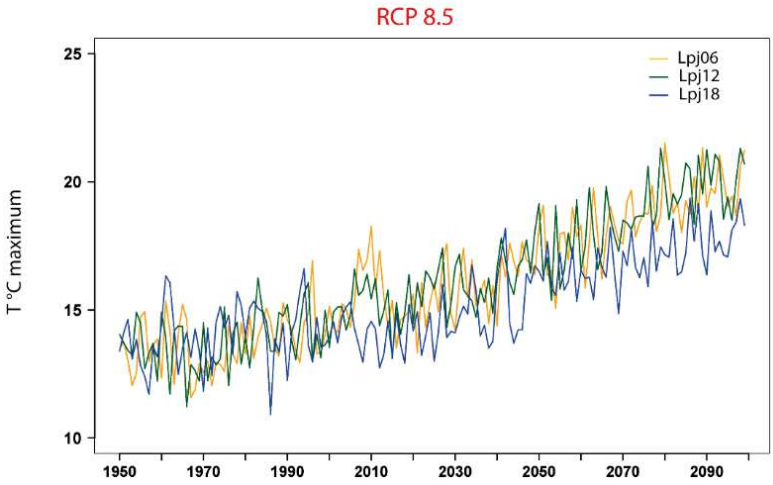
MOYENNES ANNUELLES DES TEMPÉRATURES MAXIMALES MENSUELLES DE LA SAISON DE FEU SIMULÉES ENTRE 1950 ET 2099 AUX TNO. LES DONNÉES SONT ISSUES DE MULTI-MODÈLES (**ANNEXE XXI**) POUR LES SCÉNARIOS RCP4.5 (EN VERT) ET RCP8.5 (EN ROUGE) AVEC UN INTERVALLE DE CONFIANCE BOOTSTRAP À 90 %



ANNEXE XXIII

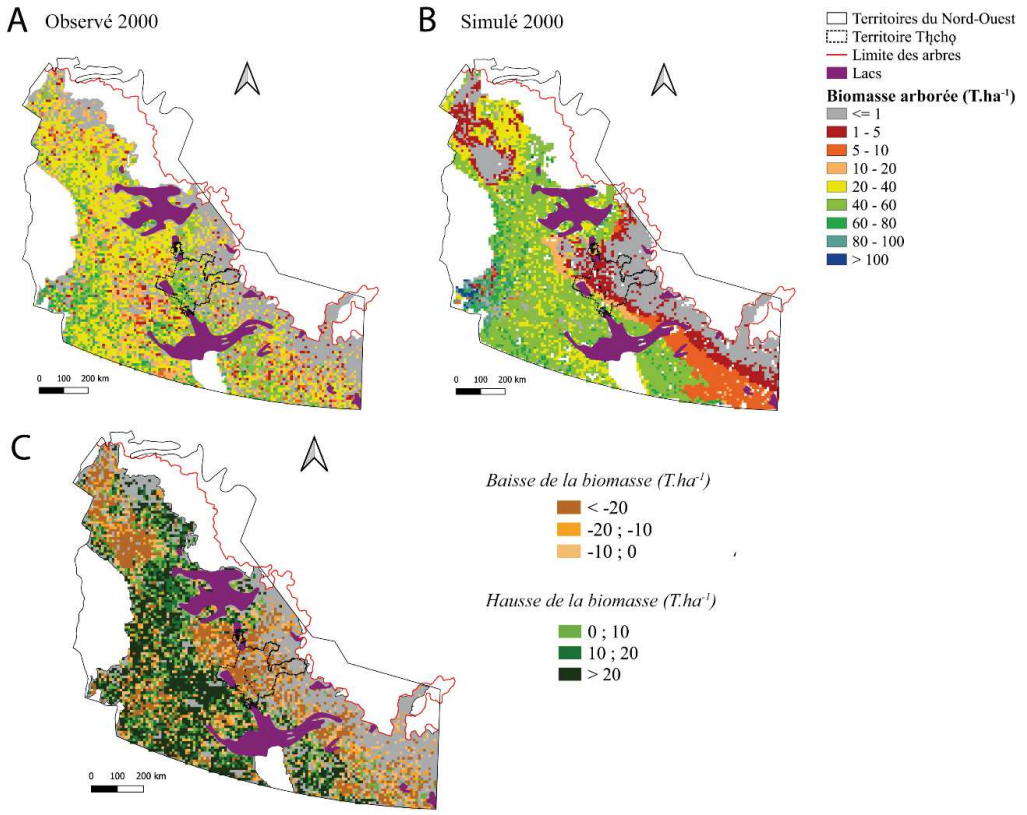
MOYENNE DES TEMPÉRATURES MAXIMALES MENSUELLES SIMULÉES PENDANT LA SAISON DE FEU (MAI À SEPTEMBRE) POUR CHAQUE ANNÉE ENTRE 1950 ET 2099 DANS LE CENTRE DES TERRITOIRES DU NORD-OUEST DU CANADA. LES PROJECTIONS REPRÉSENTENT LES SCÉNARIOS RCP4.5 ET RCP8.5 CONFORMÉMENT AUX MODÈLES CLIMATIQUES UTILISÉS





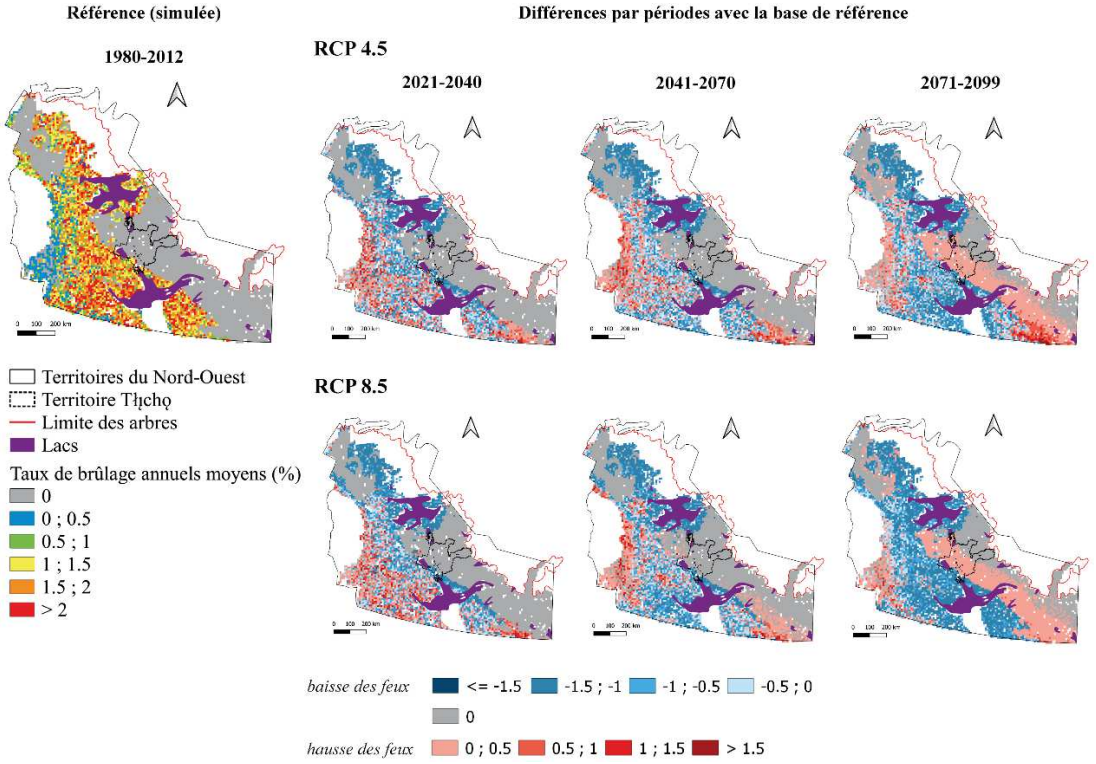
ANNEXE XXIV

BIOMASSE ARBORESCENTE (T.HA^{-1}) OBSERVÉE (A) ET SIMULÉE AVEC LE MODÈLE LPJ-LMFIRE (B) EN 2000 À UNE RÉSOLUTION DE 10 KM DANS LA FORÊT BORÉALE DES TERRITOIRES DU NORD-OUEST DU CANADA. L'ANALYSE DES DIFFÉRENCES BRUTES (C) MONTRE UNE SOUS-ESTIMATION POUR LE TERRITOIRE TŁĮCHǪ



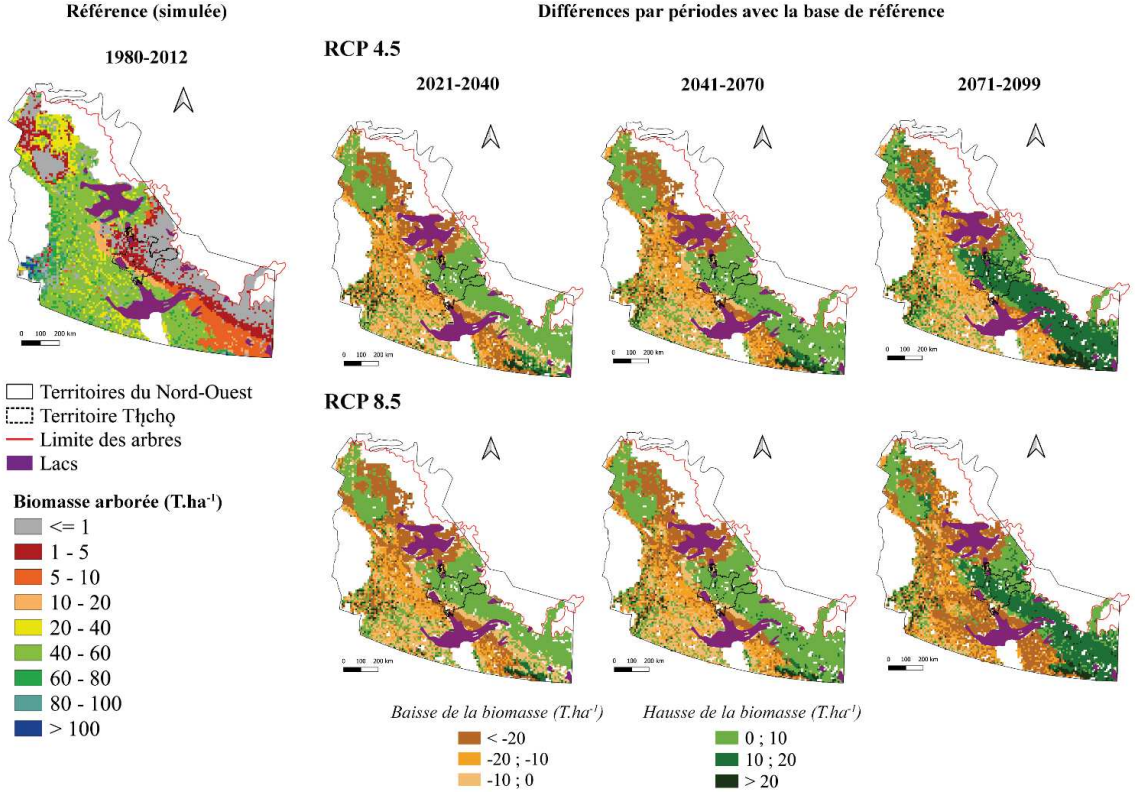
ANNEXE XXV

DIFFÉRENCES ENTRE LES TAUX DE BRULAGE ANNUELS MOYENS (%) SIMULÉS (2021-2099) ET OBSERVÉS (1980-2012) DANS LA FORET BORÉALE DU CENTRE DES TERRITOIRES DU NORD-OUEST DU CANADA (RÉSOLUTION DE 100 KM^2)



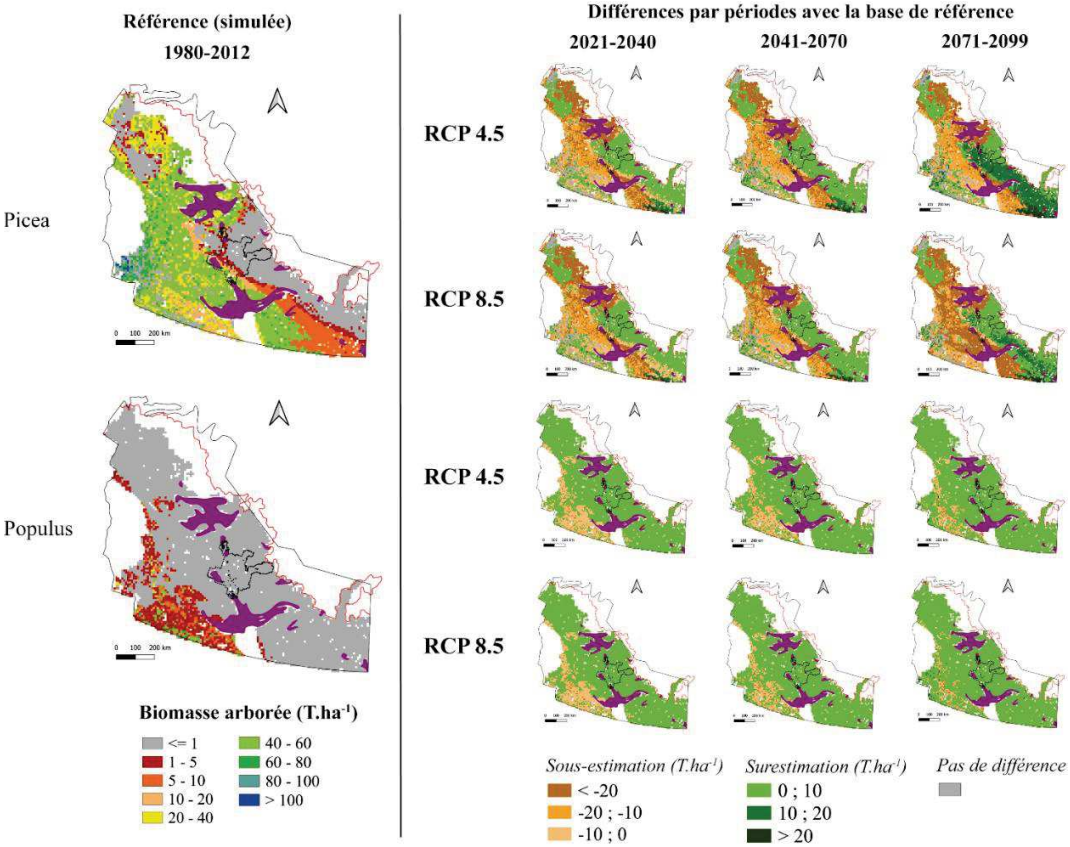
ANNEXE XXVI

DIFFÉRENCES ENTRE LA BIOMASSE ARBORESCENTE MOYENNE (T.HA^{-1}) SIMULÉE (2021-2099) ET OBSERVÉE (1980-2012) DANS LA FORET BORÉALE DU CENTRE DES TERRITOIRES DU NORD-OUEST DU CANADA (RÉSOLUTION DE 100 KM^2)



ANNEXE XXVII

COMPARAISONS ENTRE LA BIOMASSE SIMULÉE (T.HA^{-1}) ENTRE 1980 ET 2012 ET ENTRE 2021 ET 2099 POUR *PICEA* ET *POPULUS* DANS LA FORET BORÉALE DU CENTRE DES TERRITOIRES DU NORD-OUEST DU CANADA (RÉSOLUTION DE 100 KM^2)



ANNEXE XXVIII

COMPARAISONS ENTRE LA BIOMASSE SIMULÉE (T.HA^{-1}) ENTRE 1980 ET 2012 ET ENTRE 2021 ET 2099 POUR *PINUS* ET *ABIES* DANS LA FORET BORÉALE DU CENTRE DES TERRITOIRES DU NORD-OUEST DU CANADA (RÉSOLUTION DE 100 KM^2)

