



BIBLIOTHÈQUE

CÉGEP DE L'ABITIBI-TÉMISCAMINGUE
UNIVERSITÉ DU QUÉBEC EN ABITIBI-TÉMISCAMINGUE

Mise en garde

La bibliothèque du Cégep de l'Abitibi-Témiscamingue et de l'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue (UQAT) a obtenu l'autorisation de l'auteur de ce document afin de diffuser, dans un but non lucratif, une copie de son œuvre dans [Depositum](#), site d'archives numériques, gratuit et accessible à tous. L'auteur conserve néanmoins ses droits de propriété intellectuelle, dont son droit d'auteur, sur cette œuvre.

Warning

The library of the Cégep de l'Abitibi-Témiscamingue and the Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue (UQAT) obtained the permission of the author to use a copy of this document for nonprofit purposes in order to put it in the open archives [Depositum](#), which is free and accessible to all. The author retains ownership of the copyright on this document.

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC EN ABITIBI-TÉMISCAMINGUE

INCENDIES FORESTIERS DANS LE NORD DE LA FINLANDE :
HISTORIQUE ET CONSÉQUENCES.

THÈSE
PRÉSENTÉE
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DU DOCTORAT SUR MESURE EN ÉCOLOGIE HISTORIQUE

par

MARION LACAND

DÉCEMBRE 2023

REMERCIEMENTS

« Résilience » et « Persévérance » sont les deux mots qui pourraient qualifier cette thèse. Comme dans tout parcours doctoral, il y a eu des embûches et je joins la longue liste des « étudiants Covid-19 » ayant dû faire preuve de patience et d'adaptation. Après un an et demi de report et beaucoup de procédures administratives, nous avons finalement réussi à franchir les frontières finlandaises et collecter nos précieux échantillons! Mais comme ce n'est pas la destination qui compte, mais le voyage, je suis infiniment heureuse de tout ce que ces années m'ont apporté. Le doctorat est une expérience de vie qui nous nourrit et nous aide à grandir. La réussite de ce projet repose sur beaucoup de personnes et une longue liste de remerciements s'impose.

En premier lieu, je souhaite exprimer mes meilleurs remerciements et ma plus sincère gratitude à mes deux directeurs, Adam A. Ali et Hugo Asselin, sans qui rien n'aurait été possible. Merci d'avoir donné vie à ce projet, de l'avoir alimenté et accompagné jusqu'à son accomplissement. À Adam, que j'ai connu en cours de première année de licence à l'Université de Montpellier il y a maintenant 10 ans, merci pour tes idées, tes encouragements et ta disponibilité à toute épreuve. À Hugo, qui m'a accueillie dans cette belle province de Québec et à qui je dois la formidable aventure d'expatriée française, merci pour ton engagement, ta méticulosité et ton efficacité. Je tiens également à vous remercier pour le duo que vous avez formé pour encadrer cette thèse et je salue votre complémentarité.

Ensuite, je remercie les membres du jury : Didier Galop, Martin Lavoie et Patrick Faubert qui ont accepté d'évaluer mon travail de thèse.

Je remercie également la Fondation J.A. DeSève et la Fondation de l'UQAT de m'avoir attribué une Bourse de soutien au dépôt de thèse doctorale et d'avoir financé la fin des études.

Naturellement, j'adresse ma gratitude à l'équipe qui m'a accompagnée sur le terrain et partagé l'un de mes plus beaux souvenirs de thèse. Merci à Laure Paradis, notre experte en SIG qui a guidé nos pas sur le terrain. Je remercie également Benoît Brossier, notre aventurier du Grand Nord, qui a assuré le côté technique et matériel lors de cette campagne d'échantillonnage. Mille remerciements à Tuomas Aakala qui s'est avéré être un véritable « couteau suisse » durant nos expéditions et qui a tant de fois « sauvé la situation ». Je remercie également Heikki Seppä de nous avoir accompagnés sur le terrain et prodigué de judicieux conseils.

À ceux qui ont suivi mon parcours et qui, brique par brique, ont participé à l'avancement de ce projet, je leur exprime toute ma gratitude. Je suis reconnaissante envers Gwenaël Magne qui m'a accueillie à l'ISEM et accompagnée dans mes premiers pas au laboratoire. Je remercie particulièrement Damien Rius qui m'a guidée dans les analyses géophysiques, le protocole de datation des échantillons et qui s'est montré prévenant et attentif tout au long de mon parcours. J'adresse mes plus chaleureux remerciements à Cécile Rémy qui m'a souvent porté assistance au cours des différentes étapes de réalisation de ma thèse, toujours avec pertinence et réactivité. Merci à Anne-Lise Develle et Alice Molard de m'avoir accueillie au laboratoire EDYTEM de l'Université Savoie Mont-Blanc et d'avoir partagé avec moi leurs expertises sur les analyses géochimiques. Mille mercis à Matthew Hurteau de m'avoir intégrée à ses « *lab meetings* » et d'avoir fait preuve d'autant d'attention envers ce projet.

À Montpellier, je suis reconnaissante envers Sandrine Canal pour m'avoir tout appris sur les analyses Winseedle et envers Sylvie Rouland qui s'est toujours montrée arrangeante et disponible pour assister mon travail de laboratoire. Merci à Bertrand Limier avec qui j'ai partagé le laboratoire durant de nombreuses heures et dont la jovialité est communicative. Merci à Chantal Gaine et Marie Sanchez pour

le nombre incalculable de réservations, de factures et d'ordres de mission qu'elles ont dû faire. Je remercie aussi Patricia Cucchi et Bernard Godelle de m'avoir intégrée dans l'équipe d'encadrement du cours de première année de Licence APP et de m'avoir initiée à l'enseignement. Merci à Isabelle Tournier qui s'est investie dans un protocole expérimental de détection de l'acide usnique dans les sédiments par HPLC. Plus largement, je remercie tous ceux qui m'ont accompagnée et suivie tout au long de mon parcours universitaire : Jean-Frédéric Terral, Vincent Girard, Séverine Fauquette, Christelle Hély, Odile Peyron et Sébastien Joannin. J'ai une pensée toute particulière pour Brigitte Meyer-Berthaud et Anne-Laure Decombeix de l'UMR AMAP qui m'ont encouragée à me dépasser et dont les personnalités m'ont tant inspirée.

À Rouyn-Noranda, j'adresse mes remerciements à Danièle Laporte, Marie-Hélène Longpré, Isabelle Collin, Ann Gervais et Manon Champagne pour leur accueil à l'UQAT et pour avoir accompli, avec diligence et professionnalisme, de très nombreuses démarches administratives. J'étends mes remerciements à Julia Morarin, Annie Claude Bélisle, Joanie Caron et Sophie Laliberté pour m'avoir tendu la main à mon arrivée à Québec.

À présent, j'adresse mes remerciements à mes compagnons de thèse. Tout en haut de la liste, il y a Marianne Vogel qui a représenté pour moi un soutien immuable et que je remercie chaleureusement pour sa prévenance. Ensuite, je remercie tous les docs et postdocs qui m'ont apporté leur aide et avec qui je partage de très beaux souvenirs à l'IRN/IRP : Milva Druguet, Marion Blache, Jonathan Lesven, Boris Flotterer, Manon Carboni, Alexandre Nolin et Dorian Gaboriau. Merci à Eleonora Cagliero pour son écoute et son soutien. Merci aussi à Mary Robles, Olga Aquino-Alfonsa et Katerine Escobar-Torrez pour vos gentils mots d'encouragement. Et puis, il y a tous ceux qui m'ont apporté leur appui durant ces années et qui se reconnaîtront dans ces remerciements.

Évidemment, je remercie ma famille en commençant par Antoine qui m'a soutenue dans mon parcours. Je suis reconnaissante envers mes parents et ma sœur qui,

durant toutes ses années, ont été les artisans de mon bien être. J'exprime également ma gratitude à mes beaux- parents qui ont toujours pris soin de moi et m'ont encouragée comme leur propre fille. Merci aussi à mes grands-mères et à mes cousin(e)s de m'avoir prêté une oreille attentive et de m'avoir soutenue.

Enfin, je tiens à clôturer ces remerciements par une pensée pour tous mes amis qui m'ont apporté soutien et équilibre durant toutes ces années. À Mélanie, ma plus proche amie, merci mille fois pour ta bienveillance et ton écoute. Merci aussi à Paul, qui a l'art de me faire rire et de me ramener les pieds sur terre. Bien sûr, je salue les copains de Sato; Clémence, Julien, Jordan, PH et Kévin qui ont partagé mon quotidien pendant tant d'années. Merci à Adrien et Émilien qui ont traversé l'Atlantique pour partager un bout de mon expérience canadienne. Je n'oublie pas les copines de Mende et la joyeuse bande de Rouffiac.

Pour finir, je témoigne une grande reconnaissance à tous ceux qui liront cette thèse et trouveront un intérêt à mes travaux.

AVANT-PROPOS

Cette thèse est présentée sous la forme de 3 articles scientifiques articulés autour de l'objectif général de documenter l'histoire des feux du nord de la Finlande au cours de l'Holocène et leurs effets sur la structure des paysages. L'objectif du premier article (Chapitre II) est de caractériser l'influence des oscillations climatiques au cours de l'Holocène sur les régimes de feux selon l'étagement de végétation observé au nord de la Finlande. Le second article (Chapitre III) vise à étudier le lien entre les événements de feux sévères, la structure des sols et la dynamique forestière à long terme. Le troisième article (Chapitre IV) a pour objectif d'évaluer les influences climatique et anthropique sur les régimes de feux et la structure de la mosaïque paysagère du nord de la Finlande au cours des deux derniers millénaires. En plus de ces trois articles, cette thèse inclut une introduction générale (Chapitre I) et une conclusion générale (Chapitre V).

Chapitre I – Introduction

Chapitre II - Lacand, M., Asselin, H., Magne, G., Aakala, T., Remy, C. C., Seppä, H., & Ali, A. A. (2023). Multimillennial fire history of northern Finland along a latitude/elevation gradient. *Quaternary Science Reviews*, 312, 108171.

Chapitre III - Lacand, M., Asselin, H., Aakala, T., Rius, D., Vogel, M., Paradis, L., & Ali, A. A. (soumis). Wildfire-induced soil erosion in northern Finland watersheds. *Scientific Reports*.

Chapitre IV - Lacand, M., Asselin, H., Aakala, T., Brossier, B., & Ali, A. A. (en préparation). Northern Finland wildfire histories over the past two millennia: climatic and human influences. *Ecoscience*.

Chapitre V – Conclusion

Je suis première auteure de tous les chapitres composant cette thèse. J'ai réalisé chaque étape depuis la collecte, l'acquisition et le traitement des données jusqu'à l'écriture et la soumission des articles sous la supervision de mes directeurs de thèse Hugo Asselin et Adam A. Ali. Les co-auteurs de chaque article ont participé à leur élaboration et validé leur contenu. Une partie des données de macro-charbons utilisées dans le chapitre II provient des travaux de thèse de Gwenaël Magne. Tuomas Aakala et Heikki Seppä ont participé au travail de terrain et m'ont apporté leur expertise et leurs connaissances sur la dynamique des écosystèmes boréaux spécifiques à la zone d'étude. Cécile Remy et Marianne Vogel m'ont fait bénéficier de leurs connaissances de l'analyse des charbons de bois et m'ont aidée avec le traitement des données. Damien Rius m'a partagé son expertise et sur l'acquisition des données géophysiques. Benoît Brossier et Laure Paradis ont participé à la prospection des sites d'étude, à l'organisation des campagnes de terrain et à la collecte des données géomatiques (Laure Paradis) et au carottage des séquences sédimentaires (Benoît Brossier).

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	III
AVANT-PROPOS	VII
TABLE DES MATIÈRES	IX
LISTE DES FIGURES	XIII
LISTE DES TABLEAUX	XV
LISTE DES ABRÉVIATIONS	XVII
RÉSUMÉ	XIX
1 CHAPITRE I INTRODUCTION GENERALE	1
1.1 LES FORETS BOREALES FENNOSCANDINAVES.....	2
1.1.1 <i>Structuration de la mosaïque du paysage</i>	2
1.1.2 <i>Dynamique actuelle des régimes de feux</i>	4
1.1.3 <i>Principaux facteurs de contrôle des feux</i>	6
1.1.4 <i>Effets de l'utilisation du territoire sur la structure des peuplements forestiers et les régimes de feux</i>	7
1.2 APPROCHES METHODOLOGIQUES	9
1.3 OBJECTIFS D'ÉTUDE ET HYPOTHESES DE TRAVAIL.....	11
1.4 CONTEXTE D'ÉTUDE.....	13
1.4.1 <i>Région du lac Inari</i>	13
1.4.2 <i>Design expérimental et présentation des sites d'étude</i>	17
2 CHAPITRE II MULTIMILLENNIAL FIRE HISTORY OF NORTHERN FINLAND ALONG A LATITUDE/ELEVATION GRADIENT	23
2.1 ABSTRACT	24
2.2 RESUME.....	25
2.3 INTRODUCTION.....	26
2.4 MATERIAL AND METHODS.....	29
2.4.1 <i>Study area</i>	29
2.4.2 <i>Holocene climate and vegetation variations</i>	32
2.4.3 <i>Sampling design</i>	32
2.4.4 <i>Age–depth models</i>	34

2.4.5	<i>Lake classification</i>	35
2.4.6	<i>Charcoal analyses</i>	35
2.4.7	<i>Fire history reconstructions</i>	36
2.4.8	<i>Statistical analyses</i>	37
2.5	RESULTS.....	38
2.5.1	<i>Age–depth models</i>	38
2.5.2	<i>Fire frequency variation along the latitude/elevation gradient</i>	38
2.5.3	<i>Variations in fire regime according to long-term climate oscillations</i>	39
2.6	DISCUSSION.....	43
2.6.1	<i>Fire frequency variations along the latitude/elevation gradient</i>	43
2.6.2	<i>Fire return intervals</i>	44
2.6.3	<i>Regional fire activity during the Holocene</i>	44
2.6.4	<i>The 4000 cal. yr BP pivot</i>	46
2.7	CONCLUSION.....	47
2.8	ACKNOWLEDGEMENTS.....	48
3	CHAPITRE III WILDFIRE-INDUCED SOIL EROSION IN NORTHERN FINLAND WATERSHEDS.	49
3.1	ABSTRACT.....	50
3.2	RESUME.....	51
3.3	INTRODUCTION.....	52
3.4	MATERIAL AND METHODS.....	53
3.4.1	<i>Study area</i>	53
3.4.2	<i>Sampling design</i>	55
3.4.3	<i>Lakes catchment description</i>	55
3.4.4	<i>Bedrock and soil description</i>	59
3.4.5	<i>Age-depth models</i>	60
3.4.6	<i>Charcoal extraction</i>	60
3.4.7	<i>Geophysical and geochemical measurements</i>	61
3.4.8	<i>Fire and erosion events</i>	61
3.4.9	<i>Statistical analyses of geochemical signals</i>	63
3.5	RESULTS.....	64
3.5.1	<i>Age-depth models</i>	64
3.5.2	<i>Catchment fire histories</i>	64
3.5.3	<i>Fire-erosion coincidence</i>	69
3.5.4	<i>Geochemical response to high-severity catchment fires</i>	70
3.6	DISCUSSION.....	73

3.6.1	<i>Local fire histories</i>	73
3.6.2	<i>High-Severity Catchment Fires Cause Soil Erosion</i>	73
3.6.3	<i>Effects of High-Severity Catchment Fires on Soils</i>	74
3.6.4	<i>Implications for Post-Fire Ecological Dynamics</i>	75
3.7	CONCLUSION	76
3.8	ACKNOWLEDGEMENTS.....	76
4	CHAPITRE IV NORTHERN FINLAND WILDFIRE HISTORIES OVER THE PAST TWO MILLENNIA: CLIMATIC AND HUMAN INFLUENCES.	77
4.1	ABSTRACT	78
4.2	RESUME.....	79
4.3	INTRODUCTION.....	80
4.4	STUDY AREA.....	81
4.4.1	<i>Climatic context</i>	82
4.4.2	<i>Demographic context</i>	83
4.5	MATERIAL AND METHODS.....	84
4.5.1	<i>Sampling design</i>	84
4.5.2	<i>Chronologies</i>	85
4.5.3	<i>Fire history reconstructions</i>	87
4.6	RESULTS AND DISCUSSION.....	90
4.6.1	<i>Sediment chronology</i>	90
4.6.2	<i>Spatial variation in fire history</i>	92
4.6.3	<i>Temporal variations</i>	92
4.6.4	<i>Human influence on fire regimes</i>	98
4.7	CONCLUSION	99
5	CHAPITRE V CONCLUSION	101
5.1	EFFET DES FEUX SUR LA STRUCTURE DES PAYSAGES AU NORD DE LA FINLANDE	101
5.1.1	<i>Les forêts ouvertes de bouleau de montagne</i>	102
5.1.2	<i>Les forêts dominées par le pin et les forêts mixtes pin-bouleau</i>	103
5.1.3	<i>Les forêts dominées par l'épicéa et les forêts mixtes pin-épicéa</i>	107
5.2	EFFETS ANTHROPIQUES SUR LES REGIMES DE FEUX AU NORD DE LA FINLANDE.....	109
5.3	LIMITES METHODOLOGIQUES DE RECONSTITUTION DES REGIMES DE FEUX A PARTIR DES ARCHIVES LACUSTRES	113
5.4	RESUME ET PERSPECTIVES.....	115
	APPENDICE A RADIOCARBON DATES FROM SEDIMENTS SAMPLED AT LAKES SKAIDA, PURNU, AHVEN, MUOTKA, INKA, ROSALIA, PIKKU AND CHARLY.	119

APPENDICE B MEDIAN SAMPLE RESOLUTION, MEAN FIRE FREQUENCY AND MEAN FIRE RETURN INTERVAL FOR EACH SITE.....	121
APPENDICE C COMPARISON BETWEEN 14C AGES CALIBRATED WITH THE INTCAL13 AND INTCAL20 CALIBRATION CURVES.....	123
APPENDICE D LIMITS OF THE VEGETATION ZONES IN THE STUDY AREA ACCORDING TO SEPPÄ (1996). THE STUDY SITES ARE ALSO INDICATED.	125
APPENDICE E CHARANALYSIS OUTPUTS FOR THE STUDIED LAKES.	127
APPENDICE F BAYESIAN AGE-DEPTH MODELS FOR LAKES SKAIDA, PURNU, AHVEN, MUOTKA, INKA, ROSALIA, CHARLY, PIKKU AND CHARLY.....	137
APPENDICE G VARIATIONS CLIMATIQUES ET REGIMES DE FEUX GLOBAUX AU COURS DE L'Holocène	147
APPENDICE H BAYESIAN AGE-DEPTH MODELS FOR LAKES INKA AND MUOTKA.	151
APPENDICE I EVENT COINCIDENCE ANALYSIS (ECA) BETWEEN CATCHMENT FIRE EVENTS IDENTIFIED WITH THE CSD METHOD AND EROSION PEAKS DETECTED WITH MAGNETIC SUSCEPTIBILITY (MS) FOR LAKE INKA.	153
APPENDICE J EVENT COINCIDENCE ANALYSIS (ECA) BETWEEN CATCHMENT FIRE EVENTS IDENTIFIED BY THE CSD METHOD AND EROSION PEAKS DETECTED WITH MAGNETIC SUSCEPTIBILITY (MS) FOR LAKE MUOTKA.	155
APPENDICE K CHARANALYSIS OUTPUTS FOR LAKE INKA.	157
APPENDICE L CHARANALYSIS OUTPUTS FOR LAKE MUOTKA. (A)	159
APPENDICE M EVENT COINCIDENCE ANALYSIS (ECA) BETWEEN (A) CATCHMENT FIRE EVENTS IDENTIFIED BY THE CSD METHOD AND MAGNETIC SUSCEPTIBILITY (MS) AND (B) MS PEAKS AND GEOCHEMICAL (CA/FE) PEAKS FOR LAKE INKA.....	161
APPENDICE N EVENT COINCIDENCE ANALYSIS (ECA) BETWEEN (A) CATCHMENT FIRE EVENTS IDENTIFIED BY THE CSD METHOD AND MAGNETIC SUSCEPTIBILITY (MS) AND (B) MS PEAKS AND GEOCHEMICAL (CA/FE) PEAKS FOR LAKE MUOTKA.	163
APPENDICE O SUPERPOSED EPOCH ANALYSIS (SEA) FOR THE FOUR HIGH-SEVERITY CATCHMENT FIRES AND THE SIX LOW-SEVERITY CATCHMENT FIRES AT LAKE INKA.	165
APPENDICE P SUPERPOSED EPOCH ANALYSIS (SEA) FOR THE SIX HIGH-SEVERITY CATCHMENT FIRES AND THE 16 LOW-SEVERITY CATCHMENT FIRES AT LAKE MUOTKA.	169
APPENDICE Q NORTHERN FENNOSCANDIAN MID-SUMMER (JULY) TEMPERATURES (IN °C) SUPERIMPOSED BY A 20-YEAR MOVING AVERAGE TO EMPHASIZE LOW-FREQUENCY VARIABILITY (LOWER PLOT). NON-OVERLAPPING 100-YEAR MEANS OF JULY TEMPERATURE (CM, UPPER PLOT). SOURCE: LINDHOLM & ERONEN, 2000.	173
APPENDICE R SCALE-CORRELATION ANALYSIS OF SYNCHRONY BETWEEN SMOOTHED FIRE AND SUMMER PRECIPITATION RECONSTRUCTIONS IN EASTERN FINLAND BETWEEN 1550 AND 1900 CE. SOURCE: AAKALA ET AL., 2018.	175
APPENDICE S SOUTHERN FINLAND MAY-JUNE PRECIPITATION ANOMALIES (Z-SCORES) BETWEEN 660 AND 1993 CE.	177
RÉFÉRENCES.....	179

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Modèle numérique d'élévation de la zone d'étude montrant les sites inclus dans ces travaux de thèse.....	14
1.2 Forêt ouverte de bouleau de montagne dans le bassin versant du lac Skaida. 18	
1.3 Forêt ouverte de bouleau de montagne dans le bassin versant du lac Purnu. . 19	
1.4 Berge du lac Muotka en 1960 (A) et en 2021 (B).....	20
1.5 Écorçage d'un pin vivant sur les berges du lac Ahven avec symbole gravé... 21	
1.6 Berge du lac Inka.	22
2.1 Digital elevation model (DEM) of the study area showing the locations of the sampled lakes.	30
2.2 Regional fire frequency distributions through the Holocene at each environment along the latitude/elevation gradient.....	39
2.3 . Local and regional fire frequency, biomass burned and fire size index for birch woodlands (blue; ABC), birch-pine forests (purple; DEF), pine forests (green; GHI), and pine-spruce forests (red; JKL).	42
3.1 Locations of Lakes Inka and Muotka.....	54
3.2 A. <i>Pinus sylvestris</i> on the shore of Lake Inka. B. <i>Pinus sylvestris</i> and <i>Betula pubescens</i> on the shore of Lake Muotka, with sand in the foreground.....	58
3.3 CharAnalysis outputs for Lake Inka.	67
3.4 CharAnalysis outputs for Lake Muotka.	69
3.5 Superposed epoch analysis (SEA) for the four high-severity catchment fires and the six low-severity catchment fires at Lake Inka.....	71
3.6 Superposed epoch analysis (SEA) for the six high-severity catchment fires and the 16 low-severity catchment fires at Lake Muotka.	72

4.1 Digital elevation model (DEM) of the study area showing the locations of the sampled lakes.....	82
4.2 Historical estimates (from 200 to 1920 CE) and census data (from 1920 CE onward) of population density in the Inari municipality.....	84
4.3 Age-depth models (a) for Lakes Skaida, Purnu, Muotka, and Inka for the studied period, with corresponding sedimentation rate (b).....	91
4.4 Charcoal concentration, influx, fire events, biomass burned, and fire frequency for Lakes Skaida and Purnu over the two past millennia.....	94
4.5 Charcoal concentration, influx, fire events, biomass burned, and fire frequency for Lakes Muotka and Purnu over the two past millennia.....	97
5.1 Schéma conceptuel de la dynamique des feux dans les forêts ouvertes de bouleau de montagne en fonction des conditions climatiques..	103
5.2 Schéma conceptuel de la dynamique des feux dans la forêt de transition mixte pin-bouleau de moyenne latitude/altitude et dans la forêt de pin de basse latitude/altitude.....	106
5.3 Schéma conceptuel de la dynamique des feux dans les forêts dominées par les conifères en fonction des conditions climatiques.....	108
5.4 Volume de <i>Picea abies</i> (m ³ /ha) estimé en 2009 et en 2019. Source : National Land Survey of Finland (2023a). Géoportail disponible en ligne https://kartta.paikkatietoikkuna.fi/#	113
5.5 Mesures géophysiques réalisées avec le GEOTEK MSCL (Multi Sensors Core Logger) au laboratoire chrono-environnement de l'Université de Franche-Comté à Besançon.....	115

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
1.1 Résumé des conditions climatiques de l’Holocène au nord de la Fennoscandie (modifié d’après Sjögren (2021)).....	16
2.1 Main tree species and understory composition of lower and upper subalpine/subarctic environments in northern Finland.	31
2.2 Location and characteristics of the sampled lakes.	34
3.1 Characteristics of Lakes Inka and Muotka and their catchments.....	57
3.2 Radiocarbon dates from sediments sampled at Lakes Inka and Muotka.	60
4.1 Radiocarbon dates (in calibrated years before present; cal. yr BP) from sediments sampled at Lakes Skaida, Purnu, Muotka and Inka.	86
4.2 Input parameters to the CharAnalysis software for fire regime reconstructions with charcoal analysis.	89

LISTE DES ABRÉVIATIONS

BB	Biomasse brûlée/ <i>Biomass Burned</i>
BCE	Avant l'ère commune/ <i>Before Common Era</i>
BP	Avant l'actuel/ <i>Before Present</i>
CE	Ère commune/ <i>Common Era</i>
CHAR	Taux d'accumulation de charbon/ <i>Charcoal Accumulation Rate</i>
CNA/ <i>NAC</i>	Courant Nord Atlantique/ <i>North Atlantic Current</i>
CSD	Distribution de taille des charbons/ <i>Charcoal Size Distribution</i>
FF	Fréquence des feux/ <i>Fire Frequency</i>
FRI	Intervalle de retour des feux/ <i>Fire Return Interval</i>
FRX/ <i>XRF</i>	Fluorescence des rayons X/ <i>X-Ray Fluorescence</i>
FS <i>index</i>	Indice de taille des feux/ <i>Fire Size Index</i>
KB	Kajak-Brinkhurst (carottier)
OCM/ <i>MWP</i>	Optimum Climatique Médiéval/ <i>Medieval Warm Period</i>
OCR/ <i>RWP</i>	Optimum Climatique Romain/ <i>Roman Warm Period</i>
PAG/ <i>LIA</i>	Petit Âge Glaciaire/ <i>Little Ice Age</i>
PFAS/ <i>DACP</i>	Période Froide de l'Âge Sombre/ <i>Dark Ages Cold Period</i>
Reg	Régional/ <i>Regional</i>
RVS/ <i>TCW</i>	Réchauffement du vingtième siècle/ <i>Twentieth-Century Warming</i>
SM/ <i>MS</i>	Susceptibilité magnétique/ <i>Magnetic Susceptibility</i>

RÉSUMÉ

Les régimes de feux dans les écosystèmes boréaux diffèrent selon les continents. Alors que les forêts boréales nord-américaines sont principalement caractérisées par des feux de cime sévères, les forêts boréales fennoscandinaves sont plutôt influencées par un régime de feux de surface peu sévères. Tant en Amérique du Nord qu'en Fennoscandie, les régimes de feux sont influencés par une combinaison de facteurs naturels et anthropiques dont les importances respectives varient dans le temps et dans l'espace et sont encore mal comprises.

Les forêts boréales du nord de la Fennoscandie forment une mosaïque forestière complexe principalement structurée par les zones isothermiques induites par les gradients alpin et arctique. Afin de mieux comprendre (1) les mécanismes de contrôle de l'activité des feux et (2) leurs effets à long terme sur la structure du paysage nord finlandais, cette thèse présente une étude approfondie des variations des régimes de feux dans la région du lac Inari au cours de l'Holocène (les derniers ~11,000 ans) en fonction de l'étagement de la végétation.

L'analyse des charbons de bois enfouis dans les sédiments de huit lacs a permis de montrer la réponse de la fréquence et de la sévérité des feux aux grandes périodes climatiques identifiées au cours de l'Holocène en fonction de la composition du couvert forestier. La fréquence des incendies diminue avec l'augmentation de la latitude/altitude, suivant les changements du couvert végétal (des forêts denses de conifères aux forêts ouvertes de bouleau, en passant par les forêts mixtes). Toutefois, contrairement aux attentes, la fréquence des feux n'a pas été plus élevée durant l'Holocène moyen chaud et sec comparé à l'Holocène supérieur frais et humide, sauf dans les forêts mixtes. Alors que le réchauffement climatique entraînera probablement une augmentation de la biomasse brûlée dans les forêts de conifères, d'autres perturbations (telles que les épidémies d'insectes) pourraient jouer un rôle plus important dans les forêts mixtes de pin et de bouleau ainsi que dans les forêts ouvertes de bouleau.

Pour deux des huit lacs susmentionnés, l'analyse de susceptibilité magnétique et l'analyse géochimique ont montré que les feux de haute sévérité affectent la structure des sols et le rétablissement des écosystèmes. La déstabilisation de la structure des sols après un feu sévère induit des changements géophysiques et géochimiques dans les écosystèmes, dont le lessivage de nutriments et de métaux lourds dans les lacs. Advenant une augmentation de la fréquence des feux sévères, les forêts du nord de la Finlande pourraient se transformer en sources de carbone.

Enfin, pour quatre des lacs à l'étude, l'analyse fine des réponses des régimes de feux aux variations climatiques des deux derniers millénaires ne permet pas de rejeter l'hypothèse d'une influence des éleveurs·euses de rennes du peuple Sami sur les régimes d'incendie, car certains des sites ont montré des tendances de régime de feu opposées à celles qui étaient attendues sous la seule influence du climat. Par ailleurs, l'influence anthropique la plus marquée sur les régimes de feux du nord de la Finlande a été la suppression des incendies au cours des deux derniers siècles.

En conclusion, les résultats obtenus dans ces travaux de thèse, à partir de l'étude de huit séquences de sédiments lacustres, montrent comment les changements de température, de précipitations et de composition forestière influencent les régimes de feux. La complexité de la mosaïque forestière observée au nord de la Finlande souligne une forte variabilité spatiale et temporelle des dynamiques de feu en fonction des périodes climatiques de l'Holocène, révélant également une forte sévérité et une influence humaine au cours des derniers siècles. Dans un double contexte de changement climatique et d'utilisation croissante du territoire, différentes trajectoires d'incendies forestiers peuvent être envisagées selon le type de végétation.

Mots clés : Forêt boréale; Holocène; Feux; Charbons de bois; Sédiments lacustres; Finlande

CHAPITRE I

INTRODUCTION GENERALE

L'augmentation de la fréquence et de la sévérité des feux dans les forêts boréales soulève des inquiétudes quant à leur influence sur le cycle global du carbone et les processus écosystémiques planétaires (de Groot et al., 2013; Jarvis et al., 2001; Rogers et al., 2015; Walker et al., 2019b; Whitman et al., 2019), ainsi que sur les populations humaines, notamment autochtones (Dodd et al., 2018; Morarin, 2018; Shroder et Paton, 2015; Xu et al., 2020). Il est bien établi que le changement climatique en cours affecte particulièrement les environnements de hautes latitudes et que l'augmentation rapide des températures accroît le potentiel d'inflammabilité des peuplements forestiers (Bergeron et al., 2010; Furberg et al., 2011; Jarvis et al., 2001; Molinari et al., 2020b). L'influence anthropique sur la structure et la composition des espèces dans les écosystèmes boréaux, associée à l'intensification du risque d'allumage des feux, participe au changement des régimes de feux boréaux annoncé par de nombreux modèles de prédiction (Huang et al., 2021; Kloster et al., 2012; Wu et al., 2015).

Cependant, les conséquences du changement climatique sur les cycles de feux dans les écosystèmes boréaux divergent selon les continents (de Groot et al., 2013; Gaboriau et al., 2023; Rogers et al., 2015). Les forêts boréales nord-américaines sont connues pour être soumises à de grands feux de cime sévères, contrairement aux forêts boréales Eurasiennes, majoritairement structurées par des feux de surface (Barhoumi et al., 2021; Feurdean et al., 2022; Gaboriau et al., 2020; Rogers et al., 2015; Remy et al., 2023). Cette différence dans les régimes de feux implique une variation importante de la quantité de biomasse brûlée et des émissions de carbone (De Groot et al., 2013; Flannigan et al., 2009; Stocks et al., 2002; Walker et al., 2019b). Chaque année, dans les écosystèmes forestiers circumboréaux, seul un petit nombre de très grands feux sont responsables de la majorité des superficies brûlées

(Stocks et al., 2002). La plupart des 10 millions d'hectares de forêts boréales brûlées au cours d'une année typique le sont au Canada, en Alaska et en Sibérie (Flannigan et al., 2009).

Les forêts boréales fennoscandinaves (c.-à-d. Norvège, Suède, Finlande et certaines subdivisions territoriales du nord-ouest de la Russie) ne présentent pas le même rapport au feu que les forêts boréales continentales de la Sibérie et du Canada (Clear, 2013). Généralement, les incendies en Fennoscandie sont limités en taille et plus faciles à contrôler (Lehtonen et al., 2016). Les cycles de feux sont aussi plus longs en Fennoscandie qu'en Amérique du Nord ou en Sibérie (Drobyshev et al., 2012; Glückler et al., 2021; Remy et al., 2023) et ne causent que 0,004% des quantités de biomasse brûlées annuellement à l'échelle planétaire (San-Miguel-Ayanz et al., 2018). Cette différence est majoritairement le résultat de l'influence des courants océaniques qui tempère les températures et maintient une certaine humidité dans le milieu comparativement aux systèmes boréaux situés à des latitudes similaires au Canada et en Sibérie (Vajda, 2007).

1.1 Les forêts boréales fennoscandinaves

1.1.1 Structuration de la mosaïque du paysage

En Fennoscandie boréale, les feux jouent un rôle dans la structuration, l'âge et la composition spécifique des peuplements forestiers, mais ne représentent pas le principal facteur de perturbation de la forêt boréale (Kuuluvainen et al., 2017; Clear, 2013). La dynamique des écosystèmes forestiers répond davantage à une combinaison de perturbations locales à régionales, naturelles et anthropiques, agissant conjointement et créant une mosaïque paysagère complexe (Austrheim et Eriksson, 2001; Kuuluvainen et Gauthier, 2018). Outre les feux, les principales perturbations naturelles sont les trouées, les épidémies d'insectes et les avalanches (Kuuluvainen et Gauthier, 2018; Loeffler et al., 2011; Yrjölä, 2002). Les perturbations anthropiques sont majoritairement axées autour de l'industrie minière, de l'élevage de rennes et de la sylviculture, les deux dernières pouvant

inclure l'utilisation de brûlages dirigés (Aakala et al., 2023; Furberg et al., 2018; Horstkotte et al., 2017; Nieminen, 2005; Suominen et Olofsson, 2000).

Les éléments de la mosaïque paysagère fennoscandinave sont répartis en fonction des conditions climatiques et topographiques (Löffler et al., 2011; Vajda, 2007; Yrjölä, 2002). Le relief des Alpes scandinaves influence les effets du courant nord-atlantique sur la péninsule (Drobyshev et al., 2016; Vajda, 2007). De ce fait, le versant occidental de la chaîne de montagnes est soumis à un climat humide et tempéré, tandis que le versant oriental – du côté finlandais – est plus sec. Les précipitations annuelles varient de 1000 mm à l'ouest de la chaîne de montagnes à 300-400 mm du côté est (Kuuluvainen et al., 2017). Les conditions climatiques de la Fennoscandie répondent également au gradient latitudinal de température, de précipitations et d'insolation (Vajda, 2007).

Les forêts du nord de la Fennoscandie sont principalement peuplées de pins (*Pinus sylvestris*), d'épicéas (*Picea abies*) et de bouleaux (*Betula* spp.) plus ou moins dominants en fonction des conditions climatiques et du régime de perturbations (Kuuluvainen et al., 2017; Yrjölä, 2002). Les limites de répartition de ces trois espèces arborées sont définies par le gradient de température et de précipitations conjointement induit par la latitude et l'altitude (Cairns et al., 2007; Kuuluvainen et al., 2017). Bien que la limite des arbres corresponde souvent à la position d'un isotherme (température moyenne de l'air ou du sol) (Callaghan et al., 2005; Holtmeier et Broll, 2018), sa position peut varier localement en fonction du substrat géologique (Naud et al., 2019). Les étages subalpins et subarctiques abritent des forêts ouvertes de bouleaux dont l'espèce principale est *Betula pubescens* subsp. *tortuosa* (Kullman, 2002; Kuuluvainen et al., 2017). Les latitudes et altitudes plus basses sont principalement occupées par des forêts de conifères (*Pinus sylvestris* et *Picea abies*), tandis que le milieu du gradient latitudinal/altitudinal est occupé par des forêts mixtes de pin et de bouleau.

À l'échelle régionale, l'étagement de la végétation diffère en fonction de la topographie et des conditions édaphiques (Callaghan et al., 2005; Kuuluvainen et

al., 2017; Naud et al., 2019). Les sols xériques sont préférentiellement colonisés par les pins tandis que le bouleau colonise les sols mésiques et laisse place à l'épicéa en fin de succession (Kuuluvainen et al., 2017). Les forêts de pin sylvestre présentent une grande variabilité de structures (ouvertes et fermées) et de stades de succession. Le sous-bois est principalement composé d'arbustes nains (*Calluna vulgaris*, *Vaccinium vitis-idaea* et *Empetrum hermaphroditum*). La couche au sol est colonisée par les mousses et les lichens (*Pleurozium schreberi*, *Cladonia stellaris*, *Cladonia arbuscula* et *Cladonia rangiferina*) (Kuuluvainen et al., 2017). Les forêts d'épicéa présentent des sous-bois variables avec une strate herbacée sur les sites plus riches et une strate arbustive (*Vaccinium myrtillus*) et muscinale sur les sites plus pauvres (Kuuluvainen et al., 2017).

1.1.2 Dynamique actuelle des régimes de feux

Même si les feux ne constituent pas la principale cause de perturbation des forêts boréales du nord de la Fennoscandie, ils influencent la composition des espèces, la croissance et la régénération des arbres dans le nord de la Finlande (Aakala, 2018; Aakala et al., 2018; Molinari et al., 2020b; Rolstad et al., 2017; Stivrins et al., 2019; Wallenius et al., 2002). Les pins sont souvent associés aux feux de surface fréquents et peu sévères, auxquels ils survivent grâce à leur écorce épaisse, tandis que les épicéas et les bouleaux sont plutôt affectés par des feux de cime moins fréquents mais plus sévères (Kullman, 2001a; Gromtsev, 2002; Johnston et al., 2015; Ohlson et al. 2011; Wallenius et al., 2002; 2004; 2010). Ainsi, les fréquences de feu plus élevées favorisent l'expansion du pin au détriment du bouleau et de l'épicéa (Hannon et al., 2021; Kuuluvainen et al., 2017; Molinari et al., 2020b) et inversement, l'absence de feu prolongée bénéficie aux espèces sensibles aux feux (Kullman 1995b; Seppä et al., 2009a). Dans les forêts boréales du nord de la Fennoscandie, il existe des incertitudes quant à la nature des régimes de feux dans les environnements mixtes, oscillant vraisemblablement en fonction de la dominance spécifique.

Comparativement aux feux de surface, les feux de cime sont plus sévères et induisent une forte émission de carbone dans l'atmosphère ainsi qu'un remplacement de la succession écologique avec des effets prolongés sur le stockage du carbone (Walker et al., 2019b). Bien que les forêts fennoscandinaves ne représentent qu'une faible fraction de la quantité de biomasse brûlée annuelle à l'échelle planétaire, des interrogations émergent quant à leur potentiel d'inflammabilité et d'émission de carbone dans un contexte de changement climatique (Molinari et al., 2020b; Lehtonen et al., 2016). En effet, durant les étés 2014 et 2018, la Suède a connu deux incendies sévères ayant respectivement brûlé 14 000 et 25 000 hectares de forêt (San-Miguel-Ayanz et al., 2018). Peu d'informations sont disponibles concernant la réponse environnementale des différents types de paysages sous des conditions climatiques plus chaudes et plus sèches qu'actuellement. À ce jour, les effets des feux sévères sur les forêts boréales au nord de la Finlande, notamment sous un climat chaud et sec, ainsi que la durée de rétablissement de la végétation après une telle perturbation sont encore peu documentés.

Actuellement et depuis le XX^e siècle, les feux ont pratiquement disparu de la dynamique des paysages du nord de la Fennoscandie (Wallenius, 2011). Des interrogations s'ajoutent quant à la conséquence de la déviation des trajectoires naturelles des peuplements forestiers et de l'utilisation du territoire sur les cycles de feux (Pausas & Keeley 2009; Krebs et al. 2010). Des études soulignent le risque de feux plus étendus ou plus sévères suite à la politique de suppression des feux ayant permis l'accumulation de combustible, et de nouvelles mesures de gestion forestière méritent d'être considérées (Cogos, 2020; Krebs et al. 2010; Molinari et al., 2020b). L'établissement de programmes de cogestion des incendies impliquant les communautés autochtones et locales est fondé sur la reconnaissance des pratiques ancestrales et nécessite de plus amples investigations quant aux interactions passées entre les populations autochtones ou non-autochtones et les régimes de feux (Cogos, 2020).

1.1.3 Principaux facteurs de contrôle des feux

Au cours de l'Holocène, les principaux facteurs de contrôle des feux en Fennoscandie ont résulté de l'interaction complexe entre le climat, la végétation et la topographie (Clear, 2013; Hellberg et al., 2004; Kuosmanen et al., 2014). Les conditions climatiques à long terme ont oscillé en fonction du forçage orbital et du rayonnement solaire (Wastegård, 2022). Les variations climatiques sont principalement influencées par les transferts de chaleur et d'humidité du Courant Nord-Atlantique (CNA) (Clear, 2013; Drobyshev et al., 2016). Le CNA tempère les températures hivernales et réduit les écarts de températures intra-annuels (Drobyshev et al., 2016). La probabilité d'allumage des feux par la foudre augmente lors d'épisodes d'instabilité climatique causés par des anomalies du CNA (Veraverbeke et al., 2017). La capacité de propagation des feux varie en fonction de la température, des précipitations, de la vitesse du vent, du potentiel inflammable du combustible et de sa continuité (Hellberg et al., 2004; Whelan, 1995).

L'inflammabilité d'une forêt dépend de la disponibilité, du type et du taux d'humidité du combustible qui composent ses différentes strates : le combustible du sol (litière) et souterrain (racines), le combustible de sous-bois (herbacées et arbustes) et le combustible arboré (Clear, 2013). La biomasse et la nécromasse de ces différentes strates s'additionnent pour constituer la charge totale de combustible disponible et tendent à s'accumuler avec l'âge du peuplement forestier (Aakala et al., 2023). La continuité entre ces différentes strates est également un facteur de propagation des feux, car la majorité des incendies sont allumés depuis les strates inférieures (Whelan, 1995). Le type de combustible est défini par l'assemblage des espèces et notamment celui de la strate arborée (Kullman, 2002, 2008a; Kuuluvainen et al., 2017).

La topographie (altitude, pente et orientation des versants) est également un facteur déterminant de l'allumage et de la propagation des feux (Rowe et Scotter, 1973; Whelan, 1995; Xiong et al., 2020). Les sommets sont plus propices à recevoir la foudre (Larjavaara et al., 2005). La pente facilite la propagation du feu en assurant

la continuité entre les différentes strates de la végétation (Rowe et Scotter, 1973; Xiong et al., 2020). Les affleurements rocheux, les lacs et les rivières peuvent agir comme pare-feux en constituant une barrière physique ou en maintenant une certaine humidité dans le milieu (Hellberg et al., 2004; Remy et al., 2023). Le vent apporte la quantité d'oxygène indispensable au départ d'un feu et attise les flammes (Whelan, 1995; Xiong et al., 2020). Selon le gradient latitudinal/altitudinal observé au nord de la Fennoscandie, le type de combustible, la structure forestière et la topographie varient considérablement et l'action combinée de ces facteurs de contrôle locaux sur la variabilité des régimes de feux est peu connue.

1.1.4 Effets de l'utilisation du territoire sur la structure des peuplements forestiers et les régimes de feux

L'utilisation du territoire peut indirectement influencer les régimes de feux en modifiant la structure et la composition des espèces forestières (Clear, 2013; Bergman et al., 2013; Freschet et al., 2014; Reitalu et al., 2013) et directement par l'allumage de feux (intentionnels ou accidentels) ou par leur extinction. L'usage du feu domestique ou dans le cadre des activités agricoles, sylvicoles ou d'élevage augmente les sources d'ignition (Kuuluvainen et al., 2017; Hörnberg et al., 2018; Pitkänen et al., 2001; Rolstad et al., 2017; Stivrins et al., 2019).

L'humain fait partie intégrante de l'environnement et participe au façonnage des paysages depuis plusieurs milliers d'années. La colonisation humaine et végétale s'est pratiquement établie en concomitance lors du retrait de la calotte glaciaire (Kuuluvainen et al., 2017). Le nord de la Fennoscandie a été colonisé par différentes populations autochtones, incluant le peuple Sami pratiquant un semi-nomadisme associé à l'élevage de rennes semi-domestiqués (Hansen et Olsen, 2014; Kent et al., 2018). La date de domestication du renne est incertaine et varie selon les sources, car les populations autochtones ont graduellement exercé une gestion des troupeaux sauvages de plus en plus étroite, mais sans véritable contrôle de la reproduction (Bjørklund, 2013; Helskog et Indrelid, 2011; Kamerling et al., 2017; Storli, 1996). Entre 800 et 1200 EC (années de l'ère commune), on parle de rennes semi-

domestiques en Fennoscandie, mais on estime cette période de transformation socio-économique relativement élastique au cours des 2000 dernières années et hétérogène sur le territoire (Bergman et al., 2013; Bjørklund, 2013; Helskog et Indrelid, 2011; Inga 2008; Josefsson et al., 2010a; Salmi et Heino, 2019; Storli, 1996). Cette stratégie de subsistance a ensuite évolué vers un élevage intensif des rennes axé sur la production de lait où les troupeaux étaient parqués sur de petites parcelles exploitées intensivement (Bjørklund, 2013; Josefsson et al., 2010a; Kamerling et al., 2017; Suominen et Olofsson, 2000). Une grande partie de la subsistance du peuple Sami est toujours basée sur la chasse, la pêche et la cueillette, en fonction des migrations des pâturages d'été et d'hiver. Entre 1750 et 1850 EC, la densité de la population Sami a doublé et l'intensité de l'exploitation du paysage a augmenté (Josefsson et al., 2010; Kamerling et al., 2017). Les Samis ont progressivement abandonné l'élevage intensif des rennes pour se tourner, aux XIX^e et XX^e siècles, vers un pastoralisme extensif encore pratiqué aujourd'hui (Helle et Jaakkola, 2008; Josefsson et al., 2010a; Kamerling et al., 2017).

L'interaction à long terme entre l'élevage de rennes et les régimes de feux au nord de la Fennoscandie reste à l'heure actuelle peu documentée et sujette à discussion (Cogos, 2020). Des études suggèrent que les Samis faisant l'élevage de rennes avaient recours à des feux dirigés pour améliorer la qualité des pâturages depuis au moins le II^e siècle EC (Cogos, 2020; Hörnberg et al., 1999, 2018). Les effets du feu sur les pâturages de lichens sont ambivalents et dépendent de l'échelle temporelle considérée. À court terme, les feux ont un effet négatif puisque les lichens sont détruits pour une période minimum de 40 ans (Klein 1982; Joly et al. 2010). En revanche, à long terme (~150 ans), le feu a un effet positif, car il élimine la strate arbustive du sous-bois faisant compétition aux lichens, assèche les sols et favorise le renouvellement de la strate lichénique (Kivinen et al. 2012). Des feux de faible à moyenne intensité auraient été utilisés pour créer/maintenir des forêts d'épicéas à lichens ou de pins à lichens dans le paysage, puisque les lichens constituent une partie importante du régime alimentaire des rennes. Dans les forêts de bouleau de montagne, les éleveurs·euses de rennes ont suggéré que les feux améliorent la

qualité/la quantité d'herbacées pour les pâturages d'été voire en cas de forte sévérité, l'abondance des lichens (Cogos, 2020). Il existe de nombreux débats quant à l'utilisation ou non du feu par les populations humaines pour façonner le paysage du nord de la Fennoscandie (Cogos, 2020). Le peuple Sami étant de tradition orale, les sources écrites à ce sujet sont limitées. Néanmoins, de nombreux toponymes du langage Sami sont basés sur le mot *roavve*, qui signifie « un lieu ayant été traversé par le feu » et qui, selon certains·es éleveurs·euses, serait bénéfique aux pâturages des rennes, sans en spécifier l'origine (naturelle ou anthropique) (Cogos et al., 2019).

L'établissement des populations permanentes au XVII^e siècle a progressivement introduit des activités agricoles, forestières et minières au nord de la Finlande (Nahkiaisojä, 2006; Renvall, 1919). L'augmentation démographique implique un partage des ressources et une utilisation du territoire de plus en plus intense. Cependant, l'héritage des activités humaines sur la structure des paysages et sur les régimes de feux au cours des derniers cycles est peu documenté. Aux latitudes plus méridionales, l'augmentation concomitante de pratiques agricoles, forestières et pastorales entre le XVIII^e et le XIX^e siècles a induit une rupture sans précédent dans l'histoire de la domestication du feu (Niklasson et Granström 2000; Wallenius et al., 2010). Par la suite, les stratégies de gestion forestière se sont orientées vers une politique de suppression des feux à partir de 1890 dans la région d'Inari au nord de la Finlande (Nahkiaisojä, 2006). La lutte contre les incendies est de plus en plus efficace depuis le début du XX^e siècle et pourrait induire une déviation du régime des feux, entraînant des changements de composition et de structure des peuplements forestiers ainsi qu'une accumulation de combustible (Lehtonen et al., 2016; Clear et al., 2014; Cogos et al., 2020).

1.2 Approches méthodologiques

Pour mieux comprendre les relations à long terme entre le climat, la végétation et les feux, plusieurs méthodes de reconstitution paléoenvironnementale ont été employées dans ce projet de thèse. Les régimes de feux passés ont été reconstitués

par l'analyse des charbons de bois contenus dans des sédiments lacustres (Asselin et Payette, 2005; Oris et al., 2014a; Remy et al., 2018). Le charbon de bois est produit lors des incendies d'intensité moyenne à élevée (280° et 500°C), transporté par le vent et les eaux de ruissellement et sédimenté au fond des lacs (Stivrins et al., 2019). La résolution temporelle des analyses des particules de charbon dans les sédiments lacustres dépend du taux d'accumulation sédimentaire, souvent faible dans les environnements boréaux, mais ayant l'avantage de couvrir une longue période (plusieurs millénaires) (Stivrins et al., 2019). Au regard de la couverture spatiale, les charbons lacustres enregistrent l'histoire des feux principalement à l'échelle régionale, mais aussi à l'échelle locale selon la technique utilisée (Asselin et Payette, 2005; Oris et al., 2014a). L'incorporation de charbons de bois dans les sédiments dépend du type de combustible, de l'intensité et de la sévérité du feu, ainsi que des caractéristiques du terrain qui influencent le ruissellement (Iglesias et al., 2015). La distance de détection d'un feu dépend de la force et de la direction du vent lors de l'événement, de la distance du feu par rapport au lac, ainsi que du degré d'ouverture du paysage (Iglesias et al., 2015; Oris et al., 2014; Stivrins et al., 2019).

L'analyse des charbons de bois contenus dans des sédiments lacustres distingue difficilement les feux de surface et les feux de cime, mais des indices sur les différents régimes de feux peuvent être apportés par le biais d'analyses complémentaires (Remy et al., 2023). Aussi, il est difficile de distinguer les feux d'origines naturelle et anthropique dans les sédiments lacustres puisque les feux allumés hors de la « saison des feux » (supposés anthropiques) ne peuvent être identifiés en raison de la résolution temporelle insuffisante (Granström et Niklasson, 2008).

Dans cette thèse, des analyses géochimiques et géophysiques ont également été effectuées sur les séquences sédimentaires lacustres afin d'étudier les effets à long terme des feux sur les sols et la structure des écosystèmes. La susceptibilité magnétique est un indicateur de l'érosion des sols (Carcaillet et al., 2006; Cromartie et al., 2020; Dunnette et al., 2014; Leys et al., 2016). La spectrométrie de fluorescence des rayons X (FRX) fournit une estimation de la composition

géochimique des sédiments (Brisset et al., 2013; Cromartie et al., 2020). La FRX quantifie les apports d'éléments lithogènes provenant de l'altération chimique et physique des sols vers les systèmes aquatiques ainsi que les éléments produits dans les lacs (productivité autochtone) sans différenciation (Cromartie et al., 2020; Bastianelli, 2018; Dunnette et al 2014; Leys et al., 2016).

Les résultats des études paléoenvironnementales menées dans cette thèse sont recoupés avec des reconstitutions palynologiques, dendrochronologiques et basées sur les diatomées et les chironomes déjà menées dans la zone d'étude et aux alentours afin de comprendre l'évolution de la végétation, des températures et des précipitations au cours de l'Holocène (Eronen et al., 1999a; Helama et al., 2005, 2008, 2009a, 2009b, 2013; Hicks, 1993, 2001; Kullman, 1995b, 2001a, 2001b, 2004; Lindholm et Eronen, 2000; Luoto et al., 2014; Magne, 2019; Remy et al., 2023; Seppä et al., 2001, 2004, 2009b).

1.3 Objectifs d'étude et hypothèses de travail

L'objectif général de cette thèse est de documenter l'histoire des feux au nord de la Finlande au cours de l'Holocène, ainsi que leurs effets sur la structure des paysages. Ces travaux s'articulent autour de trois articles, chacun axé sur une problématique distincte permettant d'avancer les connaissances du fonctionnement des écosystèmes forestiers fennoscandinaves.

Le premier article (Chapitre II) présente une reconstitution des régimes des feux du nord de la Finlande à l'échelle régionale au cours de l'Holocène en fonction d'un gradient altitudinal et latitudinal. L'objectif de ce chapitre est d'identifier et de comprendre les différentes histoires des feux en fonction des variations climatiques et du type de végétation. Deux hypothèses sont testées. La première hypothèse est que les fréquences de feux diminuent avec l'augmentation de latitude/altitude en raison de la diminution de la quantité et de qualité (conifères *versus* feuillus) du combustible. La seconde hypothèse est que la fréquence des feux et/ou la biomasse brûlée étaient supérieures au cours des périodes climatiques plus chaudes et plus sèches de l'Holocène. Ce chapitre apporte les bases de la compréhension de la

variation des régimes de feux en fonction des différentes conditions climatiques, topographique et de structuration du paysage.

Le deuxième article (Chapitre III) a pour objectif d'étudier les effets à long terme du feu sur les propriétés des écosystèmes et des sols podzoliques dans les forêts boréales du nord de la Finlande. Pour ce faire, nous utilisons d'abord l'analyse des charbons de bois sédimentaires provenant de deux bassins lacustres situés dans la forêt mixte pin-bouleau et dans la forêt de pin, pour reconstituer l'histoire des feux au cours de l'Holocène. Ensuite, à l'aide d'une analyse de susceptibilité magnétique, nous identifions des feux de forte sévérité en détectant des épisodes d'érosion dans les bassins versants coïncidant avec des événements de feux locaux. Enfin, nous utilisons l'analyse géochimique des sédiments pour évaluer les effets de l'érosion post-incendie sur les horizons organiques et minéraux des sols. Ce chapitre apporte de nouvelles connaissances quant au potentiel des forêts boréales du nord de la Fennoscandie à émettre de grandes quantités de carbone suite à des événements de feux sévères.

Le troisième article (Chapitre IV) observe la trajectoire des régimes de feux au nord de la Finlande durant les deux derniers millénaires dans un contexte d'utilisation du territoire. Dans ce chapitre, nous reconstituons plus en détail les régimes de feux récents (~2000 ans) dans trois paysages différents du nord de la Finlande : les forêts ouvertes de bouleau de montagne (*Betula pubescens* subsp. *tortuosa*), les forêts mixtes de pins (*Pinus sylvestris*) et de bouleau de montagne et les forêts dominées par les pins. Nous documentons la variabilité spatiale et temporelle des régimes de feux, en relation avec les changements climatiques et démographiques. Nous émettons l'hypothèse que, compte tenu de la faible densité des populations avant l'arrivée des populations non autochtones, l'effet anthropique des populations Sami sur les régimes de feux dans la zone d'étude est moins important que l'effet du climat. Ce chapitre apporte de nouveaux éclairages quant à l'empreinte anthropique sur les régimes de feux des paysages nord-finlandais.

1.4 Contexte d'étude

1.4.1 Région du lac Inari

Ce travail de thèse a été mené dans les municipalités d'Inari et d'Utjoski, au nord de la Finlande. La zone d'étude couvre plus de 10 000 km² autour du lac Inari, entre 68°N et 70°N et 25°E et 29°E (Fig. 1.1), au carrefour de la Russie, de la Norvège et de la Suède. Le lac Inari est situé à environ 120 m au-dessus du niveau de la mer, tandis que le plus haut sommet de la zone d'étude est à environ 580 m d'altitude. La température annuelle moyenne, basée sur les 60 dernières années, est de -0,5°C (environ 11,5°C en été). La pluviométrie annuelle moyenne est de 490 mm, dont 230 mm pendant la saison de croissance (mi-mai à mi-septembre) (Institut météorologique finlandais, 2022). Le socle rocheux est principalement recouvert d'une couche de moraine podzolisée résultant de la dernière glaciation (Geological Survey of Finland, 2022). Le relief des Alpes scandinaves est moins prononcé qu'en Suède ou en Norvège (point culminant < 1500 m d'altitude), et se caractérise par des collines légèrement vallonnées qui forment un bassin autour du lac Inari, retenant en partie les précipitations arrivant de l'est (Seppä et al, 2009b). En plus des conditions subalpines, la zone d'étude est soumise à des conditions subarctiques (Seppä et al., 2004; Vajda, 2007). La région est située à 250 km au nord du cercle polaire arctique. L'insolation polaire implique des variations importantes entre les versants nord et sud pendant la saison de croissance et l'enneigement le reste de l'année (Vajda, 2007).

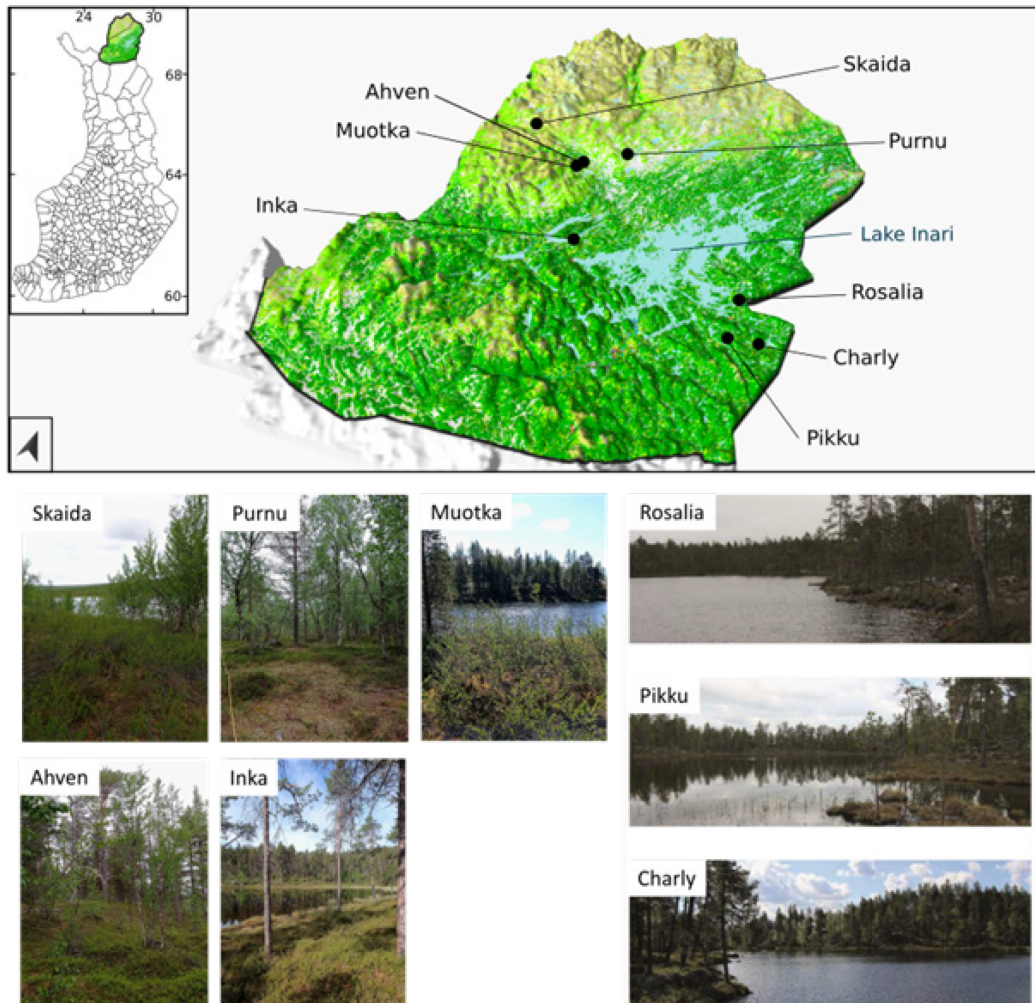


Figure 1.1 Modèle numérique d'élévation de la zone d'étude montrant les sites inclus dans ces travaux de thèse. Le modèle numérique de terrain a été produit avec des fichiers raster en libre accès (résolution de 10 x 10 m) obtenus auprès du National Land Survey of Finland (<https://www.maanmittauslaitos.fi/en/maps-and-spatial-data/expert-users/descriptions-de-produits/elevation-model-10-m>). Les données sur le couvert forestier ont été obtenues à partir de fichiers raster en libre accès (résolution 20 x 20 m) du jeu de données CORINE Land Cover 2018 produit par l'Institut finlandais de l'environnement (<https://ckan.ymparisto.fi/dataset/%7B0B4B2FAC-ADF1-43A1-A829-70F02BF0C0E5%7D>). Les photos des lacs Skaida, Purnu, Muotkan, Ahven et Inka ont été prises par M. Lacand. Les photos des lacs Rosalia, Pikku et Charly sont extraites de la thèse de Magne (2019).

1.4.1.1 Zonation altitudinale et latitudinale de la végétation

La répartition des trois principales espèces arborées (*Pinus sylvestris*, *Picea abies* et *Betula pubescens*) s'établit le long d'un gradient latitudinal et altitudinal dans la zone d'étude (Fig. 1.1). Dans les zones de basse latitude/altitude, autour du lac Inari, se trouve la forêt de conifères dominée par le pin, en vert foncé sur la figure 1.1. La zone sud/sud-est de la région d'Inari constitue la limite nord de la répartition des épicéas en Finlande (CORINE Land Cover 2018). Dans les reliefs au nord-ouest du lac Inari, se trouve la forêt de conifères mixte pin-épicéa, également en vert foncé sur la figure 1.1. À l'ouest et au nord-ouest du lac Inari se trouve la zone de transition entre les forêts de conifères et les forêts ouvertes de feuillus, soit la forêt mixte pin-bouleau de montagne, en vert clair sur la figure 1.1. Les forêts mixtes se trouvent dans les vallées jusqu'à la pointe nord de la Finlande (Kuuluvainen et al., 2017). La limite altitudinale de répartition des pins se situe aux environs de 250-450 m au-dessus du niveau de la mer tandis que celle des bouleaux de montagne se situe vers 350-550 m au-dessus du niveau de la mer (CORINE Land Cover 2018; Rousi et al., 2018). Plus haut sur les pentes se trouvent les forêts ouvertes de bouleau de montagne (en jaune sur la figure 1.1) qui font graduellement place à des landes arbustives, puis à des prairies herbacées sur les sommets, en gris clair sur la figure 1.1.

1.4.1.2 Établissement de la végétation et variations climatiques au cours de l'Holocène

Dans le nord de la Finlande, l'Holocène peut être divisé en trois grandes périodes climatiques distinctes (Tableau 1.1), l'Holocène inférieur froid et humide se terminant par l'événement « 8,2 ka » (Seppä et al., 2009b; Sjögren, 2021; Wastegård, 2022); l'Holocène moyen chaud et sec de 8 200 à 4 200 ans cal. BP (années calibrées avant l'actuel) (Magne, 2019; Seppä et al., 2009b; Sjögren, 2021; Veski et al., 2004; Wastegård, 2022) et l'Holocène supérieur frais et humide enregistré après 4 200 ans cal. BP (Seppä et al., 2009b; Seppä et Birks, 2001; Sjögren, 2021; Walker et al., 2019a; Wastegård, 2022). Le début de l'Holocène

inférieur était principalement caractérisé par une toundra ou une végétation arbustive peuplée de lichens, de graminoides et d'arbustes (Clear, 2013; Jensen et Vorren, 2008). L'Holocène moyen a été caractérisé par l'expansion généralisée des forêts de pins (Clear, 2013; Kullman, 1995a, 2008a; Väliranta et al., 2011), ainsi que l'établissement d'épicéas (5000-6000 ans cal. BP) dans des sites plus humides comme au sud-est de la zone d'étude (Remy et al., 2023). Enfin, l'abondance des épicéas a augmenté durant l'Holocène supérieur en réponse au refroidissement et à l'augmentation de l'humidité, au détriment des pins et des autres espèces plus thermophiles (Kullman, 1995b, 2001a, 2001b; Kuuluvainen et al., 2017). La limite nordique de répartition des épicéas n'a probablement jamais été plus au nord dans le passé qu'elle ne l'est actuellement (Helmens et al., 2000; Hicks, 1993, 2001; Seppä et al., 2009a; Seppä et Hammarlung, 2000; Väliranta et al., 2011).

Table 1.1 Résumé des conditions climatiques de l'Holocène au nord de la Fennoscandie (modifié d'après Sjögren (2021)).

	Holocène inférieur		Holocène moyen		Holocène supérieur	
Âge (ans cal. BP)	11,700-10,000	10,000-8200	8200-6000	6000-4200	4200-2800	2800-présent
Conditions climatiques						
Irradiation solaire	Très forte	Très forte	Forte	Modérée	Faible	Faible
Courant norvégien	Augmente	Fort	Fort	Diminue	Faible	Faible
Type/tendance climatique	Réchauffement	Variable	Stable	Refroidissement	Refroidissement	Variable
Humidité	Sec-Humide	Humide	Sec	Sec	Humide	Humide
Températures de juillet	Froides	Chaudes	Chaudes	Chaudes	Modérées	Froides
Circulation atmosphérique	Variable	Zonale	Méridionale	Méridionale	Zonale	Zonale
Δ températures de juillet (°C)	-0.5±1.5	+1±1	+1.5±0.5	+1±0.5	+0.5±0.5	±0.5

1.4.2 Design expérimental et présentation des sites d'étude

Pour obtenir une histoire des feux de la zone d'étude, huit lacs (Skaida, Purnu, Ahven, Mutoka, Inka, Rosalia, Charly et Pikku) provenant des trois principaux types d'environnements précédemment décrits ont été inclus dans cette thèse (Fig. 1.1). Les lacs Skaida, Purnu, Ahven, Mutoka et Inka ont été échantillonnés à l'été 2021. Les lacs Rosalia, Charly et Pikku ont été échantillonnés à l'été 2017 dans le cadre des travaux de thèse de Gwenaël Magne (Magne, 2019; Remy et al., 2023).

1.4.2.1 Lac Skaida

Le lac Skaida est situé dans la forêt ouverte de bouleau de montagne (*Betula pubescens* subsp. *tortuosa*) à 318 m d'altitude (Figs. 1.1, 1.2). Il s'agit d'un milieu ouvert avec une végétation basse. La strate arborée est éparse et mesure en moyenne 1,8 mètre. Le site compte beaucoup de rejets de souche ayant suivi un épisode de mortalité associé à une épidémie d'insectes. Quelques bouleaux nains (*Betula nana*) buissonnants se trouvent dans les dépressions humides. Au sol, il y a peu de litière (<5 cm), beaucoup de mousses et quelques affleurements de sol nu. Le bassin versant est orienté sud-ouest et exposé au vent.



Figure 1.2 Forêt ouverte de bouleau de montagne dans le bassin versant du lac Skaida.

1.4.2.2 Lac Purnu

Le lac Purnu est situé dans la forêt ouverte de bouleau de montagne, avec quelques pins épars, à 227 m d'altitude (Figs. 1.1, 1.3). Le couvert forestier a une hauteur moyenne de 2,3 mètres et compte beaucoup de rejets de souche ayant suivi des épidémies d'insectes dans les années 1960-1965 (T. Aakala; comm. pers.). Les quelques pins sont jeunes (<80 ans). Sur les berges planes du lac et les dépressions humides, se trouvent des bouleaux nains et du genévrier (*Juniperus communis*). Au sol, il y a peu de litière (<5 cm) et essentiellement des bryophytes avec quelques plantes vasculaires. Le bassin versant est orienté à l'est et exposé au vent.



Figure 1.3 Forêt ouverte de bouleau de montagne dans le bassin versant du lac Purnu.

1.4.2.3 Lac Muotka

Le lac Muotka est situé dans la forêt mixte pin-bouleau de montagne à 214 m d'altitude (Fig. 1.1). Le couvert forestier mesure en moyenne 6,1 mètres avec une forte régénération de pin dans le sous-bois. Les pins sont matures (>120 ans) à jeunes (<80 ans) et la proportion pin-bouleau est homogène. La densité de pin a augmenté depuis la fin du XX^e siècle (Fig. 1.4). En effet, le couvert forestier comptait davantage de feuillus dans le bassin versant en 2000 qu'en 2018 (CORINE Land Cover 2000, 2018). Le sous-bois est dominé par les éricacées. Au sol, la litière mesure environ 7 cm et est recouverte de mousses, mais peu de lichens. Le bassin versant est sablonneux et abrupt avec d'importants affleurements de sol minéral (Fig. 1.4). Le bassin versant est orienté sud-ouest.



Figure 1.4 Berge du lac Muotka en 1960 (A) et en 2021 (B). Sources photos : (A) <https://www.muotkanruoktu.com/tausta.htm> (B) M. Lacand.

1.4.2.4 Lac Avhen

Le lac Avhen est situé dans la forêt mixte pin-bouleau de montagne à 200 m d'altitude (Fig. 1.1). Le couvert forestier mesure en moyenne 6,7 mètres avec une forte régénération de pin. Les pins sont matures (>120 ans) avec quelques individus morts en chandelle ou au sol. Des cicatrices d'écorçage (*peeling*), utilisé par les éleveurs·euses pour l'alimentation des rennes en hiver, sont observées sur des pins (Fig. 1.5) et signalent l'utilisation du territoire (Niklasson et al., 1994; Rautio, 2014). Les bouleaux de montagne forment beaucoup de rejets de souche, mais la régénération par graines semble faible. Au sol, la litière mesure environ 10 cm. Le bassin versant est orienté sud-ouest.



Figure 1.5 Écorçage d'un pin vivant sur les berges du lac Ahven avec symbole gravé. Source photo: M. Lacand.

1.4.2.5 Lac Inka

Le lac Inka est situé dans la forêt dominée par les pins à 154 m d'altitude (Figs. 1.1, 1.6). Le couvert forestier mesure en moyenne 9,7 mètres avec peu de régénération au sol. Peu de pins cicatriciels ont été trouvés dans le bassin versant. Une dizaine d'individus étaient couverts de lichens arboricoles. Quelques rares bouleaux (sans rejets de souche) ont été observés dans des petites cuvettes. Le sous-bois est ouvert avec quelques éricacées, des mousses et des lichens. L'épaisseur de la litière est d'environ 12 cm et le bassin versant est orienté à l'est.



Figure 1.6 Berge du lac Inka.

1.4.2.6 Lacs Rosalia, Charly et Pikku

Les lacs Rosalia, Charly et Pikku sont respectivement situés à 142, 195 et 188 m d'altitude (Fig. 1.1). Le couvert forestier des trois lacs est dominé par la forêt de conifères mixte pin-épicéa (CORINE Land Cover 2018). La végétation du lac Rosalia est davantage dominée par le pin comparativement à celles des lacs Charly et Pikku (CORINE Land Cover 2018). Les bassins versants de Rosalia et Charly sont orientés sud tandis que Pikku est orienté sud-ouest.

CHAPITRE II
MULTIMILLENNIAL FIRE HISTORY OF NORTHERN FINLAND ALONG
A LATITUDE/ELEVATION GRADIENT

Marion Lacand, Hugo Asselin, Gwenaël Magne, Tuomas Aakala, Heikki Seppä &
Adam A. Ali

2023

Quaternary Science Reviews, 312, 108171.

2.1 Abstract

In boreal environments, wildfires are expected to decrease in frequency and/or size with latitude/elevation, mainly in response to climate, as well as fuel availability and type. Furthermore, fire frequency and biomass burned are supposed to be higher during warm and dry periods of the Holocene (last ~ 11,000 years). We tested these assumptions in northern Finland by using charcoal analysis to reconstruct Holocene regional fire regimes from eight lake sediment sequences sampled within four different environments in terms of elevation, latitude and vegetation type: (1) low latitude/mid elevation coniferous forests (*Pinus sylvestris* and *Picea abies*); (2) mid latitude/low elevation pine forests (*Pinus sylvestris*); (3) mid-high latitude/elevation transitional mixed forests (*Pinus sylvestris* and *Betula pubescens* subsp. *tortuosa*); and (4) high latitude/elevation birch woodlands (*Betula pubescens* subsp. *tortuosa*). As expected, fire frequency decreased with increasing latitude/elevation. Contrary to expectations, fire frequency was not significantly higher in the warm and dry mid-Holocene than in the cool and wet late Holocene, except in transitional mixed forests. Biomass burned was higher in the mid- than in the late Holocene, but only in pine and pine-spruce forests. The opposite was observed in transitional mixed forests and birch woodlands, suggesting that factors other than climate controlled fire regimes in these environments. While climate warming will likely result in more biomass burned in low latitude/elevation coniferous forests, other disturbances (such as insect outbreaks) might play a more important role in high latitude/elevation birch-pine forests and birch woodlands.

2.2 Résumé

Dans les environnements boréaux, on s'attend à une diminution de la fréquence et/ou de la taille des feux de forêt avec la latitude/l'altitude, principalement en réponse au climat, ainsi qu'à la disponibilité et au type de combustible. De plus, la fréquence des feux et la biomasse brûlée devraient avoir été plus élevées pendant les périodes chaudes et sèches de l'Holocène (derniers ~ 11 000 ans). Nous avons testé ces hypothèses dans le nord de la Finlande en utilisant l'analyse des charbons de bois pour reconstituer les régimes de feux régionaux de l'Holocène à partir de huit séquences de sédiments lacustres échantillonnées dans quatre environnements différents en termes d'altitude, de latitude et de type de végétation : (1) les forêts de conifères de basse latitude/moyenne altitude (*Pinus sylvestris* et *Picea abies*); (2) les forêts de pin de moyenne latitude/basse altitude (*Pinus sylvestris*); (3) les forêts mixtes de transition de moyenne à haute latitude/altitude (*Pinus sylvestris* et *Betula pubescens* subsp. *tortuosa*); et (4) les forêts ouvertes de bouleau à haute latitude/altitude (*Betula pubescens* subsp. *tortuosa*). Comme prévu, la fréquence des incendies diminue avec l'augmentation de la latitude/altitude. Contrairement aux attentes, la fréquence des feux n'était pas significativement plus élevée durant l'Holocène moyen chaud et sec comparé à l'Holocène supérieur frais et humide, sauf dans les forêts mixtes de transition. La biomasse brûlée était plus élevée au milieu qu'à la fin de l'Holocène, mais seulement dans les forêts de pin et de pin et d'épicéa. La tendance inverse a été observée dans les forêts mixtes de transition et les forêts ouvertes de bouleau, suggérant que des facteurs autres que le climat contrôlaient les régimes de feux dans ces environnements. Alors que le réchauffement climatique entraînera probablement une augmentation de la biomasse brûlée dans les forêts de conifères de basse latitude/altitude, d'autres perturbations (telles que les épidémies d'insectes) pourraient jouer un rôle plus important dans les forêts de mixtes de pin et de bouleau ainsi que dans les forêts ouvertes de bouleau de haute latitude/altitude.

2.3 Introduction

Climate change strongly affects the dynamics of northern ecosystems, especially in areas close to species or biome distribution limits (Delwaide et al., 2021; Kullman, 2002; Holtmeier & Broll, 2018; Myers-Smith et al., 2011; Stark et al., 2021). In boreal and subarctic ecosystems, climate change increases the risk of severe, large-scale disturbances such as wildfire by lengthening the fire season and by increasing the occurrence of drought events (Ali et al., 2012; Gaboriau et al., 2020; Remy et al., 2019; Timoney et al., 2019).

Differences in vegetation and regional climate due to geographical and topographical characteristics have been reported to affect wildfire severity and frequency in Fennoscandia, i.e., Norway, Sweden, Finland, and the westernmost parts of northern Russia (Austrheim & Eriksson, 2001; Kuuluvainen & Gauthier, 2018; Steijlen & Zackrisson, 1987; Wallenius et al., 2010). A common feature of fire regimes in northern Fennoscandia is long (> 300 years) return intervals (Carcaillet et al., 2007; Clear, 2013; Rogers et al., 2015; Steijlen & Zackrisson, 1987; Wallenius et al., 2010). Hence, fires in northern Fennoscandia are less frequent than in boreal forests located further south (Larjavaara et al., 2005). In deciduous forests dominated by mountain birch (*Betula pubescens* subsp. *tortuosa*), the major structuring disturbance is insect outbreaks (Kuuluvainen et al., 2017; Tenow et al., 2007).

Historically, large fires have been a major driver of tree growth and regeneration in northern Finland (Aakala, 2018). During the past three centuries, fires were more frequent in drier sites dominated by Scots pine (*Pinus sylvestris*) than in mesic sites dominated by Norway spruce (*Picea abies*). During the 20th century, wildfires virtually disappeared in coniferous forests dominated by Scots pine or Norway spruce, likely as a result of a drastic reduction in human-induced ignitions due to cultural changes in land use (Wallenius, 2011). Nowadays, northern Finnish landscapes are mostly structured by gap dynamics, i.e., small to medium scale

disturbances caused by the death of one or a few trees (Aakala et al., 2009; Aakala, 2018).

Wildfires have an effect on tree species composition in Fennoscandia (Aakala et al., 2018; Molinari et al., 2020b; Rolstad et al., 2017; Stivrins et al., 2019; Wallenius et al., 2002). Higher fire frequencies tend to promote Scots pine over birch and Norway spruce (Hannon et al., 2021; Kuuluvainen et al., 2017; Molinari et al., 2020b). Mixed forests with conifers and birch as well as coniferous forests with Norway spruce are known to burn less often but to experience more severe fires than forests dominated by Scots pine (Ohlson et al. 2011; Wallenius et al., 2010; Wallenius et al., 2004; Wallenius et al., 2002). In Scots pine stands, thick bark and the self-pruning of low branches limit fire spread to the canopy, hence leading to a regime of low intensity surface fires (Kullman, 2001a; Gromtsev, 2002; Johnston et al., 2015; Rogers et al., 2015; Wallenius et al., 2010). Such low-intensity surface fire regimes tend to occur more frequently in Scots pine than in Norway spruce forests, to a large extent driven by differences in fuel moisture content of the ground layer (Lindberg et al., 2021).

Norway spruce is a fire-sensitive species which thrives in the prolonged absence of fire (Kullman 1995b; Seppä et al., 2009a). This species has low-lying branches that maintain soil humidity and low flammability in the understory (Kullman, 2001a). However, under fire conducive weather conditions, low-lying branches can act as ladder fuel and favour fire spread to the canopy (Kullman, 2001a). A spruce stand will regenerate following a severe crown fire, provided that seed trees survive within or close to the burned area (Kuuluvainen et al., 2002). In such a case, post-fire succession usually starts with birch, later replaced by spruce (Kuuluvainen et al., 2017). Close to the treeline, in birch-dominated woodlands, fires are infrequent because of low fuel availability and flammability (Hannon et al., 2021; Kuuluvainen et al., 2017; Molinari et al., 2020b; Rogers et al., 2015). Little is thus known about the structuring role of fire in mountain birch woodlands in Fennoscandia. Nevertheless, compound disturbances, such as extreme weather events, insect outbreaks, as well as browsing by reindeers, can have lasting

ecological consequences on tree mortality and regeneration success (Glückler et al., 2022; Holtmeier & Broll, 2019; Kuuluvainen et al., 2017; Vindstad et al., 2022).

Several studies have highlighted the effects of human activities on landscape structure in Fennoscandia, notably through fire use in agricultural or forest management practices, as well as accidental fire ignition (Clear, 2013; Bergman et al., 2013; Freschet et al., 2014; Kuuluvainen et al., 2017; Hörnberg et al., 2018; Pitkänen et al., 2001; Rolstad et al., 2017; Stivrins et al., 2019). Local populations established in the region simultaneously with vegetation following deglaciation (Kuuluvainen et al., 2017). While permanent agricultural activities in sedentary settlements further South have had greater effects on the environment than the temporary human activities of reindeer herders in the North (Carcaillet et al., 2007; Hörnberg et al., 2006; Khorasani et al., 2015; Kuosmanen et al., 2018; Molinari et al., 2018), low-density activities carried out over a long period nevertheless influenced landscapes (Freschet et al., 2014; Östlund et al., 2015; Staland et al., 2011). Although it is difficult to quantify the human influence on fire regimes in northern Fennoscandia, it is highly likely that anthropogenic activities affected forest understory structure and composition (Egelkraut et al., 2018; Josefsson et al., 2010b; Kuuluvainen et al., 2017; Staland et al., 2011), and that human use of fire shaped the landscapes (Cogos et al., 2019; Cogos et al., 2021b; Kuuluvainen et al., 2017).

Most of our understanding of wildfire behaviour (e.g., spread and extent) and its effect on vegetation in northern Finland has been developed under the narrow, modern-day range of environmental conditions, creating substantial uncertainty in our forecasts of how climate change will alter future wildfire regimes. A more comprehensive interpretation of the relationship between area burned and atmospheric warming is required to improve our ability to forecast how climate and wildfire will interact to shape ecosystem functioning. Describing past fire-climate interactions through palaeoecological studies helps broaden the range of studied climatic conditions, and thus better predict the effects of ongoing climate change on future fire regimes (Clear et al., 2014; Randerson et al., 2006). Thus, in this study

we tackled the following questions: how did the fire regime parameters (frequency, severity and size) change through time in response to climate along a latitude/elevation gradient in the boreal forest of northern Finland? Which other factors affected fire dynamics (vegetation, soil moisture, topography, etc.)? We hypothesized (H1) that fire frequency would decrease with latitude/elevation due to reduced fuel availability and flammability in what are nowadays high latitude/elevation open woodlands, compared to low latitude/elevation closed-crown forests (Hannon et al., 2021; Kuuluvainen et al., 2017; Ohlson et al. 2011; Wallenius et al., 2010; Wallenius et al., 2004; Wallenius et al., 2002). We also hypothesized (H2) that fire frequency and/or biomass burned would be higher during the warmer/drier periods of the Holocene as recorded in other parts of the boreal zone (Ali et al. 2012; Clear et al., 2014; Drobyshev et al., 2016; Hély et al., 2020, Novenko et al., 2108).

2.4 Material and methods

2.4.1 Study area

The study was conducted in the Inari and Utjoski municipalities of northeastern Finland. The area covers more than 10,000 km² around Lake Inari, between 68°N and 70°N and 25°E and 29°E (Fig.1). Lake Inari is located approximately 120 m above sea level (a.s.l.) and the highest point of the study area has an elevation of about 580 m a.s.l. The average annual temperature, based on the last 60 years, is -0.5°C (around 11.5°C in summer). The average annual rainfall is 490 mm, including 230 mm during the growing season (mid-May to mid-September) (Finnish Meteorological Institute, 2022). The bedrock (greywacke and argillite) is mostly covered by a podzolized moraine layer resulting from the last glaciation (Geological Survey of Finland, 2022).

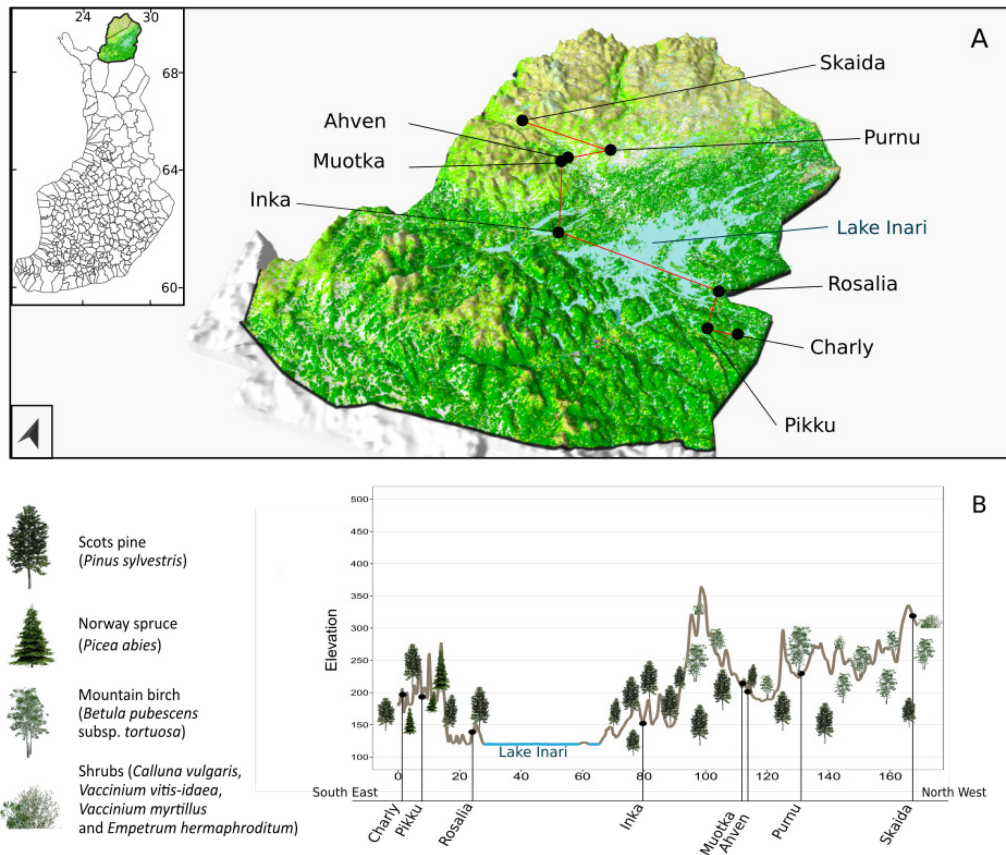


Figure 2.1 Digital elevation model (DEM) of the study area showing the locations of the sampled lakes. The DEM was produced with open-source raster data (resolution of 10 x 10 m) obtained from the National Land Survey of Finland (<https://www.maanmittauslaitos.fi/en/maps-and-spatial-data/expert-users/product-descriptions/elevation-model-10-m>). Dark green is coniferous forest, light green is broadleaf forest and yellow is woodland or shrubland. The information on vegetation was obtained from open-source raster data (resolution 20 x 20 m) from the CORINE Land Cover 2018 dataset produced by the Finnish Environment Institute (<https://ckan.ymparisto.fi/dataset/%7B0B4B2FAC-ADF1-43A1-A829-70F02BF0C0E5%7D>). (B) Side view of the studied toposequence, following the red line on the map above, showing changes in tree species dominance along a latitude and elevation gradient.

The geography and topography of the Lake Inari region influence the distribution of land cover. First, the study area is subject to both oceanic and continental climates (Vajda, 2007). The influence of the Gulf Stream and the Norwegian Sea from the northwest buffers temperatures and maintains a certain humidity compared

to boreal ecosystems at similar latitudes in Canada and Siberia. The relief of the Scandinavian Alps is less pronounced than in Sweden or Norway (highest point < 1500 m a.s.l.), and is characterised by gently rolling hills which form a basin around Lake Inari, partly retaining incoming precipitation from the east (Seppä et al, 2009b). Second, the area experiences both subarctic and subalpine conditions (Seppä et al., 2004; Vajda, 2007). The region is located 250 km north of the Arctic Circle. The polar insolation implies important variations between north and south slopes during the growing season, and presence of a snow cover the rest of the year. The distribution of the main tree species (*Pinus sylvestris*, *Picea abies* and *Betula pubescens*) along the subalpine/subarctic zonation is detailed in Table 2.1.

Table 2.1 Main tree species and understory composition of lower and upper subalpine/subarctic environments in northern Finland.

	Lower subalpine/subarctic	Upper subalpine/subarctic
Main tree species	Xeric soils Scots pine (<i>Pinus sylvestris</i>) (Kuuluvainen et al., 2017).	Mesic soils Birch (<i>Betula pubescens</i>) in young stands, then Norway spruce (<i>Picea abies</i>) (Kuuluvainen et al., 2017). Mountain birch (<i>Betula pubescens</i> subsp. <i>tortuosa</i>) (Kullman, 2002; Kuuluvainen et al., 2017).
Understory vegetation	Shrubs: <i>Calluna vulgaris</i> , <i>Vaccinium vitis-idaea</i> , <i>Vaccinium myrtillus</i> and <i>Empetrum hermaphroditum</i> (Kuuluvainen et al., 2017).	Shrubs and graminoids: <i>Empetrum hermaphroditum</i> , <i>Vaccinium vitis-idaea</i> , <i>V. myrtillus</i> , <i>Linnaea borealis</i> , <i>Deschampsia flexuosa</i> (Stark et al., 2021).
Ground Layer	Mosses and lichens: <i>Pleurozium schreberi</i> , <i>Cladonia arbuscula</i> and <i>Cladonia rangiferina</i> (Kuuluvainen et al., 2017).	Mosses and lichens: <i>Pleurozium schreberi</i> , <i>Dicranum</i> spp., <i>Cladonia rangiferina</i> and <i>Cladina mitis</i> (Holtmeier & Broll, 2018).

2.4.2 Holocene climate and vegetation variations

In northern Finland, the Holocene can be divided into three broad distinct climatic periods: the cold and humid early Holocene, which ended with the “8.2 ka” event (Seppä et al., 2009b; Wastegård, 2022); the warm and dry mid-Holocene from 8200 to 4200 cal. yr BP (Magne, 2019; Seppä et al., 2009b; Veski et al., 2004; Wastegård, 2022); and the cool and wet late Holocene after 4200 cal. yr BP (Seppä et al., 2009b; Seppä & Birks, 2001; Walker et al., 2019a; Wastegård, 2022). The beginning of the early Holocene was mostly characterised by tundra or shrubland vegetation dominated by lichens, graminoids and low-lying shrubs (Clear, 2013; Jensen & Vorren, 2008). During the mid-Holocene there was widespread expansion of pine forests (Clear, 2013; Kullman, 1995a, 2008b; Valiranta et al., 2011), with spruce establishment in more humid sites such as in the southeastern part of the study area (Remy et al., 2023). Finally, spruce abundance increased in the late Holocene in response to climate cooling and humidity, at the expense of pine and other more thermophile species (Kullman, 1995b, 2001a, 2001b; Kuuluvainen et al., 2017; National Land Survey, 2019). The current northern limit of spruce distribution is located to the southeast of Lake Inari (National Land Survey, 2019) and the species probably never reached more northern locations in the past (Helmens et al., 2000; Hicks, 1993; Hicks, 2001; Seppä et al., 2009a; Seppä & Hammarlung, 2000; Väiliranta et al., 2011). Scots pine and birch forests are found all the way to the northern tip of Finland (Kuuluvainen et al., 2017), although pine is limited to elevations under 300-500 m a.s.l. (Rousi et al., 2018).

2.4.3 Sampling design

Prior to fieldwork, several lakes were pre-selected using a Geographic Information System (QGIS 3.16.14) based on elevation, latitude, watershed characteristics, land cover and accessibility (<1 km from a road). Eight lakes with sufficient water depth to avoid sediment mixing in spring and fall, and without rocks in the bottom (which prevent sediment coring) were selected for sampling (Fig. 2.1, Table 2.2). Lakes Rosalia, Charly (unofficial names) and Pikku Härkäjärvi (official name, hereafter

“Pikku”) were sampled during summer 2017 (Magne, 2019; Remy et al., 2023), whereas lakes Skaida, Purnu, Muotka, Ahven and Inka (unofficial names) were sampled during summer 2021.

Sediments were sampled at the deepest point of each lake where no aquatic vegetation was present to avoid bioturbation and shore erosion. The water-sediment interface (ca. 30 cm) was collected using a Kajak-Brinkhurst (KB) gravity corer, subsampled at a 0.5 cm resolution and stored in plastic bags. Deeper sediments were extracted with a Russian corer and stored in PVC tubes. All sediments were kept in cold conditions (4°C) until analyses.

Table 2.2 Location and characteristics of the sampled lakes.

	Skaida	Purnu	Muotka	Ahven	Inka	Rosalia	Charly	Pikku
Elevation (m a.s.l)	318	227	214	200	154	139	195	188
Latitude	69°37' 67.16'' N	69°34'5 8.82''N	69°24'7 0.57''N	69°27'0 .19''N	68°98' 10.59'' N	68°54' 46.08'' N	68°47' 2.04'' N	68°46' 38.31'' N
Longitude	26°26' 64.45'' E	27°19'7 3.84''E	26°81'1 2.91''E	26°81'8 9.45''E	26°98' 60.35'' E	28°22' 9.119'' E	28°32' 2.039'' E	28°19' 18.85'' E
Lake area (ha)	2.92	3.16	0.67	3.38	0.54	3.02	1.75	3.74
Lake:cat chment ratio	0.21	0.49	0.22	0.22	0.07	0.17	0.29	0.11
Water depth at sampling location (m)	1.20	1.43	2.90	3.20	2.44	9.0	5.2	6.4
Length of the sediment sequence (cm)	97	89	201	68	216	142	143	130
Vegetati on type in the watershe d	Low birch bushes and shrubs	Birch woodlan d	Mixed pine and birch forest	Mixed pine and birch forest	Pine forest	Pine forest	Pine forest with spruce	Pine forest with spruce
Enviro nment type	High latitude/e levation	High latitude/ elevatio n	Mid- high latitude/ elevatio n transitio nal	Mid- high latitude/ elevatio n transitio nal	Mid latitude /Low elevatio n	Mid latitude /Low elevatio n	Low latitude /Mid elevati on	Low latitude /Mid elevatio n
Domin ant slope aspect	South- West	East	South- West	South- West	East	South	South	South- East

2.4.4 Age–depth models

Radiocarbon dates by ^{14}C accelerator mass spectrometry (AMS) were mainly obtained from bulk gyttja, and only for Lake Skaida was the age-depth model supported by one date from macro-remains (Appendice A). No date showed

inconsistency, indicating no bias due to a carbon-reservoir effect (Björck et al., 1998; Grimm et al., 2009). Indeed, there were no carbonate rocks in the lake catchments, the gyttja sequences were homogeneous.

The age-depth models were developed using the “Bacon” R package v.4.0.3 based on Bayesian statistical methods (Blaauw & Christen, 2011; R Core Team, 2021) and using a Gaussian distribution to handle dating errors. The dates were calibrated with the IntCal13 database (Reimer et al., 2016). Over the time interval considered in this study, there is no significant difference between the IntCal13 database we used and the more recent IntCal20 database (Appendice F). Ages were interpolated at contiguous 0.5-cm depth intervals and all dates are expressed in calibrated years before present (cal. yr BP).

2.4.5 Lake classification

In order to reconstruct regional fire histories, the sampled lakes were grouped into pairs to be representative of four different environments in terms of elevation, latitude and vegetation type (Appendice D; Seppä, 1996). The changes in vegetation along the gradient correspond to a thermal gradient (Körner, 2021), with roughly equivalent effects of elevation and latitude (Montgomery, 2006). Lakes Skaida and Purnu are in high latitude/elevation environments characterised by birch woodlands. Lakes Ahven and Muotka are representative of mid-high latitude/elevation transitional environments characterised by mixed pine-birch forests. Lakes Rosalia and Inka are located in mid latitude-low elevation pine forests. Lakes Charly and Pikku are representative of low latitude-mid elevation mixed coniferous (pine and spruce) forests.

2.4.6 Charcoal analyses

Macroscopic charcoal particles ($>160\mu\text{m}$) were extracted, counted and measured in contiguous 0.5 cm thick samples. Samples were prepared by submerging 1 cm³ of sediment into a solution of 5% sodium hexametaphosphate ($\text{Na}_6\text{O}_{18}\text{P}_6$), 5% potassium hydroxide (KOH) and 10% sodium hypochlorite (NaClO) smoothly

shaken for 24h to facilitate deflocculation and bleaching of non-charred organic matter. Samples were then sifted using a 160 μm sieve, and macroscopic charcoal particles were manually sorted and photographed under a 20 \times stereo microscope equipped with a digital camera. Charcoal particles were counted and measured with the WinSEEDLE image analysis software (Regent Instruments Inc, 2016). Raw charcoal data (sum area) were extracted from WinSEEDLE for statistical analyses.

2.4.7 Fire history reconstructions

Fire histories were reconstructed using the CharAnalysis 1.1 software, following Higuera (2009) (<https://github.com/phiguera/CharAnalysis>). Total charcoal concentration ($\text{mm}^2 \cdot \text{cm}^{-3}$) was converted into charcoal accumulation rate (hereafter CHAR, $\text{mm}^2 \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$) using the sediment accumulation rate determined by the age-depth model. To remove biases induced by variations in sedimentation rates and to compare fire histories between sites, we interpolated individual CHAR series (CHAR_{int}) using a constant time resolution (42 years) corresponding to the median sample resolution of the eight lakes (between 17 and 85 years; Appendice B). The CHAR_{int} series were then filtered by removing low frequency signals corresponding to variations in charcoal production and sedimentation processes using a robust lowess under various time window widths (CHAR background; hereafter $C_{\text{background}}$) to obtain residual high frequency series ($\text{CHAR}_{\text{peak}}$; hereafter C_{peak}). Following Brossier et al. (2014), we used the smallest window width yielding a signal-to-noise index (SNI) > 3 (Appendice E).

C_{peak} series ($C_{\text{int}} - C_{\text{background}}$) were decomposed into two sub-populations: CHAR noise (hereafter C_{noise}), representing variability due to sediment sampling and naturally occurring noise, and CHAR fire (hereafter C_{fire}), representing significant charcoal peaks, using a Gaussian mixture model according to a locally defined threshold. To determine if the two populations were from the same distribution or not, a goodness-of-fit test (hereafter GOF) was used. The 99.9th percentiles of the C_{noise} distribution was chosen as a threshold. Each C_{peak} exceeding the threshold was considered a local fire event.

We calculated the local fire frequency (hereafter *FF*; Fire·1000year⁻¹) at each site, corresponding to the number of fires per millennium, with a kernel density estimation procedure based on a 500-year smoothing bandwidth using the R package ‘paleofire’ v. 1.2.3 (Ali et al., 2012; Blarquez et al., 2014). We obtained the regional fire frequency (hereafter *RegFF*; Fire·1000year⁻¹) by averaging the individual smoothed series. We assessed the significance of changes in *RegFF* using a bootstrap procedure with 999 iterations (BCI, 90 %).

To estimate the regional biomass burned (hereafter *RegBB*) we pooled and smoothed (using a 500-year window) the CHAR_{int} series by (1) rescaling initial CHAR_{int} using min-max transformation, (2) homogenizing the variance using Box-Cox transformation, and (3) rescaling the values to Z-scores (Power et al., 2008). We assessed the significance of changes in *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 computed the ratio ($RegBB/RegFF = FS$ index), indicative of fire size and/or severity. The *FS* index corresponds to the mean biomass burned per fire. As severe fires were rare compared to surface fires in the region (Aakala, 2018a; Remy et al., 2023), for simplification, we interpreted the *FS* index as referring to fire size. We assessed the significance of changes in the *FS* index by using a bootstrap procedure with 999 iterations (BCI; 90 %).

2.4.8 Statistical analyses

To compare Holocene regional fire frequencies between the four pairs of sites located along the latitude/elevation gradient and to determine if differences recorded between the four groups were significant, Kruskal-Wallis and Dunn’s tests were used on each regional fire frequency reconstruction.

Box plots were used to compare regional fire parameters (*RegFF*, *RegBB*, *FS* index) between time periods with Kruskal-Wallis tests. As the early Holocene was only recorded at the Muotka and Ahven sites, comparisons were only made between the

mid- and late Holocene. All numerical and statistical analyses were performed with R (v.4.0.3, R Core Team, 2021). Boxplots were done with package ‘ggpubr’ (Kassambara and Kassambara, 2020) and Dunn’s tests were performed with package ‘FSA’ (Ogle and Ogle, 2017).

2.5 Results

2.5.1 Age–depth models

The oldest basal sediments were dated around 12,800 cal. yr BP at Lake Muotka (Table 2.2). According to the Bayesian age-depth models, mean sedimentation rates varied between $0.0075 \text{ cm}\cdot\text{yr}^{-1}$ (Ahven) and $0.0267 \text{ cm}\cdot\text{yr}^{-1}$ (Inka). The median resolution of the sediment accumulation rates varied between $171 \text{ yr}\cdot\text{cm}$ for Lake Ahven and $35 \text{ yr}\cdot\text{cm}$ for Lake Inka. All age-depth models are rather linear and none shows anomalous sedimentation patterns except Lake Charly around 2000 cal. yr BP (Appendice C).

2.5.2 Fire frequency variation along the latitude/elevation gradient

All regional fire frequency reconstructions are significantly different from each other. Fire events are less frequent in birch (Skaida/Purnu) and birch-pine (Ahven/Muotka) environments than in pine (Inka/Rosalia) and pine-spruce (Pikku/Charly) environments (Fig. 2.2). Accordingly, median fire return intervals (mFRI) are longer in birch and birch-pine environments than in pine and pine-spruce environments (Fig. 2.2).

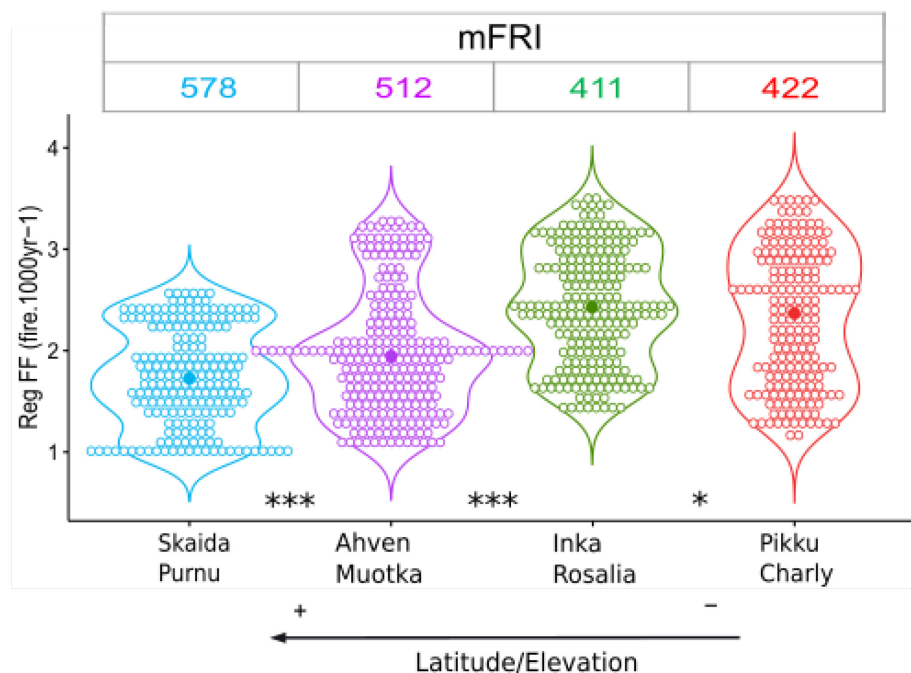


Figure 2.2 Regional fire frequency distributions through the Holocene at each environment along the latitude/elevation gradient: birch woodlands (blue; Lakes Skaida and Purnu), transitional mixed birch-pine forests (purple; Lakes Ahven and Muotka), pine forests (green; Lakes Inka and Rosalia), and pine-spruce forests (red; Lakes Pikku and Charly). The central dots in the violin plots show the median regional fire frequency (fire.1000yr⁻¹). Asterisks represent the results of a Kruskal-Wallis test between the two corresponding groups: * p≤0.05; *** p≤0.001. Median fire return intervals are shown on top for each environment.

2.5.3 Variations in fire regime according to long-term climate oscillations

In birch woodlands found at the highest latitude/elevation (Skaida/Purnu; Fig.2.3 A, B, C), *RegFF* varied between 2.58 and 0.97 fire·1000 yr⁻¹ during the mid-Holocene (Fig.2.3 A.b.). In the Late-Holocene, *RegFF* reached a low point around 3000 cal. yr BP and then raised between 2500 and 1000 cal. yr BP (2.40 fire·1000yr⁻¹). Values finally decreased until the present day. Overall, the distribution of *RegFF* values recorded during the mid-Holocene did not significantly differ from that of the late Holocene (Fig.2.3 A.a). The regional biomass burned (*RegBB*) gradually increased throughout the Holocene (Fig.2.3 B.b.) and was significantly lower in the

mid-Holocene than in the late Holocene (Fig.2.3 B.a.). The regional fire size (*RegFS*) was highly variable during the Holocene, reaching its highest values between 4000 and 3000 cal. yr BP (Fig.2.3 C.b.). Generally, the distribution of *RegFS* values did not significantly differ between the mid-Holocene and the late Holocene (Fig.2.3 C.a.).

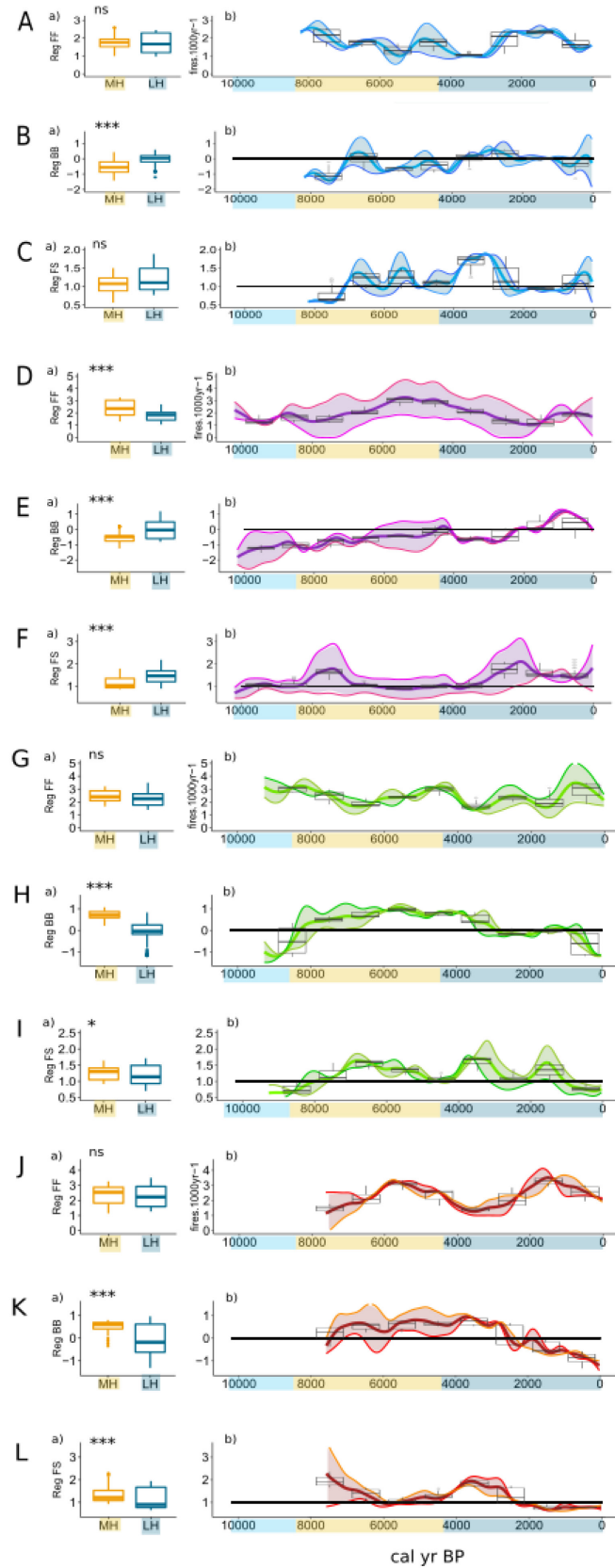


Figure 2.3 . Local and regional fire frequency, biomass burned and fire size index for birch woodlands (blue; ABC), birch-pine forests (purple; DEF), pine forests (green; GHI), and pine-spruce forests (red; JKL). Boxplots show the value distribution of each regional fire regime component during the mid-Holocene (8200-4200 cal. yr BP) and the late Holocene (4200 cal. yr BP to present). Asterisks above box plots represent the results of Kruskal-Wallis tests: * $p \leq 0.05$; ** $p \leq 0.01$; *** $p \leq 0.001$; ns: not significant.

In transitional mixed birch-pine forests (Ahven/Muotka; Fig.2.3 D, E, F), *RegFF* gradually increased from 8000 cal. yr BP to reach a maximum of $3.28 \text{ fire} \cdot 1000\text{y}^{-1}$ around 5300 cal. yr BP (Fig.2.3 D.b.). Then, *RegFF* slowly declined to $1.07 \text{ fire} \cdot 1000\text{y}^{-1}$ around 2000 cal. yr BP. After that, individual fire frequency tendencies diverged. Overall, *RegFF* was significantly higher during the mid-Holocene compared to the late Holocene (Fig.2.3 D.a.). *RegBB* (Fig.2.3 E.b.) gradually increased from -1.81 to 1.01 throughout the Holocene, with the highest value (1.21) recorded around 1000 cal. yr BP. Generally, *RegBB* was significantly lower in the mid-Holocene than in the late Holocene (Fig.2.3 E.a.). *RegFS* also gradually increased throughout the Holocene, from 0.70 to 2.12, with the highest value (2.18) recorded around 2000 cal. yr BP (Fig.2.3 F.b.). Overall, *RegFS* was significantly lower in the mid-Holocene than in the late Holocene (Fig.2.3 F.a.).

In pine forests found at mid-latitudes and low elevations (Inka and Rosalia; Fig.2.3 G, H, I), *RegFF* was relatively stable in the mid-Holocene and showed more amplitude of oscillation during the late Holocene (Fig.2.3 G.b.); it hit its lowest point around 3000 cal. yr BP. Generally, *RegFF* did not significantly differ between the mid-Holocene and the late Holocene (Fig.2.3 G.a.). *RegBB* sharply increased around 8000 cal. yr BP, remained stable until 3500 cal. yr BP, and then gradually decreased till the present day (Fig.2.3 H.b.). Overall, *RegBB* was significantly higher in the mid-Holocene than in the late Holocene (Fig.2.3 H.a.). *RegFS* gradually increased during the first part of the mid-Holocene, then strongly oscillated afterward (Fig.2.3 I.b.). Generally, *RegFS* did not significantly differ between the mid-Holocene and the late Holocene (Fig.2.3 I.a.).

Finally, in the pine-spruce coniferous forests found at low latitudes and mid-elevations (Charly and Pikku; Fig.2.3 J, K, L), *RegFF* oscillated during the Holocene and hit its lowest value ($1.30 \text{ fire} \cdot 1000\text{y}^{-1}$) around 3000 cal. yr BP (Fig.2.3 J.b.). Overall, *RegFF* did not significantly differ between the mid-Holocene and the late Holocene (Fig.2.3 J.a.). *RegBB* varied between -1.33 and 0.96 during the mid-Holocene and the first part of the late Holocene, before gradually decreasing (Fig.2.3 K.b.). Generally, *RegBB* was significantly higher during the mid-Holocene compared to the late Holocene (Fig.2.3 K.a.). *RegFS* reached its maximum between 3700 and 2500 cal. yr BP (Fig.2.3 L.b.). Overall, *RegFS* was significantly higher in the mid-Holocene than in the late Holocene (Fig.2.3 L.a.).

2.6 Discussion

The results confirmed our first hypothesis (H1), as fire frequency tended to decrease from lower to higher latitudes/elevations. However, our second hypothesis (H2) was mostly rejected, as fire frequency was higher in the warm and dry mid-Holocene than in the cool and wet late Holocene only in the transitional mixed forests. Biomass burned was higher in the mid-Holocene than in the late Holocene (as predicted), but only in the pine and pine-spruce forests at low-mid latitudes/elevations. The opposite pattern was observed at higher latitudes/elevations (in transitional mixed forests and birch woodlands).

2.6.1 Fire frequency variations along the latitude/elevation gradient

As expected (H1), fire frequency generally decreased with latitude/elevation. This may be explained by variations in fuel abundance and vegetation type induced by the temperature gradient. Decreasing biomass productivity due to increasingly harsh growing conditions at higher latitudes/elevations affects fuel availability (Molinari et al., 2020b). In addition, species composition at higher latitudes/elevations includes birch, which is a deciduous tree and therefore produces less flammable litter than spruce and pine, as observed elsewhere in the boreal zone (Blarquez et al., 2015; Hannon et al., 2021; Hély et al., 2020; Girardin et al., 2013; Molinari et al., 2020b; Remy et al., 2019). The slight difference in fire frequency

between pine forests (mid-latitude/low elevation) and pine-spruce forests (low latitude/mid elevation) is likely due to moisture conditions, as pines generally grow on drier sites and produce drier litter (Lindberg et al., 2021).

2.6.2 Fire return intervals

The median fire return intervals measured in the study area (411-578 years) are longer than those previously observed in northern Fennoscandia (200-370 years; Carcaillet et al., 2007; Clear et al., 2013; Pitkänen et al., 2003; Wallenius et al., 2010), southern Finland (75-125 years; Pitkänen & Huttunen, 1999), and other boreal forest ecosystems in North America (150-400 years; Fisher, 2020; Hoecker et al., 2020; Girardin et al., 2019; Remy et al., 2017b; Senici et al., 2015) or Siberia (95-250 years; Barhoumi et al., 2021; Glückler et al., 2021). Longer fire return intervals in northern Finland could be explained by multiple factors such as (1) higher humidity due to the oceanic influence (Vajda, 2007) or to the proximity of large Lake Inari; (2) fewer frequency of lightning strikes (Larjavaara et al., 2005); and (3) lower human pressure (Molinari et al., 2018). Species composition (trees and understory) could also be part of the explanation, as some species are more adapted to – or even promote – shorter/longer fire intervals (Rogers et al., 2015). Furthermore, northern Finland has many fire breaks such as elevation/slope changes and presence of rock outcrops or lakes (Clear et al., 2013). Finally, mire-rich landscapes, frequent in northern Finland, have longer fire return intervals than mesic or xeric sites (Seppä, 2002).

2.6.3 Regional fire activity during the Holocene

Regional fire activity interpretations are limited for the early Holocene because only four sites displayed information before 8000 cal. yr BP (Ahven, Muotka, Inka, Rosalia). Nevertheless, the results show moderate to high fire frequencies with little biomass burned and small fire sizes. This is consistent with the cold and humid climatic conditions during this period, as well as with low fuel availability corresponding to the gradual afforestation phase following deglaciation (Clear,

2013; Helmens, 2019; Hoecker et al., 2020; Molinari et al., 2020b; Seppä et al., 2002).

Fire frequencies (*RegFF*) during the warm and dry mid-Holocene did not significantly differ from those of the cool and humid late Holocene, contrary to our second hypothesis (H2), except in transitional mixed birch-pine forests at mid-high latitudes/elevations. One explanation for the higher fire frequencies in transitional mixed forests during the mid Holocene could be the increased proportion of Scots pine. Indeed, the mid-Holocene is known as the period of greatest Scots pine extension in the study area, reaching the present tree line (Bjune et al., 2004; Carcaillet et al., 2012; Helama et al., 2004; Molinari et al., 2020b; Seppä & Hammarlung, 2000). This “coniferization” of the landscape favoured fire occurrence (Brown and Giesecke, 2014; Hannon et al., 2021; Harrisson et al., 2021; Hély et al., 2020; Molinari et al., 2020b; Remy et al., 2019). Around 5000 cal. yr BP, fire frequency started to decrease and was generally lower during the cool and humid late Holocene, as documented in previous studies (Bjune et al., 2004; Seppä, 1996; Seppä & Hammarlung, 2000). The lowest *RegFF* values recorded around 2000 cal. yr BP in mixed birch-pine forests correspond to a momentary decrease of the pine component (and increase of birch) recorded in pollen data from lake sediments sampled in a similar environment, 50 km away from Ahven and Muotka (Seppä & Hammarlung, 2000). This supports the idea of a positive correlation between fire frequency and pine proportion in the landscape.

Regional biomass burned (*RegBB*) and regional fire size index (*RegFS*) were higher in the mid- than in the late Holocene concordant with H2, but only in pine and pine-spruce forests of lower latitudes/elevations. Conversely, birch woodlands and mixed birch-pine forests at high and mid-high latitudes/elevations recorded higher *RegBB* and *RegFS* during the late Holocene. This suggests that factors other than climate controlled fire severity at mid-high and high latitudes/elevations. Human influence was limited before the Medieval Warm Period (Clear, 2013), and thus an anthropogenic effect on fire regimes at millennial timescales and at the regional spatial scale seems unlikely. It is possible that insect outbreaks in the birch forests

became more frequent in the late Holocene (Harr et al., 2021; Holtmeier & Broll, 2019; Jonsson, 2004; Nygaard et al., 2022; Vindstad et al., 2019), increasing fuel availability (Glückler et al., 2022; Karlsson et al., 2004; Nygaard et al., 2022; Tenow et al., 2004). However, little is known about the long-term dynamics of insect outbreaks and their interactions with the fire regimes during the Holocene in northern Fennoscandia. New palaeoecological proxies allowing to reconstruct insect abundance at centennial to millennial time scales could help in this regard, such as butterfly wing scales (Navarro et al., 2018) and DNA metabarcoding (Napier & Chipman, 2002).

2.6.4 The 4000 cal. yr BP pivot

Shortly after the transition between the mid- and late Holocene, a synchronous decrease in regional fire frequency occurred at all latitudes/elevations around 4000 cal. yr BP. This same pivot point in fire history was reported in other regional fire activity reconstructions in Fennoscandia (Clear, 2013; Drobyshev et al., 2016; Hannon et al., 2021) and has been attributed to a change in climatic conditions induced by decreased insolation (Drobyshev et al., 2016; Magne, 2019; Wastegård, 2022; Seppä et al., 2009b). The transition between the mid- and late Holocene was characterised by many rapid climatic changes, including the 4.2 ka and 3.7 ka cold events which drove numerous environmental changes (Wastegård, 2022). Stable isotope composition of lake waters in Fennoscandia also shows a synchronous shift in precipitation patterns between 4200 and 3000 cal. yr BP, from drier to wetter conditions (Andersson et al. 2010; Helmens, 2019; Jessen et al. 2005; Väiliranta et al., 2011; Wastegård, 2022). Furthermore, pollen and chironomid-based mean July air temperature reconstructions demonstrate a drop in seasonal temperature at the time (Bjune et al., 2004; Helmens, 2019; Luoto et al., 2014; Magne, 2019; Seppä et al., 2009b; Wastegård, 2022). Various other environmental and climate reconstructions from lake sediments provided geochemical and geophysical evidence of this transitional climatic period in Fennoscandia (Helmens, 2019; Jessen et al. 2005; Wastegård, 2022).

Cooler and more humid climatic conditions in the late Holocene affected vegetation composition and structure. In coniferous stands, the 4000 cal. yr BP pivot corresponds to the expansion of Norway spruce at lower latitudes/elevations in the regional landscapes (Clear et al., 2014; Remy et al., 2023; Seppä et al., 2009b). The expansion of Norway spruce during the late Holocene was associated with a shift in fire regime, from high-frequency large surface fires when pine was more dominant in the landscape, to low-frequency small crown fires (Remy et al., 2023; Hoecker et al., 2020; Molinari et al., 2020a; Pitkänen et al. 2003; Remy et al., 2023; Steijlen & Zackrisson, 1987).

After collapsing at the 4000 cal. yr BP pivot, fire frequency increased again at all latitudes/elevations, although not synchronously. Higher regional fire frequencies were also recorded around 1000 cal. yr BP (i.e., during the Medieval Warm Period, MWP) in other studies in Fennoscandia (Wallenius et al., 2010; Pitkänen et al., 2001), Siberia (Barhoumi et al., 2021) and Canada (El-Guellab et al., 2015; Girardin et al., 2019; Hély et al., 2020; Kelly et al., 2013). Around the North Atlantic region, several records and proxies show a distinct warm episode corresponding with the MWP between 1050 and 850 cal. yr BP (Wastegård, 2022). The MWP conditions resulted in high biomass productivity and fuel availability, in turn promoting conditions favourable to fire ignition (Tiljander, 2005), but likely not fire spread because of the generally humid conditions, thus allowing spruce to persist in the landscape (Remy et al. 2023). More fire ignitions during the MWP can be explained by a higher frequency of storm events with lightning strikes due to climatic instability attributable to variations in the North Atlantic sea surface temperature (Barhoumi, 2019; Drobyshev et al., 2016; Remy et al., 2023; Veraverbeke et al., 2017).

2.7 Conclusion

At the temporal scale of the Holocene, we demonstrated that fire frequency decreased with latitude/elevation in northern Finland, mainly due to changes in fuel abundance and vegetation type (gradual decrease of biomass production, and shift

in dominance from coniferous to broadleaved tree species). Contrary to expectations, the regional fire frequency did not significantly differ between the warm and dry mid-Holocene and the cool and wet late Holocene at three of the four studied latitude/elevation zones. Only birch-pine forests showed higher fire frequencies in the mid-Holocene. It is biomass burned (and thus fire size) that showed the most marked variations between the mid- and late Holocene. However, while the difference was as expected at lower latitudes/elevations (more biomass burned in coniferous stands during the mid-Holocene), it showed the opposite trend at higher latitudes/elevations (more biomass burned in birch-dominated stands during the late Holocene). While the ongoing climate warming will likely result in more biomass burned in low latitude/elevation coniferous forests, the question remains open as to how it might affect high latitude/elevation birch-pine forests and birch woodlands.

2.8 Acknowledgements

We thank Sandrine Canal for her assistance with WinSEEDLE. Thanks also to Laure Paradis and Benoît Brossier for their help with remote sensing data, lake prospecting and fieldwork logistics. We extend our thanks to Dorian Gaboriau for his participation in the 2017 fieldwork

CHAPITRE III
WILDFIRE-INDUCED SOIL EROSION IN NORTHERN FINLAND
WATERSHEDS.

Marion Lacand, Hugo Asselin, Tuomas Aakala, Damien Rius, Marianne Vogel,
Laure Paradis & Adam A. Ali

2023

Scientific Reports.

3.1 Abstract

Climate change is expected to increase the frequency and severity of wildfire events in boreal forests, and thus raises concerns about ecosystem functioning, notably in terms of carbon balance, as large amounts of carbon are stored in the organic layers of boreal forest soils. We investigated the correspondence between fire events and soil erosion in northern Finland during the Holocene (last 11,000 years). We analysed charcoal particles to reconstruct the fire histories of the catchments of two boreal lakes. Then, using magnetic susceptibility analysis, we identified high-severity fires as those having triggered soil erosion. Finally, sediment geochemistry analysis revealed that soil erosion due to high-severity fires not only affected the organic horizons, but also the topmost mineral horizons, leaching aluminium, calcium, nitrogen, silica, and heavy metals into aquatic ecosystems. Hence, soil degradation following high-severity fire events in northern Finland can cause pollution of aquatic ecosystems and turn boreal forest stands into carbon sources.

3.2 Résumé

Le changement climatique devrait augmenter la fréquence et la sévérité des feux dans les forêts boréales et soulève des inquiétudes quant au fonctionnement des écosystèmes, notamment en termes de bilan carbone, car de grandes quantités de carbone sont stockées dans les couches organiques des sols des forêts boréales. Nous avons étudié la correspondance entre les événements de feu et d'érosion des sols dans le nord de la Finlande au cours de l'Holocène (derniers 11 000 ans). Nous avons analysé des particules de charbon de bois pour reconstituer l'historique des incendies des bassins versants de deux lacs boréaux. Ensuite, à l'aide d'une analyse de susceptibilité magnétique, nous avons identifié les incendies de haute sévérité comme étant ceux ayant déclenché l'érosion des sols. Enfin, l'analyse géochimique des sédiments a révélé que l'érosion des sols due aux incendies de haute sévérité affecte non seulement les horizons organiques, mais également les horizons minéraux supérieurs, lessivant l'aluminium, le calcium, l'azote, la silice et les métaux lourds dans les écosystèmes aquatiques. Par conséquent, la dégradation des sols à la suite d'incendies de haute sévérité dans le nord de la Finlande peut entraîner la pollution des écosystèmes aquatiques et transformer les peuplements forestiers boréaux en sources de carbone.

3.3 Introduction

Increased wildfire activity is predicted in boreal forests in reaction to climate warming (Gaboriau et al., 2020; Lehtonen et al., 2016; Ruiz-Pérez & Vico, 2020; Williams et al., 2023). As large amounts of carbon are stored in the organic layers of boreal forest soils, increased fire activity could transfer large stocks of terrestrial carbon back to the atmosphere (De Groot et al., 2013; Walker et al., 2019b). Beyond direct carbon emissions, fire disturbance in boreal systems may induce feedback interactions between soil nutrient cycling and vegetation structure, further influencing ecosystem functioning and carbon balance (Bastianelli, 2018; Oris et al., 2014b; Van der Putten et al., 2013).

During the Holocene, regional fire regimes in Fennoscandia were mainly driven by climatic variations (Lacand et al., 2023; Molinari et al., 2020; Remy et al., 2023), although fuel availability and human activity also played key roles (Brown & Giesecke, 2014; Clear et al., 2014; Lacand et al., 2023). While fire can affect physical, chemical, mineralogical and biological soil properties (Certini, 2005), long-term palaeoecological reconstructions of fire effects on soil structure and composition remain challenging (Dunnette et al., 2014).

The effects of fire on soils can be reconstructed over extended periods (centuries to millennia) using geophysical and geochemical analyses of lake sediments (Carcaillet et al., 2006; Dunnette et al., 2014; Leys et al., 2016). Lake sediment composition is strongly regulated by terrestrial inputs, and alterations of the catchment soil layers can induce accumulation of allochthonous (terrestrial) matter into lakes (Ali et al., 2008; Carcaillet et al., 2006; Colombaroli and Gavin, 2010; Dunnette et al., 2014; Leys et al., 2016). Magnetic susceptibility and geochemical analysis of sediment composition can be used as proxies of mineral soil erosion and physical weathering (Brisset et al., 2013; Carcaillet et al., 2006; Dunnette et al., 2014; Leys et al., 2016).

In northern Finland, fire regimes over the Holocene have oscillated between dominance by surface and crown fires, depending on climate variations and

vegetation feedbacks (Remy et al., 2023). Surface fires only burn vegetation near ground surface, whereas crown fires reach the forest canopy. Because surface fires are generally less severe than crown fires, they consume a lesser proportion of the organic soil layer, and thus their effect on soils and nutrient cycles is likely more limited (Miesel et al., 2015; Rogers et al., 2015). Here we investigated the long-term effects of fire on podzolic soil properties in boreal forests of northern Finland. To do so, we first used sediment charcoal analysis to reconstruct the Holocene fire histories of two lake catchments. Then, using magnetic susceptibility analysis, we identified high-severity fires as those having triggered soil erosion within the lakes' catchments. Finally, we used sediment geochemistry analysis to assess the effects of post-fire erosion on the organic and mineral soil horizons.

3.4 Material and methods

3.4.1 Study area

The study was conducted in northern Finland, around 69°N and 27°E, west of Lake Inari, about 150 km from the Barents Sea coast (Fig.3.1). The study area is subject to both oceanic and continental climates (Vajda, 2007). The influence of the Gulf Stream and Norwegian Sea from the northwest buffers temperatures and maintains a certain humidity compared to environments at similar latitudes in Canada and Siberia. The average annual temperature, based on the last 60 years, is -0.5°C (around 11.5°C in summer). The average annual rainfall is 490 mm, including 230 mm during the growing season (mid-May to mid-September) (Finnish Meteorological Institute, 2022).

The study area experiences both subarctic and subalpine conditions (Vajda, 2007). The region being located 250 km north of the Arctic Circle, the polar insolation implies important variations between north and south slopes during the growing season, and snow cover the rest of the year. The relief of the Scandinavian Alps is less pronounced than in Sweden or Norway (highest point < 1500 m a.s.l.), and is characterized by gently rolling hills with treeless summits.

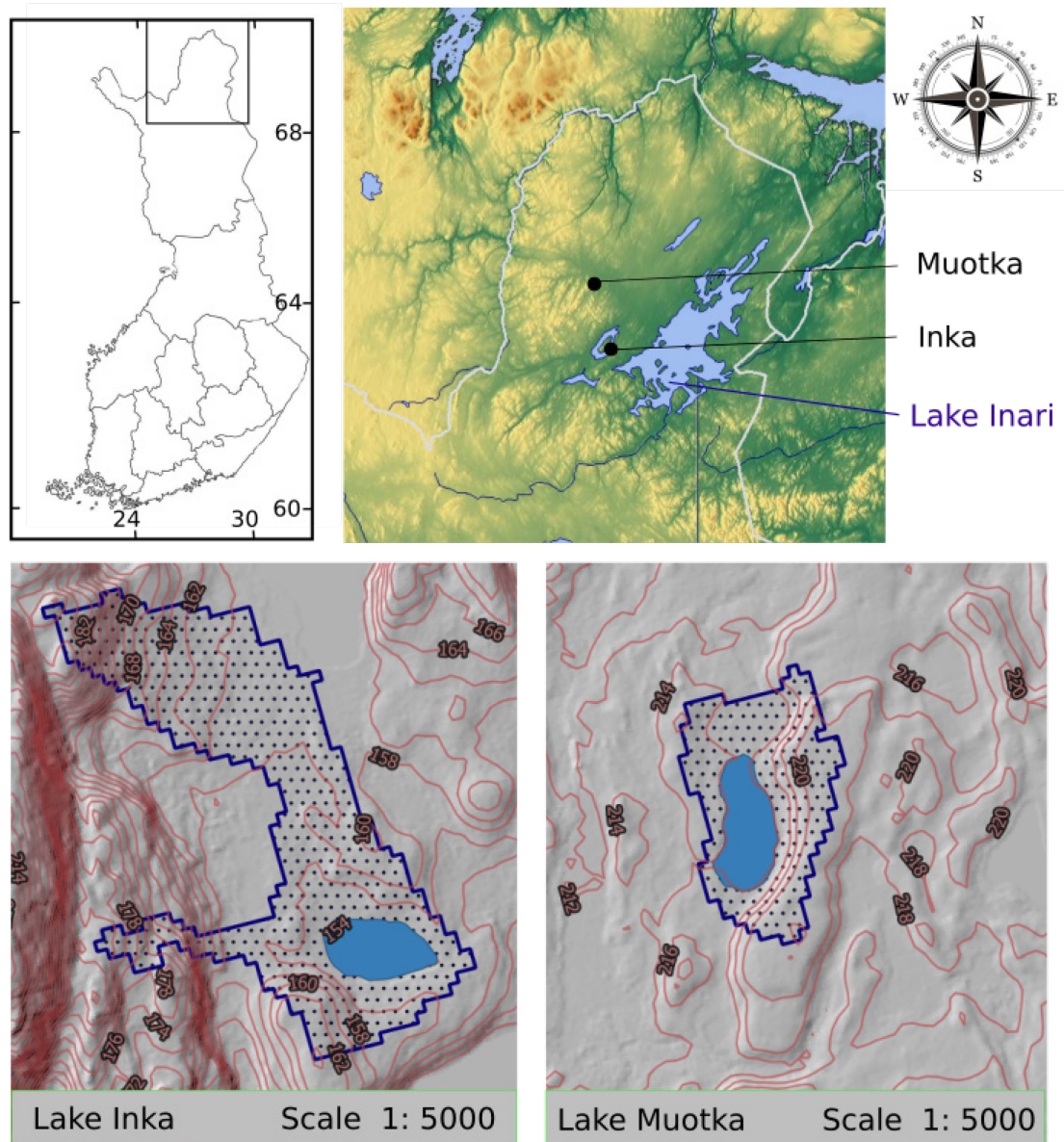


Figure 3.1 Locations of Lakes Inka and Muotka. Watershed area and topography were calculated from DEM using the QGIS software. The DEM used was based on open-source raster data (resolution = 10 x 10 m) obtained from the National Land Survey of Finland (<https://www.maanmittauslaitos.fi/en/maps-and-spatial-data/expert-users/product-descriptions/elevation-model-10-m>).

3.4.2 Sampling design

Prior to fieldwork, several lakes were pre-selected using a Geographic Information System, based on elevation, latitude, watershed characteristics, land cover and accessibility (<1 km from a road). Lakes Inka and Muotka (unofficial names), with sufficient water depth to avoid sediment mixing in spring and fall, and without rocks at the bottom (which prevent sediment coring), were selected for sampling (Fig. 3.1). The selected lakes are a subset of those sampled by Lacand et al. (2023), located in forested areas and with sufficient sedimentation accumulations to allow for charcoal, geophysical and geochemical analyses.

Sediment sequences from Lakes Inka and Muotka were extracted with a Russian corer. The first few centimeters of sediments below the water-sediment interface were too liquid for geophysical and geochemical analyses, and were not included in this study. For both lakes, a master core was constructed from two overlapping 1 m-long sections and one 0.5-m-long section. Sediments were wrapped in plastic, stored in PVC tubes and kept in cold conditions (4°C) until analyses.

3.4.3 Lakes catchment description

Lake Inka is located in a forest dominated by Scots pine (*Pinus sylvestris*) (Fig.3.1). The catchment is small with irregular contours and a 32-m height difference between lake level and the highest point in the catchment (Table 3.1). In addition to Scots pine, birch (*Betula pubescens*) is found in humid and flat areas (Fig.3.2.A; Table 3.1). The understory vegetation is mainly dominated by shrubs (*Calluna vulgaris*, *Vaccinium vitis-idaea*, *Vaccinium myrtillus*, and *Empetrum hermaphroditum*), and the ground layer is mainly composed of mosses and lichens (*Pleurozium schreberi*, *Cladonia arbuscula*, and *Cladonia rangiferina*). The average thickness of the humus layer is 12 cm. Granitic blocks consisting of bedrock that has been fractured by physical weathering are scattered across the landscape (Fig.3.2 A; Table 3.1).

Lake Muotka is surrounded by a mixed pine-birch forest (Fig.3.1; Fig.2B). The catchment is much smaller than that of Lake Inka, with regular contours. Elevations do not exceed 8 m above lake level (Table 3.1). The understory vegetation is dominated by dwarf birch (*Betula nana*) and other shrubs (*Empetrum nigrum*, *Rubus chamaemorus*, and *Vaccinium uliginosum*). Mosses and lichens compose the ground layer. The average thickness of the humus layer is 7 cm. Much of the shoreline is surrounded by glacial deposits of sand and gravel (Fig.3.2.B; Table 3.1).

Table 3.1 Characteristics of Lakes Inka and Muotka and their catchments.

	Inka	Muotka	
Latitude	68°98'10.59''N	69°24'70.57''N	
Longitude	26°98'60.35''E	26°81'12.91''E	
Elevation (m a.s.l)	154	214	
Lake surface (ha)	0.5	0.7	
Catchment surface (ha)	7.3	3.0	
Lake:catchment ratio	0.07	0.22	
Maximum water depth (m)	2.4	2.9	
Maximum slope in the catchment (%)	28.2	16.6	
Mean slope in the catchment (%)	4.7	4.2	
Vegetation type in the catchment	Pine forest	Mixed forest	pine-birch
Stand basal area (m ² /ha)			
- Pine	28.0	15.1	
- Birch	2.1	3.4	
Mean tree height (m)			
- Pine	10.3	6.7	
- Birch	8.3	5.8	
Dominant slope aspect	East	South-West	
O-horizon thickness (cm)	5-22	0.5-15	



Figure 3.2 A. *Pinus sylvestris* on the shore of Lake Inka. B. *Pinus sylvestris* and *Betula pubescens* on the shore of Lake Muotka, with sand in the foreground.

3.4.4 Bedrock and soil description

The bedrock of north-eastern Finland is composed of metamorphic rocks, mostly granite and gneiss (Kähkönen, 1996; Makkonen et al., 2017; Pulkkinen & Rissanen, 1997). The most common rock types are garnet cordierite-rich paragneiss, quartz-feldspar gneiss, quartz-diorite gneiss and hypersthene amphibolite (Nironen et al. 2016; Pulkkinen & Rissanen, 1997). Soluble elements in the soil are mainly aluminum (Al), calcium (Ca), potassium (P), iron (Fe), sulphur (S), phosphorus (P), nickel (Ni), silicon (Si), magnesium (Mg) and copper (Cu) (Makkonen et al., 2017; Pulkkinen & Rissanen, 1997). Other soluble elements might be present depending on bedrock composition, such as manganese (Mn), lead (Pb), titanium (Ti), rhodium (Rh), rubidium (Rb), zirconium (Zr) and zinc (Zn) (Mazukhina et al., 2017; Pulkkinen & Rissanen, 1997).

The bedrock is overlain by Quaternary and Holocene sediments (Kähkönen, 1996). Glacial deposits are primarily gravel and sand till with an average thickness of 5.8 meters (Kähkönen, 1996). The geochemical properties of the till coincide with those of the bedrock (Kähkönen, 1996).

The leaching of nutrients from the top of the glacial deposits led to the formation of poor podzol soils with incomplete decomposition of organic matter (Eronen et al., 1999b). The soil organic layer includes numerous exchangeable ions (K, Ca, Mn, Fe, S, Al, Na, Mg, and P) from decomposed plant debris, and humic substances (Äyräs & Kashulina, 2000; Reimann et al., 2000). The uppermost organic layer is strongly influenced by precipitation, atmospheric influx and marine aerosol inputs and has an important capacity to accumulate pollutants (Ni, Cu, S, Fe, and Pb) (Äyräs & Kashulina, 2000; Reimann et al., 2000). Despite complex exchanges between the organic soil horizon and the biosphere and atmosphere, the chemical composition of the organic horizon mainly reflects the geochemical features of the geological background (Äyräs & Kashulina, 2000; Reimann et al., 2000).

3.4.5 Age-depth models

Radiocarbon dates by accelerator mass spectrometry were obtained from bulk gyttja because of lack of plant macro-remains in the sediments (Table 3.2). The age-depth models were developed using the “Bachron” R package v.4.0.3 based on Bayesian statistical methods (Parnell et al., 2008; R Core Team, 2021) and dates were calibrated with the IntCal20 database (Reimer et al., 2020). Ages were interpolated at contiguous 0.5-cm depth intervals and all dates are expressed in calibrated years before present (cal yr BP).

Table 3.2 Radiocarbon dates from sediments sampled at Lakes Inka and Muotka.

Laboratory number (ID code)	Lake	Material	Pretreatment	Depth interval (cm)	Age (^{14}C yr BP)	Calibrated date (yr cal. BP)
ULA-10379	Inka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	25-26	2295 ± 15	2336
ULA-10378	Inka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	75-76	3830 ± 15	4202
ULA-10377	Inka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	113-114	4595 ± 15	5315
ULA-10376	Inka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	151.5-152.5	5840 ± 20	6659
ULA-10375	Inka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	191-192	7065 ± 20	7891
ULA-10374	Inka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	213-214	8225 ± 20	9198
ULA-10219	Muotka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	27-27.5	1865 ± 15	1772
ULA-10218	Muotka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	77-77.5	4630 ± 15	5421
ULA-10217	Muotka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	136-137	7730 ± 20	8497
ULA-10216	Muotka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	186-187	10410 ± 25	12292
ULA-10215	Muotka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	196-197	10960 ± 20	12860

3.4.6 Charcoal extraction

Macroscopic charcoal particles ($>160\mu\text{m}$) were extracted, counted and measured at 0.5 cm continuous intervals. Samples were prepared by submerging 1 cm^3 of sediment into a solution of 5% sodium hexametaphosphate ($\text{Na}_6\text{O}_{18}\text{P}_6$), 5%

potassium hydroxide (KOH) and 10% sodium hypochlorite (NaClO) smoothly shaken for 24h to facilitate deflocculation and bleaching of non-charred organic matter. Samples were then sifted using a 160 μm sieve, and macroscopic charcoal particles were manually sorted and photographed under a 20 \times stereo microscope equipped with a digital camera. Charcoal particles were counted and measured with the WinSEEDLE image analysis software (Regent Instruments Inc). Raw charcoal data (sum of area) were extracted from WinSEEDLE for statistical analyses.

3.4.7 Geophysical and geochemical measurements

The sediment cores were photographed then magnetic susceptibility (MS) was measured at 5 mm continuous intervals with a GEOTEK Multi Sensor Core Logger at the Chrono-environment Laboratory (CNRS - Université de Bourgogne Franche-Comté).

The relative contents of major elements were analyzed by X-Ray Fluorescence (XRF) at 5 mm continuous intervals on the surface of the sediment cores using an Avaatech Core Scanner at the EDYTEM Laboratory (CNRS-Université Savoie Mont-Blanc). The geochemical data were obtained with two different settings. The first run was performed at 10 kV at 0.175 mA for 10 s to detect lightweight elements (Al, Ca, K, Mg, Na, P, Ti, S and Si), and the second run was performed at 30 kV at 0.2 mA for 15 s to detect heavyweight elements (Br, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb, Rb, Sr, Zn and Zr) (Richter et al., 2006). Three replicates were measured every 10 cm to estimate the standard deviation. The XRF results are expressed hereafter as element intensities, expressed in counts per second (cps).

3.4.8 Fire and erosion events

Fire histories were reconstructed using the CharAnalysis 1.1 software, following Higuera's (2009) method (see <https://github.com/phiguera/CharAnalysis>). Total charcoal concentration ($\text{mm}^2 \cdot \text{cm}^{-3}$) was converted into charcoal accumulation rate (hereafter CHAR, $\text{mm}^2 \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$) using the sediment accumulation rates determined by the age-depth models. To remove bias induced by variations in

sedimentation rates and to compare fire histories between sites, we interpolated individual CHAR series ($CHAR_{int}$) using the median time resolution (17 years for Lake Inka and 33 years for Lake Muotka). The $CHAR_{int}$ series were then filtered by removing low-frequency signals corresponding to variations in charcoal production and sedimentation processes using a robust lowess with various time window widths (CHAR background; hereafter $C_{background}$), to obtain residual high frequency series ($CHAR_{peak}$; hereafter C_{peak}). Following Brossier et al. (2014), we used the signal-to-noise index to evaluate the effectiveness of the discrimination between fires.

C_{peak} series ($C_{int}-C_{background}$) were decomposed into two sub-populations, which are referred to as $CHAR_{noise}$ (hereafter C_{noise}), representing variability due to sediment sampling and naturally occurring noise, and $CHAR_{fire}$ (hereafter C_{fire}), representing significant charcoal peaks, using a Gaussian mixture model according to a locally defined threshold. To determine if the two populations were from the same distribution or not, a goodness-of-fit test was used. We used the 99.9th percentiles of the C_{noise} distribution as a threshold. Each C_{peak} that exceeded the threshold was considered a fire event occurring within 1 km around the lake.

Given the small sizes of the watersheds of Lakes Inka and Muotka (i.e. 7.3 and 2.4 ha; Table 3.1), some charcoal peaks likely reflected charcoal deposition from events having occurred outside the drainage basins. To identify fires that occurred within the watershed, we used the charcoal size distribution (CSD) method (Asselin & Payette, 2005). The geometric mean diameter of charcoal particles was estimated by calculating the square root of particle surface area as suggested by Clark and Hussey (1996). Then, particles were classified into five evenly spaced classes ranging from -0.9 to 0.1 log mm and a linear regression was calculated from the distribution of the proportion of charcoal particles within each size class. The two criteria used to determine if a fire occurred within a catchment were the regression slope (under the -1.77 threshold) and the presence of at least one large charcoal particle (> -0.3 log mm^2 ; i.e. > 0.252 mm^2) (Oris et al., 2014a).

We looked for erosion events coinciding with catchment fire events. Magnetic susceptibility (MS) was used as an indicator of mineral soil input. Following Dunnette et al. (2014) and Leys et al. (2016), MS peaks were identified using the same method as charcoal peak detection, with the CharAnalysis 1.1 software. Then, to test for the simultaneity of fire and erosion events, we used event coincidence analysis (ECA; Siegmund et al. 2017). Considering the median resolution (17 years for Lake Inka and 33 years for Lake Muotka), we looked for coincidences within the 34 years (i.e., 2 samples) before and after a catchment fire event for Lake Inka and 66 years (i.e., 2 samples) for Lake Muotka. We considered both the sediments before and after a catchment fire for the ECA, as mineral particles can be slightly translocated deeper, and there can be a short delay between fire and erosion. The ECA was conducted using the “CoinCalc” R package (Siegmund et al., 2017). All catchment fires identified by the CSD method and coinciding with a MS peak were considered high-severity and, conversely, catchment fires not corresponding with erosion events were considered low-severity.

To ensure the reliability of MS peak detection, we also used a geochemical proxy of soil erosion. Using the same techniques as for MS and charcoal records, we identified peaks in the Ca/Fe ratio. In the absence of endogenic marl, the Ca/Fe ratio is interpreted as an indicator of pedogenic input (mainly lithoclastic material from plagioclase) and considered as a chemical weathering proxy (Croudace & Rothwell, 2015; Koinig et al., 2003). This additional analysis is reported in supporting information.

3.4.9 Statistical analyses of geochemical signals

To evaluate the overall effect of high/low severity catchment fires on soil geochemistry, we used X-ray fluorescence (XRF) to measure 19 geochemical elements (Al, Br, Ca, Cu, Fe, K, Mg, Mn, Na, Ni, P, Pb, Rb, S, Si, Sr, Ti, Zn, and Zr) in the lake sediments. We then used superposed epoch analysis (SEA) to evaluate the average response to multiple events in a time series. Before conducting the SEA, the XRF series were interpolated to the median sample resolution (17

years for Lake Inka and 33 years for Lake Muotka) and residual series were obtained by removing low-frequency signals, following Dunnette et al.'s (2014) method. Then, the SEA was performed on samples where catchment fires were detected, as well as the two pre-fire and post-fire samples (representing 34 and 66 yr before/after fire at Lakes Inka and Muotka, respectively). The statistical significance of the mean series response to high severity fire events was tested using the Monte Carlo randomization method. The 0.5th, 2.5th, 97.5th, and 99.5th percentiles were extracted from the 5000 random composites to construct 95% and 99% confidence intervals. The superposed epoch analysis was conducted on both high and low severity catchment fire events in order to compare their respective effects on soil geochemistry. The analyses were conducted using the “dplr” R package (Bunn, 2008).

3.5 Results

3.5.1 Age-depth models

The oldest basal sediments were dated around 9,200 cal yr BP at Lake Inka and around 12,800 cal yr BP at Lake Muotka (Table 3.2). According to the Bayesian age-depth models, the mean sedimentation rate was 0.0267 cm·yr⁻¹ for Lake Inka, varying between 0.008 and 0.05 cm·yr⁻¹. For Lake Muotka, the sedimentation rate varied between 0.006 and 0.03 cm·yr⁻¹, with a mean of 0.0157 cm·yr⁻¹. The median sample resolution was 33 yr·0.5 cm⁻¹ for Lake Muotka (between 17 and 77 yr·0.5 cm⁻¹) and 17 yr·0.5 cm⁻¹ (comprised between 10 and 57 yr·0.5 cm⁻¹) for Lake Inka. Both age-depth models are rather linear and none shows anomalous sedimentation patterns (Appendice H).

3.5.2 Catchment fire histories

At Lake Inka, 39 fire events were detected in the sedimentary sequence using CharAnalysis (Fig.3.3). The maximum C_{int} (0.044 mm².cm⁻².yr⁻¹) was recorded at 6,333 cal yr BP (Fig.3.3.A). The highest peaks were mainly recorded between 8,237 and 4,344 cal yr BP, and only 10 of them were identified as catchment fire

events by the CSD method (Fig.3.3.B.). All detected catchment fire events were recorded between 8,424 and 5,619 cal yr BP.

At Lake Muotka, 41 fire events were detected in the sedimentary sequence using CharAnalysis (Fig.3.4). The maximum C_{int} ($0.061 \text{ mm}^2 \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$) was recorded at 11,705 cal yr BP (Fig.3.4.A.). Peaks of high magnitude were recorded all along the sedimentary sequence, between 12,497 and 1,607 cal yr BP. A total of 22 catchment fires were identified by the CSD method throughout the sequence (Fig.3.4.B.).

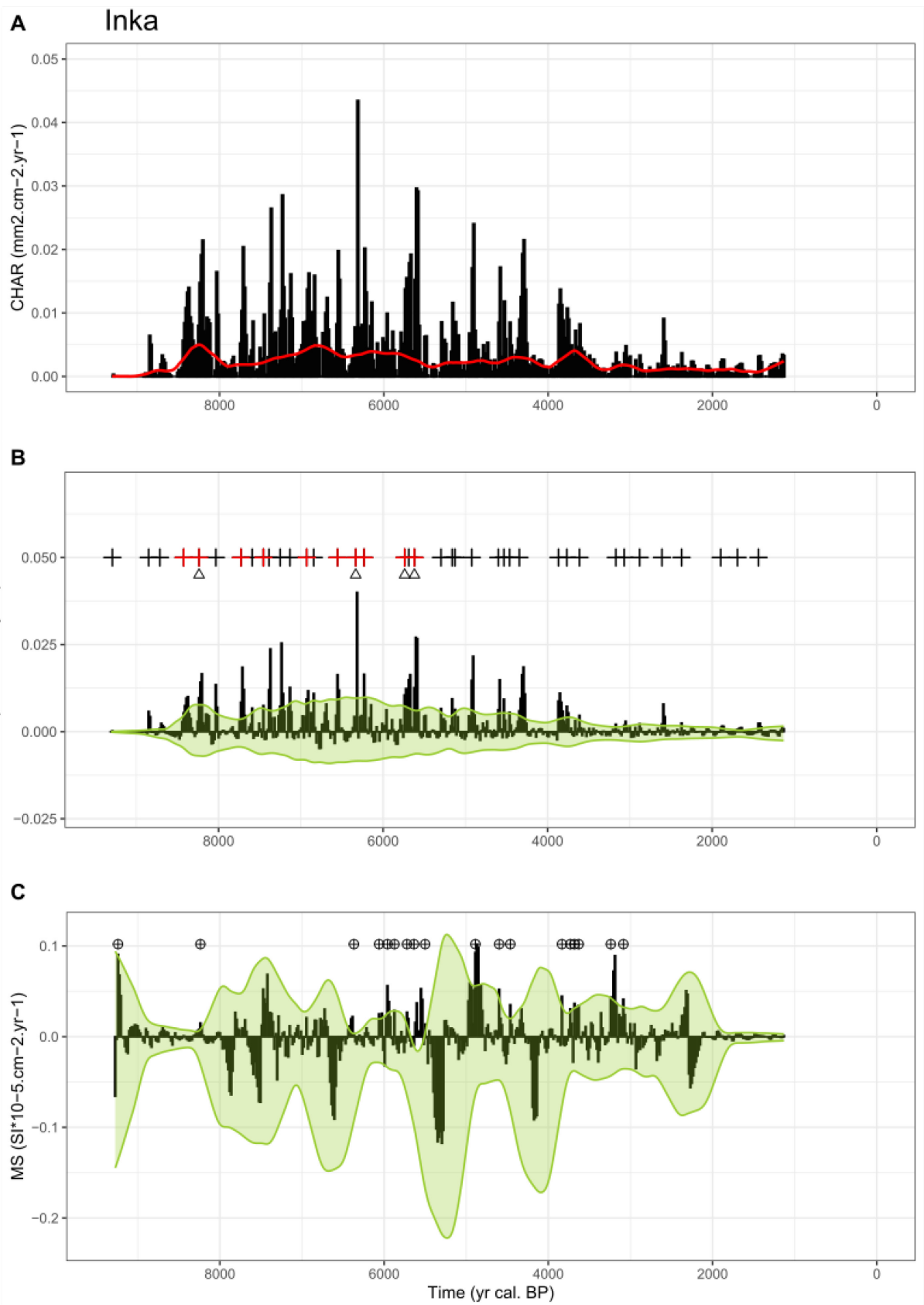


Figure 3.3 CharAnalysis outputs for Lake Inka. (A) Interpolated charcoal accumulation rate (C_{int} , black bars) and background trend ($C_{background}$, red line). (B) Charcoal peaks (C_{peak} , black bars) identified by removing $C_{background}$ from C_{int} . Threshold (green line) used to separate peaks from noise (C_{noise}). Black “+” symbols indicate charcoal peaks interpreted as regional fire events (C_{fire}). Red “+” symbols indicate catchment fire events detected with the CSD method. Triangles indicate catchment fire events coinciding with magnetic susceptibility (MS) peaks interpreted as high-severity catchment fire events. (C) MS peaks (MS_{peak} , black bars) identified by removing $MS_{background}$ from MS_{int} (not shown). Threshold (green line) used to separate peaks from noise (MS_{noise}). Black circled “+” symbols indicate MS peaks interpreted as erosion events (MS_{event}).

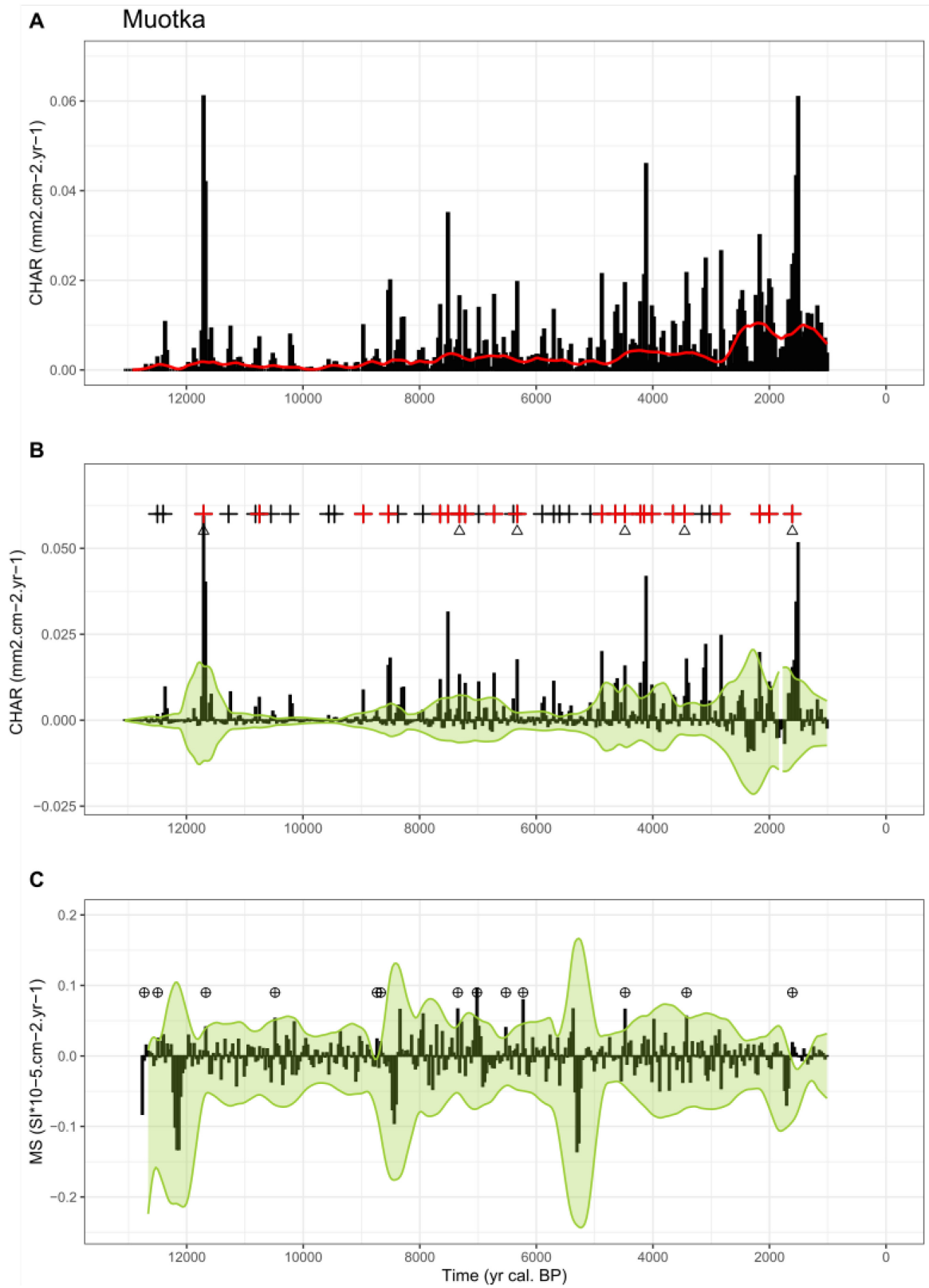


Figure 3.4 CharAnalysis outputs for Lake Muotka. (A) Interpolated charcoal accumulation rate (C_{int} , black bars) and background trend ($C_{background}$, red line). (B) Charcoal peaks (C_{peak} , black bars) identified by removing $C_{background}$ from C_{int} . Threshold (green line) used to separate peaks from noise (C_{noise}). Black “+” symbols indicate charcoal peaks interpreted as regional fire events (C_{fire}). Red “+” symbols indicate catchment fire events detected with the CSD method. Triangles indicate catchment fire events coinciding with magnetic susceptibility (MS) peaks interpreted as high severity catchment fire events. (C) MS peaks (MS_{peak} , black bars) identified by removing $MS_{background}$ from MS_{int} . Threshold (green line) used to separate peaks from noise (MS_{noise}). Black circled “+” symbols indicate MS peaks interpreted as erosion events (MS_{event}).

3.5.3 Fire-erosion coincidence

Magnetic susceptibility (MS) detected 18 erosion events at Lake Inka (Fig.3.3). MS peaks were recorded from 9,240 to 3,086 cal yr BP, with higher frequency between 6,367 and 3,086 cal yr BP (Fig.3.3.C.). Among the 10 catchment fire events detected by the CSD method, four coincide with an erosion event and are therefore considered high severity (Fig.3.3.B.; Appendice I). The six other catchment fire events are considered low severity (Fig.3.3.B.; Appendice I).

At Lake Muotka, MS detected 13 erosion events (Fig.3.4). MS peaks were recorded all along the sedimentary sequence, with higher frequency between 8,868 and 6,260 cal yr BP (Fig.3.4.C.). Among the 22 catchment fire events detected by the CSD method, six coincide with an erosion event and are therefore considered high severity (Fig.3.4.B.; Appendice J). The 16 other catchment fire events are considered low severity (Fig.3.4.B.; Appendice J).

At Lake Inka, all four of the catchment fire events coinciding with erosion events identified by MS also corresponded to a peak of the Ca/Fe ratio, also a proxy of erosion (Appendice K; Appendice M). At Lake Muotka, four of the six catchment fire events coinciding with erosion events identified by MS also corresponded to a peak of the Ca/Fe ratio (Appendice L; Appendice N).

3.5.4 Geochemical response to high-severity catchment fires

At Lake Inka, the concentrations of five elements (Al, Ca, K, Ni and Si) were significantly higher in samples where high-severity catchment fire events were detected (Fig.3.5). No significant change was recorded in the concentrations of the other elements in response to high-severity catchment fire events (Appendice O). In contrast, no significant geochemical response was observed in samples where low-severity catchment fire events were detected (Fig.3.5; Appendice O).

At Lake Muotka, the concentrations of six elements (Al, Ca, Cu, Mg, Ni and Si) were significantly higher in samples where high-severity catchment fire events were detected (Fig.3.6). Four of the responsive elements were the same as at Lake Inka (Al, Ca, Ni and Si). No significant change was recorded in the concentrations of the other elements in response to high-severity catchment fire events (Fig.3.6; Appendice P). Besides, no significant geochemical response was observed in samples where low-severity catchment fire events were detected (Fig.3.6; Appendice P).

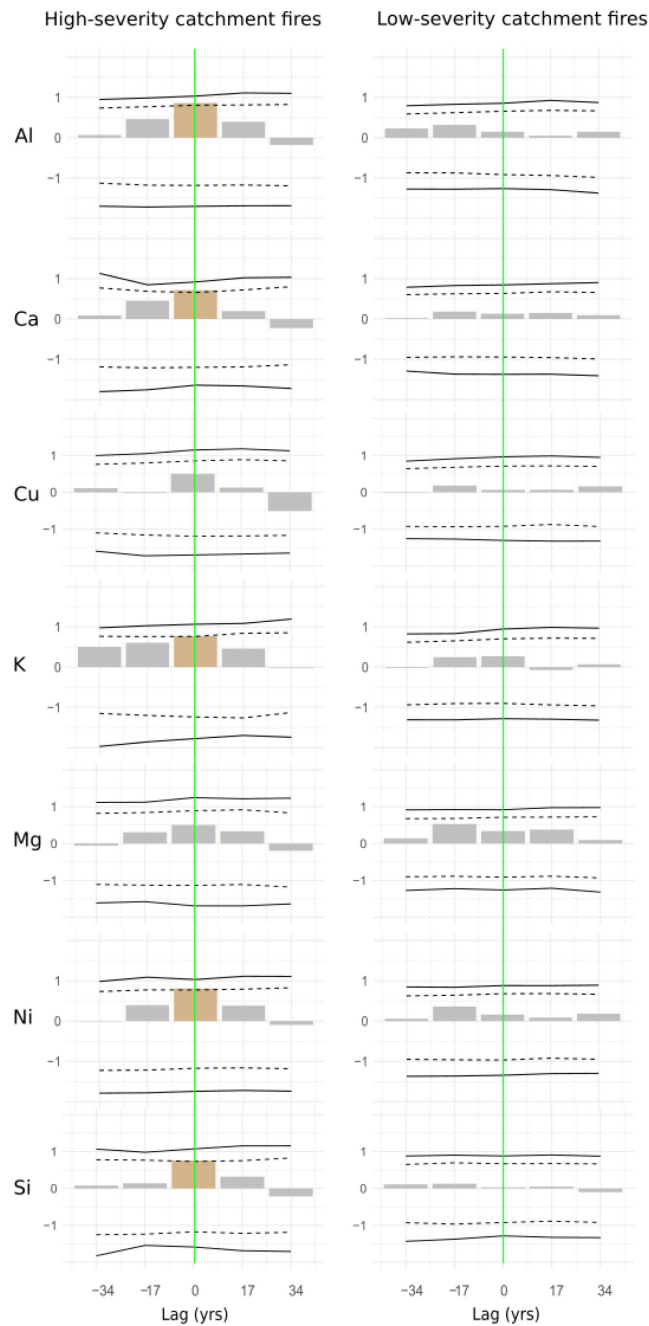


Figure 3.5 Superposed epoch analysis (SEA) for the four high-severity catchment fires and the six low-severity catchment fires at Lake Inka. Yellow bars are significantly positive anomalies from 500 year mean concentrations of Al, Ca, Cu, K, Ni, Mg, Ni, and Si. Composite residual response values (y-axis) before and after high-severity catchment fires (vertical solid green line) are shown. The solid and dashed black lines represent Monte Carlo-derived 99% and 95% confidence intervals, respectively.

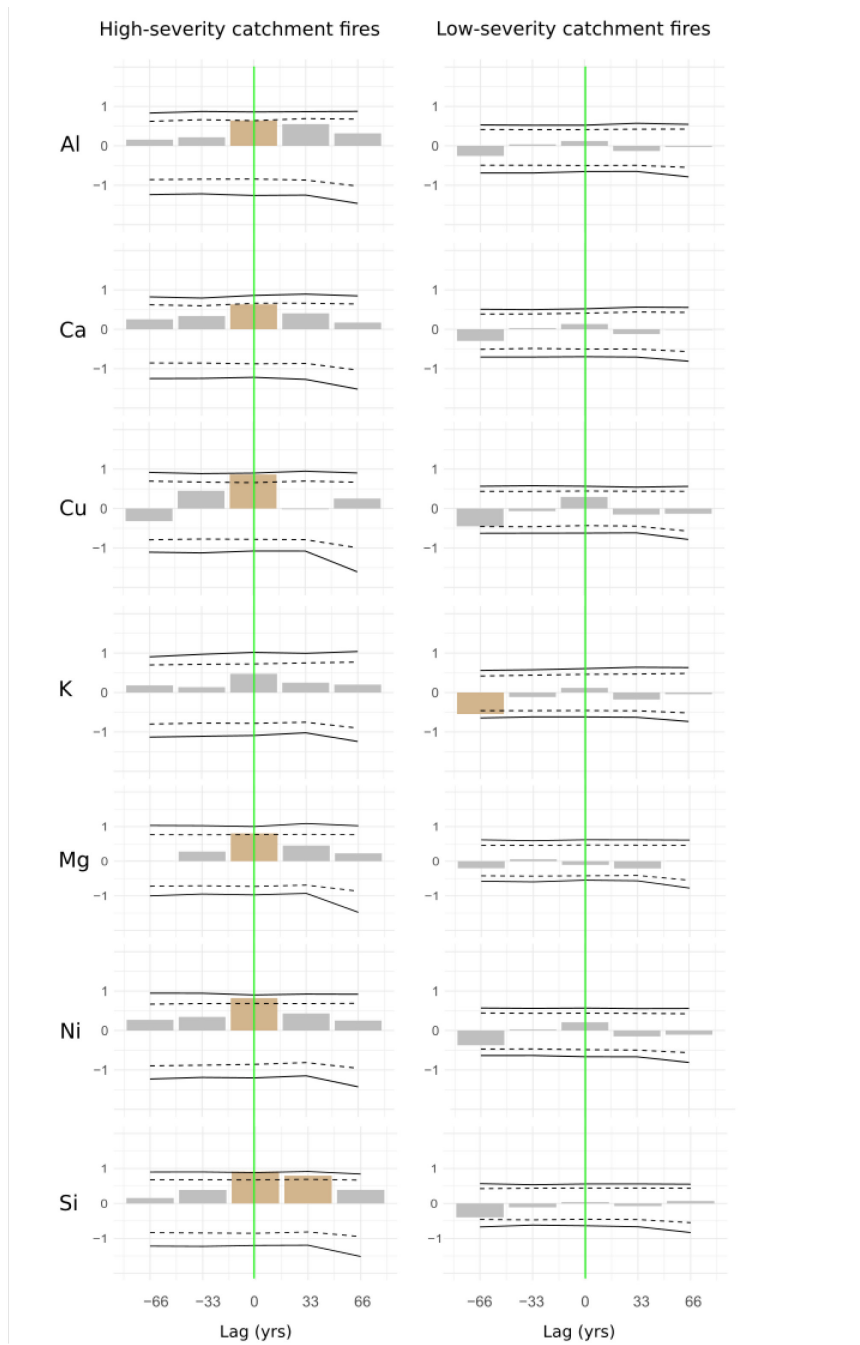


Figure 3.6 Superposed epoch analysis (SEA) for the six high-severity catchment fires and the 16 low-severity catchment fires at Lake Muotka. Yellow bars are significantly positive anomalies from 500 year mean concentrations of Al, Ca, Cu, K, Ni, Mg, Ni, and Si. Composite residual response values (y-axis) before and after high-severity catchment fires (vertical solid green line) are shown. The solid and dashed black lines represent Monte Carlo-derived 99% and 95% confidence intervals, respectively.

3.6 Discussion

3.6.1 Local fire histories

Individual catchment fire histories differed between Lakes Inka and Muotka, due to differences in vegetation composition and climate (Lacand et al., 2023). At Lake Inka, catchment fire events were only detected during the mid-Holocene, whereas at Lake Muotka, more catchment fire events were recorded during the late Holocene than the mid-Holocene. At Lake Inka, the absence of recorded catchment fire events after 6,231 cal yr BP corresponds to a decrease of biomass burned during the cool and wet late Holocene (Lacand et al., 2023). It does not necessarily mean, however, that the catchment was left unburned for millennia. It is rather possible that some of the regional fire events identified by CharAnalysis were in fact local low-severity surface fires whose signal was not picked up by the CSD method, as low-severity surface fires produce a higher proportion of small charcoal particles compared to crown fires (Conedera et al., 2009; Florescu et al., 2018; Glückler et al., 2021). The dynamics of Scots pine forests are indeed mostly driven by low-severity surface fires (Gromtsev, 2002; Rogers et al., 2015; Wallenius et al., 2010). At Lake Muotka, catchment fire events during the mid-Holocene correspond to a period of increased pine dominance (Molinari et al., 2020a; Seppä et al., 2009a). Counterintuitively, the cool and wet late Holocene was associated with increased biomass burning, which has tentatively been attributed to increased fuel availability (Lacand et al., 2023), as the higher proportion of birch in the landscape would have favored insect outbreaks causing an increase in deadwood abundance (Glückler et al., 2022; Nygaard et al., 2022; Tenow et al., 2004).

3.6.2 High-Severity Catchment Fires Cause Soil Erosion

Some of the fire events that occurred within the catchments of Lakes Inka and Muotka coincided with peaks in magnetic susceptibility and the Ca/Fe ratio, both proxies of mineral soil erosion (Carcaillet et al., 2006; Dunnette et al., 2014; Leys et al., 2016; Croudace & Rothwell, 2015). Fire events inducing soil erosion are considered high-severity, as they destroy the organic soil layer and expose the

mineral layer (Carcaillet et al., 2006; Certini, 2005). Mineral soil exposure increases surface runoff, deep percolation and chemical weathering, all processes leading to terrestrial exports to lake ecosystems (Bastianelli, 2018; Certini, 2005). High-severity fires are likely crown fires that occur episodically in Eurasian boreal forests during severe drought events (Remy et al., 2023; Rogers et al., 2015). Low-severity fires do not burn all of the organic soil layer, which limits subsequent erosion (Carcaillet et al., 2006).

Some erosion events identified by MS and Ca/Fe peaks, however, did not coincide with catchment fire events. Major flooding events have previously been recorded in the boreal zone (e.g. Asselin & Payette, 2006; Borgström et al., 1999; Jonasson & Nyberg, 1999), which led to massive inputs of sediments (organic and/or mineral) into lakes (e.g. Ali et al., 2008; Augustsson et al., 2013; Bonk et al., 2016). Hence, while soil erosion can be caused by high-severity fire events, soil erosion proxies cannot be used as proxies of fire occurrence, but must be used in combination with charcoal analysis.

3.6.3 Effects of High-Severity Catchment Fires on Soils

Our results show a significant increase in the concentrations of four elements (Al, Ca, Ni and Si) concomitantly with high-severity fire events in both studied lakes. Three other elements showed a significant increase, either in Lakes Inka (K) or Muotka (Cu and Mg). All the elements which showed increased concentrations following high-severity catchment fires are part of the crystal structure of bedrock minerals common in Fennoscandia (Kylander et al., 2018; Makkonen et al., 2017; Pulkkinen & Rissanen, 1997). While some elements (Ca and Si) can be of both autochthonous (from within the lake) and allochthonous (from outside) origin, such a significant increase would imply external supply (Dunette et al., 2014; Croudace & Rothwell, 2015).

Our results support previous studies having shown that common essential elements for plant growth (Ca, Cu, K, Mg), mainly contained in the upper layers of podzolic soils, are exported from the catchment ecosystem after high-severity fire events

(Bastianelli, 2018; Certini, 2005; Kylander et al., 2018; Leys et al., 2016). High-severity catchment fires can even affect deeper soil horizons where Al-Fe complexes accumulate (Bastianelli, 2018; Yuan et al., 1998). Indeed, aluminum (Al) concentration increased in the sediments of the studied lakes following high-severity fires, but not iron (Fe) concentration. Iron is quickly precipitated as an oxyhydroxide under acid conditions, unlike aluminum which remains soluble (Al-hydroxide) and can easily form a complex with organic matter or silicon (Si), facilitating transfer to lake systems (Bastianelli et al., 2017; Yuan et al., 1998).

The increase in Cu and Ni in lake sediments after high-severity catchment fires suggests that metals are naturally abundant in the soils (Abraham et al., 2017). Heavy metals are contained in bedrock rich in platinum-group elements (including platinum, palladium, rhodium, ruthenium, iridium, and osmium), copper and nickel (Kojonen et al., 2005; Konnunaho et al., 2015).

3.6.4 Implications for Post-Fire Ecological Dynamics

The loss of nutrients and base cations essential for plant growth consecutive to high-severity fire events can affect vegetation dynamics for several decades (Bastianelli, 2018; Certini, 2005; Dunnette et al., 2014; Kylander et al., 2018; Leys et al., 2016). Hydrophobic substances contained in the interlayers of top podzolic mineral horizons are decomposed under heat effect, thus promoting carbon and nutrient leakage, in turn slowing down the soil recovery process (Bill et al., 2023; Certini, 2005). Also, high-severity fires can cause pollution to both terrestrial and aquatic ecosystems by remobilizing heavy metals that have been sequestered in sediments and plant tissues (Alexakis, 2020; Manzetti, 2020; Moilanen et al., 2021; Rust et al. 2022). Hence, while the instantaneous supply of nutrients into lake systems could increase biotic productivity (Dunette et al., 2014; Kelly et al., 2006; Roiha et al., 2016), pollutants may counter that positive effect (Kelly et al., 2006; Rust et al., 2022;).

Low-severity catchment fires show no geochemical response in lake sediments, suggesting no transfers from the catchment. After low-severity surface fires, the

quality of the organic matter layer can momentarily increase due to higher concentrations of some nutrients (Ca, P, Mg, K, Fe, Mn, Cu, Zn) resulting from vegetation combustion (Bastianelli, 2018; Certini, 2005). As stand biomass productivity is strongly linked to soil dynamics and feedback interactions, changes in fire regimes could induce changes in successional trajectories (Asselin et al., 2006; Bastianelli, 2018; Hewitt et al., 2022).

3.7 Conclusion

Our combination of charcoal analysis with magnetic susceptibility and geochemical analyses provides insights into carbon dynamics in boreal ecosystems. We showed that soil erosion following high-severity wildfires in northern Finland releases carbon into aquatic systems which was previously stocked into organic soil layers. Moreover, as erosion also affects the mineral soil layers, it deeply affects post-fire ecosystem recovery. Hence, massive tree mortality and soil degradation following high-severity fire events can open the landscape for years and affect the carbon sequestration potential of boreal forest ecosystems. As soil organic matter constitutes an important carbon stock in boreal forests, high-severity fires may represent a net carbon source. Further investigations are needed to evaluate how climate change will affect high-severity fire occurrence, and to assess a possible feedback effect of high-severity fires on climate change in the boreal ecosystems of northern Fennoscandia.

3.8 Acknowledgements

We would like to express our appreciation to Anne-Lise Develle for help with geochemical analysis and to Sandrine Canal for help with macrocharcoal sample preparation. We would also like to thank Benoît Brossier and Heikki Seppä for their assistance with fieldwork. Marion Lacand received scholarships from the J.A DeSève Foundation and UQAT Foundation.

CHAPITRE IV
NORTHERN FINLAND WILDFIRE HISTORIES OVER THE PAST TWO
MILLENNIA: CLIMATIC AND HUMAN INFLUENCES.

Marion Lacand, Hugo Asselin, Tuomas Aakala, Benoît Brossier & Adam A. Ali

2023

Écoscience.

4.1 Abstract

In northern Fennoscandia, the respective effects of climate and human activities on long-term fire regimes are still under discussion. The Sami people was well established in the area as soon as the beginning of the Common Era (2000 years ago) and could have used prescribed fires to increase lichen productivity for reindeer pasture. Non-Indigenous settlers arrived in the 1600s and started using slash-and-burn agriculture. Then, active wildfire suppression prevailed over the last 200 years. We reconstructed fire histories over the last 2000 years in the watersheds of four lakes in northern Finland to test the hypothesis that the human effect on fire regimes would be less important than the climatic effect prior to the arrival of non-Indigenous settlers in the study area. Contrary to that expectation, we could not rule out a possible influence of Sami reindeer herders on fire regimes during the last two millennia, as some of our study sites showed fire regime trends opposite those that would have been expected under climatic influence only. Sami influence would have predated the arrival of non-Indigenous settlers by several centuries. The most effective anthropogenic influence on fire regimes in northern Finland was fire suppression during the past two centuries.

4.2 Résumé

Dans le nord de la Fennoscandie, les effets respectifs du climat et des activités humaines sur les régimes de feux à long terme font encore l'objet de discussions. Le peuple Sami était bien établi dans la région dès le début de l'ère commune (il y a 2000 ans) et aurait pu utiliser des feux dirigés pour augmenter la productivité des lichens pour le pâturage des rennes. Les populations non-autochtones sont arrivées dans les années 1600 et ont commencé à pratiquer l'agriculture sur brûlis. Ensuite, la suppression active des incendies de forêt a prévalu au cours des 200 dernières années. Nous avons reconstitué l'historique des incendies au cours des 2000 dernières années dans les bassins versants de quatre lacs du nord de la Finlande afin de tester l'hypothèse selon laquelle l'effet des activités humaines sur les régimes d'incendie aurait été moins important que l'effet du climat avant l'arrivée des populations non-autochtones dans la zone d'étude. Cette hypothèse doit être rejetée puisqu'il n'est pas possible d'exclure une possible influence des éleveurs de rennes Samis sur les régimes de feux au cours des deux derniers millénaires, car certains des sites d'étude ont montré des tendances de régime de feu opposées à celles qui étaient attendues sous la seule influence du climat. L'influence des Samis aurait précédé de plusieurs siècles l'arrivée des populations non-autochtones. L'influence anthropique la plus marquée sur les régimes de feux du nord de la Finlande a été la suppression des incendies au cours des deux derniers siècles.

4.3 Introduction

Long-term wildfire regime variations in northern Fennoscandia have been strongly influenced by climate variations (Aakala, 2018; Carcaillet et al., 2007; Drobyshev et al., 2014, 2016; Kuosmanen et al., 2018; Lacand et al., 2023; Remy et al., 2023). However, it was also suggested that the Sami people has been using prescribed fires since at least the second century CE (common era), i.e., when they started herding semi-domesticated reindeers (Hörnberg et al., 1999, 2018). Numerous Sami toponyms are based on the word *roavve*, which means “a place where forest fire has gone through” (Cogos et al., 2019), but it is not sure if the fires were of natural and/or human origin. Low- to medium-severity fires would have been useful to create/maintain spruce-lichen or pine-lichen woodlands in the landscape, as lichens are a major part of reindeer diet. Moreover, according to current reindeer herders, low-intensity fires can improve grass quality/quantity for summer pastures in birch woodlands (Cogos et al., 2021a). While fire use by low-density semi-nomadic human populations could have had effects at the local scale (Freschet et al., 2014; Hicks, 1993; Östlund et al., 2015; Staland et al., 2011; Kamerling et al., 2017; Hörnberg et al., 2018), long-term variations in fire regimes at the landscape scale do not show clear evidence of having been human-driven (Carcaillet et al., 2007; Kuosmanen et al., 2018; Molinari et al., 2020).

Numerous studies have suggested a recent (last 500 years) anthropogenic imprint on fire regimes in northern Fennoscandia (Aakala et al., 2018, 2023; Berglund & Kuuluvainen; 2021; Hörnberg et al., 2018; Lehtonen et al., 1996; Niklasson & Granström, 2000; Wallenius et al., 2010). Non-Indigenous settlers started using slash-and-burn agriculture in the 1600s, before shifting to active wildfire suppression and use of controlled burns in the last 200 years (Aakala, 2018; Aakala et al., 2018; Cogos et al., 2021a; Nahkiaisaja, 2006; Niklasson & Granström, 2000; Rolstad et al., 2017; Wallenius et al., 2010, 2011; Zackrisson, 1977).

While there is much evidence that human activities have affected fire regimes during the last few hundred years, it is more difficult to distinguish human and

climatic influences in the longer term. Here we reconstructed the fire regimes of the last two millennia in three different landscapes of northern Finland: birch (*Betula pubescens* subsp. *tortuosa*) woodlands, mixed pine (*Pinus sylvestris*)-birch forests, and pine dominated forests. We documented the spatial and temporal variability in fire regimes, in relation to climatic and demographic changes. We hypothesised that, given the low density of Sami populations before the contact with non-Indigenous settlers, the anthropogenic effect on fire regimes in the study area would be less important than the effect of climate (Aakala et al., 2023; Carcaillet et al., 2007; Kuosmanen et al., 2018; Molinari et al., 2020b).

4.4 Study area

The study was conducted in northern Finland, to the northwest of Lake Inari, in the Inari and Utjoski municipalities, between 68°N and 70°N and 25°E and 29°E (Fig. 4.1). The lowest point in the study area is Lake Inari, approximately 120 m above sea level (a.s.l.), and the highest point is about 580 m a.s.l. The average annual temperature, based on the last 60 years, is -0.5°C (11.5°C in summer). The average annual rainfall is 490 mm, including 230 mm during the growing season (mid-May to mid-September) (Finnish Meteorological Institute, 2022). The bedrock is mostly covered by a podzolized moraine layer resulting from the last glaciation (Geological Survey of Finland, 2022).

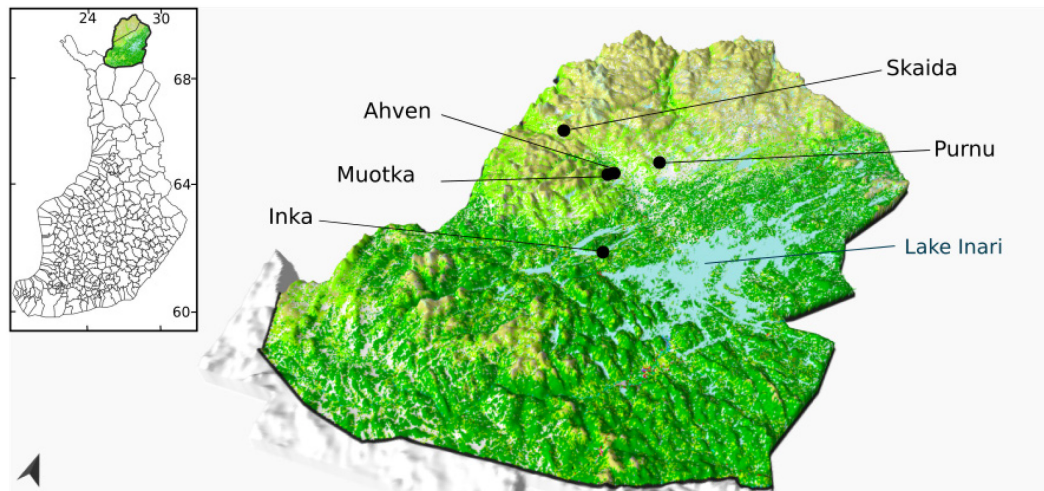


Figure 4.1 Digital elevation model (DEM) of the study area showing the locations of the sampled lakes. The DEM was produced with open-source raster data (10 x 10 m resolution) obtained from the National Land Survey of Finland (<https://www.maanmittauslaitos.fi/en/maps-and-spatial-data/expert-users/product-descriptions/elevation-model-10-m>). Dark green is coniferous forest, light green is mixed forest and yellow is deciduous woodland or shrubland. The vegetation data were obtained from the CORINE Land Cover 2018 open-source dataset (raster data; 20 x 20 m resolution) produced by the Finnish Environment Institute (<https://ckan.ymparisto.fi/dataset/%7B0B4B2FAC-ADF1-43A1-A829-70F02BF0C0E5%7D>).

4.4.1 Climatic context

In northern Finland, the late Holocene (last 4200 years) has been characterized by mostly cool and wet climates (Seppä et al., 2009b; Seppä & Birks, 2001; Walker et al., 2019a; Wastegård, 2022). Terrestrial climate reconstructions based on lake level reconstructions and on transfer functions from pollen, chironomids and diatoms showed wet, cool and variable (annual average temperature: -0.5 to $+0.5^{\circ}\text{C}$) climatic conditions (Drobyshev et al., 2016; Eronen et al., 1999a; Luoto et al., 2014; Magne, 2019; Seppä et al. 2004, 2009b; Sjögren, 2021). In the vicinity of Lake Inari, dendrochronological studies have provided July temperature reconstructions over the past millennium at an annual precision (Appendice Q; Eronen et al., 1999a; Helama et al., 2005, 2008, 2009b, 2013; Lindholm & Eronen, 2000; Zetterberg et al., 1995). Three warm periods have been defined over the last two millennia: the

Roman Warm Period (RWP; 500 BCE-400 CE), the Medieval Warm Period (MWP; 900-1300 CE), and the Twentieth-Century Warming (TCW) from the 1920s to the present (Drobyshev et al., 2016; Esper et al., 2014; Helama et al., 2009b, Wallenius et al., 2010; Wang et al., 2012). Two cold periods were also identified: the Dark Ages Cold Period (DACP) between 509 and 865 CE, and the Little Ice Age (LIA) between 1450 and 1850 CE (Helama et al., 2009a, 2009b, 2017; Lindholm & Eronen, 2000; Seppä et al. 2009b; Sjögren, 2021; Wallenius et al., 2010). These five climatic periods are well marked in Fennoscandia (Esper et al., 2014) and have also been identified elsewhere in northern Europe (Arppe et al., 2017; Ponomarenko, 2023) and in eastern North America (Delwaide et al., 2021). Analyses of diatom and cladoceran assemblages from lake sediments indicate high lake levels (and thus wet conditions) during the last two millennia (Eronen et al., 1999a), but to our knowledge no more precise precipitation reconstruction exists for the study area. Nevertheless, dendroclimatic summer precipitation reconstructions (using transfer functions) conducted further south show wetter conditions during the DACP and LIA and dryer conditions during the MWP and at the transition between LIA and TCW (Appendice R; Appendice S; Aakala et al., 2018; Helama et al., 2009a; Esper et al., 2014).

4.4.2 Demographic context

Following the retreat of the last ice sheet around 11,000 years ago, Indigenous people first settled the study area and practiced semi-nomadic activities such as hunting, gathering and reindeer herding (Austrheim & Eriksson, 2001; Granström and Niklasson 2008; Harlin et al., 2019; Josefsson et al., 2010b; Nahkiaisaja, 2006; Norstedt & Östlund, 2016; Suominen & Olofsson, 2000). For the Sami people, this subsistence strategy gradually evolved towards more intensive herding, but only reached its economic heyday between 1750 CE and 1850 CE, when their population density doubled (Bjørklund, 2013; Josefsson et al., 2010b; Kameling et al., 2017; Hicks, 1993; Renvall, 1919; Suominen & Olofsson, 2000). Concomitantly, permanent non-Indigenous settlements started to establish in the 1600s and gradually introduced agricultural, forestry, and mining activities to the area

(Nahkiaisoja, 2006; Renvall, 1919). Population density drastically increased between 1500 and the present (Fig. 4.2).

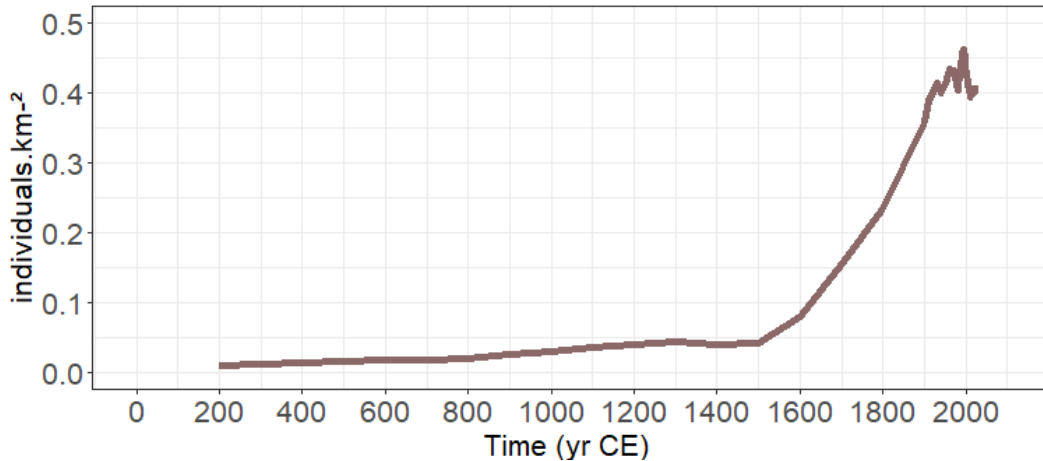


Figure 4.2 Historical estimates (from 200 to 1920 CE) and census data (from 1920 CE onward) of population density in the Inari municipality obtained from City Facts (<https://www.city-facts.com/inari/population>) and the Tilastokeskus database (https://pxdata.stat.fi/PxWeb/pxweb/en/StatFin/StatFintyokay/statfin_tyokay_pxt_115b.px).

4.5 Material and methods

4.5.1 Sampling design

Field sampling was carried out in summer 2021. Four sediment sequences were collected from Lakes Skaida, Purnu, Muotka and Inka (unofficial name) (Fig. 4.1). Lakes Skaida and Purnu are located in birch woodlands, with birch height and density being somewhat higher around Lake Purnu. Lake Muotka is located in a mixed pine-birch forest and Lake Inka is in a pine forest. Elevations of Lakes Skaida, Purnu, Muotka and Inka are respectively 318, 227, 214 and 154 m a.s.l.

Prior to fieldwork, several lakes were pre-selected using a Geographic Information System (QGIS 3.16.14) based on elevation, latitude, watershed characteristics, land cover and accessibility (<1 km from a road). Lakes with sufficient water depth to avoid sediment mixing in spring and fall were selected for sampling. Sediments

were sampled at the deepest point of each lake to avoid bioturbation and shore erosion. The water-sediment interface (ca. 30 cm) was collected using a Kajak-Brinkhurst (KB) gravity corer and subsampled in plastic bags at 0.5 cm resolution. Deeper sediments were extracted with a Russian corer and stored in PVC tubes. All sediments were kept in cold conditions (4°C) until analyses.

4.5.2 Chronologies

Chronologies were built for each lake sediment sequence using a combination of two dating methods. In order to get robust chronologies for the last 150 years, the first 10 to 20 cm of each core were dated by measuring ^{210}Pb and ^{137}Cs activity (Le Roux and Marshall, 2011) at contiguous 0.5-cm depth intervals. In order to obtain the ages, a constant rate of supply (CRS) model was applied (Appleby et al., 1979). Radiocarbon dates by accelerator mass spectrometry were mainly obtained from bulk gyttja because of lack of plant macro-remains in the sediments (Table 4.1). All age-depth models were developed using the “Bachron” R package v.4.0.3 based on Bayesian statistical methods (Parnell et al., 2008; R Core Team, 2021) and dates were calibrated with the IntCal20 database (Reimer et al., 2020). Ages were interpolated at contiguous 0.5 cm intervals.

Table 4.1 Radiocarbon dates (in calibrated years before present; cal. yr BP) from sediments sampled at Lakes Skaida, Purnu, Muotka and Inka.

Laboratory number (ID code)	Lake	Material	Pretreatment	Depth interval (cm)	Age (^{14}C yr BP)	Calibrated date (cal. yr BP)
ULA-10207	Skaida	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	14-15	1630 \pm 15	1518
ULA-10205	Skaida	Macror emains	HCL-NaOH-HCL	56-57	3685 \pm 15	4039
ULA-10204	Skaida	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	74-75	5420 \pm 15	6235
ULA-10203	Skaida	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	89-90	7325 \pm 15	8096
ULA-10202	Skaida	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	96-97	8350 \pm 20	9379
ULA-10340	Purnu	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	12-13	855 \pm 20	755
ULA-10339	Purnu	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	36-37	2600 \pm 15	2743
ULA-10338	Purnu	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	60-61	4320 \pm 15	4862
ULA-10337	Purnu	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	80-81	6790 \pm 20	7635
ULA-10336	Purnu	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	90-91	7495 \pm 20	83332
ULA-10219	Muotka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	27-27.5	1865 \pm 15	1772
ULA-10218	Muotka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	77-77.5	4630 \pm 15	5421
ULA-10217	Muotka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	136-137	7730 \pm 20	8497
ULA-10216	Muotka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	186-187	10410 \pm 25	12292
ULA-10215	Muotka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	196-197	10960 \pm 20	12860
ULA-10379	Inka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	25-26	2295 \pm 15	2336
ULA-10378	Inka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	75-76	3830 \pm 15	4202
ULA-10377	Inka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	113-114	4595 \pm 15	5315
ULA-10376	Inka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	151.5-152.5	5840 \pm 20	6659
ULA-10375	Inka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	191-192	7065 \pm 20	7891
ULA-10374	Inka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	213-214	8225 \pm 20	9198

4.5.3 Fire history reconstructions

Macroscopic charcoal particles ($>160\mu\text{m}$) were extracted, counted and measured at 0.5 cm continuous intervals. Samples were prepared by submerging 1 cm³ of sediment into a solution of 5% sodium hexametaphosphate ($\text{Na}_6\text{O}_{18}\text{P}_6$), 5% potassium hydroxide (KOH) and 10% sodium hypochlorite (NaClO) smoothly shaken for 24h to facilitate deflocculation and bleaching of non-charred organic matter. Samples were then sifted using a 160 μm sieve, and charcoal particles were manually sorted and photographed under a 20 \times stereo microscope equipped with a digital camera. Charcoal particles were counted and measured with the WinSEEDLE image analysis software (Regent Instruments Inc, 2016). Raw charcoal data (sum area) were extracted from WinSEEDLE for statistical analyses.

Fire histories were reconstructed using the CharAnalysis 1.1 software, following Higuera's (2009) method (<https://github.com/phiguera/CharAnalysis>) and using the R package 'paleofire' v. 1.2.3. (Ali et al., 2012; Blarquez et al., 2014). We concentrated our reconstruction on the last 2000 years, as finer climatic reconstructions are available for this period, providing a more precise background for interpretations of fire signals, and as it corresponds to firmly established Sami presence in the study area (Hansen & Olsen, 2014; Kent, 2018).

Total charcoal concentration ($\text{mm}^2\cdot\text{cm}^{-3}$) was converted into charcoal accumulation rate (hereafter CHAR, $\text{mm}^2\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$) using the sediment accumulation rate determined by the age-depth models. To remove biases induced by variations in sedimentation rates, we interpolated individual CHAR series (CHAR_{int}) using the median time resolution of each study section (Table 4.2). However, considering the important difference in sedimentation rate between the topmost loose sediments (interface; ca. 1850 CE-present) and deeper compact sediments (< 1850 CE) (Fig.4.3), we conducted two separate analyses using the median sedimentation rates calculated on topmost and deeper sediments in order to detect recent fire events with better accuracy (Brossier et al., 2014).

The CHAR_{int} series were filtered by removing low-frequency signals corresponding to variations in charcoal production and sedimentation processes using a robust lowess ($\text{CHAR}_{\text{background}}$; hereafter $C_{\text{background}}$) under various time window widths (Table 4.2), to obtain residual high frequency series ($\text{CHAR}_{\text{peak}}$; hereafter C_{peak}). Following Brossier et al. (2014), we used the signal-to-noise index to evaluate the effectiveness of the discrimination between fires. The C_{peak} series ($C_{\text{int}} - C_{\text{background}}$) were decomposed into two sub-populations, which are referred to as C_{noise} , representing variability due to sediment sampling and naturally occurring noise, and C_{fire} , representing significant charcoal peaks, using a Gaussian mixture model according to a locally defined threshold. To determine if the two populations were from the same distribution or not, a goodness-of-fit test (hereafter GOF) was performed. We used the 99.9th percentiles of the C_{noise} distribution as a threshold. Each C_{peak} that exceeded the threshold was considered a fire event.

To calculate fire frequency (hereafter FF), the number of fire events was summed over 500 years, centered on the sampled year. Then, the series was smoothed with a 500-year window using a lowess filter (Higuera, 2009). To estimate the biomass burned (hereafter BB) we pooled and smoothed (using a 500-year window) the CHAR_{int} series by (1) rescaling initial CHAR_{int} using min-max transformation, (2) homogenizing the variance using Box-Cox transformation, and (3) rescaling the values to Z-scores (Power et al., 2008). We assessed the significance of changes in BB by using a bootstrap procedure with 999 iterations (BCI; 90 %). All dates are expressed in years CE.

Table 4.2 Input parameters to the CharAnalysis software for fire regime reconstructions with charcoal analysis.

Study site		Skaida		Purnu		Muotka		Inka	
Run		Run_rus	Run_kb	Run_rus	Run_kb	Run_rus	Run_kb	Run_rus	Run_kb
Stage	Variab le								
Pre-treatment	Years analyzed	-	-	-	-	-	-	-	-
	71_20	94	94	50	50	01	01	13	13
	Median time resolution	55	20	42	8	54	5	30	17
Smoothing	Window width	500	500	500	500	300	300	500	500

Years analyzed (Zone Division): Years (cal. yr BP) defining the beginning and end of the analyzed record.

Median time resolution (yr interpolate): Number of years used to interpolate the records. Two different analyses were conducted, with the median resolution of the topmost sediments (run_kb) and with the median resolution of the more compact deeper sediments (run_rus).

Window width (Year): Number of years of the moving window used to smooth the records to estimate C_{back} .

4.6 Results and discussion

4.6.1 Sediment chronology

According to the Bayesian age-depth models (Fig. 4.3), the median sample resolution for the entire sediment sequences was respectively 40, 40, 46 and 29 yr per 0.5cm for Lakes Skaida, Purnu, Muotka and Inka over the last ca 2000 years. The age-depth models are rather linear, except for the topmost parts (4-12 cm), with less-compressed sediments providing a higher temporal resolution in the most recent part of the records (100-150 years) (Fig. 4.3).

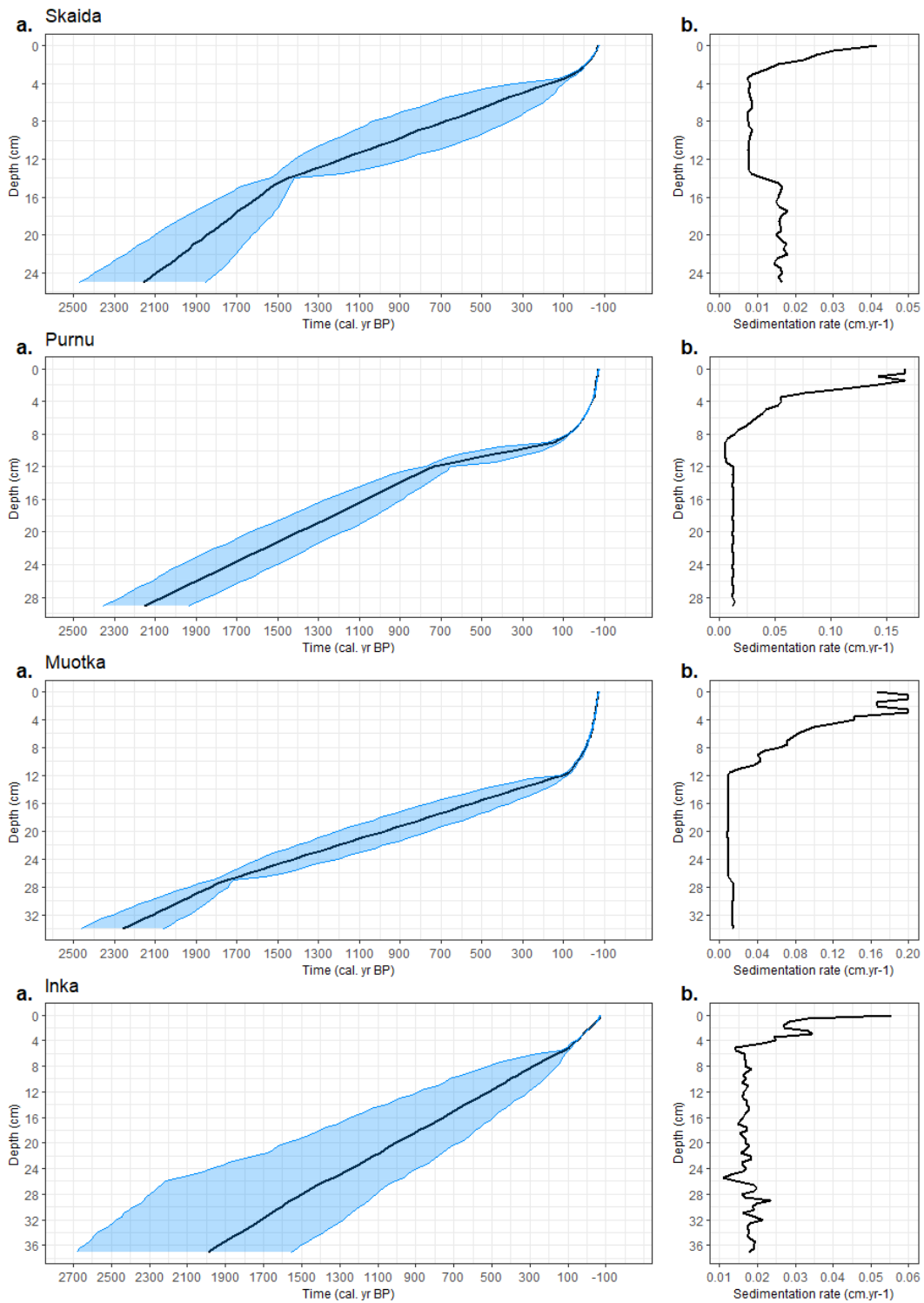


Figure 4.3 Age-depth models (a) for Lakes Skaida, Purnu, Muotka, and Inka for the studied period, with corresponding sedimentation rate (b).

4.6.2 Spatial variation in fire history

The charcoal analysis from Lakes Skaida, Purnu, Muotka and Inka indicated mean fire return intervals (mFRIs) of 481, 395, 284 and 277 years before 1850 CE. The mFRI decreased with increasing latitude/elevation due to differences in site conditions and vegetation composition (Aakala et al., 2018; Kullman, 2008b; Kuuluvainen & Aakala, 2011; Kuuluvainen et al., 2017; Lacand et al., 2023; Vajda, 2007; Wallenius et al., 2010). FRIs are longer in birch woodlands than in pine forests, with mixed forests having an intermediate value.

Charcoal concentrations are much lower in birch woodlands and pine forests compared to mixed forests (Figs. 4.4, 4.5). For birch woodlands, this can be explained by the fact that they have low fuel availability and are rather structured by insect outbreaks (Kuuluvainen et al., 2017; Nygaard et al., 2022; Tenow et al., 2007; Vindstad et al., 2019), whereas for pine forests, it is likely because they experience more low-severity surface fires than high-severity crown fires (Aakala et al., 2023; Berglund & Kuuluvainen; 2021; Gromtsev, 2002; Remy et al., 2023; Rogers et al., 2015). Mixed pine-birch forests are known to burn less often but more severely than pine forests (Zackrisson 1977; Pitkänen et al. 2003; Wallenius et al. 2004).

4.6.3 Temporal variations

At Lake Skaida, located in the birch woodlands, biomass burned (BB) and fire frequency (FF) show somewhat similar trends, with generally lower values during cold periods (DACP and LIA) and higher values during warm periods (RWP; MWP and TCW) (Fig. 4.4). The fire regime at Lake Skaida thus appeared to have been primarily driven by regional climate variations (top-down control; Aakala et al., 2018; Stivrins et al., 2019). From 1850 CE onward, two fire events (in 1861 and 1981) were detected and highest charcoal inputs (C_{raw}) were recorded at the end of the 19th century. This unprecedented increase in charcoal input occurred at the transition between the LIA and TCW and can hardly be explained by climate variation alone, suggesting a human influence. Then, from 1920 onward, charcoal

input markedly decreased, likely in response to fire suppression (Aakala, 2018; Wallenius et al., 2010, 2011). The recent decrease in charcoal input is not reflected in the BB and FF curves, as the 500-year moving window used for calculations falls outside the period covered by the data and must replicate the last 250 years of the sequence. Hence, the BB and FF curves should be interpreted with caution at both ends of the sequence.

At Lake Purnu, also located in the birch woodlands, BB and FF show somewhat similar trends such as at lake Skaida, but this time with higher values during the cold DACP than during the warmer RWP and MWP (Fig. 4.4), contrary to what would be expected if the fire regime had been under top-down climatic control (Fig. 4.4). Hence, before 1200 CE, the fire regime at Lake Purnu seemed to have responded to local factors such as topography, fire breaks, or human influence (Aakala, 2018; Clear et al., 2013; Niklasson & Granström 2000). From 1200 CE onward, BB and FF seem to realign with the climatic signal recorded at Lake Skaida, showing lower values during the LIA, rising back during the TCW. No fire was detected during the LIA and three fires were recorded just before and during the TCW (in 1885, 1941 and 2005). A marked rise in charcoal input (C_{raw}) occurred around 1850 CE, before decreasing from 1920 CE to the present, as observed at Lake Skaida.

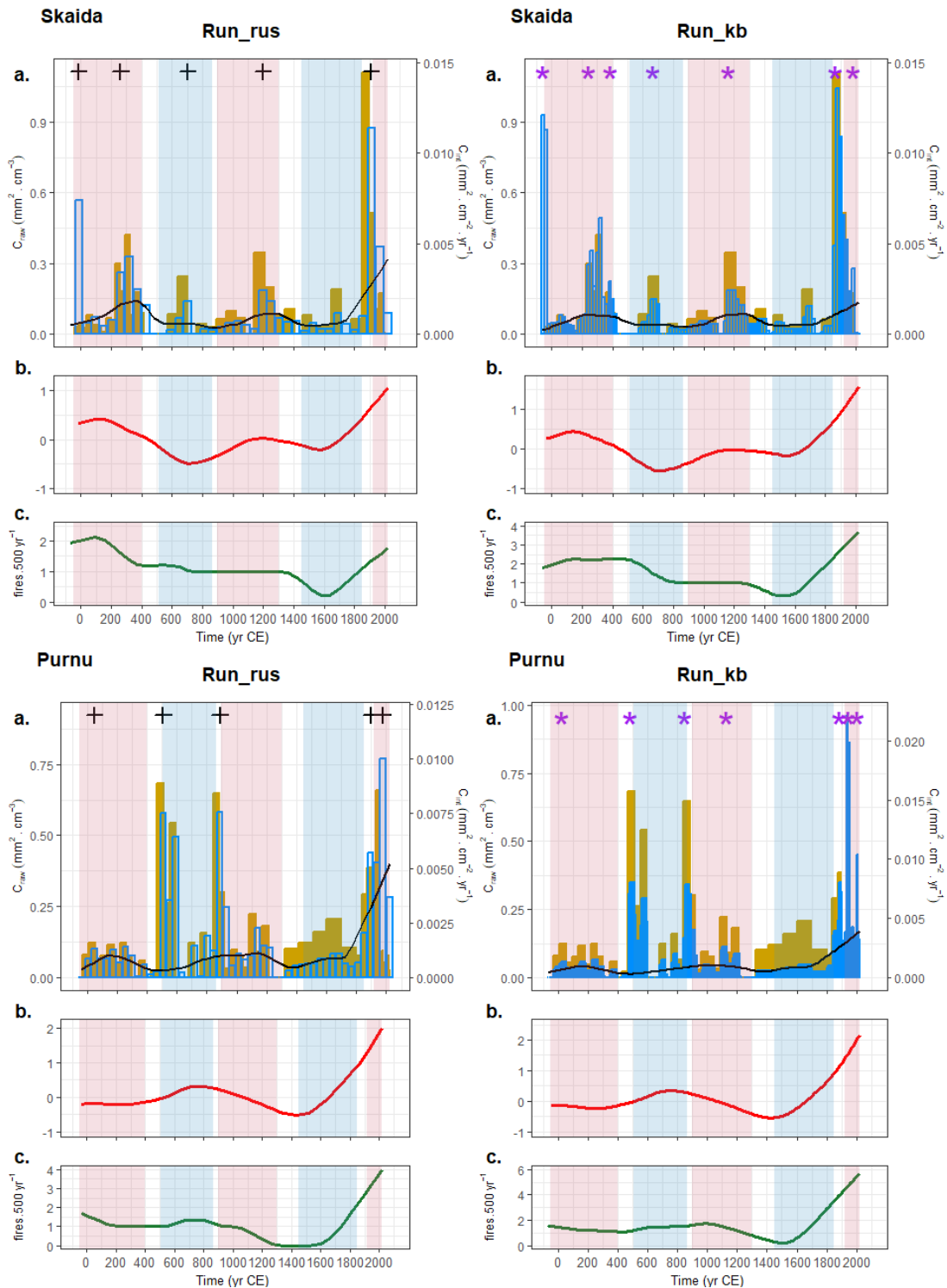


Figure 4.4 Charcoal concentration, influx, fire events, biomass burned, and fire frequency for Lakes Skaida and Purnu over the two past millennia. On the left-hand side, fire histories were reconstructed with the median sedimentation rate of older compacted sediments (< 1850 CE; “Run_rus”), and on the right-hand side with the

resolution of recent loose sediments (“Run_kb”; 1850 CE onward). Background shades represent warm periods in pink (RWP; MWP and TCW) and cold periods in blue (DACP and LIA). (a) Sample charcoal concentration (left ordinate; brown bars; $\text{mm}^2 \cdot \text{cm}^{-3}$) is shown against interpolated charcoal accumulation rate (right ordinate; blue bars; $\text{mm}^2 \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$) with low-frequency signal ($C_{\text{background}}$; black line; $\text{mm}^2 \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$). Fire events are symbolized by black + signs (Run_rus) and purple * signs (Run_kb). (b) Biomass burned (BB; unitless) calculated with the two sedimentation rates (red line). (c) Fire frequency (fires $\cdot 500 \text{ yr}^{-1}$) calculated with the two sedimentation rates (green line).

At lake Muotka, located in the mixed pine-birch forests, BB and FF showed the expected climatically-driven pattern during the first half of the record, with higher values during warm periods (RWP and MWP) and lower values during the cold DACP (Fig. 4.5). During the first half of the cold LIA, BB and FF values were relatively high, before FF decreased in the second half of the LIA and during the TCW. High fire activity during the first half of the LIA could be related to the marked increase in human population density and controlled fire use (Clear et al., 2013; Kuosmanen et al., 2018; Nahkiaisojä, 2006). It could also be due to increased birch mortality due to more frequent insect outbreaks (Forbes et al., 2019) providing more fuel and promoting higher severity fires, although insect outbreaks tend to be more severe in pure birch forests (Harr et al., 2021; Holtmeier and Broll, 2018; Nygaard et al., 2022; Vindstad et al., 2019). Finally, during the TCW, charcoal input (C_{raw}) decreased and a single fire event was detected in 1996.

At Lake Inka, located in the pine forests, BB increased gradually from the beginning of the sequence, reaching its highest values during the LIA, and then decreased to low values at present (Fig. 4.5). The FF trend was not as pronounced, but generally showed lower values during warm periods (RWP, MWP, TCW) and higher values during cold periods (DACP and, although less clearly, LIA). Hence, for most of the studied period, the fire regime was likely controlled more by local factors than by climate, as was the case for the earlier part of the record at Lake Purnu. Charcoal inputs (C_{raw}) at Lake Inka were much higher during the second half of the studied period, but contrary to what was recorded at Lake Muotka, the increase occurred as

early as 1200 CE, i.e. before the increase in human population density and without any significant change in vegetation composition (Seppä & Hammarlund, 2000). As was the case at Lake Muotka, BB and FF decreased markedly during the TCW.

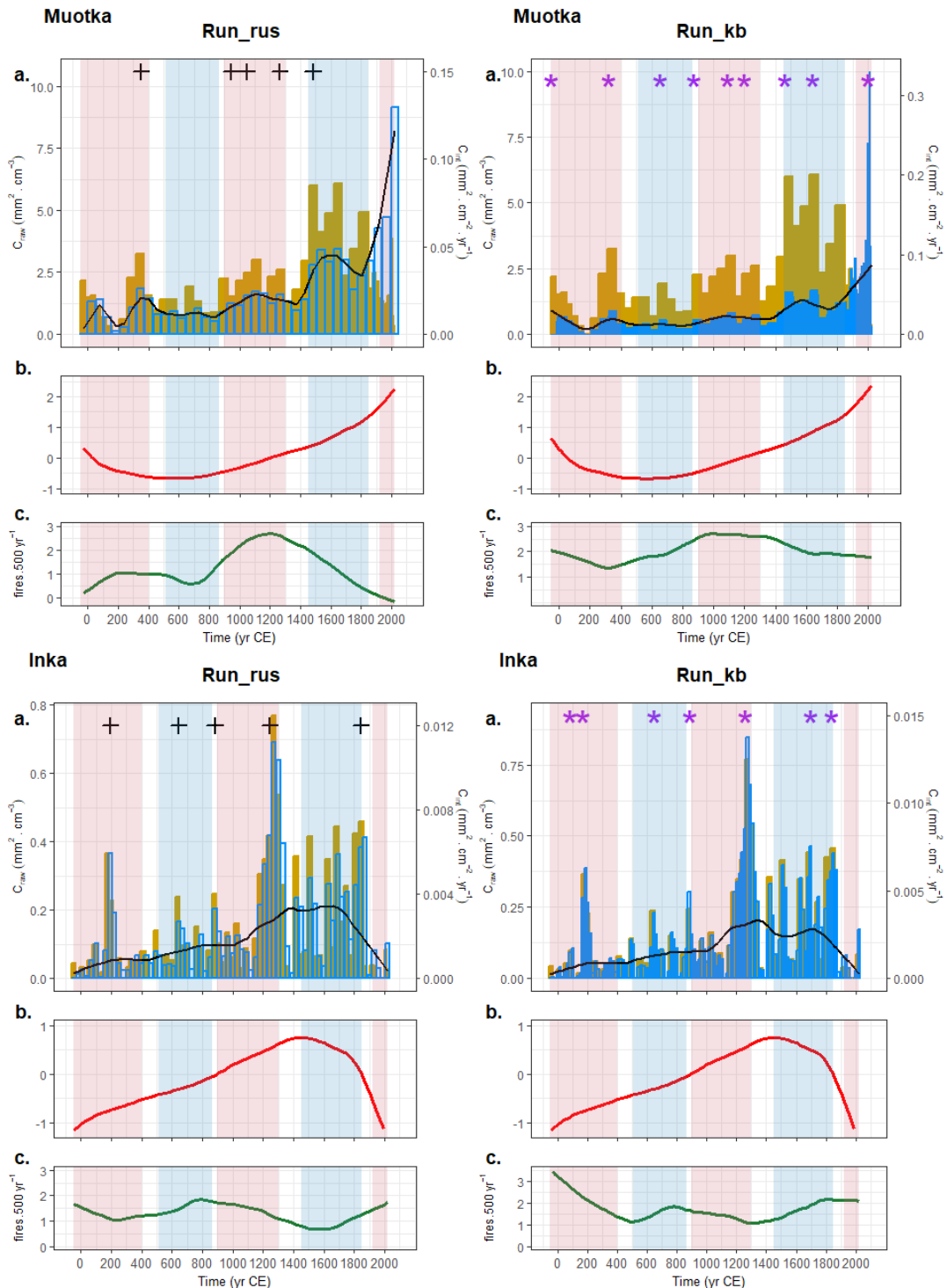


Figure 4.5 Charcoal concentration, influx, fire events, biomass burned, and fire frequency for Lakes Muotka and Purnu over the two past millennia. On the left-hand side, fire histories were reconstructed with the median sedimentation rate of older compacted sediments (< 1850 CE; “Run_rus”), and on the right-hand side with the resolution of recent loose sediments (“Run_kb”; 1850 CE onward).

Background shades represent warm periods in pink (RWP; MWP and TCW) and cold periods in blue (DACP and LIA). (a) Sample charcoal concentration (left ordinate; brown bars; $\text{mm}^2 \cdot \text{cm}^{-3}$) is shown against interpolated charcoal accumulation rate (right ordinate; blue bars; $\text{mm}^2 \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$) with low-frequency signal ($C_{\text{background}}$; black line; $\text{mm}^2 \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$). Fire events are symbolized by black + signs (Run_rus) and purple * signs (Run_kb). (b) Biomass burned (BB; unitless) calculated with the two sedimentation rates (red line). (c) Fire frequency (fires $\cdot 500 \text{ yr}^{-1}$) calculated with the two sedimentation rates (green line).

4.6.4 Human influence on fire regimes

Contrary to our hypothesis, we did not find a clear top-down, climate-only influence on fire regimes before the period of increased Sami population density and contact with non-Indigenous settlers (ca. 1500-1600 CE). While higher fire activity was expected during warm and dry periods, the opposite was observed at Lake Purnu from ca 1 to 1200 CE and at Lake Inka throughout the study period. None of these two watersheds has particular topographic features that could explain the counterintuitive fire regime (more fires during cold and wet periods). Hence, human influence cannot be ruled out, as Sami reindeer herders were already well established in northern Fennoscandia at the beginning of the study period (Hansen & Olsen, 2014; Kent et al., 2018). Moreover, before the fire suppression era (last 200 years), Sami herders used prescribed low-intensity fires to improve summer pasture conditions in birch woodlands (Cogos et al., 2021a). Furthermore, prescribed burns might have also been used by Sami herders in pine forests to increase ground lichen abundance. Indeed, they used these environments during the winter, when reindeer browsed on ground lichens below the snow cover and on epiphytic lichens hanging from tree branches (Josefsson et al., 2010a). The fact that the fire regimes at some sites (Skaida and Muotka) were under regional climatic influence could indicate spatial variability in land use.

A marked increase in charcoal input was recorded at Lake Muotka at the beginning of the LIA (ca 1500 CE), concomitant with increased Sami population density and the arrival of non-Indigenous settlers in northern Finland (Aakala, 2018;

Nahkiaisaja, 2006; Niklasson & Granström 2000; Wallenius et al., 2010). No such pattern was recorded at Lakes Skaida and Purnu, likely because they were not interesting for non-Indigenous settlers as they are in subarctic environments near the treeline not well suited for agriculture. At Lake Inka, a marked increase in charcoal input was recorded too, but much earlier, toward the end of the MWP (ca 1200 CE), well before the arrival of non-Indigenous settlers. If it had been due to climate, the increase in fire activity would have happened even before, at the beginning of the MWP. A more likely explanation is that it reflects fire use by Sami herders.

Fire activity was detected in three of the studied watersheds (Skaida, Purnu, Inka) in the second half of the 19th century. At the time, fire ignitions by humans were common in Fennoscandia, as they were used by hunters (and by reindeer herders) to attract moose (or reindeer) into smoke, away from insect pests (Cogos, 2020, Parviainen, 1996a). Then, the most effective human effect on fire regimes in the study area was the introduction of the fire suppression policy, which occurred in 1890 in the vicinity of Lake Inari (Nahkiaisaja, 2006), and in the second half of the 19th century in northern Fennoscandia (Aakala, 2018; Aakala et al., 2018; Cogos et al., 2021a; Granström & Niklasson, 2008; Wallenius et al., 2010). Despite the fact that the TCW is a warm and dry period, very low charcoal inputs were recorded in all lakes from 1890 onward. Although some fires were recorded at Lakes Skaida, Purnu and Muotka, little charcoal was produced, likely because the fires were suppressed.

4.7 Conclusion

In northern Finland, the influence of semi-nomadic Sami reindeer herders on fire regimes during the last two millennia cannot be ruled out, as some of our study sites showed fire regime trends opposite those that would have been expected under strictly top-down regional climatic influence. As no particular site features can explain these differences between sites, human influence is the most likely explanation. Furthermore, putative Sami influence on fire regimes predated the

arrival of non-Indigenous settlers by several centuries. More research is needed to differentiate the respective effects of human activities and climate on the fire regimes of northern Fennoscandia over the last two millennia. Such studies would benefit from being conducted in areas where archaeological records are available. Techniques allowing to differentiate high-severity fires (most likely due to climate) from low-severity fires (from either climate or human origin) would also help clarifying fire histories (Lacand et al., under review). The most effective anthropogenic influence on fire regimes in northern Finland was during the fire suppression policy of the past two centuries.

CHAPITRE V

CONCLUSION

L'objectif général de cette thèse était de documenter l'histoire des feux du nord de la Finlande au cours de l'Holocène ainsi que leurs effets sur la structure des paysages. Dans le cadre de ces travaux, de nouveaux éclairages ont été apportés sur les variations de la fréquence et de la sévérité des feux en fonctions des différentes périodes climatiques et du type de végétation. La singularité de la dynamique des forêts boréales du nord de l'Europe influencée par de multiples facteurs de contrôle nous permet d'approfondir nos connaissances sur les régimes de feux des écosystèmes boréaux en réponse au changement climatique.

Cette thèse s'est articulée autour de trois grands axes : (1) l'étude de la spatialité des variations des régimes de feux enregistrés à l'échelle régionale le long d'un gradient latitudinal/altitudinal, (2) l'exploration de l'effet des feux sur la dynamique des sols et leurs propriétés géochimiques, et (3) l'analyse des régimes de feux récents dans un contexte d'utilisation du territoire et de transformations socio-économiques.

5.1 Effet des feux sur la structure des paysages au nord de la Finlande

La reconstitution des régimes de feux régionaux au cours de l'Holocène (Chapitre II) nous a permis d'établir que, selon le type de végétation, il existait des trajectoires différentes de régimes de feux en réponse aux variations climatiques au cours du temps. Ainsi, des pistes peuvent être envisagées quant aux effets des incendies sur la structuration de la mosaïque paysagère de la région du lac Inari. À l'échelle régionale, les effets des feux sur la structure des peuplements forestiers peuvent être décrits selon quatre grands types de végétation : (1) la forêt ouverte de bouleau de montagne de haute latitude/altitude, (2) la forêt de transition mixte pin-bouleau de

moyenne latitude/altitude, (3) la forêt dominée par les pins de basses latitudes/altitudes et (4) la forêt mixte pin-épicéa aux latitudes/altitudes située au sud-est de la zone d'étude.

5.1.1 Les forêts ouvertes de bouleau de montagne

Dans les forêts ouvertes de bouleau de montagne (*Betula pubescens* subsp. *tortuosa*) situées près de la limite des arbres, les feux sont rares (Chapitre II) et ne constituent pas le principal facteur de structuration (Forbes et al., 2019; Harr et al., 2021). Les principales perturbations sont les épidémies d'insectes et les événements extrêmes tels que la sécheresse ou les avalanches (Harr et al., 2021; Holtmeier et Broll, 2018; Vindstad et al., 2019). Néanmoins, l'augmentation de bois mort à la suite d'une épidémie ou d'un épisode de sécheresse constitue une source de combustible susceptible de favoriser le déclenchement et la propagation des feux (Fig.5.1.; Forbes et al., 2019; Harr et al., 2021; Holtmeier et Broll, 2018). Suite à une première perturbation, des feux de forte sévérité dans les forêts ouvertes de bouleau de montagne peuvent causer l'érosion des sols, surtout dans les zones escarpées, et éventuellement faire basculer la dynamique environnementale vers une arbustaie, voire une lichénaie durant plusieurs dizaines d'années (Cogos, 2020; Holtmeier et Broll, 2018). Les bouleaux de montagne ayant un taux de croissance faible, le rétablissement de la succession naturelle est un processus lent (Harr et al., 2021; Holtmeier et Broll, 2018). Le risque d'incendie sévère dans les forêts de bouleau de montagne est d'autant plus grand durant les périodes d'instabilité climatique telles qu'enregistrées durant la seconde partie de l'Holocène supérieur (2500 ans cal. BP à aujourd'hui) (Chapitre II; Chapitre IV). En effet, les événements climatiques extrêmes sont susceptibles d'induire des sécheresses, des épidémies d'insectes et des tempêtes, produisant une grande quantité de bois mort (Chapitre II, Chapitre IV; Glückler et al., 2022; Holtmeier et Broll, 2019; Mäkelä et al., 2012; Jepsen et al., 2008; Venäläinen et al., 2020).

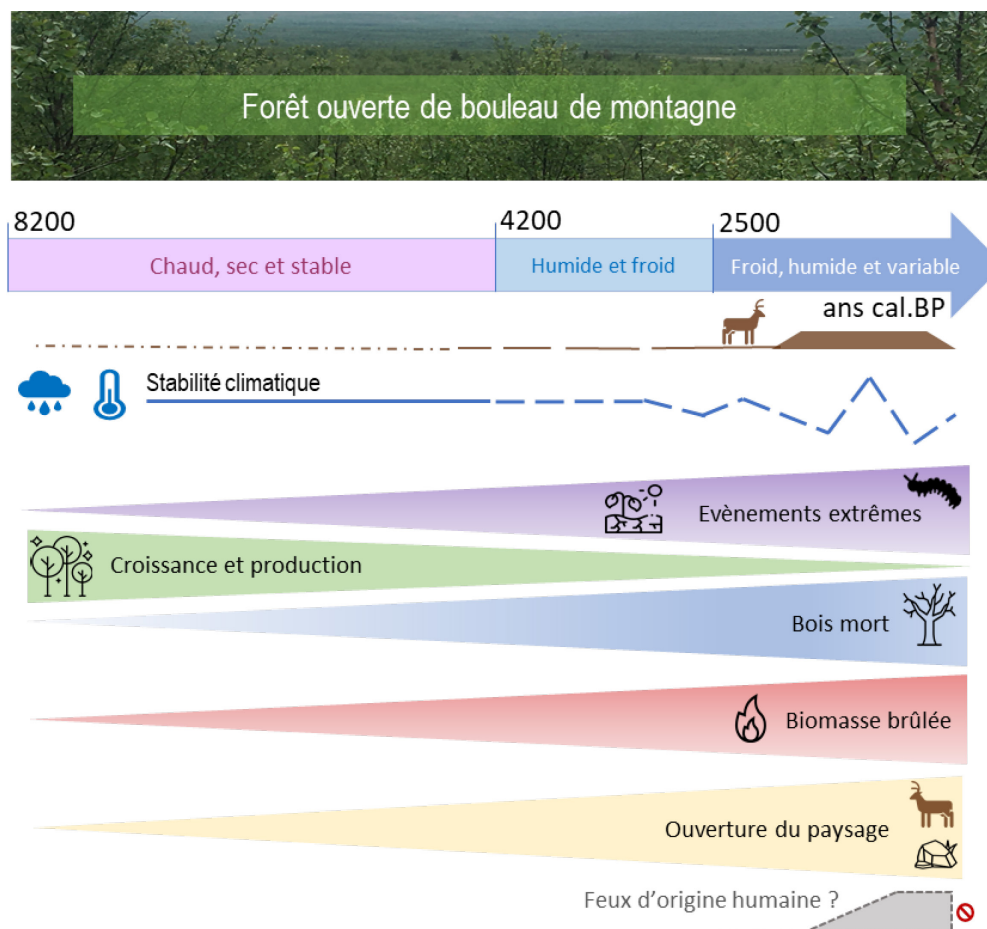


Figure 5.1 Schéma conceptuel de la dynamique des feux dans les forêts ouvertes de bouleau de montagne en fonction des conditions climatiques. En cas d'instabilité climatique, le nombre d'évènements extrêmes augmente, ce qui entraîne une augmentation du taux de mortalité des bouleaux. La plus grande quantité de bois mort disponible fournit du combustible permettant des feux de plus forte sévérité.

5.1.2 Les forêts dominées par le pin et les forêts mixtes pin-bouleau

Dans les forêts dominées par le pin sylvestre (*Pinus sylvestris*) situées en basse latitude/altitude, le feu est un facteur de structuration de l'âge des peuplements, de la dynamique du sous-bois et de la régénération (Aakala, 2018; Gromtsev, 2002; Wallenius et al., 2011). Dans le sous-bois des forêts de pin matures, le tapis de lichens se développe sur les sols secs, en présence de lumière et en l'absence de compétition, tandis que les mousses se développent dans les bois plutôt fermés et

maintiennent l'humidité dans le milieu (Kullman, 2001a). La dynamique des feux se résume le plus souvent à des feux de surface de faible sévérité qui permettent d'éliminer les espèces compétitrices aux lichens, d'assécher les sols, de maintenir le sous-bois ouvert et d'entretenir les espèces dépendantes du feu (végétation, champignons, insectes) (Fig.5.2.; Aakala, 2018; Kouki et al., 2012). Or, des évènements de feux plus sévères peuvent avoir lieu dans les forêts dominées par le pin (Mäkelä et al., 2012). L'intégralité des évènements de feux sévères identifiés dans la forêt de pin par les analyses du Chapitre III s'est produite sous les conditions climatiques chaudes et sèches de l'Holocène moyen (8200-4200 ans cal. BP). Cependant, la méthodologie utilisée dans le Chapitre III ne permet pas d'analyser les sédiments récents et il est admis que durant les épisodes d'instabilité climatique, sous des conditions néo-glaciaires, des feux de forte sévérité peuvent également avoir eu lieu (Remy et al., 2023). Ces feux de forte sévérité, interprétés comme des feux de cime, induisent des évènements d'érosion et de déplétion des sols pouvant entraîner d'importantes perturbations dans la structure des podzols et la succession écologique (Chapitre III). L'appauvrissement de la couche organique du sol associé à une déstabilisation mécanique des strates minérales superficielles peut avoir des conséquences majeures et prolongées sur la dynamique forestière (Bill et al., 2023). Généralement, la destruction partielle ou totale de la forêt de pin suite à un feu sévère amorce une régénération massive de pins, impliquant la formation d'un peuplement équien (Gromtsev, 2002).

Dans les forêts de transitions mixtes pin-bouleau (*Pinus sylvestris*- *Betula pubescens* subsp. *tortuosa*), les régimes de feux présentent à la fois des caractéristiques de la dynamique des forêts de pin et des caractéristiques de la dynamique des forêts ouvertes de bouleau de montagne (Figs.5.1, 5.2). La fréquence des feux augmente en fonction de la proportion de pin dans le peuplement forestier (Chapitre II). Les conditions chaudes et sèches, comme durant l'Holocène moyen, favorisent l'expansion du pin vers le nord et les hautes altitudes (Carcaillet et al., 2012; Helama et al., 2004; Seppä & Hammarlung, 2000). En conséquence, la fréquence de feu augmente et entraîne une boucle de rétroaction qui maintient le

pin dans le paysage. Au contraire, sous des conditions froides et humides comme durant l'Holocène supérieur (4200 ans cal. BP à aujourd'hui), les feux sont moins fréquents et les pins se retirent vers les plus basses latitudes/altitudes (Seppä & Hammarlung, 2000). Ainsi, la quantité de biomasse brûlée augmente au cours de l'Holocène supérieur avec la proportion de bouleau de montagne dans le peuplement forestier. De la même façon que dans les environnements de hautes latitudes/altitudes, l'augmentation des instabilités climatiques induit plus de bois mort (épidémies ou sécheresses) dans les peuplements de bouleau (Fig.5.1.; Forbes et al., 2019; Harr et al., 2021; Holtmeier et Broll, 2018), ce qui constitue une source de combustible et assure la continuité verticale pour la propagation de feux de cime (Fig.5.2). Cette hypothèse est soutenue par les analyses menées dans le Chapitre III où des feux de forte sévérité (présumés des feux de cime) ont été enregistrés tout au cours de l'Holocène moyen et supérieur. Des feux de cime peuvent se produire à la fois sous des conditions chaudes et sèches lorsque le peuplement forestier est davantage dominé par les pins et sous des conditions froides et humides lorsque la proportion de pin diminue au profit des bouleaux (Fig.5.2; Chapitre III).

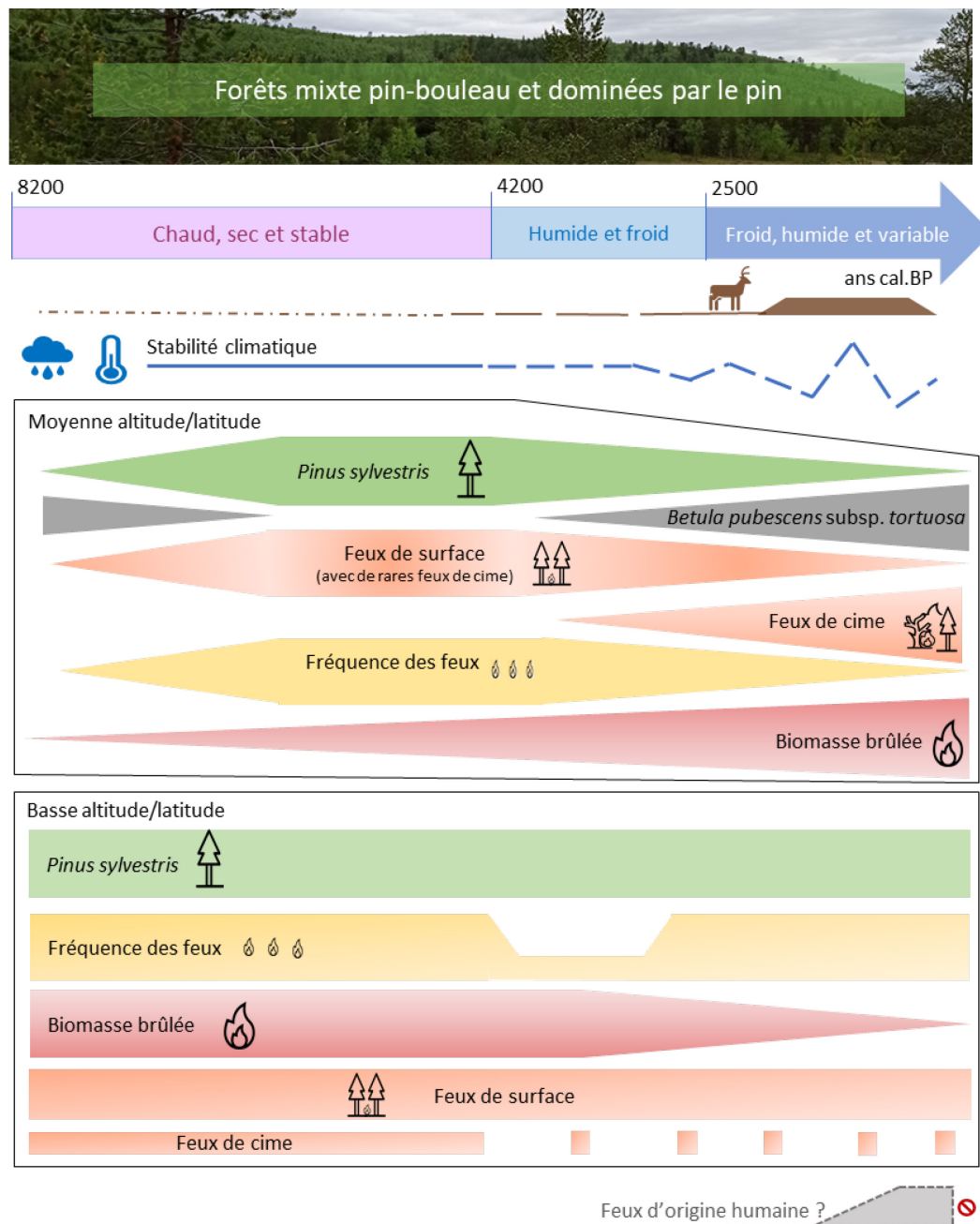


Figure 5.2 Schéma conceptuel de la dynamique des feux dans la forêt de transition mixte pin-bouleau de moyenne latitude/altitude et dans la forêt de pin de basse latitude/altitude. Dans la forêt de transition mixte pin-bouleau, le pin augmente sous un climat chaud, sec et stable induisant de fréquents feux de surface. À l'inverse, la proportion de pin diminue sous un climat froid et humide en faveur des bouleaux de montagne qui sont perturbés par des feux moins fréquents, mais de plus forte sévérité en cas d'instabilité climatique. Dans la forêt dominée par le pin, des feux de surface, plus ou moins étendus en fonction des conditions climatiques, brûlent généralement le sous-bois sans atteindre les cimes. Parfois, de rares feux de

couronne peuvent se produire dans les forêts de pin, particulièrement sous un climat chaud et sec, mais aussi sous des conditions d'instabilité climatique.

5.1.3 Les forêts dominées par l'épicéa et les forêts mixtes pin-épicéa

Dans la région d'Inari, l'épicéa (*Picea abies*) s'établit aux alentours de 6000-5000 ans cal. BP, mais ne s'étend qu'à partir du début de l'Holocène supérieur en réponse aux conditions plus froides et humides (Kullman, 1995b, 2001a, 2001b; Kuuluvainen et al., 2017; Remy et al., 2023). Dans les forêts dominées par les épicéas, les feux sont plus rares, car les épicéas maintiennent l'humidité du sous-bois grâce à leurs branches basses (Fig.5.3.; Remy et al., 2023). En l'absence de feu, la dynamique du peuplement se régénère indéfiniment par trouées (Gromtsev, 2002; Kuuluvainen et al., 2017). Cependant, le feu reste un agent de structuration majeur des forêts dominées par les épicéas puisque lorsqu'il est initié sous des conditions climatiques favorables (sècheresse intense), il peut se propager vers la canopée et entraîner la mortalité du peuplement forestier, suivi de l'établissement d'une nouvelle cohorte (Gromtsev, 2002). Suite à un feu de cime, le paysage est temporairement dominé par le bouleau (*Betula* spp.), puis par l'épicéa (Pitkänen et al., 2003; Remy et al., 2023).

Dans les forêts de conifères mixtes, le régime de feu joue un rôle déterminant dans la compétition entre les pins et les épicéas (Kuuluvainen et al., 2017; Gromtsev, 2002). En l'absence de feu, les épicéas (*Picea abies*) s'établissent dans le sous-bois des peuplements de pins (*Pinus sylvestris*) et finissent par dominer la structure forestière (Kuuluvainen et al., 2017; Gromtsev, 2002). Inversement, les feux de surface fréquents maintiennent le sous-bois ouvert, appauvrissent les sols et favorisent la régénération des pins (Chapitre III; Gromtsev, 2002).

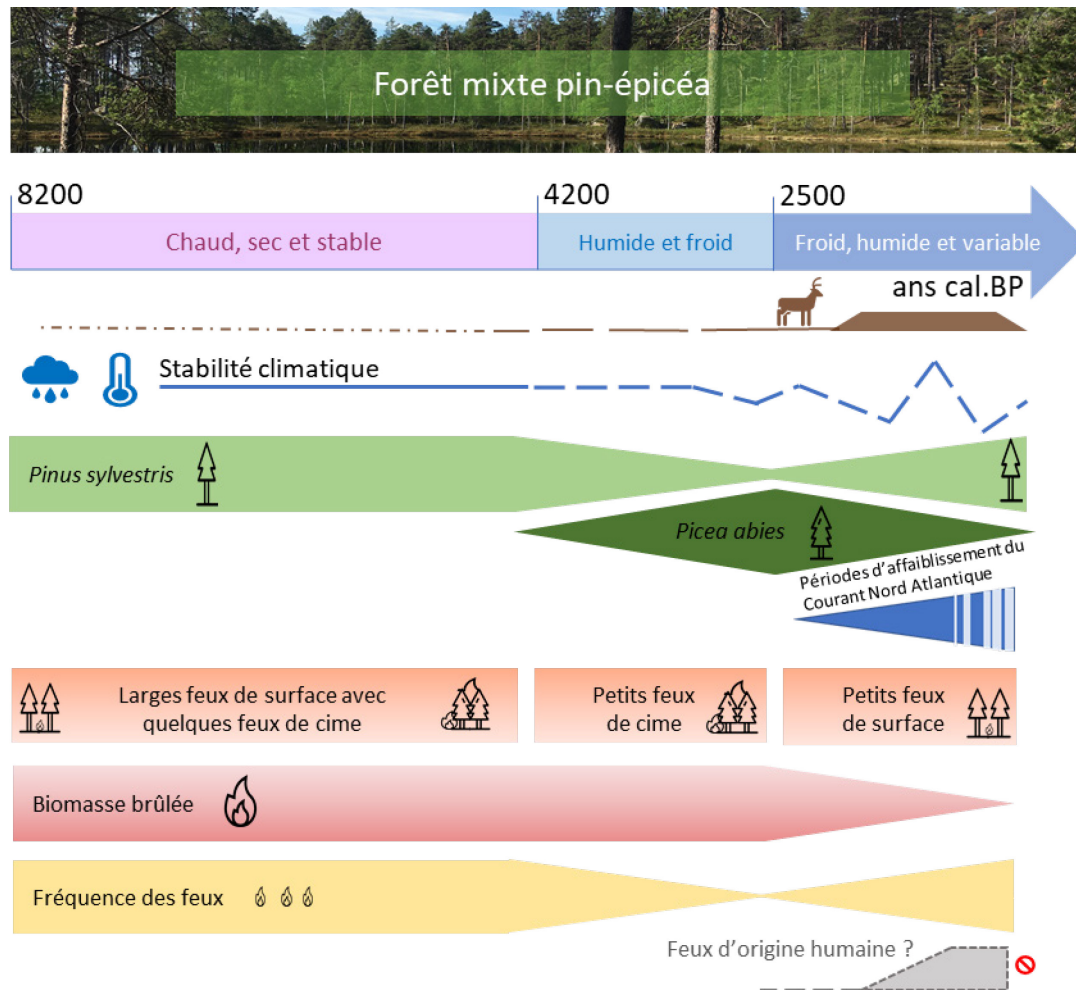


Figure 5.3 Schéma conceptuel de la dynamique des feux dans les forêts dominées par les conifères en fonction des conditions climatiques. Sous un climat plutôt chaud, sec et stable, les pins dominent et sont structurés par de larges et fréquents feux de surfaces. Sous un climat plutôt froid et humide, les épicéas dominent et sont structurés par de rares feux de cime. En période d'instabilité climatique, sous un climat froid et humide, l'augmentation des événements extrêmes accroît la fréquence des feux et limite l'établissement de l'épicéa au profit du pin.

Tout comme dans les forêts ouvertes de bouleau et mixtes pin-bouleau, les régimes de feux dans les peuplements de conifères dépendent de la stabilité climatique (Fig.5.3.). Sous des conditions climatiques stables telles qu'enregistrées au cours de l'Holocène moyen (chaudes et sèches; 8200-4200 ans cal. BP) et de première partie de l'Holocène supérieur (froides et humides; 4200-2500 ans cal. BP), la

dominance des peuplements forestiers, soit par le pin, soit par l'épicéa est entretenue par de larges feux de surfaces ou de petits feux de cime, respectivement (Chapitre II; Remy et al., 2023). Dans la région du lac Inari, les quantités de biomasse brûlées semblent plus importantes durant les longues périodes de stabilité climatique. L'équilibre de la dynamique environnementale pourrait conduire à l'homogénéisation du paysage, facilitant ainsi la conductance des feux. Au contraire, durant les périodes d'instabilité climatique telles qu'enregistrées au cours de la seconde partie de l'Holocène supérieur (2500 ans cal. BP à aujourd'hui), des anomalies de circulation et de pression atmosphériques entraînent une augmentation des événements extrêmes et de la fréquence d'allumage de feux (Carcaillet et al., 2007; Drobyshev et al., 2014; Drobyshev et al., 2016). L'affaiblissement ponctuel du Courant Nord Atlantique (CNA), d'ordinaire stabilisant l'humidité et les écarts de température intra-annuels, entraîne des épisodes froids caractérisés par une baisse des températures et des précipitations avec des hivers plus froids, des étés plus secs et davantage d'éclairs (Carcaillet et al., 2007; Eronen et al., 1999; Feurdean et al., 2022; Drobyshev et al., 2014; Drobyshev et al., 2016). Ainsi, au cours de la seconde partie de l'Holocène supérieur, des feux de cimes, limités par les conditions climatiques globalement froides et humides, peuvent être enregistrés (Carcaillet et al., 2007; Remy et al., 2023). Selon la fréquence des événements de feux, la dominance du couvert forestier oscille d'une espèce (*Pinus sylvestris*) à une autre (*Picea abies*) (Feurdean et al., 2022).

5.2 Effets anthropiques sur les régimes de feux au nord de la Finlande

Avant la seconde moitié de l'Holocène supérieur (~2500 ans cal. BP), l'influence humaine sur les régimes de feux des forêts boréales de la région d'Inari est limitée voire négligeable à l'échelle régionale. Les paysages du nord de la Finlande étaient principalement structurés par le climat et le type de végétation (Chapitre II; Aakala et al., 2023; Carcaillet et al., 2007; Kuosmanen et al., 2018; Molinari et al., 2020; Rautio et al. 2016). Cependant, il est possible que, compte tenu de la faible densité de population dans la zone d'étude (<1 personne/km²; Nahkiaisaja, 2006) et de leur

mode de vie semi-nomade (Kent et al., 2018), la faible intensité/fréquence du signal des feux d'origine humaine ait été masqué par le signal de feu régional à long terme.

À partir du milieu de l'Holocène supérieur, le peuple Sami était bien établi en Fennoscandie (Hansen et Olsen, 2014; Hörnberg et al., 1999, 2018; Kent et al., 2018). Avant l'arrivée des populations non-autochtones permanentes vers le XVII^e siècle, les Sami occupaient l'ensemble de la vallée et pratiquaient la transhumance des troupeaux entre les pâturages d'été et d'hiver. Les résultats obtenus dans la présente thèse concernant la période entre la seconde moitié de l'Holocène supérieur et le XVI^e siècle ne permettent pas de rejeter la possibilité d'utilisation du feu comme outil de modification des paysages par les populations Sami (Chapitre IV). Les régimes de feux enregistrés à trois des sites d'étude (forêt dominée par le pin et forêt ouverte de bouleau de montagne) montrent des variations asynchrones avec les conditions climatiques et semblent répondre à des facteurs de contrôle locaux (naturels ou anthropiques) avant l'arrivée des populations non-autochtones permanentes (Chapitre IV). Le décalage observé dans les régimes de feux enregistrés dans la forêt de pin et dans la forêt ouverte de bouleau de montagne alimente l'hypothèse d'une influence humaine ponctuelle locale sur les peuplements forestiers du nord de la Finlande (Cogos et al., 2019; 2021a; Niklasson et Granström 2000; Hörnberg et al. 2018). Les feux de faible sévérité dans les forêts de bouleau de montagne améliorent la qualité de l'herbe des pâturages d'été, tandis que les feux de faible sévérité dans les forêts de pin faciliteraient la restauration des tapis de lichens pâturés en hiver (Cogos et al., 2021a; Josefsson et al., 2010a). Aussi, selon les éleveurs de rennes actuels, les feux sévères dans les forêts ouvertes de bouleau de montagne permettraient d'acidifier et d'assécher les sols et seraient bénéfiques au développement de tapis de lichens jusqu'à ce que l'accumulation de matière organique n'enrichissent à nouveau les sols (Cogos, 2020).

Lors de l'établissement des populations non-autochtones permanentes dans la région d'Inari vers le XVII^e siècle, une double transformation socio-économique s'est opérée. Les populations non-autochtones permanentes ont introduit l'agriculture et la foresterie ainsi que les techniques de brûlis et d'aménagement

forestier (Nahkiaisola, 2006; Renvall, 1919). Conjointement, l'élevage de rennes s'est intensifié, la taille de la population Sami a doublé et le partage des terres avec la population non-autochtone a imposé peu à peu une transition des pratiques pastorales vers un pâturage à l'année, intensif et clôturé (Bjørklund, 2013; Josefsson et al., 2010b; Kamerling et al., 2017; Hicks, 1993; Renvall, 1919; Suominen & Olofsson, 2000). Les effets de cette transition socio-économique sur les paysages du nord de la région du lac Inari (Chapitre IV) semblent moins marqués que pour les sites situés plus au sud (Aakala, 2018; Alenius et al., 2013; Lehtonen et al., 1996; Molinari et al., 2020b; Niklasson et Granström 2000; Stivrins et al., 2019; Stivrins et al., 2017; Wallenius et al., 2002, 2010). Un seul site, situé dans la forêt mixte de pin-bouleau, présente une augmentation de l'activité des feux en concomitance avec l'établissement des populations non-autochtones permanentes (Chapitre IV). Les sites situés à l'étage subalpin/subarctique, représentant un potentiel trop faible pour l'agriculture, n'ont pas été exploités. Dans la forêt dominée par le pin, les effets de la transition socio-économique du XVII^e siècle sur les régimes de feux sont d'autant plus difficiles à interpréter qu'ils s'opèrent en concomitance avec la période froide du Petit Âge Glaciaire (PAG; Wastegård, 2022). En effet, l'activité des feux peut augmenter durant les périodes d'affaiblissement du CNA, tel que le PAG, où de petits feux de cime peuvent être enregistrés (Fig.5.3.; Drobyshev et al., 2016; Girardin et al. 2013; Remy et al., 2023). Pour cette raison, une augmentation simultanée du signal de feu d'origine anthropique serait difficile à distinguer du cycle de feu naturel.

Dès la seconde moitié du XIX^e siècle, les effets anthropiques sur les régimes de feux semblent se généraliser sur la zone d'étude (Chapitre IV). Une forte activité des feux enregistrée dans tous les sites étudiés témoigne d'une intensification progressive de l'utilisation du territoire. Au XIX^e siècle, des feux étaient allumés par les chasseurs (et par les éleveurs de rennes) pour attirer les orignaux (ou les rennes) dans la fumée, loin des insectes nuisibles (Cogos, 2020, Parviainen, 1996b). Aussi, les premiers recensements de superficies brûlées en Finlande suggèrent que de nombreux incendies répertoriés entre 1860 et 1920 étaient accidentels et

consécutifs à l'usage de feux de camp (Parviainen, 1996b). Néanmoins, il est important de souligner que la sylviculture exercée au nord-est de la Finlande durant cette période représente une perturbation anthropique de la structure des peuplements de conifères plus importante que l'allumage de feux accidentels ou volontaires (Aakala et al., 2023; Lehtonen et al., 2016; Venäläinen et al., 2020).

Enfin, l'influence anthropique la plus observable sur les régimes de feux de la région du lac Inari est la suppression des feux dès la fin du XIX^e siècle (Aakala, 2018; Aakala et al., 2018; Drobyshev et al., 2014; Lehtonen et al., 2016; Wallenius et al., 2010). Afin de protéger les ressources sylvicoles, la mesure de suppression des feux est effective dans la région d'Inari depuis 1890 (Nahkiaisoja, 2006). Les populations Sami n'ont pas eu de droit décisionnel quant à la mise en place de la politique de suppression des feux et ont dû s'y adapter (Cogos, 2020). Depuis plus d'un siècle, la fréquence des feux enregistrée dans les sédiments lacustres indique une diminution drastique de la biomasse brûlée dans la zone d'étude (Chapitre IV). Bien que certains feux continuent d'être accidentellement ou naturellement allumés sous les conditions chaudes et sèches du réchauffement actuel, ils sont rapidement contrôlés (Chapitre IV). De façon générale, la politique de lutte contre les incendies tend à dévier la dynamique naturelle des forêts de conifères mixtes et dominées par les pins en Finlande (Aakala et al., 2023; Hannon et al., 2021). L'allongement artificiel de l'intervalle de retour des feux facilite l'établissement de l'épicéa dans les peuplements forestiers (Hannon et al., 2021; Kuuluvainen et al., 2017). Entre 2009 et 2019, la population de *Picea abies* s'est étendue vers le nord de la région d'Inari (Fig.5.4.; National Land Survey of Finland, 2023a; Natural Resources Institute Finland [LUKE], 2019). Parallèlement, la biomasse et la nécromasse des peuplements de conifères mixtes tendent à s'accumuler en l'absence de feu et participent à la transformation de la succession écologique (National Land Survey of Finland, 2023b). Depuis la fin du XIX^e siècle, la politique de suppression des feux associée à la pression sylvicole grandissante a homogénéisé les paysages et contribué à l'altération de la dynamique naturelle des forêts de pin (Aakala et al., 2023; Molinari et al., 2018, 2020).

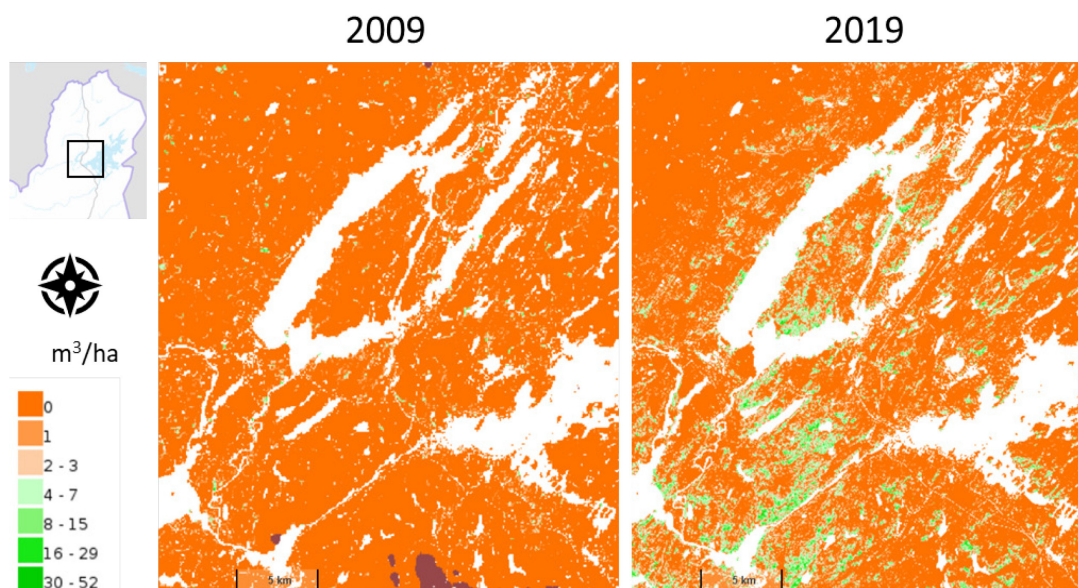


Figure 5.4 Volume de *Picea abies* (m^3/ha) estimé en 2009 et en 2019. Source : National Land Survey of Finland (2023a). Géoportail disponible en ligne <https://kartta.paikkatiетоikkuna.fi/#>.

5.3 Limites méthodologiques de reconstitution des régimes de feux à partir des archives lacustres

Dans les environnements de haute latitude/altitude produisant peu de biomasse végétale, les reconstitutions des régimes de feux à partir de macro-charbons contenus dans des sédiments lacustres requièrent certaines précautions. La première concerne la résolution d'échantillonnage des séquences sédimentaires qui, compte tenu du faible taux de sédimentation (entre 34 et $170 \text{ ans} \cdot \text{cm}^{-1}$ dans cette thèse), doit être suffisamment fine pour discerner des événements ponctuels, tels que des feux ou des événements d'érosion, ayant eu lieu à un instant précis dans la séquence sédimentaire (Chapitre III). Une résolution d'échantillonnage de $0,5 \text{ cm}$ a été préconisée dans cette thèse, tel que suggéré dans des études précédentes réalisées dans des environnements similaires (Barhoumi, 2019; Magne, 2019; Remy et al., 2017b; Oris et al., 2014a).

Le deuxième point important à souligner au sujet du taux de sédimentation des environnements boréaux est qu'il existe un écart considérable entre la résolution temporelle des sédiments d'interface et ceux plus profonds (Chapitre IV). Cette variation importante est problématique pour la détection d'évènements récents (150 dernières années) (Brossier et al., 2014; Higuera, 2009). En effet, le temps de sédimentation médian de la séquence d'enregistrement utilisé pour l'interpolation des séries de données paléocéologiques à long terme est généralement de beaucoup supérieur à la résolution temporelle des données brutes obtenues dans la partie supérieure de la carotte de sédiments (Brossier et al., 2014). L'effort d'échantillonnage et de datation à haute résolution investi dans les sédiments d'interface est masqué par l'étape d'interpolation à temps constant de la série de données, et ne permet pas d'obtenir une lecture plus précise des évènements de feu récents (Chapitre IV). Pour atténuer ce biais, des analyses supplémentaires utilisant le taux de résolution des sédiments d'interface (~150 dernières années) permettent de détecter des évènements de feux récents avec une meilleure précision (Brossier et al., 2014; Chapitre IV).

Les sédiments d'interface ainsi que les sédiments plus meubles de début de séquence posent également problème à la réalisation des analyses géophysiques et géochimiques. En effet, les mesures géophysiques et géochimiques effectuées dans le cadre de cette thèse ont été acquises sur la surface plane des demi-carottes de sédiments prélevées aux carottier russe (Fig.5.5). Or, les sédiments liquides ou trop fluides pour être contenus dans la gouttière et supporter le contact avec la cellule de détection ne peuvent pas être mesurés.

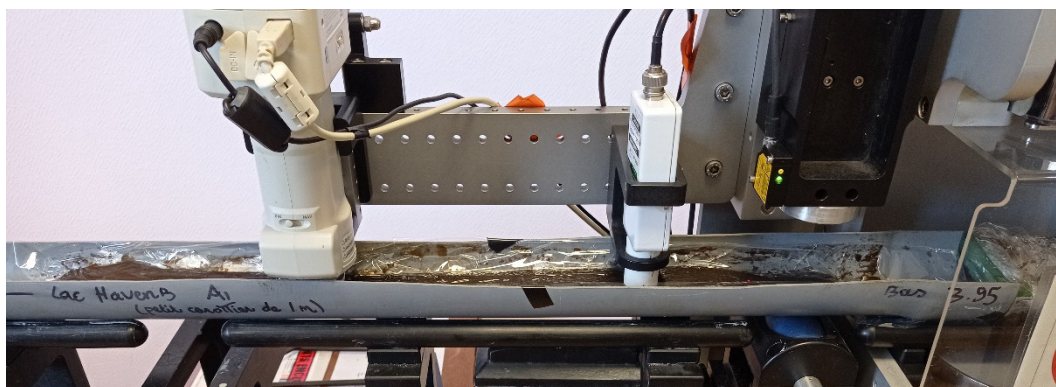


Figure 5.5 Mesures géophysiques réalisées avec le GEOTEK MSCL (Multi Sensors Core Logger) au laboratoire chrono-environnement de l'Université de Franche-Comté à Besançon.

Cela pose un problème majeur pour la reconstitution des régimes de feux à partir de la seconde moitié de l'Holocène supérieur, car selon la consistance des sédiments et le taux de sédimentation, les 1000 à 1500 dernières années sont généralement impropres à la mesure. Pour contourner ce problème, des analyses de dosage géochimique (ICP-AES) peuvent être effectuées à partir de broyats secs de sédiments (Bastianelli, 2018). Cette méthode de dosage est précise, mais également coûteuse et demande une grande quantité de matière sèche (Bastianelli, 2018). Une alternative plus adaptée serait de prélever la séquence sédimentaire avec un carottier à gravité UWITEC. En effet, les bancs de mesures généralement utilisés pour les analyses géophysiques et géochimiques peuvent mesurer directement les sédiments à travers la surface du tube PVC, sans souci de fluidité du sédiment ni de synchronisation des séquences (Guillemot et al., 2015).

5.4 Résumé et perspectives

En conclusion, les résultats obtenus dans ces travaux de thèse ont permis de définir les principaux facteurs de contrôle des régimes de feux du nord de la Finlande à l'échelle de l'Holocène. La variation spatiale des régimes de feux est principalement contrôlée par (1) le type de végétation induit par le gradient latitudinal/altitudinal avec une diminution des régimes de feux vers les hautes

latitudes/latitudes et (2) la variabilité locale déterminée par la topographie, l'hydrologie et l'utilisation du territoire. Les variations temporelles de l'histoire des feux au cours de l'Holocène ont majoritairement été influencées par (1) le climat (forçage orbital), (2) la variabilité intra- et inter annuelle des températures et des précipitations et (3) plus récemment, l'influence anthropique.

Les reconstitutions de fréquence et de sévérité des feux réalisées dans cette thèse nous renseignent sur les différents types de régime de feu observés au nord de la Finlande en fonction des conditions climatiques. Ainsi, les régimes de feux dépendent (1) de l'espèce dominante et de son potentiel inflammable, (2) de la quantité de combustible disponible, (3) de la continuité entre les différentes strates du peuplement forestier et (4), récemment, des activités humaines. Grâce à l'interprétation de la quantité de biomasse brûlée en fonction du nombre de feux et en fonction de l'écologie du peuplement forestier, il est possible d'établir que les forêts dominées par le pin sont majoritairement perturbées par des feux de surface tandis que les forêts mixtes (pin-épicéas et pin-bouleaux) comptent davantage de feux de cime.

Les résultats présentés dans cette thèse montrent que des analyses de la susceptibilité magnétique peuvent être employées pour identifier des périodes d'érosion et différencier les feux de forte sévérité (feux de cimes) des feux de faible sévérité (feux de surface) (Chapitre IV). La distinction entre ces deux régimes de feux pourrait apporter des réponses quant à l'origine anthropique ou naturelle des feux enregistrée durant la période de transition socio-économique opérée il y a 500 ans dans la région d'Inari. Les feux de faible sévérité pourraient être associés à des feux anthropiques, destinés à améliorer la productivité des paysages, tandis que les feux de forte sévérité seraient plus probablement d'origine naturelle (Cogos, 2020). Les résultats obtenus dans le chapitre III ont également souligné que les feux sévères entraînant des événements d'érosion pouvaient avoir des effets durables sur les sols, la disponibilité des nutriments essentiels à la croissance des plantes, la structure, le rétablissement des peuplements forestiers et la pollution des écosystèmes lacustres par les métaux lourds (cuivre et aluminium). Ainsi, les feux

de forte sévérité détectés dans la région d'Inari témoignent du potentiel des forêts du nord de la Fennoscandie à émettre une grande quantité de carbone dans l'atmosphère et de l'incapacité à stocker à nouveau du carbone durant une longue période de rétablissement.

À ce jour, les résultats obtenus dans cette thèse ne montrent aucune déviation majeure des trajectoires de l'activité des feux au nord de la Finlande à échelle régionale et par rapport à l'Holocène. Or, les changements induits par une utilisation de plus en plus intensive du paysage au cours des derniers siècles ont progressivement modifié la structure des peuplements forestiers, les éloignant de leur dynamique naturelle. Pour mieux faire la distinction entre les effets anthropiques et naturels ayant influencé les régimes de feux au nord de la Finlande au cours de ces derniers siècles, des analyses dendrochronologiques des cicatrices de feux sur une large couverture spatio-temporelle seraient nécessaires. La résolution saisonnière des études dendrochronologiques à échelle locale permettrait d'affiner la résolution spatiale et temporelle des analyses menées dans ce travail de thèse. En effet, la saisonnalité des feux anthropiques utilisés comme un outil de domestication paysagère devrait être différente de celle des allumages par la foudre (Cogos, 2020; Ryzhkova et al., 2020). Ainsi, les brûlages autochtones ou non-autochtones, généralement effectués dans des conditions saisonnières limitant le risque d'échappement, pourraient être distingués par l'analyse dendrochronologique (Ryzhkova et al., 2020). La dendrochronologie ne se limite pas aux analyses des cernes d'individus de pins vivants ou de souches (~ 400 ans), les chronologies peuvent s'étendre sur plusieurs milliers d'années grâce à l'échantillonnage de bois de construction ou conservé dans des lacs ou des tourbières (Arseneault et Sirois, 2004; Delwaide et al., 2021; Eronen et al., 2022). Également, d'autres espèces que le pin sylvestre peuvent être carottées et faire l'objet d'analyses dendrochronologiques (Aakala, 2018). Ces résultats, combinés avec des études archéologiques, permettraient de mieux comprendre les effets de l'utilisation du territoire par les peuples autochtones, et plus tard, par les populations non-autochtones permanentes au nord de la Fennoscandie.

L'influence anthropique sur les régimes de feux la plus notable observée dans ces travaux de thèse est la suppression des feux. Depuis 1890, une diminution significative de la quantité de charbons est enregistrée dans les sédiments d'interfaces de tous les lacs échantillonnés dans la zone d'étude. Néanmoins, l'absence de feux de surface enregistrée depuis plus d'un siècle dans la forêt de conifères soulève tout de même des interrogations quant à la dynamique des peuplements forestiers et au risque d'incendie à venir. Suite à l'allongement de l'intervalle de retour des feux, l'augmentation de *Picea abies* dans le paysage pose la question de son potentiel inflammable (Drobyshev et al., 2016; Granström et Niklasson, 2008; Hannon et al., 2021). Le risque de feux dans les forêts de conifères mixtes (*Pinus sylvestris* et *Picea abies*) dépend de plusieurs conditions. En effet, les épicéas peuvent constituer une barrière naturelle à la propagation des feux en maintenant une certaine humidité dans le sous-bois (Gromtsev, 2002; Lindberg et al., 2021). Or, en l'absence de feu, les épicéas produisent et accumulent de la biomasse qui, en cas de forte sécheresse, peuvent devenir un conducteur horizontal et vertical des feux (Aakala et al., 2023; Kuuluvainen et Aakala, 2011). Dans un double contexte de changement climatique et d'utilisation du territoire, les risques de propagation de feux de haute sévérité pourraient être aggravés par une homogénéisation du paysage (Aakala et al., 2023; Kuuluvainen et Gauthier, 2018) et une probabilité d'ignition accrue par la densité de population grandissante (Drobyshev et al., 2016; Lehtonen et al., 2016; Venäläinen et al., 2020).

Pour finir, de nombreux travaux de recherche visant à évaluer les risques d'incendie futurs soulignent l'importance des interactions complexes des facteurs de contrôle des régimes de feux, anthropiques et naturels (Lehtonen et al., 2016; Lindberg et al., 2021; Mäkelä et al., 2012; Peltola, 2014; San-Miguel-Ayanz et al., 2018; Venäläinen et al., 2020; Yang et al., 2015). Dans un but de conservation du territoire et de prévention du risque d'incendie face au changement climatique, les politiques de gestion forestières doivent s'adapter aux besoins et au mode de vie de l'ensemble des utilisateurs locaux.

APPENDICE A

RADIOCARBON DATES FROM SEDIMENTS SAMPLED AT LAKES SKAIDA, PURNU, AHVEN, MUOTKA, INKA, ROSALIA, PIKKU AND CHARLY.

Laboratory number (ID code)	Lake	Material	Pretreatment	Depth interval (cm)	Age (¹⁴ C yr BP)	Calibrated date (cal. yr BP)
ULA-10207	Skaida	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	14-15	1630 ± 15	1539
ULA-10205	Skaida	Macroremains	HCL-NaOH-HCL	56-57	3685 ± 15	4040
ULA-10204	Skaida	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	74-75	5420 ± 15	6239
ULA-10203	Skaida	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	89-90	7325 ± 15	8112
ULA-10202	Skaida	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	96-97	8350 ± 20	9379
ULA-10340	Purnu	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	12-13	855 ± 20	759
ULA-10339	Purnu	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	36-37	2600 ± 15	2746
ULA-10338	Purnu	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	60-61	4320 ± 15	4861
ULA-10337	Purnu	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	80-81	6790 ± 20	7636
ULA-10336	Purnu	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	90-91	7495 ± 20	8367
ULA-10345	Ahven	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	14-15	1410 ± 15	1310
ULA-10343	Ahven	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	34-35	4335 ± 15	4871
ULA-10342	Ahven	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	54-55	8175 ± 20	9098
ULA-10341	Ahven	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	64-65	8910 ± 25	10034
ULA-10219	Muotka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	27-27.5	1865 ± 15	1812
ULA-10218	Muotka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	77-77.5	4630 ± 15	5423
ULA-10217	Muotka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	136-137	7730 ± 20	8504
ULA-10216	Muotka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	186-187	10410 ± 25	12277
ULA-10215	Muotka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	196-197	10960 ± 20	12784
ULA-10379	Inka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	25-26	2295 ± 15	2336
ULA-10378	Inka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	75-76	3830 ± 15	4203
ULA-10377	Inka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	113-114	4595 ± 15	5313
ULA-10376	Inka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	151.5-152.5	5840 ± 20	6660
ULA-10375	Inka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	191-192	7065 ± 20	7896

ULA-10374	Inka	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	213-214	8225 ± 9195 20
ULA-7269	Rosalia	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	26.5-28.5	2465 ± 2585 15
ULA-7270	Rosalia	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	45-46.5	3350 ± 3600 15
ULA-7271	Rosalia	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	80-81.5	5840 ± 6660 15
ULA-7272	Rosalia	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	139.5-141	9580 ± 10930 15
ULA-7295	Pikku	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	25-26	2005 ± 1960 20
ULA-7296	Pikku	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	50-51.5	3085 ± 3315 20
ULA-7297	Pikku	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	90-91.5	5210 ± 5965 20
ULA-7298	Pikku	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	127.5-129	8345 ± 9375 20
ULA-7299	Charly	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	24.5-25.5	1850 ± 1785 20
ULA-7302	Charly	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	42.5-44.5	1980 ± 1935 20
ULA-7300	Charly	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	77.5-79	3550 ± 855 20
ULA-7301	Charly	Gyttja	HCL-NaOH-HCL	140.5-142	6685 ± 555 20

APPENDICE B

MEDIAN SAMPLE RESOLUTION, MEAN FIRE FREQUENCY AND MEAN FIRE
RETURN INTERVAL FOR EACH SITE.

	Individual median sample resolution (yr per 0.5 cm)	Individual fire frequency based on individual median sample resolution (fire*1000yr ⁻¹)	Individual fire return intervals based on individual median sample resolution reconstruction (yr)
Skaida	56	1.45	689
Purnu	45	1.38	724
Muotka	37	2.60	385
Ahven	85	1.35	740
Inka	17	4.60	217
Rosalia	39	2.55	392
Charly	30	3.48	287
Pikku	38	2.58	388

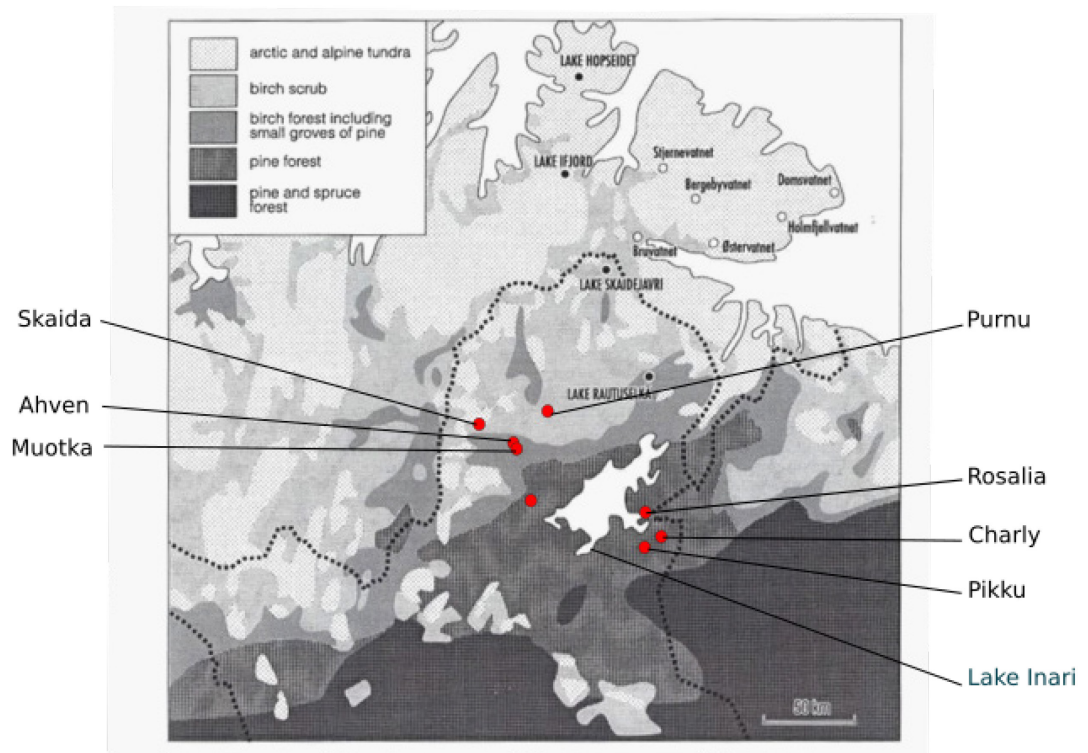
APPENDICE C

COMPARISON BETWEEN ^{14}C AGES CALIBRATED WITH THE INTCAL13 AND
INTCAL20 CALIBRATION CURVES.

Lake	Depth interval (cm)	^{14}C age (yr BP)	Calibrated date Intercal 13 (cal yr BP)	Calibrated date Intercal 20 (cal yr BP)	Difference (years)
Skaida	14-15	1630 ± 15	1539	1518	-21
Skaida	56-57	3685 ± 15	4040	4039	-1
Skaida	74-75	5420 ± 15	6239	6235	-4
Skaida	89-90	7325 ± 15	8112	8096	-16
Skaida	96-97	8350 ± 20	9379	9363	-16
Purnu	12-13	855 ± 20	759	753	-6
Purnu	36-37	2600 ± 15	2746	2743	-3
Purnu	60-61	4320 ± 15	4861	4862	1
Purnu	80-81	6790 ± 20	7636	7635	-1
Purnu	90-91	7495 ± 20	8367	8332	-35
Ahven	14-15	1410 ± 15	1310	1310	0
Ahven	34-35	4335 ± 15	4871	4873	2
Ahven	54-55	8175 ± 20	9098	9099	1
Ahven	64-65	8910 ± 25	10034	10039	5
Muotka	27-27.5	1865 ± 15	1812	1773	-39
Muotka	77-77.5	4630 ± 15	5423	5421	-2
Muotka	136-137	7730 ± 20	8504	8497	-7
Muotka	186-187	10410 ± 25	12277	12290	13
Muotka	196-197	10960 ± 20	12784	12861	77
Inka	25-26	2295 ± 15	2336	2336	0
Inka	75-76	3830 ± 15	4203	4202	-1
Inka	113-114	4595 ± 15	5313	5315	2
Inka	151.5-152.5	5840 ± 20	6660	6659	-1
Inka	191-192	7065 ± 20	7896	7891	-5
Inka	213-214	8225 ± 20	9195	9198	3
Rosalia	26.5-28.5	2465 ± 15	2604	2602	-2
Rosalia	45-46.5	3350 ± 15	3592	3573	-19
Rosalia	80-81.5	5840 ± 15	6660	6659	-1
Rosalia	139.5-141	9580 ± 15	10924	10921	-3
Pikku	25-26	2005 ± 20	1955	1945	-10
Pikku	50-51.5	3085 ± 20	3293	3292	-1
Pikku	90-91.5	5210 ± 20	5959	5965	6
Pikku	127.5-129	8345 ± 20	9531	9531	0
Charly	24.5-25.5	1850 ± 20	1785	1755	-30
Charly	42.5-44.5	1980 ± 20	1935	1911	-24
Charly	77.5-79	3550 ± 20	3849	3846	-3
Charly	140.5-142	6685 ± 20	7564	7534	-30

APPENDICE D

LIMITS OF THE VEGETATION ZONES IN THE STUDY AREA ACCORDING TO SEPPÄ (1996). THE STUDY SITES ARE ALSO INDICATED.

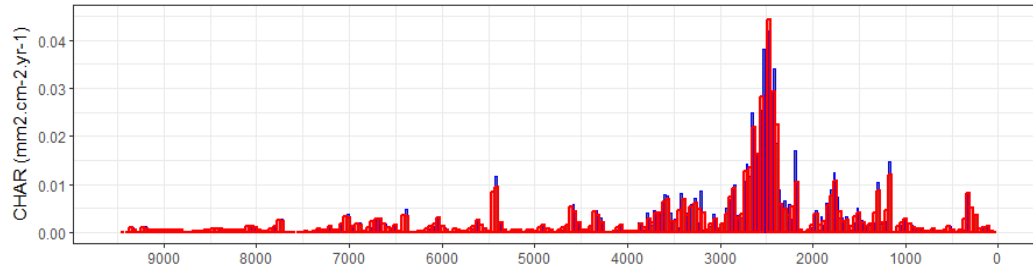
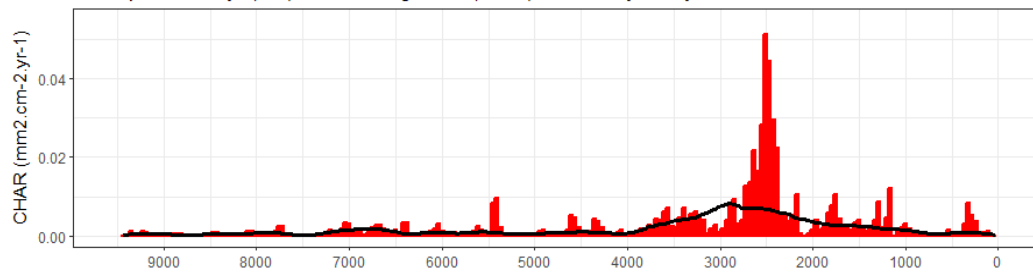
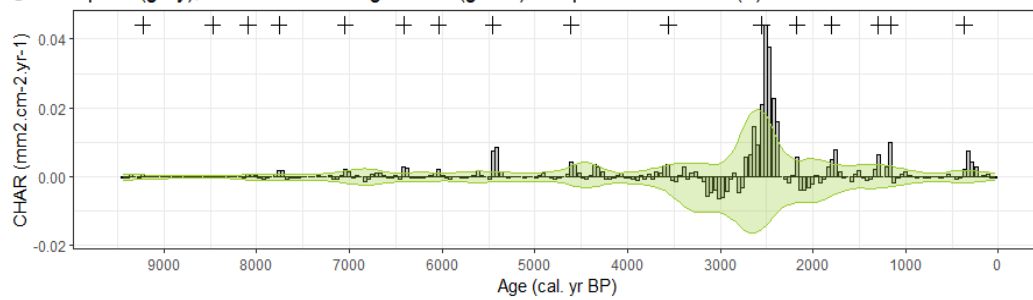
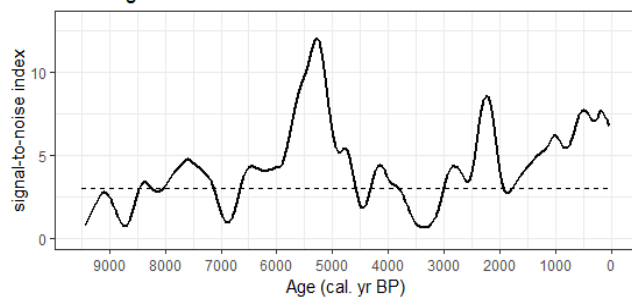
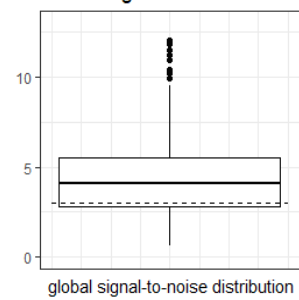


APPENDICE E

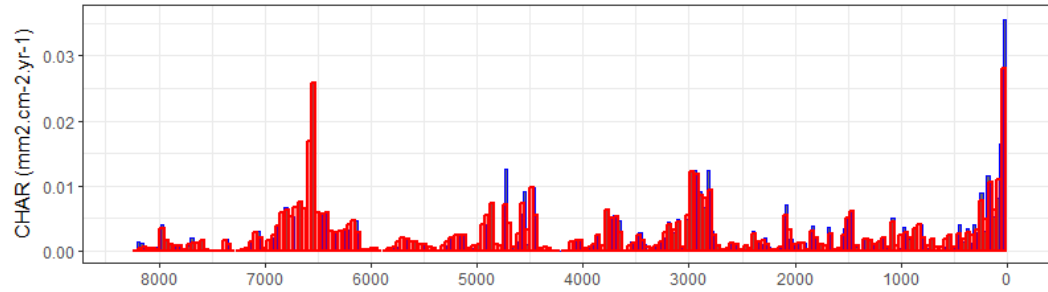
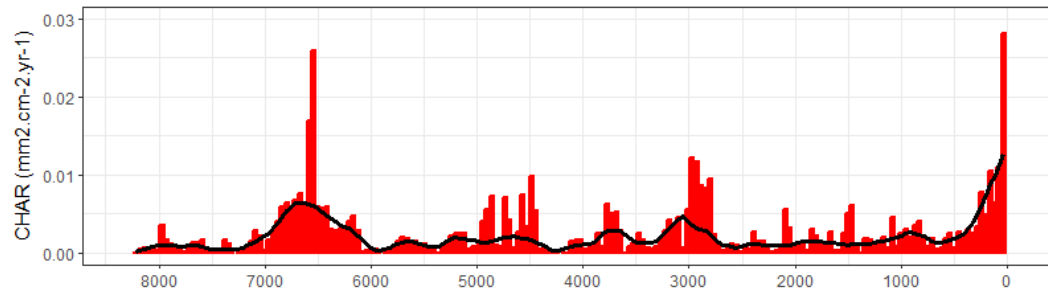
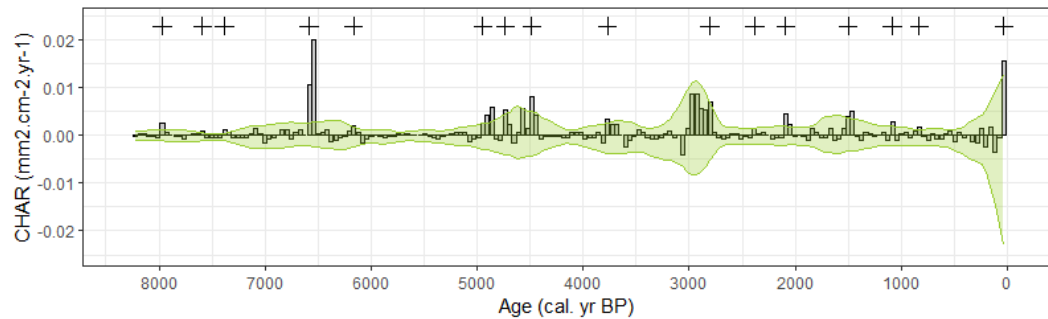
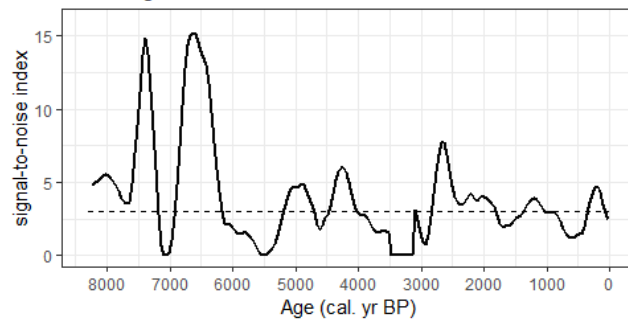
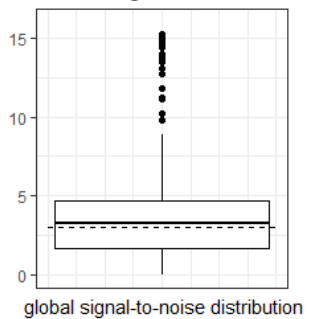
CHARANALYSIS OUTPUTS FOR THE STUDIED LAKES.

(A) Raw charcoal serie (C_{raw} , blue bars) and Interpolated charcoal accumulation rate (C_{int} , red bars). (B) Interpolated charcoal accumulation rate (C_{int} , red bars) and background trend ($C_{background}$, black line). (C) Charcoal peaks (C_{peak} , grey bars) calculated by removing $C_{background}$ from C_{int} . Threshold (green line) used to separate peaks from noise (C_{noise}). Black “+” symbols indicate charcoal peaks interpreted as regional fire events (C_{fire}). (D.a.) Local signal-to-noise index (black line) with the 3 value shown as a grey dashed line. (D.b.) Global signal-to-noise distribution.

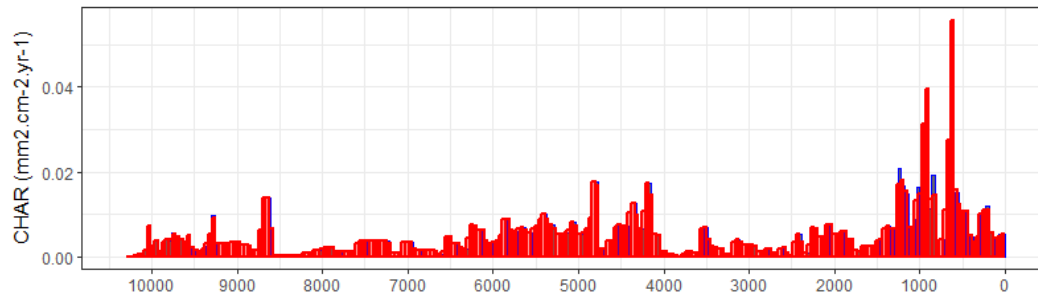
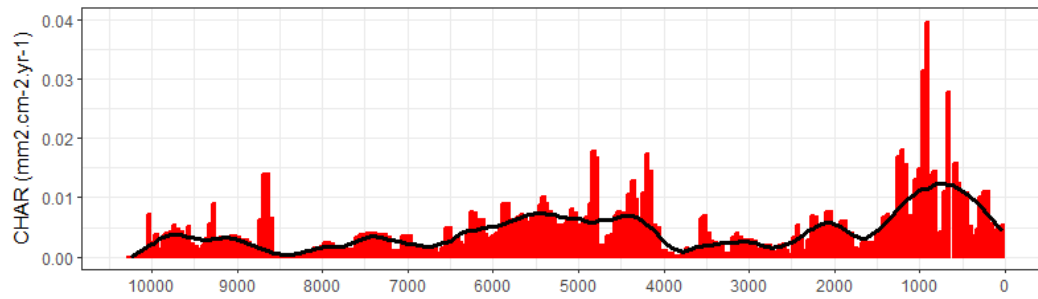
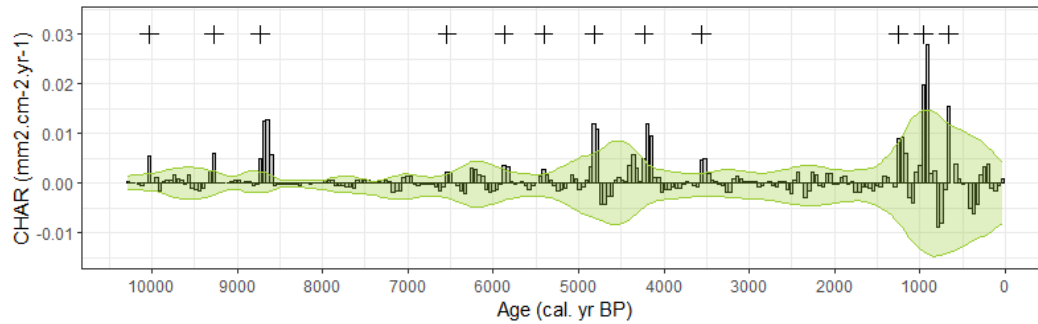
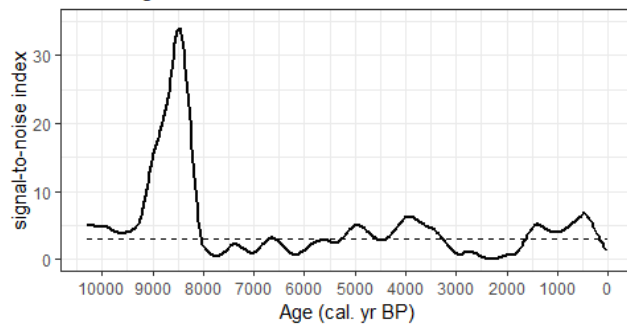
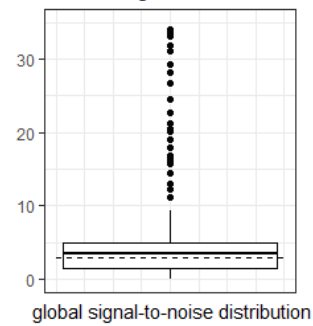
Skaida

A Crawl (blue) and Cinterpolated.42yr (red)**B** Cinterpolated.42yr (red) and Cbackground (black) defined by 600-yr trends**C** Cpeak (grey), thresholds defining Cnoise (green) and peaks identified (+)**D a.** Local signal-to-noise index**b.** Global signal-to-noise index

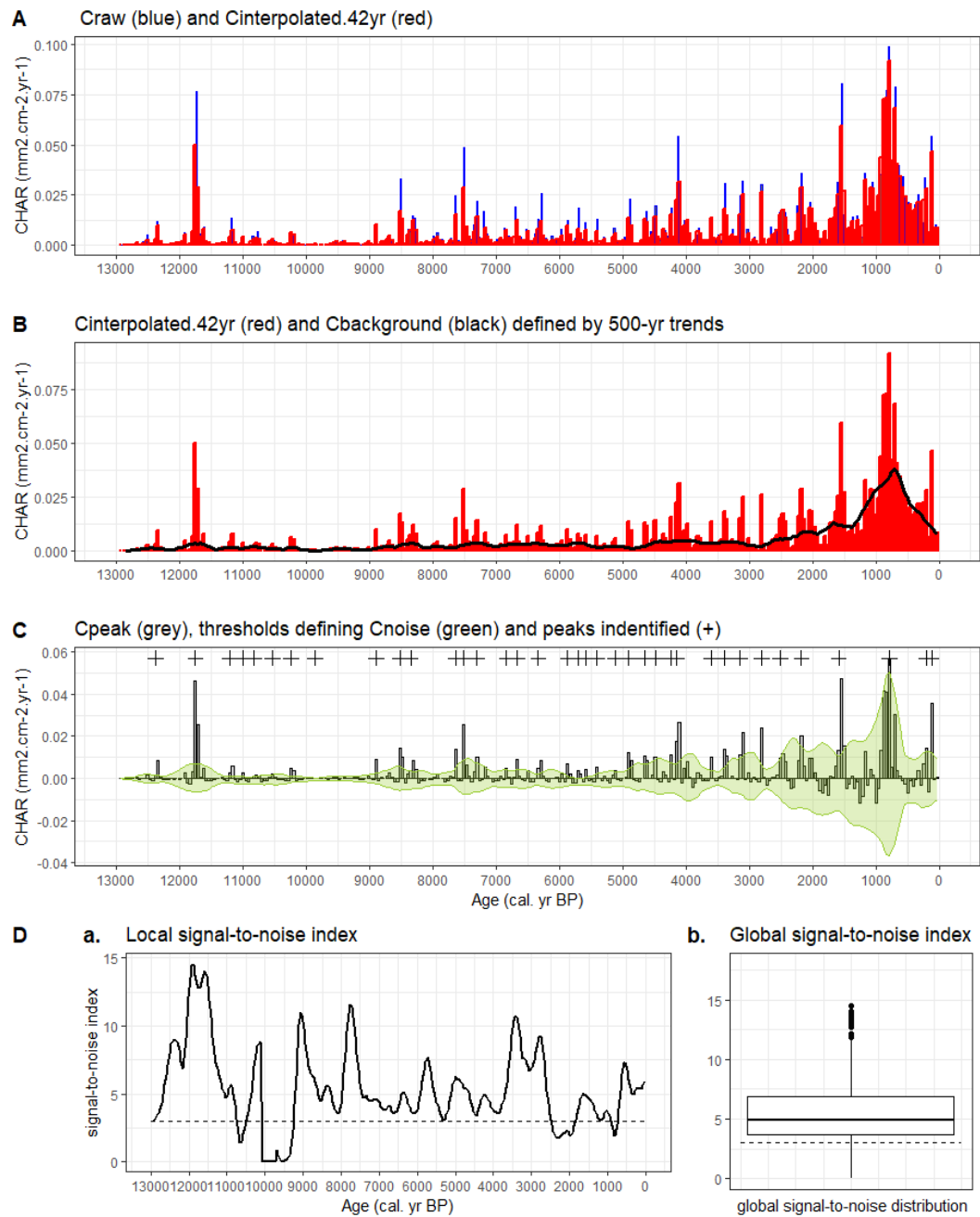
Purnu

A Crawl (blue) and Cinterpolated.42yr (red)**B** Cinterpolated.42yr (red) and Cbackground (black) defined by 500-yr trends**C** Cpeak (grey), thresholds defining Cnoise (green) and peaks identified (+)**D a.** Local signal-to-noise index**b.** Global signal-to-noise index

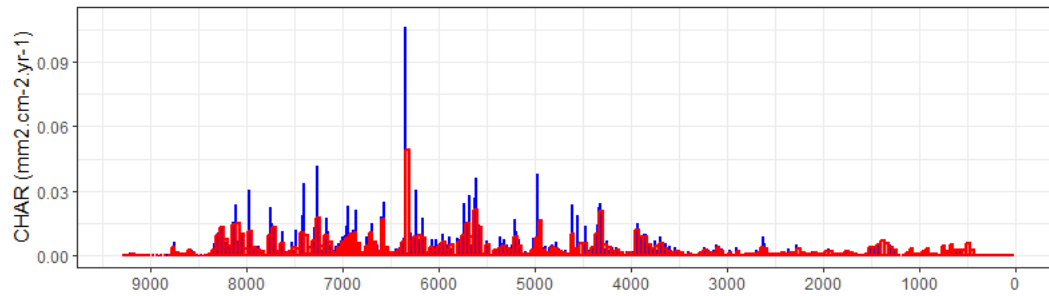
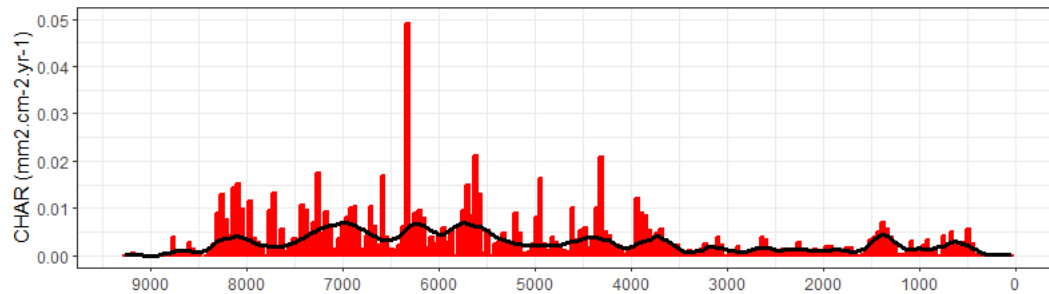
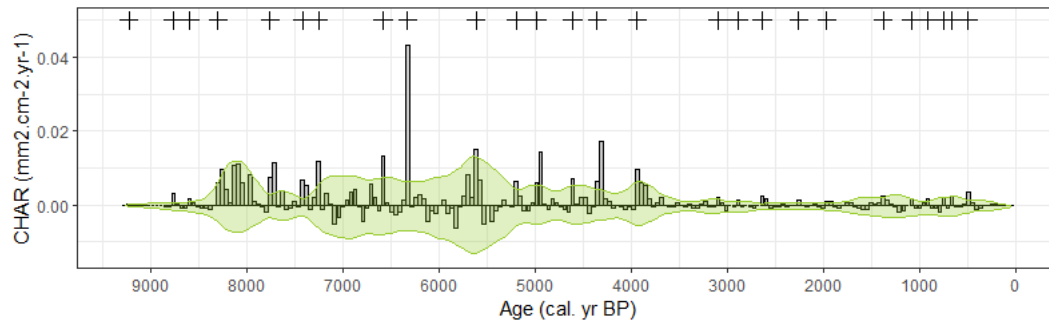
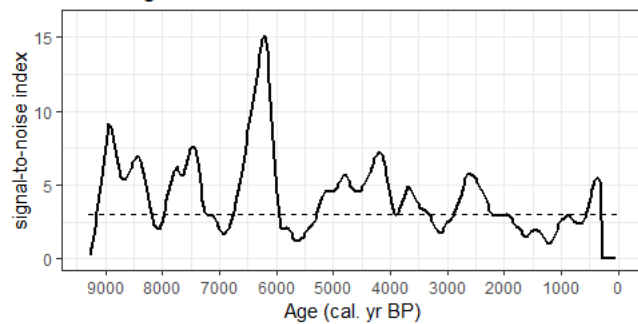
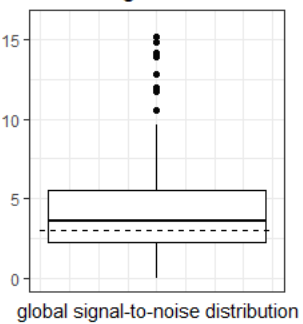
Ahven

A Crawl (blue) and Cinterpolated.42yr (red)**B** Cinterpolated.42yr (red) and Cbackground (black) defined by 700-yr trends**C** Cpeak (grey), thresholds defining Cnoise (green) and peaks identified (+)**D a.** Local signal-to-noise index**b.** Global signal-to-noise index

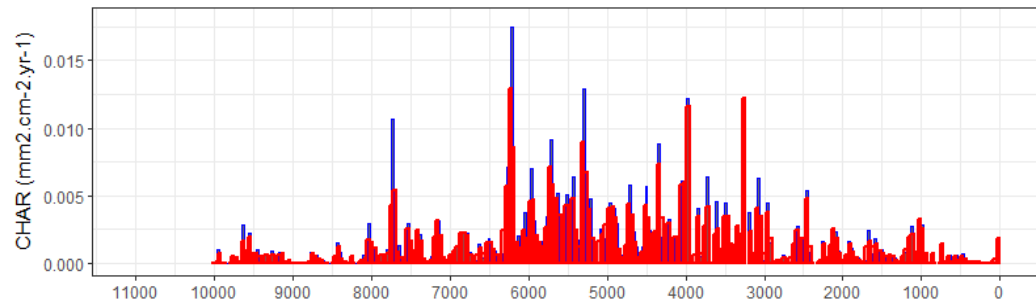
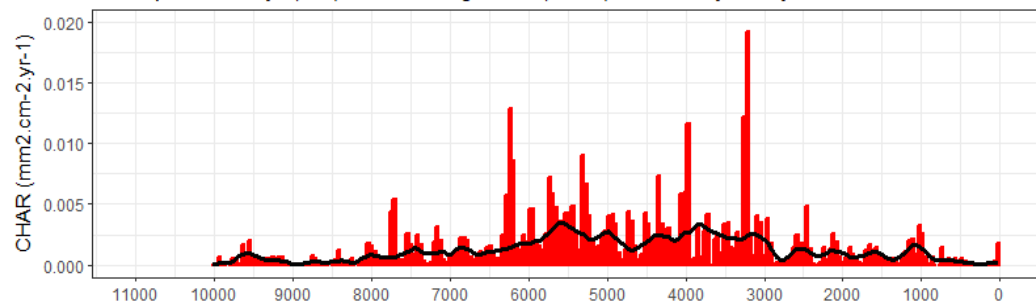
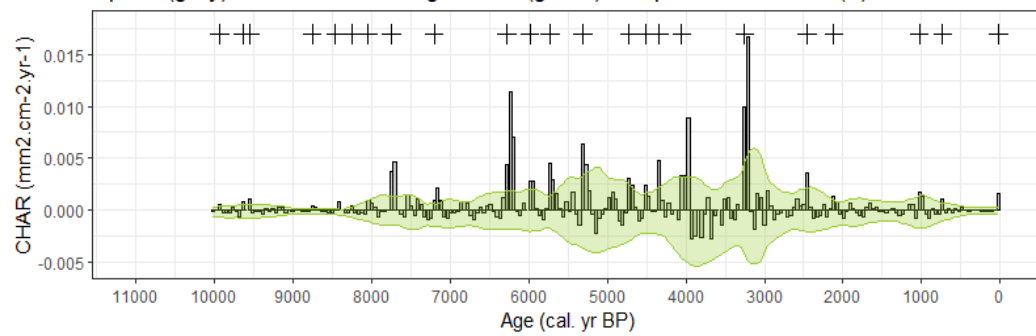
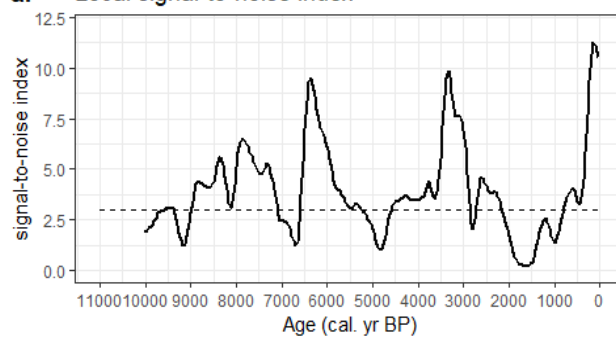
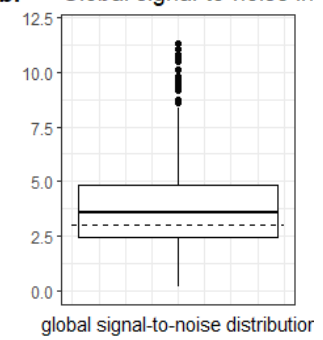
Muotka



Inka

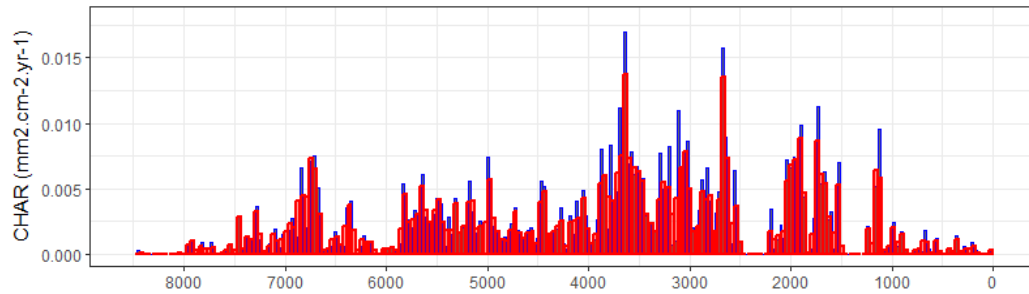
A Crow (blue) and Cinterpolated.42yr (red)**B** Cinterpolated.42yr (red) and Cbackground (black) defined by 500-yr trends**C** Cpeak (grey), thresholds defining Cnoise (green) and peaks identified (+)**D a.** Local signal-to-noise index**b.** Global signal-to-noise index

Rosalia

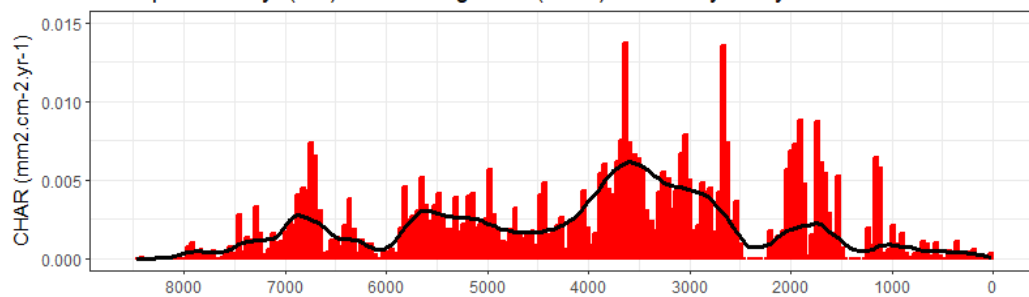
A Crawl (blue) and Cinterpolated.42yr (red)**B** Cinterpolated.42yr (red) and Cbackground (black) defined by 500-yr trends**C** Cpeak (grey), thresholds defining Cnoise (green) and peaks identified (+)**D a.** Local signal-to-noise index**b.** Global signal-to-noise in

Pikku

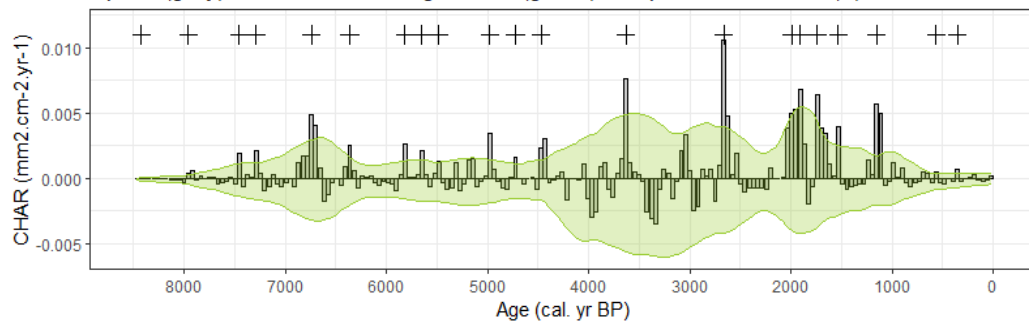
A Crawl (blue) and Cinterpolated.42yr (red)



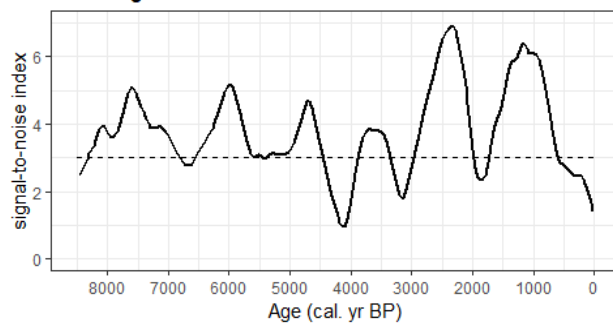
B Cinterpolated.42yr (red) and Cbackground (black) defined by 600-yr trends



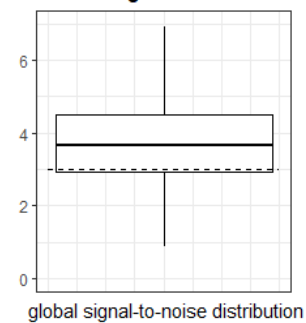
C Cpeak (grey), thresholds defining Noise (green) and peaks identified (+)



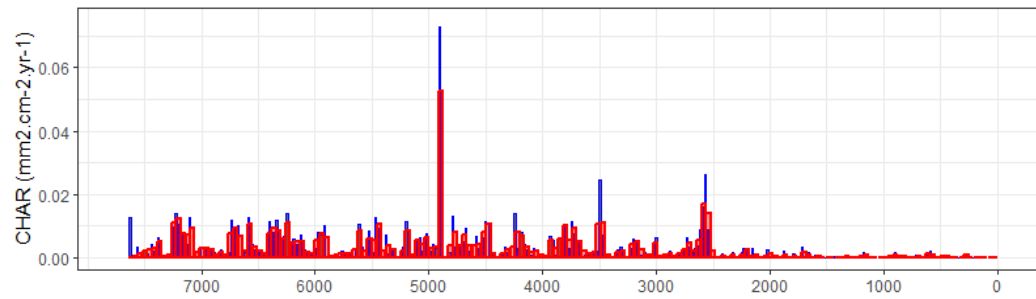
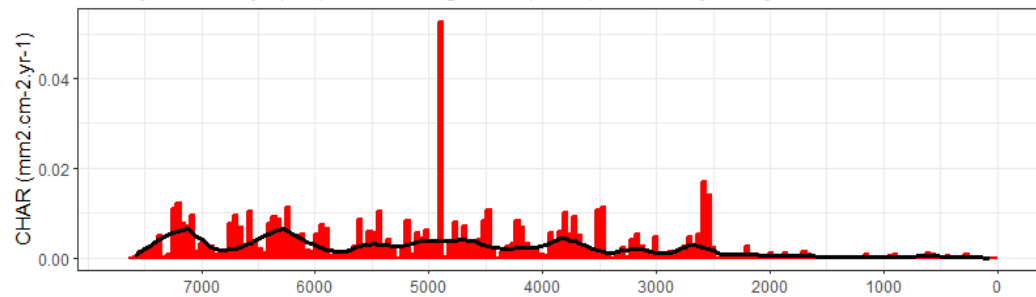
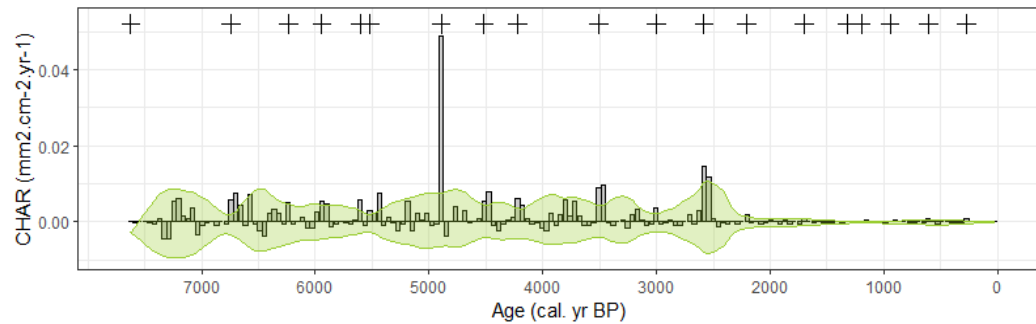
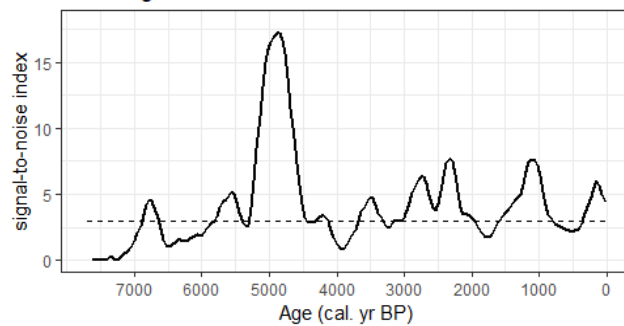
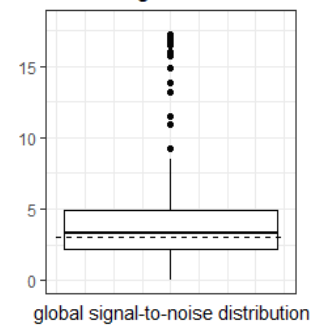
D a. Local signal-to-noise index



b. Global signal-to-noise index



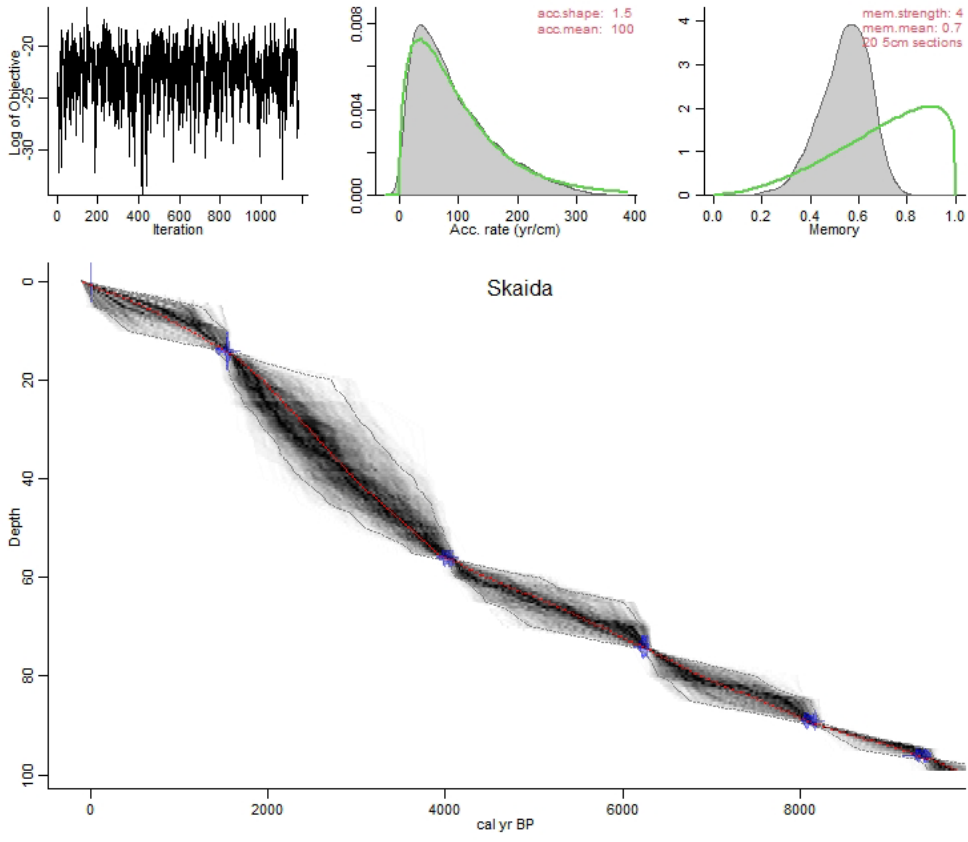
Charly

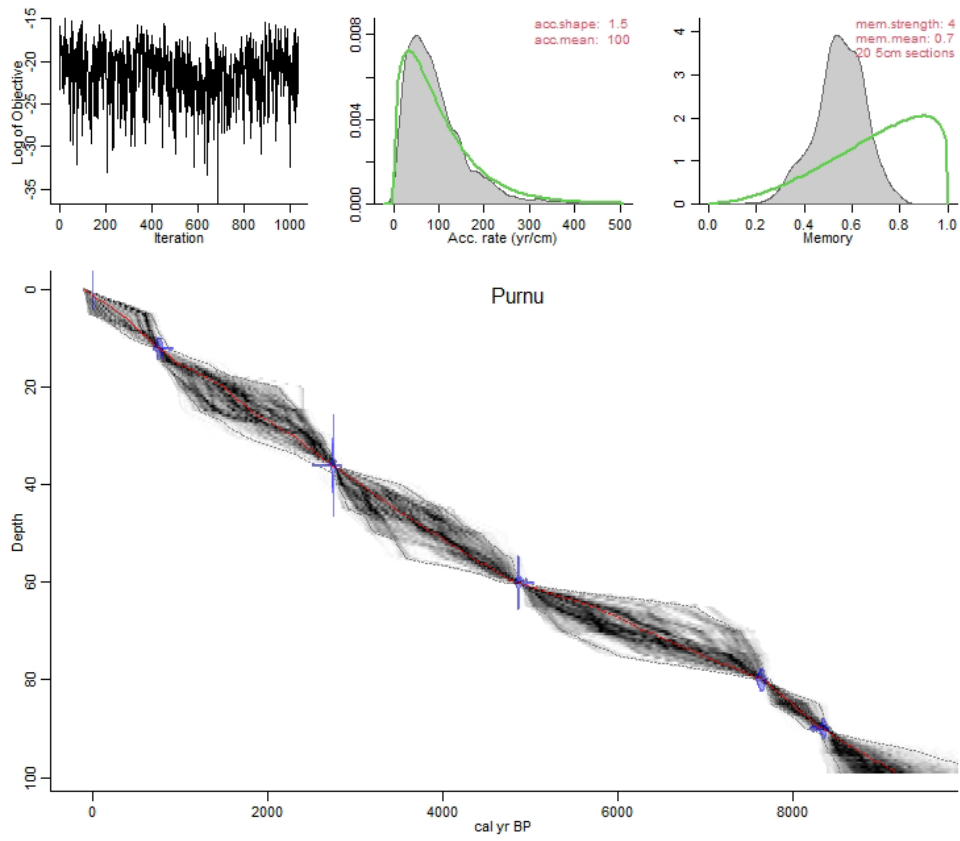
A Crawl (blue) and Cinterpolated.42yr (red)**B** Cinterpolated.42yr (red) and Cbackground (black) defined by 500-yr trends**C** Cpeak (grey), thresholds defining Cnoise (green) and peaks identified (+)**D a.** Local signal-to-noise index**b.** Global signal-to-noise index

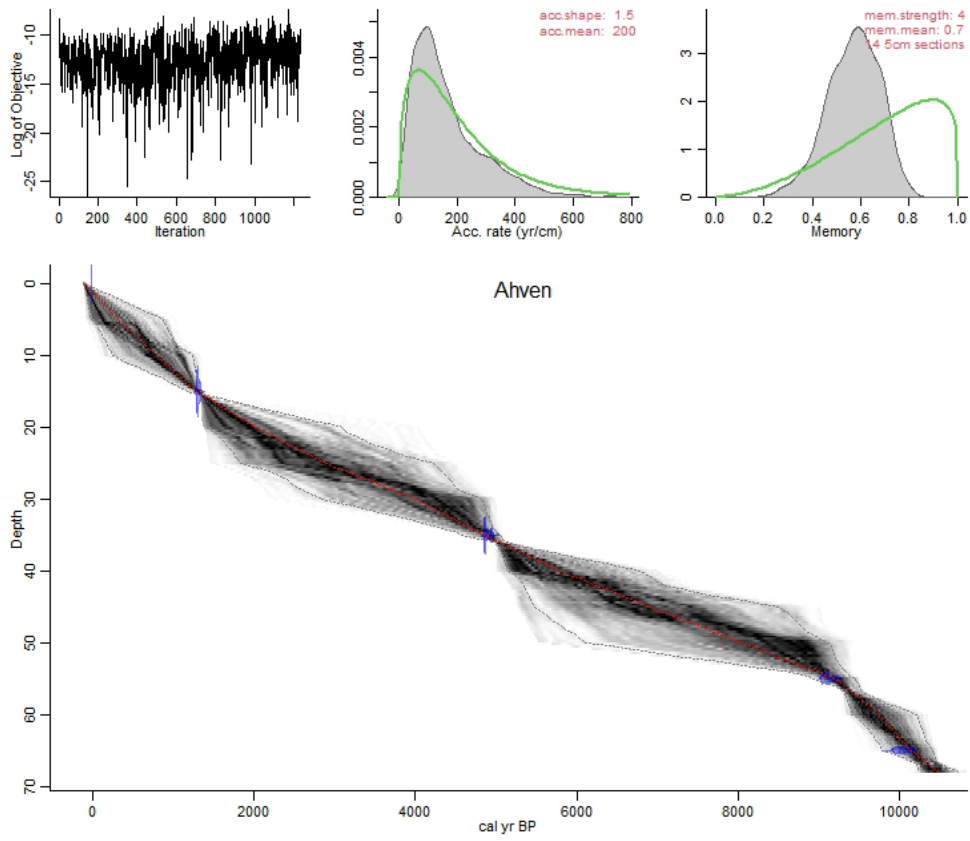
APPENDICE F

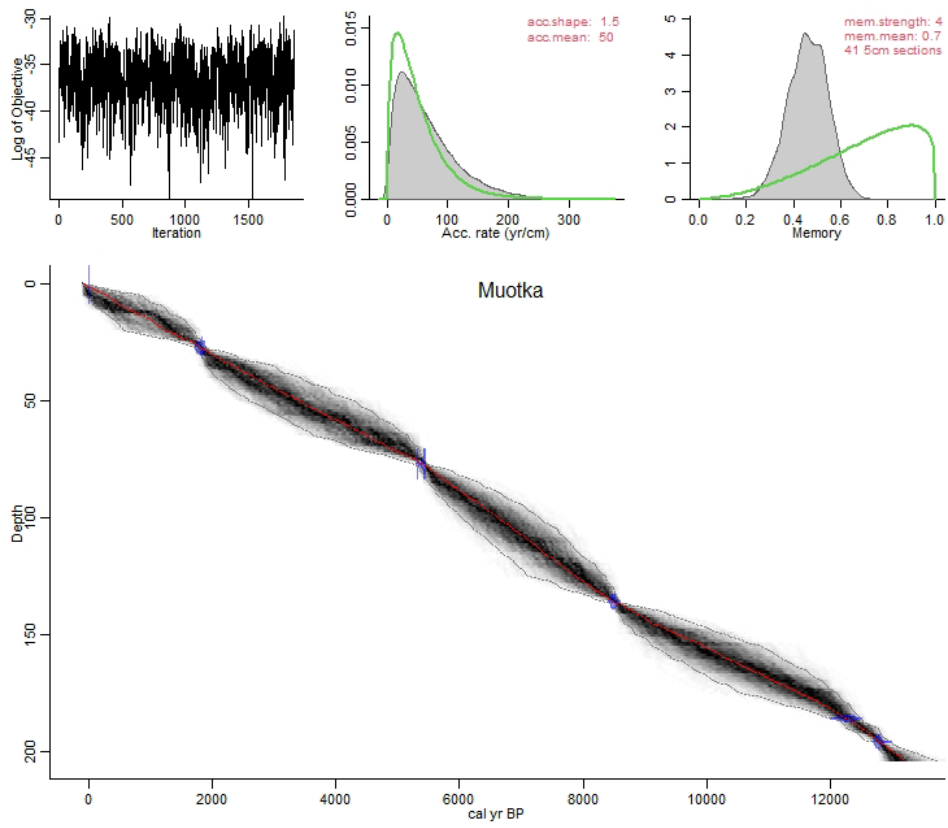
BAYESIAN AGE-DEPTH MODELS FOR LAKES SKAIDA, PURNU, AHVEN, MUOTKA, INKA, ROSALIA, CHARLY, PIKKU AND CHARLY.

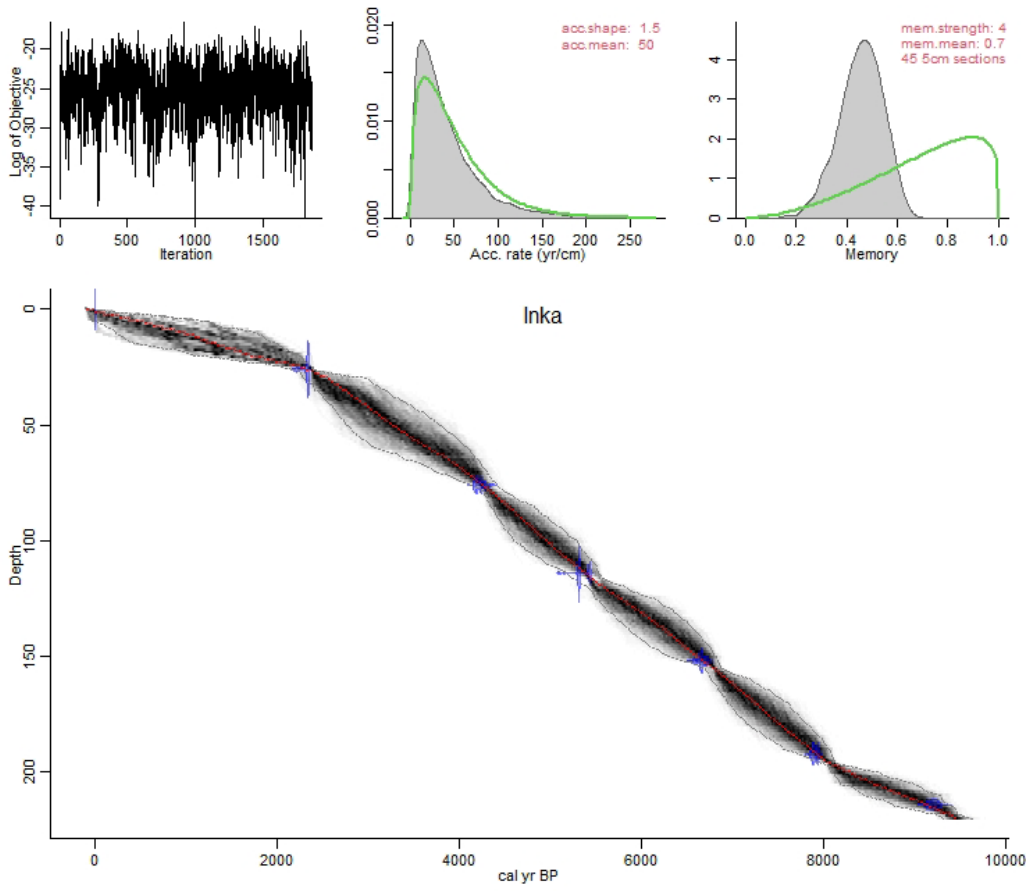
On the top panels, the leftmost plot shows MCMC runs, the middle plot shows the prior (green curve) and posterior (filled histogram) distributions of accumulation rate (yr cm^{-1}) and the rightmost plot shows the prior (green curve) and posterior (filled histogram) distributions of the dependence of accumulation rate between sections. The main plots show age-depth models with age distributions of calibrated ^{14}C ages. Dark grey areas indicate precisely dated sections of the chronology and lighter grey areas indicate less chronologically secure sections.

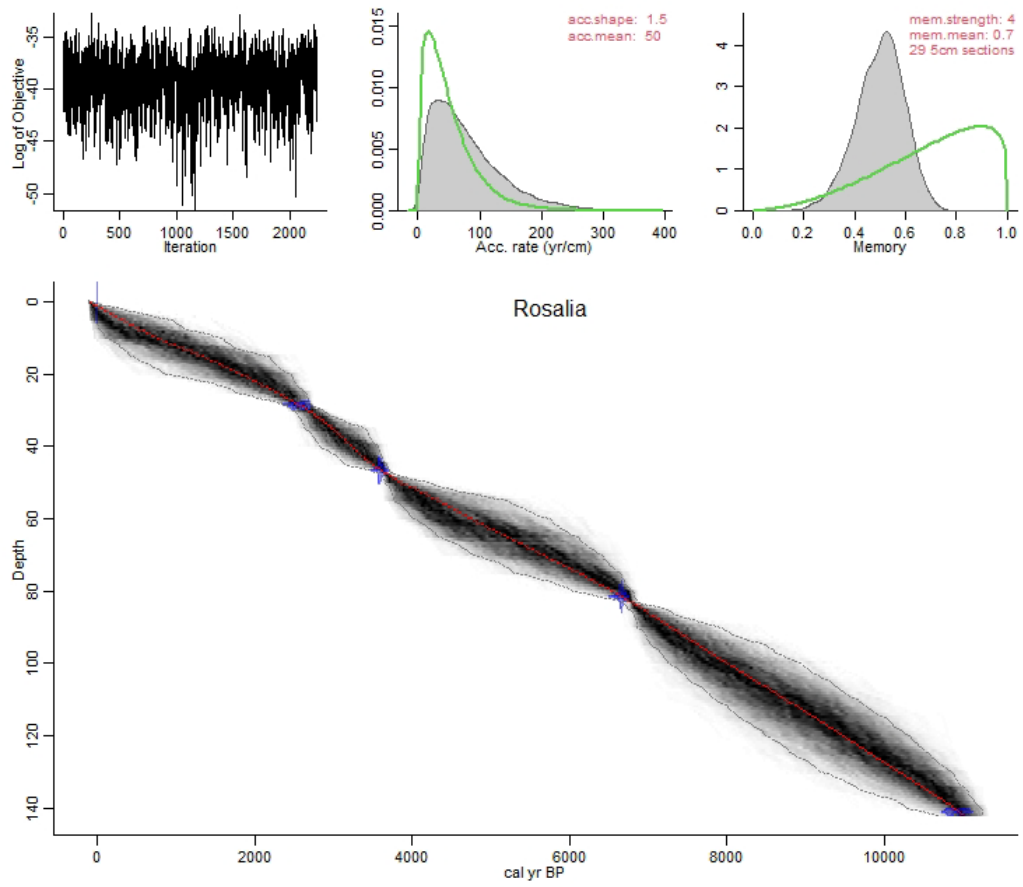


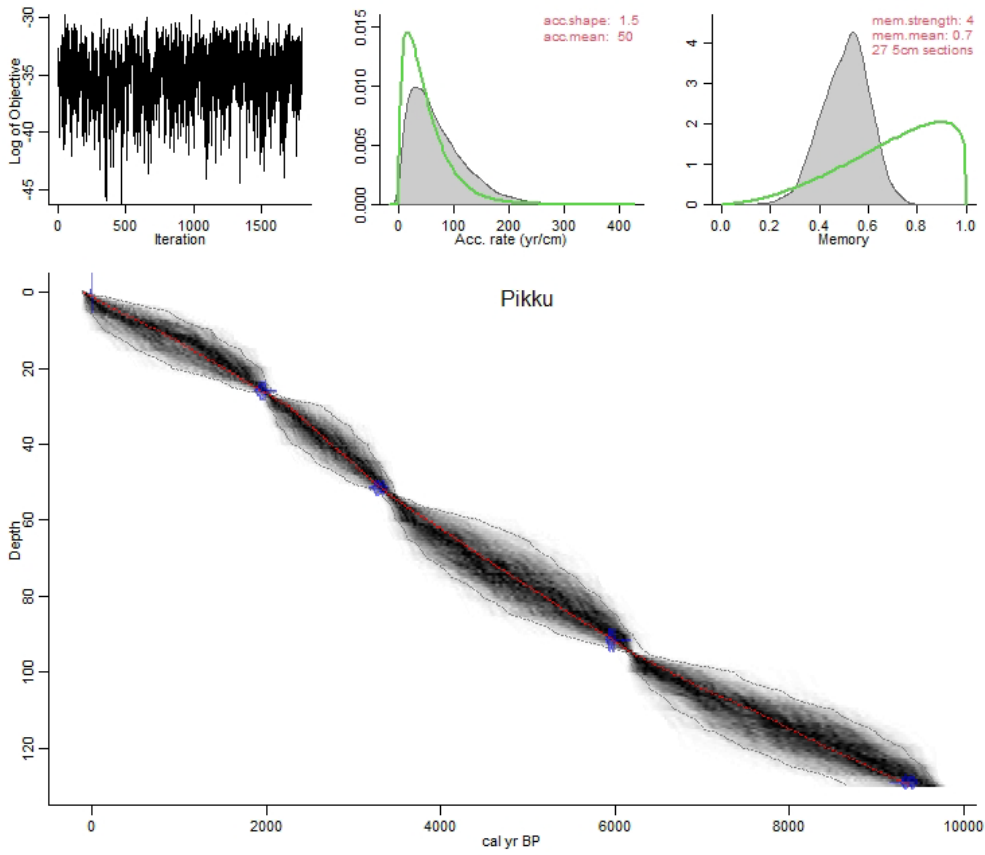


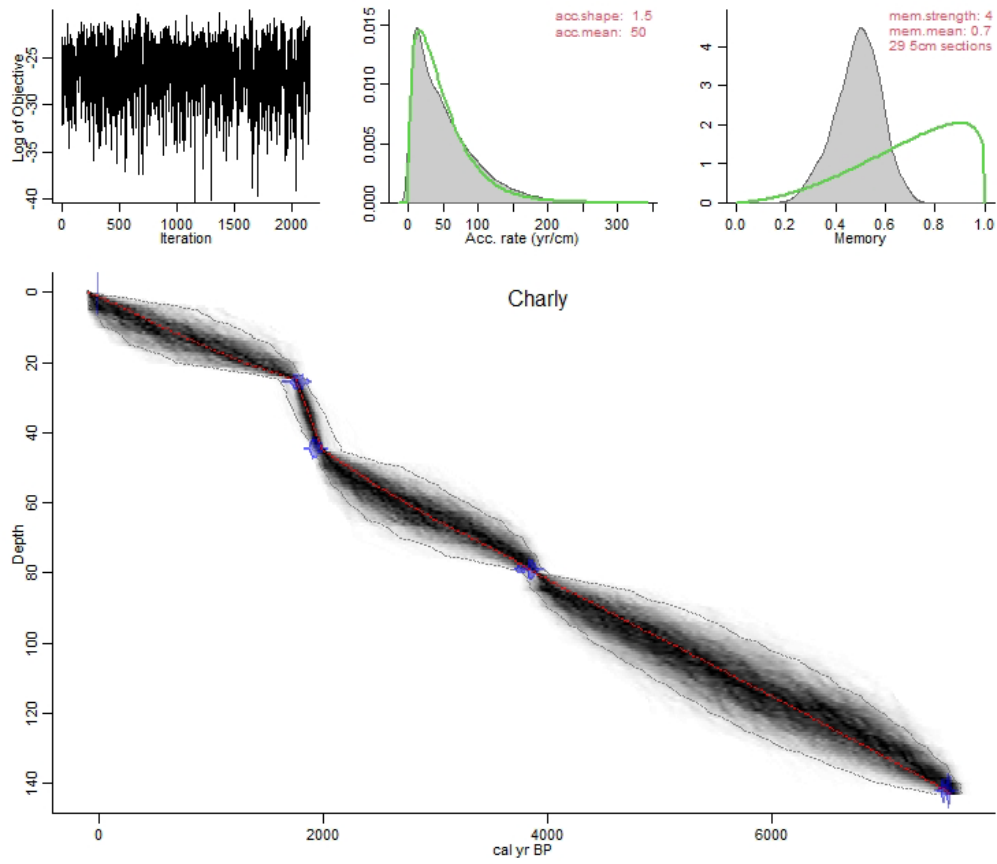












APPENDICE G

VARIATIONS CLIMATIQUES ET REGIMES DE FEUX GLOBAUX AU COURS DE L'Holocène

En complément des analyses présentées au chapitre II, une reconstitution des régimes de feu du nord de la Finlande a été effectuée en combinant les signaux de charbons contenus dans les sédiments des huit lacs étudiés dans cette thèse. Les courbes de la fréquence des feux (RegFF), de la biomasse brûlée (RegBB) et de la taille des feux (RegFS) ont été réalisées à l'échelle du nord finlandais suivant la méthodologie expliquée au Chapitre II.

Au cours de l'Holocène moyen, les valeurs de fréquence de feu à l'échelle ont été les plus élevées entre 6000 et 4200 ans cal. BP (années calibrées avant l'actuel) (Figure). En revanche, la biomasse brûlée et la taille des feux n'étaient pas plus élevées durant cette période. Sous les conditions chaudes, sèches et plutôt stables qui caractérisaient l'Holocène moyen, le pin sylvestre (*Pinus sylvestris*) s'est étendu et a dominé la région du lac Inari, induisant une dynamique de feux de surface fréquents, mais peu sévères (Bjune et al., 2004; Carcaillet et al., 2007; Eronen et al., 1999a; Remy et al., 2023; Seppä et al., 2009b; Seppä et Birks, 2001; Sarmaja-Korjonen et al., 2006).

Aux alentours de 4000 ans cal. BP, la RegFF montre une diminution abrupte, identifiée comme un point de basculement des régimes de feux. Cette diminution de fréquence s'est accompagnée d'une augmentation de la taille et/ou de la sévérité des feux (RegFS) entre 4000 et 2500 ans cal. BP, alors que la quantité de biomasse brûlée (RegBB) est demeurée constante malgré la diminution de la fréquence de feux (RegFS). Ce bouleversement des régimes de feu est la conséquence du

refroidissement climatique et des changements de végétation ayant marqué le début de l'Holocène supérieur (Eronen et al., 1999a; Drobyshev et al., 2016; Magne, 2019; Seppä et al., 2009b; Seppä et Birks, 2001). L'établissement de l'épicéa au sud de la zone d'étude sous les conditions climatiques plus froides et plus humides de l'Holocène supérieur a entraîné un basculement vers un régime de feux de cime rares, mais plus sévères (Magne, 2019; Remy et al., 2023).

Après 2500 ans cal. BP, la RegFF augmente durant la seconde partie de l'Holocène supérieur, se distinguant par un climat plus froid, plus humide et plus variable. (Magne, 2019; Luoto et al., 2014; Sjögren, 2021). Durant cette période, les enregistrements de pollen d'espèces arborescentes (*Betula* spp., *Picea abies*, *Pinus sylvestris*) diminuent au profit des taxons arbustives (*Salix*., *Ericaceae*) et herbacés (*Cyperaceae*, *Carex*, *Poaceae*, *Rumex*) suggérant une ouverture du paysage à partir de 2500-2100 ans cal. BP (Bjune et al., 2004; Magne, 2029; Seppä et Birks, 2001). Les taxons de sphaignes (*Sphagnum*) augmentent au même moment (Seppä et Birks, 2001), en concomitance avec le niveau des lacs (Sarmaja-Korjonen et al., 2006). Cependant, les instabilités intra- et inter- annuelles qui marquent cette dernière partie de l'Holocène supérieur entraînent une grande variabilité des régimes des feux durant cette période à l'échelle des paysages.

La tendance globale des fréquences de feux dans les forêts boréales fennoscandinaves présente de nombreuses similitudes avec celles observées dans les forêts boréales sibériennes et nord-américaines (Ali et al., 2009; Barhoumi et al., 2021; El-Guellab et al., 2015; Feurdean et al., 2022; Girardin et al., 2013; Hély et al., 2010; Remy et al., 2017a; Remy et al., 2017b). Les diminutions synchrones observées dans les fréquences de feu eurasiennes et nord-américaines entre 4000 et 3000 ans cal. BP répondent au forçage orbital marquant le début de l'Holocène supérieur (Ali et al., 2009; Barhoumi et al., 2021; Drobyshev et al., 2016; El-Guellab et al., 2015; Feurdean et al., 2022; Girardin et al., 2013; Hély et al., 2010; Remy et al., 2017a; Remy et al., 2017b). Les causes de l'augmentation des fréquences de feux dans beaucoup de forêts boréales eurasiennes et nord-américaines autour de 1000 ans cal. BP demeurent méconnues, mais impliquent

probablement une combinaison de facteurs tels que les oscillations des courants océaniques et atmosphériques et l'utilisation du territoire (Ali et al., 2009; Barhoumi et al., 2021; Drobyshev et al., 2016; Glückler et al., 2021; El-Guellab et al., 2015; Remy et al., 2017a).

En résumé, au cours des huit derniers millénaires, à l'échelle du nord de la Finlande, trois grandes périodes de régimes de feu se distinguent : (1) l'Holocène moyen (8200-4200 ans cal. BP), marqué par une activité des feux principalement contrôlée par l'augmentation du pin (*Pinus sylvestris*) dans le paysage en réponse aux conditions climatiques chaudes et sèches, (2) la première partie de l'Holocène supérieur (4200-2500 ans cal. BP), marquée par un refroidissement climatique et un changement de végétation; et (3) la deuxième partie de l'Holocène supérieur (2500 ans cal. BP à aujourd'hui), marquée par une forte variabilité climatique ainsi qu'une pression anthropique grandissante.

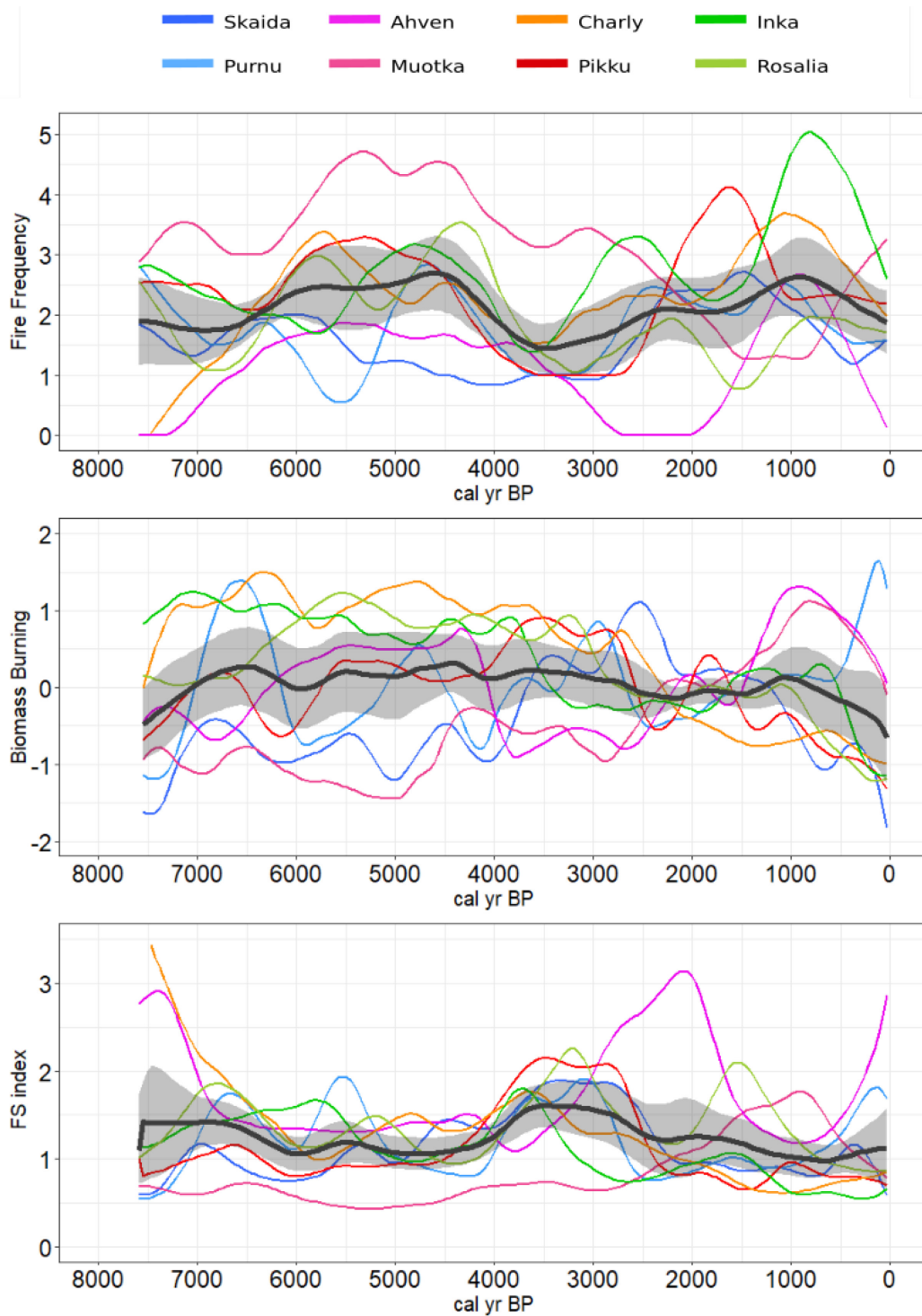
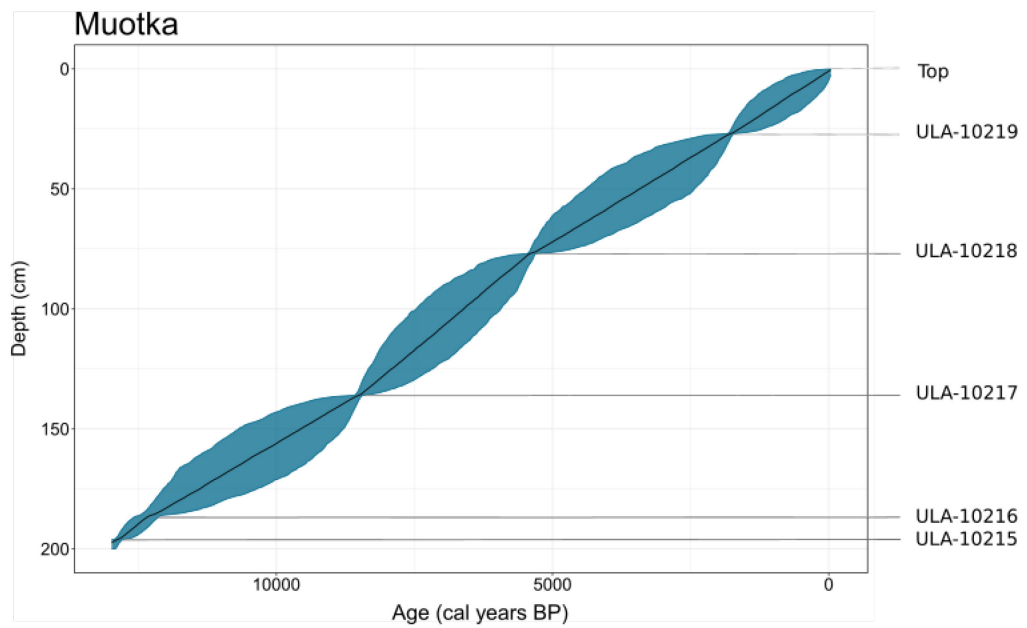
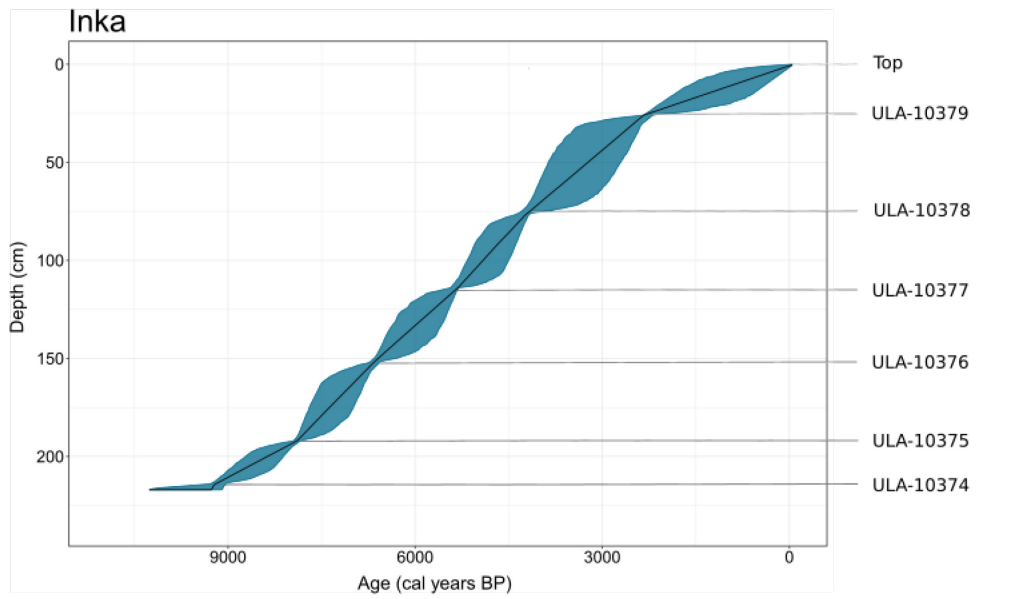


Figure : La fréquence de feu (FF; feux.1000ans⁻¹), la biomasse brûlée (BB) et l'indice de taille des feux (FS) sont présentés à échelle locale (lignes colorées) et régionale (Reg; lignes noires) pour les lacs Skaida, Purnu, Ahven, Muotka, Charly, Pikku, Inka et Rosalia.

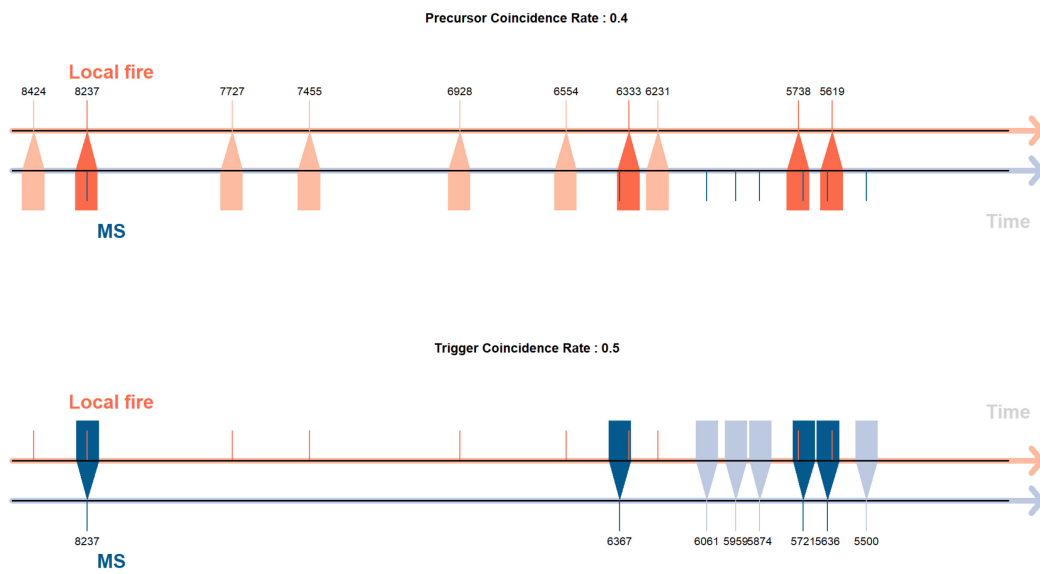
APPENDICE H

BAYESIAN AGE-DEPTH MODELS FOR LAKES INKA AND MUOTKA.



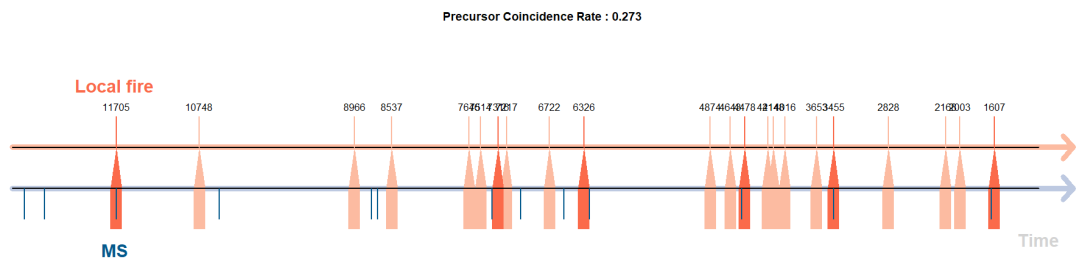
APPENDICE I

EVENT COINCIDENCE ANALYSIS (ECA) BETWEEN CATCHMENT FIRE
EVENTS IDENTIFIED WITH THE CSD METHOD AND EROSION PEAKS
DETECTED WITH MAGNETIC SUSCEPTIBILITY (MS) FOR LAKE INKA.



APPENDICE J

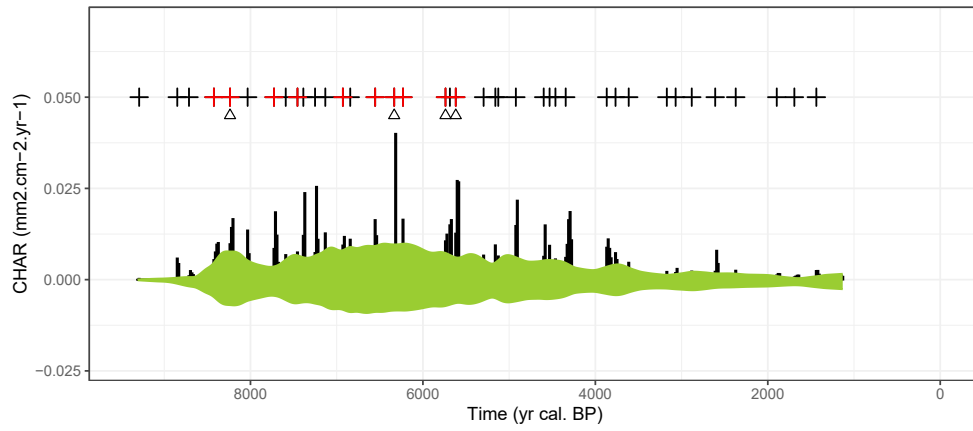
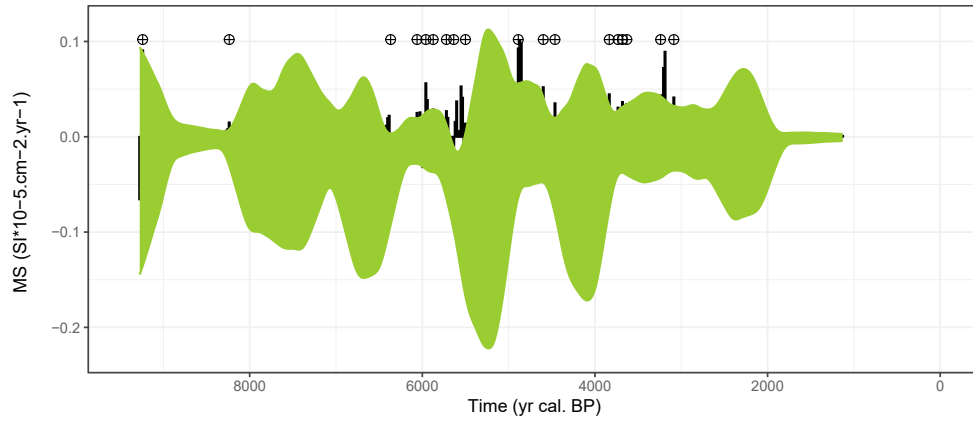
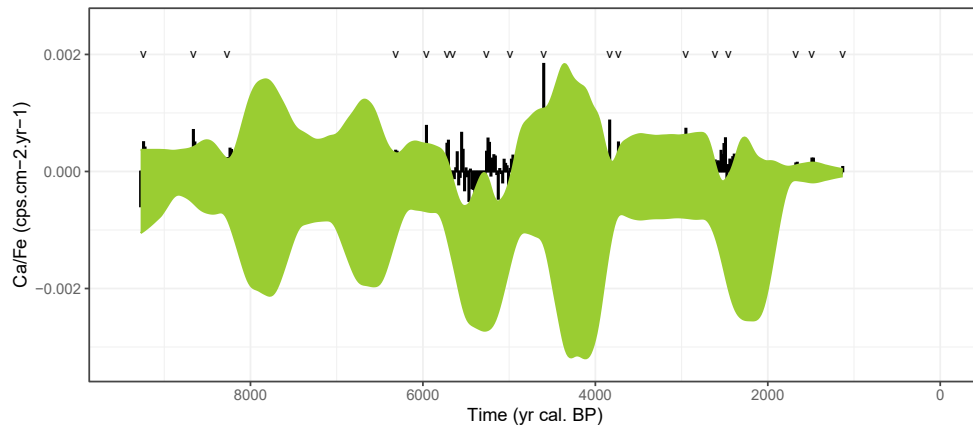
EVENT COINCIDENCE ANALYSIS (ECA) BETWEEN CATCHMENT FIRE EVENTS IDENTIFIED BY THE CSD METHOD AND EROSION PEAKS DETECTED WITH MAGNETIC SUSCEPTIBILITY (MS) FOR LAKE MUOTKA.



APPENDICE K

CHARANALYSIS OUTPUTS FOR LAKE INKA.

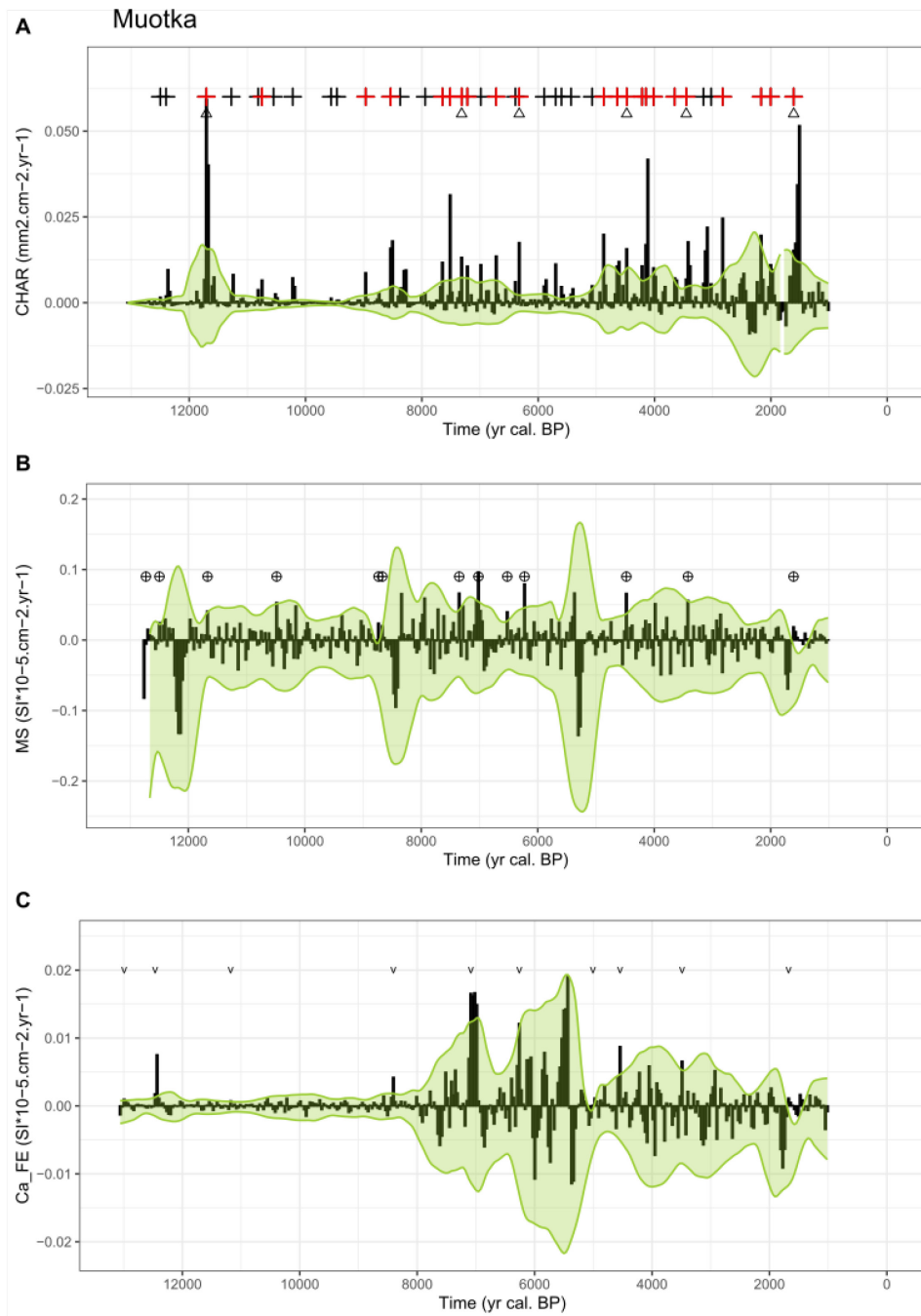
(A) Charcoal peaks (C_{peak} , black bars) identified by removing $C_{\text{background}}$ from C_{int} . Threshold (green line) used to separate peaks from noise (C_{noise}). Black “+” symbols indicate charcoal peaks interpreted as regional fire events (C_{fire}). Red “+” symbols indicate catchment fire events detected with the CSD method. Triangles indicate catchment fire events coinciding with MS peaks interpreted as high severity catchment fire events. (B) Magnetic susceptibility peaks (MS_{peak} , black bars) identified by removing $MS_{\text{background}}$ from MS_{int} . Threshold (green line) used to separate peaks from noise (MS_{noise}). Black circled “+” symbols indicate MS peaks interpreted as erosion events (MS_{event}). (C) Ca/Fe peaks (Ca/Fe_{peak} , black bars) identified by removing $Ca/Fe_{\text{background}}$ from Ca/Fe_{int} . Threshold (green line) used to separate peaks from noise (Ca/Fe_{noise}). Black circled “+” symbols indicate Ca/Fe peaks interpreted as erosion events (Ca/Fe_{event})

A Inka**B****C**

APPENDICE L

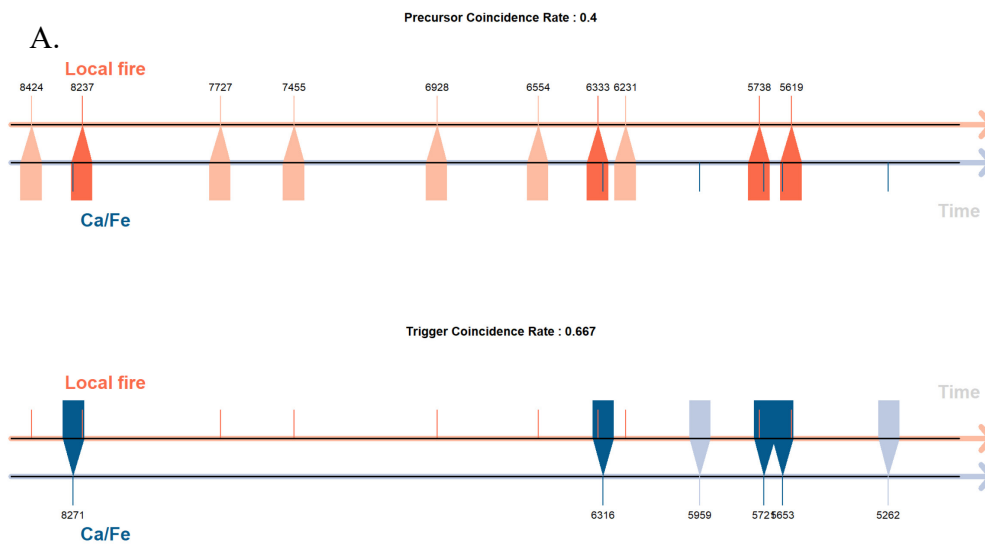
CHARANALYSIS OUTPUTS FOR LAKE MUOTKA. (A)

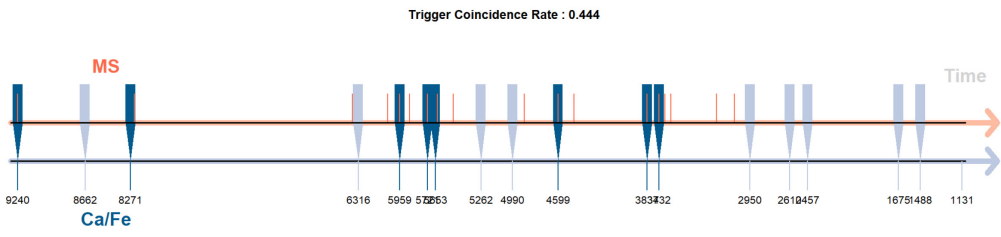
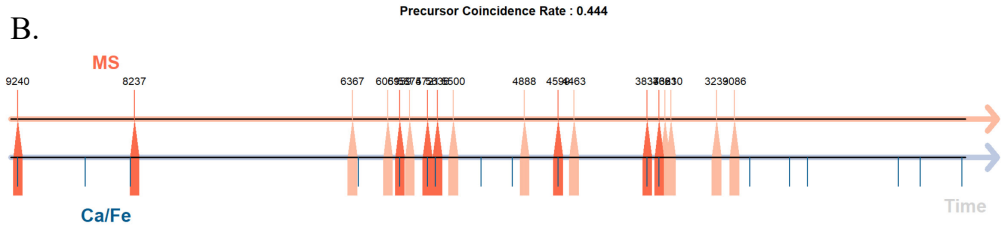
Charcoal peaks (C_{peak} , black bars) identified by removing $C_{\text{background}}$ from C_{int} . Threshold (green line) used to separate peaks from noise (C_{noise}). Black “+” symbols indicate charcoal peaks interpreted as regional fire events (C_{fire}). Red “+” symbols indicate catchment fires detected with the CSD method. Triangles indicate catchment fire events coinciding with MS peaks interpreted as high severity catchment fire events. (B) Magnetic susceptibility peaks (MS_{peak} , black bars) identified by removing $MS_{\text{background}}$ from MS_{int} . Threshold (green line) used to separate peaks from noise (MS_{noise}). Black circled “+” symbols indicate MS peaks interpreted as erosion events (MS_{event}). (C) Ca/Fe peaks (Ca/Fe_{peak} , black bars) identified by removing $Ca/Fe_{\text{background}}$ from Ca/Fe_{int} . Threshold (green line) used to separate peaks from noise (Ca/Fe_{noise}). Black circled “+” symbols indicate Ca/Fe peaks interpreted as erosion events (Ca/Fe_{event}).



APPENDICE M

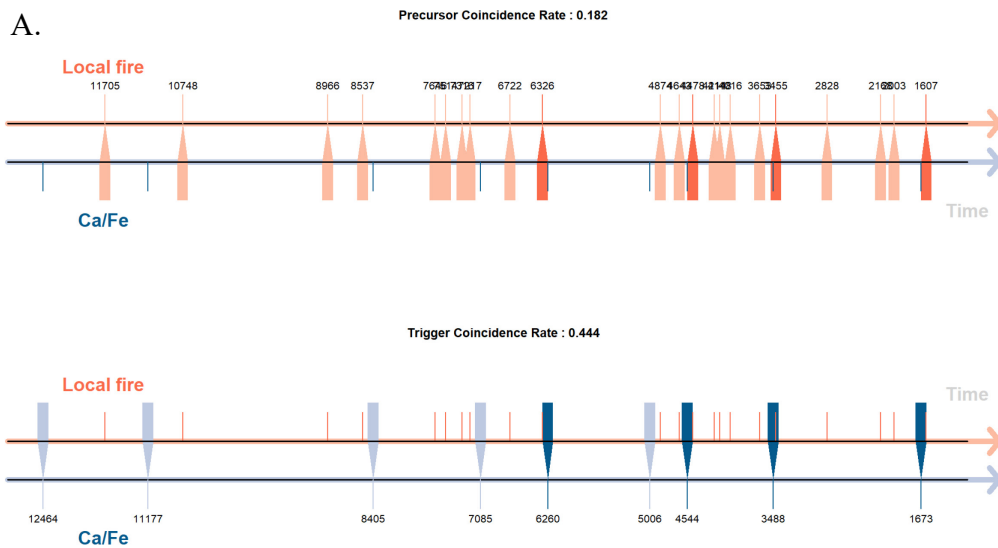
EVENT COINCIDENCE ANALYSIS (ECA) BETWEEN (A) CATCHMENT FIRE
EVENTS IDENTIFIED BY THE CSD METHOD AND MAGNETIC
SUSCEPTIBILITY (MS) AND (B) MS PEAKS AND GEOCHEMICAL (CA/FE)
PEAKS FOR LAKE INKA.

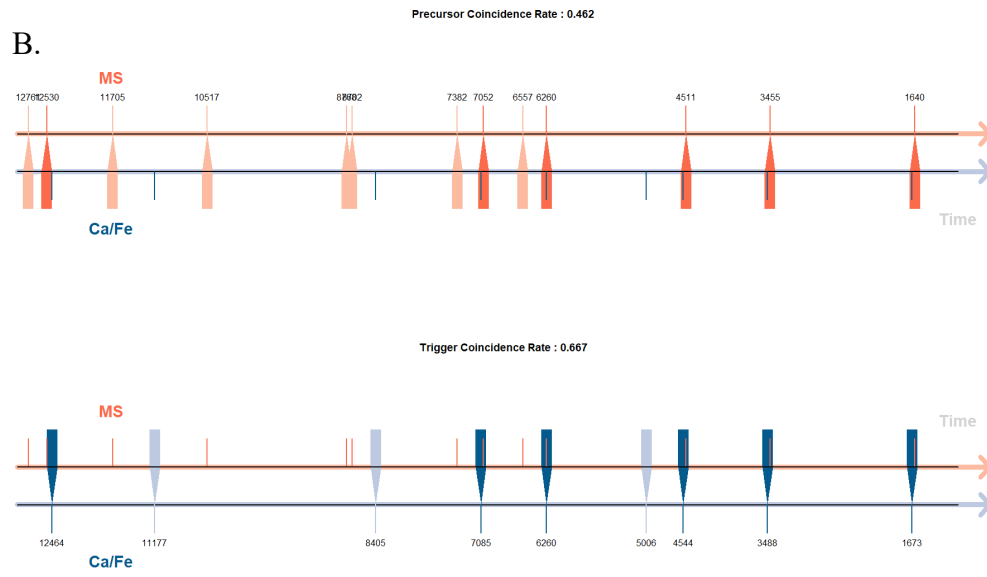




APPENDICE N

EVENT COINCIDENCE ANALYSIS (ECA) BETWEEN (A) CATCHMENT FIRE
EVENTS IDENTIFIED BY THE CSD METHOD AND MAGNETIC
SUSCEPTIBILITY (MS) AND (B) MS PEAKS AND GEOCHEMICAL (CA/FE)
PEAKS FOR LAKE MUOTKA.

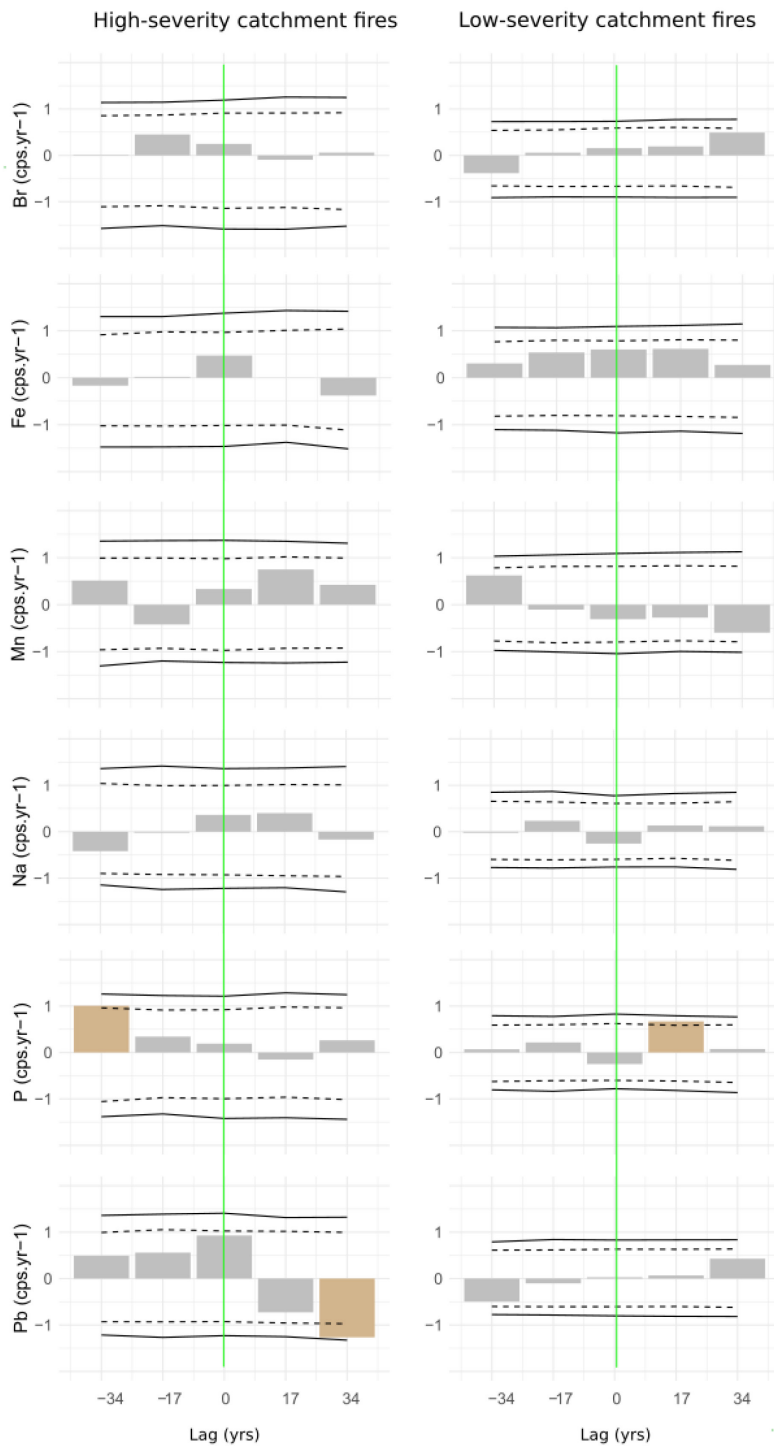


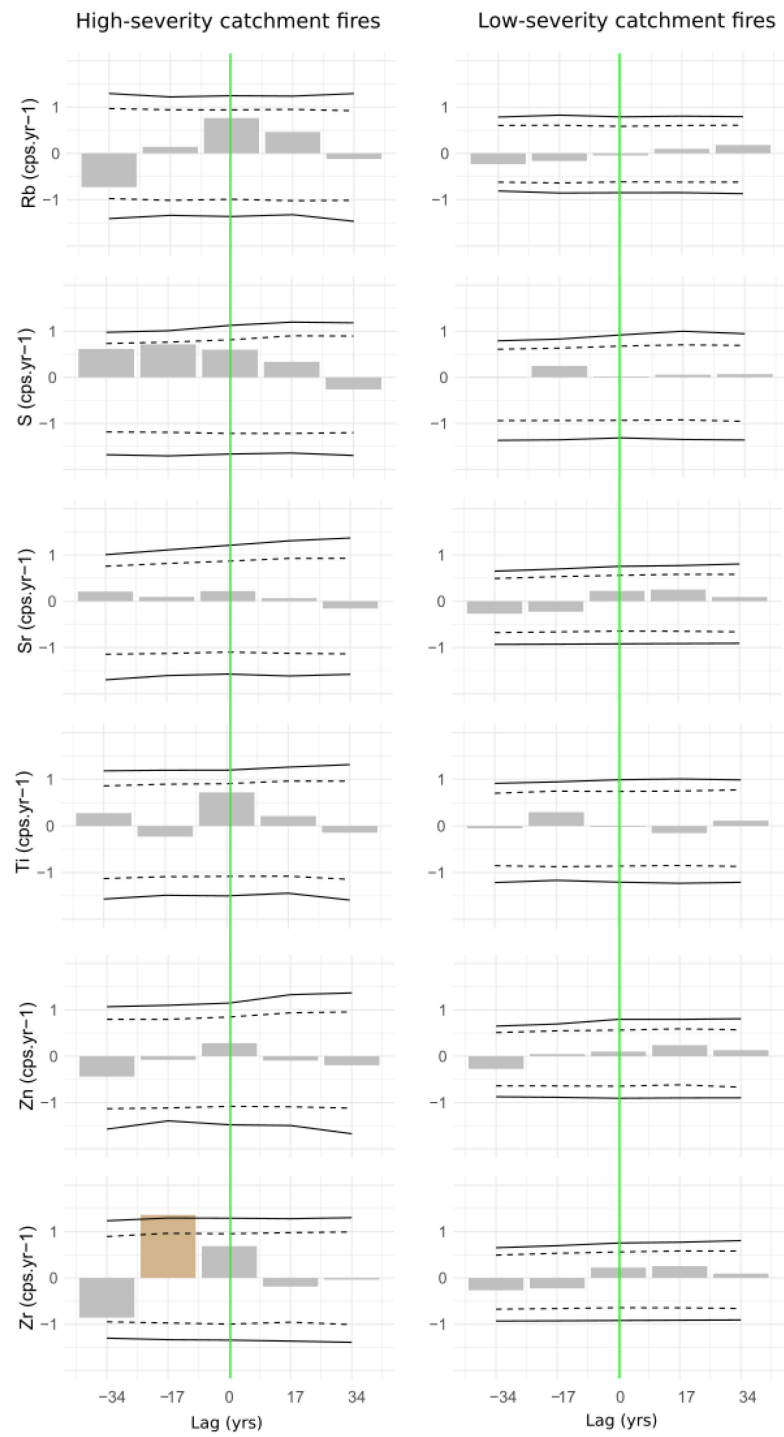


APPENDICE O

SUPERPOSED EPOCH ANALYSIS (SEA) FOR THE FOUR HIGH-SEVERITY CATCHMENT FIRES AND THE SIX LOW-SEVERITY CATCHMENT FIRES AT LAKE INKA.

Yellow bars are significantly positive anomalies from 500 year mean concentrations of Br, Fe, Mn, Na, P, Pb, Rb, S, Sr, Ti, Zn, and Zr. Composite residual response values (y-axis) before and after high-severity catchment fires (vertical solid green line) are shown. The solid and dashed black lines represent Monte Carlo-derived 99% and 95% confidence intervals, respectively.

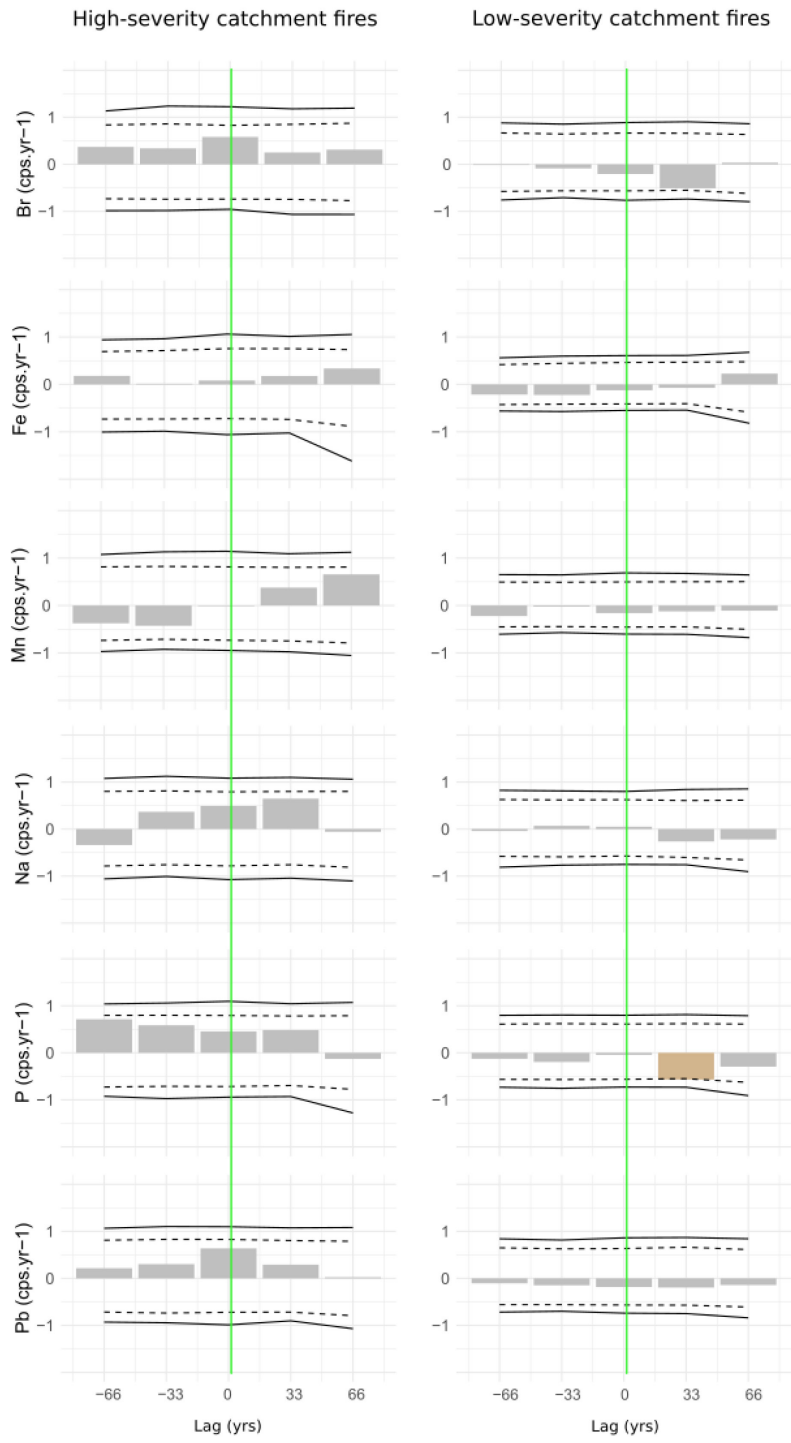


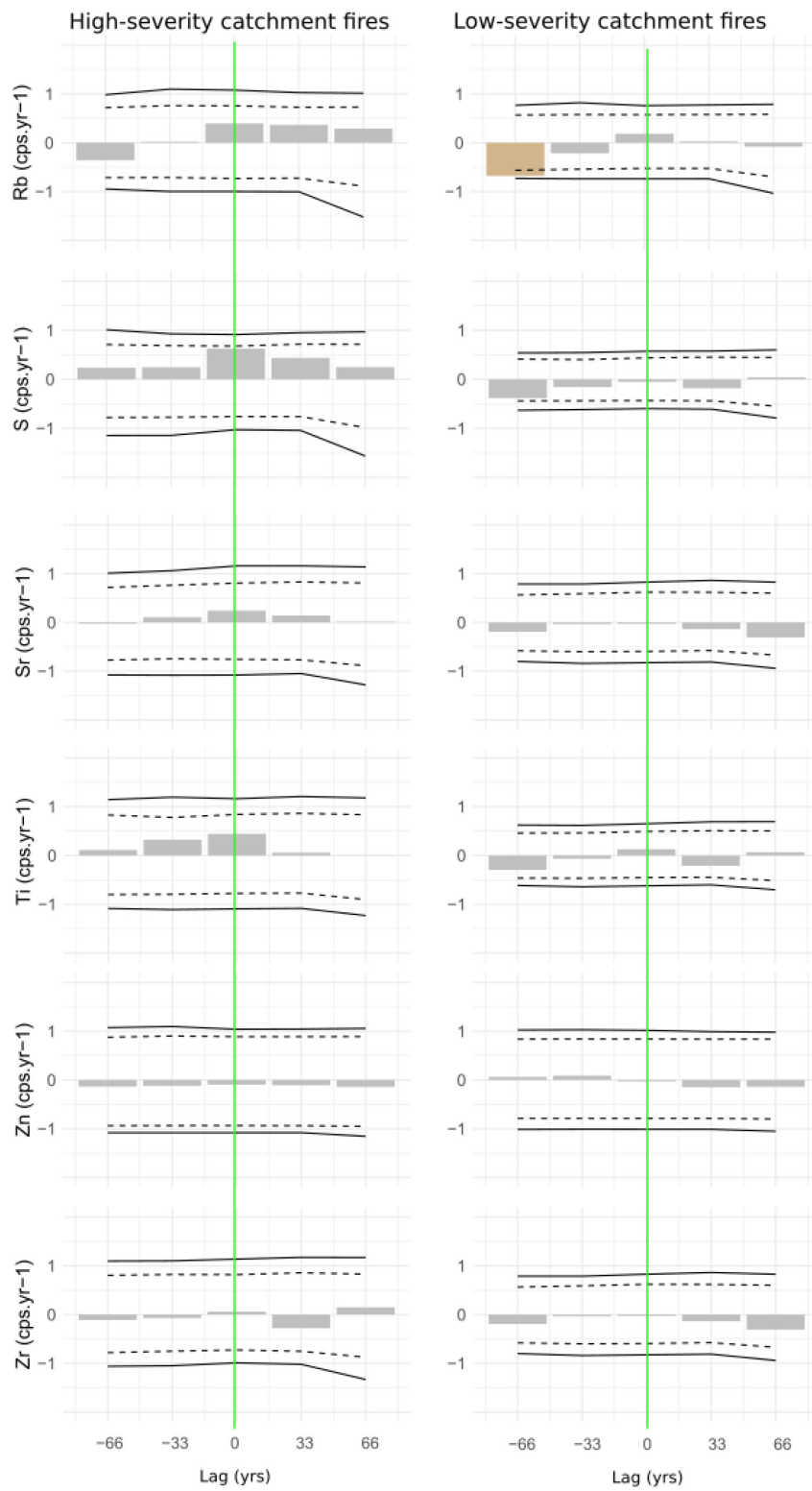


APPENDICE P

SUPERPOSED EPOCH ANALYSIS (SEA) FOR THE SIX HIGH-SEVERITY CATCHMENT FIRES AND THE 16 LOW-SEVERITY CATCHMENT FIRES AT LAKE MUOTKA.

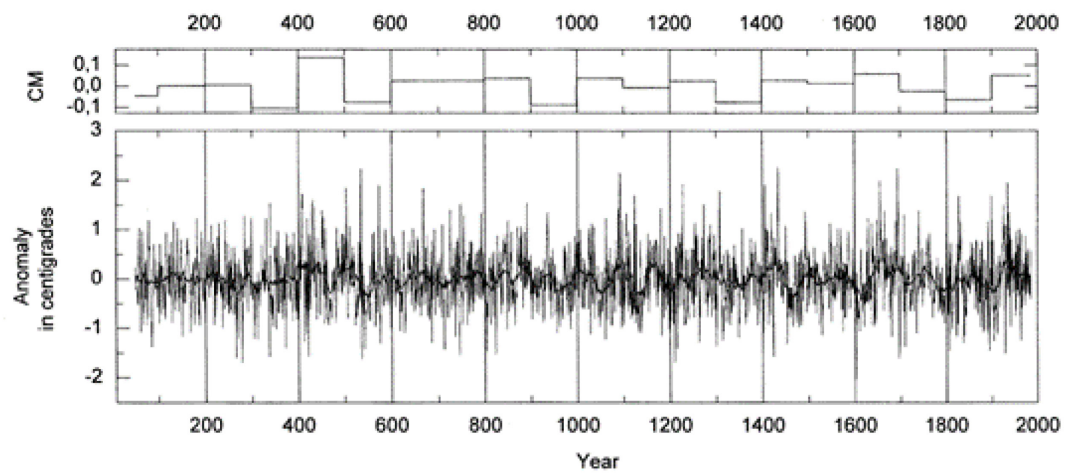
Yellow bars are significantly positive anomalies from 500 year mean concentrations of Br, Fe, Mn, Na, P, Pb, Rb, S, Sr, Ti, Zn, and Zr. Composite residual response values (y-axis) before and after high-severity catchment fires (vertical solid green line) are shown. The solid and dashed black lines represent Monte Carlo-derived 99% and 95% confidence intervals, respectively.





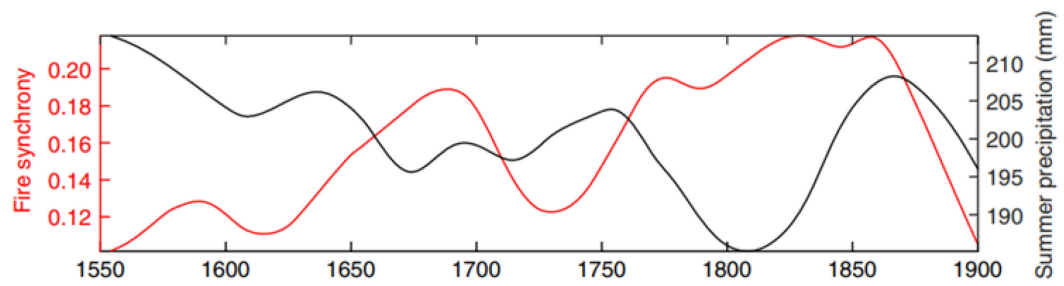
APPENDICE Q

NORTHERN FENNOSCANDIAN MID-SUMMER (JULY) TEMPERATURES (IN °C) SUPERIMPOSED BY A 20-YEAR MOVING AVERAGE TO EMPHASIZE LOW-FREQUENCY VARIABILITY (LOWER PLOT). NON-OVERLAPPING 100-YEAR MEANS OF JULY TEMPERATURE (CM, UPPER PLOT). SOURCE: LINDHOLM & ERONEN, 2000.



APPENDICE R

SCALE-CORRELATION ANALYSIS OF SYNCHRONY BETWEEN SMOOTHED
FIRE AND SUMMER PRECIPITATION RECONSTRUCTIONS IN EASTERN
FINLAND BETWEEN 1550 AND 1900 CE. SOURCE: AAKALA ET AL., 2018.

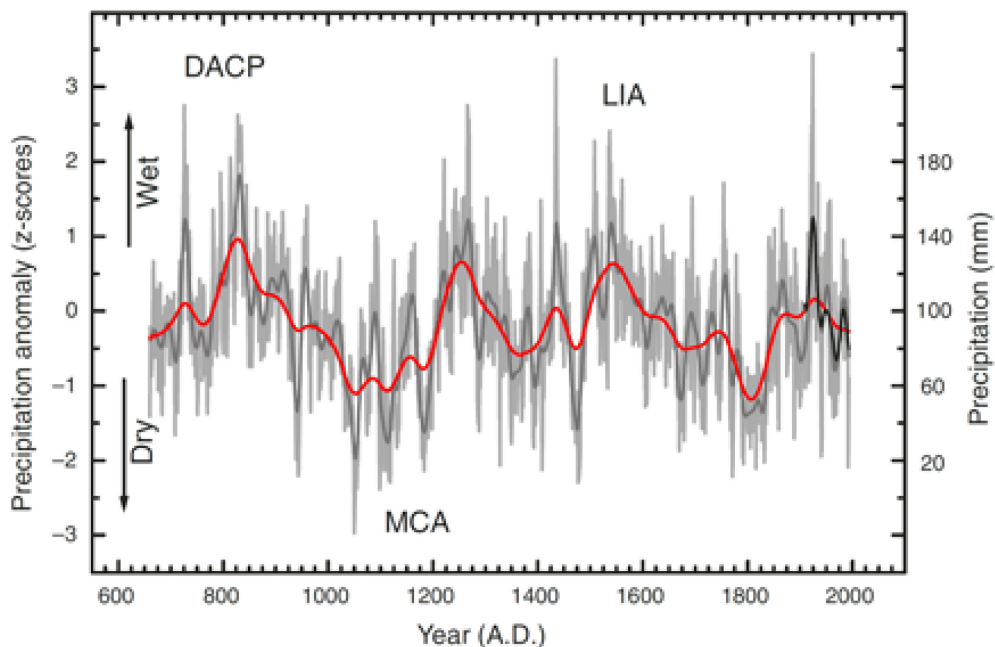


APPENDICE S

SOUTHERN FINLAND MAY-JUNE PRECIPITATION ANOMALIES (Z-SCORES)

BETWEEN 660 AND 1993 CE.

Variations are shown with respect to 1909–1993 period, at annual (light gray line), decadal (medium gray for reconstructed, black line for observed), and centennial (red line) time scales. Reconstruction covers the climatic periods of the Little Ice Age (LIA), Medieval Climate Anomaly (MCA; i.e. Medieval Warm Period), and Dark Ages Cold Period (DACP). Source: Helema et al., 2009a.



RÉFÉRENCES

- Aakala, T. (2018). Forest fire histories and tree age structures in Värriö and Maltio Strict Nature Reserves, northern Finland. *Boreal Environment Research*, 23, 209-219.
- Aakala, T., Kulha, N., & Kuuluvainen, T. (2023). Human impact on forests in early twentieth century Finland. *Landscape Ecology*.
<https://doi.org/10.1007/s10980-023-01688-w>
- Aakala, T., Kuuluvainen, T., Wallenius, T., & Kauhanen, H. (2009). Contrasting patterns of tree mortality in late-successional *Picea abies* stands in two areas in northern Fennoscandia. *Journal of Vegetation Science*, 20(6), 1016-1026.
- Aakala, T., Pasanen, L., Helama, S., Vakkari, V., Drobyshev, I., Seppä, H., Kuuluvainen, T., Stirvins, N., Wallenius, T., Vasander, H., & Holmström, (2018). Multiscale variation in drought controlled historical forest fire activity in the boreal forests of eastern Fennoscandia. *Ecological Monographs*, 88(1), 74-91.
- Abraham, J., Dowling, K., & Florentine, S. (2017). Risk of post-fire metal mobilization into surface water resources: a review. *Science of the Total Environment*, 599–600, 1740–1755.
- Alenius, T., Mökkönen, T., & Lahelma, A. (2013). Early farming in the northern boreal zone: Reassessing the history of land use in southeastern Finland through high-resolution pollen analysis. *Geoarchaeology*, 28(1), 1-24.
- Alexakis, D. E. (2020). Contaminated land by wildfire effect on ultramafic soil and associated human health and ecological risk. *Land*, 9(11), 409.

- Ali, A. A., Asselin, H., Larouche, A., Bergeron, Y., Carcaillet, C., & Richard, P. J. H. (2008). Changes in fire regime explain the Holocene rise and fall of *Abies balsamea* in the coniferous forests of western Québec, Canada. *The Holocene*, 18, 693-703.
- Ali, A. A., Blarquez, O., Girardin, M. P., Hély, C., Tinquaut, F., El Guellab, A., Valsecchi, V., Terrier, A., Bremond, L., Genries, A., Gauthier, S., & Bergeron, Y. (2012). Control of the multimillennial wildfire size in boreal North America by spring climatic conditions. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA*, 109(51), 20966-20970.
- Ali, A. A., Carcaillet, C., & 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.
- Andersson, S., Rosqvist, G., Leng, M.J., Wastegård, S. & Blaauw, M., (2010). Late Holocene climate change in central Sweden inferred from lacustrine stable isotope data. *Journal of Quaternary Science* 25, 1305–1316.
- Appleby, P. G., Oldfield, F., Thompson, R., Huttunen, P., & Tolonen, K. (1979). ²¹⁰Pb dating of annually laminated lake sediments from Finland. *Nature*, 280(5717), 53-55.
- Arppe, L., Kurki, E., Wooller, M. J., Luoto, T. P., Zajączkowski, M., & Ojala, A. E. (2017). A 5500-year oxygen isotope record of high arctic environmental change from southern Spitsbergen. *The Holocene*, 27(12), 1948-1962.
- Arseneault, D., & Sirois, L. (2004). The millennial dynamics of a boreal forest stand from buried trees. *Journal of Ecology*, 92(3), 490-504.
- Asselin, H., & Payette, S. (2005). Detecting local-scale fire episodes on pollen slides. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 137(1-2), 31-40.

- Asselin, H., & Payette, S. (2006). Origin and long-term dynamics of a subarctic tree line. *Ecoscience*, 13, 135-142.
- Asselin, H., Belleau, A., & Bergeron, Y. (2006). Factors responsible for the co-occurrence of forested and unforested rock outcrops in the boreal forest. *Landscape Ecology*, 21, 271-280.
- Augustsson, A., Gaillard, M. J., Peltola, P., Mazier, F., Bergbäck, B., & Saarinen, T. (2013). Effects of land use and climate change on erosion intensity and sediment geochemistry at Lake Lehmilampi, Finland. *The Holocene*, 23(9), 1247-1259.
- Austrheim, G., & Eriksson, O. (2001). Plant species diversity and grazing in the Scandinavian mountains-patterns and processes at different spatial scales. *Ecography*, 24(6), 683-695.
- Äyräs, M., & Kashulina, G. (2000). Regional patterns of element contents in the organic horizon of podzols in the central part of the Barents region (Finland, Norway and Russia) with special reference to heavy metals (Co, Cr, Cu, Fe, Ni, Pb, V and Zn) and sulphur as indicators of airborne pollution. *Journal of Geochemical Exploration*, 68(1-2), 127-144.
- Barhoumi, C. (2019). Histoire des feux, dynamique de la végétation et variabilité climatique de l'Holocène en République de Komi. Doctoral dissertation, Université de Montpellier (France).
- Barhoumi, C., Vogel, M., Dugerdil, L., Limani, H., Joannin, S., Peyron, O., & Ali, A. A. (2021). Holocene fire regime changes in the southern Lake Baikal Region influenced by climate-vegetation-anthropogenic activity interactions. *Forests*, 12(8), 978.
- Bastianelli, C. (2018). Changements globaux et dynamiques forestières des pessières du Québec au cours des 8000 dernières années à partir d'approches

paléoécologiques et biogéochimiques (Doctoral dissertation, Université Paris sciences et lettres, Université du Québec à Abitibi-Témiscamingue).

- Bastianelli, C., Ali, A. A., Beguin, J., Bergeron, Y., Grondin, P., Hély, C., & Paré, D. (2017). Boreal coniferous forest density leads to significant variations in soil physical and geochemical properties. *Biogeosciences*, 14(14), 3445-3459.
- Bergeron, Y., Cyr, D., Girardin, M. P., & Carcaillet, C. (2010). Will climate change drive 21st century burn rates in Canadian boreal forest outside of its natural variability: collating global climate model experiments with sedimentary charcoal data. *International Journal of Wildland Fire*, 19(8), 1127-1139.
- Berglund, H., & Kuuluvainen, T. (2021). Representative boreal forest habitats in northern Europe, and a revised model for ecosystem management and biodiversity conservation. *Ambio*, 50(5), 1003-1017.
- Bergman, I., Zackrisson, O., & Liedgren, L. (2013). From hunting to herding: Land use, ecosystem processes, and social transformation among Sami AD 800–1500. *Arctic Anthropology*, 50(2), 25-39.
- Bill, K. E., Dieleman, C. M., Baltzer, J. L., Degré-Timmons, G. É., Mack, M. C., Day, N. J., Cumming, S. G., Walker, X. J., & Turetsky, M. R. (2023). Post-fire recovery of soil organic layer Carbon in Canadian boreal forests. *Ecosystems*. <https://doi.org/10.1007/s10021-023-00854-0>
- Björck, S., Bennike, O., Possnert, G., Wohlfarth, B., & Digerfeldt, G. (1998). A high-resolution ¹⁴C dated sediment sequence from southwest Sweden: age comparisons between different components of the sediment. *Journal of Quaternary Science*, 13(1), 85–89.
- Bjørklund, I. (2013). Domestication, reindeer husbandry and the development of Sámi pastoralism. *Acta Borealia*, 30(2), 174-189.

- Bjune, A. E., Birks, H. J. B., & Seppä, H. (2004). Holocene vegetation and climate history on a continental-oceanic transect in northern Fennoscandia based on pollen and plant macrofossils. *Boreas*, 33(3), 211-223.
- Blaauw, M., & Christen, J. A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 6(3), 457-474.
- Blarquez, O., Ali, A. A., Girardin, M. P., Grondin, P., Fréchette, B., Bergeron, Y., & Hély, C. (2015). Regional paleofire regimes affected by non-uniform climate, vegetation and human drivers. *Scientific Reports*, 5(1), 1-13.
- Blarquez, O., Vanni re, B., Marlon, J. R., Daniau, A. L., Power, M. J., Brewer, S., & Bartlein, P. J. (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.
- Bonk, A., Kinder, M., Enters, D., Grosjean, M., Meyer-Jacob, C., & Tylmann, W. (2016). Sedimentological and geochemical responses of Lake Żabińskie (north-eastern Poland) to erosion changes during the last millennium. *Journal of Paleolimnology*, 56, 239-252.
- Borgstr m, I., Cousins, S. A., Dahlberg, A. C., & Westerberg, L. O. (1999). The 1997 flash flood at Mount Fulufj llet, west central Sweden: Geomorphic and vegetational investigations of Stora G lj n valley. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 81(3), 369-382.
- Brisset, E., Miramont, C., Guiter, F., Anthony, E. J., Tachikawa, K., Poulenard, J., Arnaud, F., Delhon, C., Meunier, J.-D., Bard, E., & Sum ra, F. (2013). Non-reversible geosystem destabilisation at 4200 cal. BP: Sedimentological, geochemical and botanical markers of soil erosion recorded in a Mediterranean alpine lake. *The Holocene*, 23(12), 1863-1874.

- Brossier, B., Oris, F., Finsinger, W., Asselin, H., Bergeron, Y., & Ali, A. A. (2014). Using tree-ring records to calibrate peak detection in fire reconstructions based on sedimentary charcoal records. *The Holocene*, 24(6), 635-645.
- Brossier, B., Oris, F., Finsinger, W., Asselin, H., Bergeron, Y., & Ali, A. A. (2014). Using tree-ring records to calibrate peak detection in fire reconstructions based on sedimentary charcoal records. *Holocene*, 24(6), 635-645.
- Brown, K. J., & Giesecke, T. (2014). Holocene fire disturbance in the boreal forest of central Sweden. *Boreas*, 43(3), 639-651.
- Bunn, A. G. (2008). A dendrochronology program library in R (dplR). *Dendrochronologia*, 26(2), 115-124.
- Cairns, D. M., Lafon, C., Moen, J., & Young, A. (2007). Influences of animal activity on treeline position and pattern: implications for treeline responses to climate change. *Physical Geography*, 28(5), 419-433.
- Callaghan, T. V., Björn, L. O., Chapin Iii, F. S., Chernov, Y., Christensen, T. R., Huntley, B., & Matveyeva, N. (2005). Arctic tundra and polar desert ecosystems. *Arctic climate impact assessment*, 1, 243-352.
- Carcaillet, C., Bergman, I., Delorme, S., Hornberg, G., & Zackrisson, O. (2007). Long-term fire frequency not linked to prehistoric occupations in northern Swedish boreal forest. *Ecology*, 88(2), 465-477.
- Carcaillet, C., Hörnberg, G., & Zackrisson, O. (2012). Woody vegetation, fuel and fire track the melting of the Scandinavian ice-sheet before 9500 cal yr BP. *Quaternary Research*, 78(3), 540-548.
- Carcaillet, C., Richard, P. J., Asnong, H., Capece, L., & Bergeron, Y. (2006). Fire and soil erosion history in East Canadian boreal and temperate forests. *Quaternary Science Reviews*, 25(13-14), 1489-1500.

- Certini, G. (2005). Effects of fire on properties of forest soils: a review. *Oecologia*, 143, 1-10.
- Clark, J. S., & Hussey, T. C. (1996). Estimating the mass flux of charcoal from sedimentary records: Effects of particle size, morphology, and orientation. *The HOLOCENE*, 6(2), 129–144.
- Clear, J. (2013). Holocene fire and vegetation dynamics in the northern European forests. Doctoral dissertation, University of Liverpool (United Kingdom).
- Clear, J. L., Molinari, C., & Bradshaw, R. H. (2014). Holocene fire in Fennoscandia and Denmark. *International Journal of Wildland Fire*, 23(6), 781-789.
- Clear, J. L., Seppä, H., Kuosmanen, N., & Bradshaw, R. H. (2013). Holocene fire frequency variability in Vesijako, Strict Nature Reserve, Finland, and its application to conservation and management. *Biological Conservation*, 166, 90-97.
- Cogos, S. (2020). Fire, people and reindeer in the boreal forest: the role of fire in the historical and contemporary interactions between Sami reindeer herding and forest management in northern Sweden (Doctoral dissertation, université Paris-Saclay).
- Cogos, S., Östlund, L., & Roturier, S. (2019). Forest fire and Indigenous Sami land use: Place names, fire dynamics, and ecosystem change in northern Scandinavia. *Human Ecology*, 47(1), 51-64.
- Cogos, S., Östlund, L., & Roturier, S. (2021a). Fire management in the boreal forest of Swedish Sápmi: Prescribed burning and consideration of Sami reindeer herding during 1920–1970. *Environmental Management*, 68(3), 295-309.
- Cogos, S., Östlund, L., & Roturier, S. (2021b). Negotiating (with) fire: Contemporary fire domestication in Swedish Sápmi. *Journal of Ethnobiology*, 41(4), 499-516.

- Colombaroli, D., & Gavin, D. G. (2010). Highly episodic fire and erosion regime over the past 2,000 y in the Siskiyou Mountains, Oregon. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(44), 18909-18914.
- Conedera, M., Tinner, W., Neff, C., Meurer, M., Dickens, A.F., & Krebs, P. (2009). Reconstructing past fire regimes: methods, applications, and relevance to fire management and conservation. *Quaternary Science Reviews*, 28(5), 555–576.
- Corine Land Cover 2000 (2022). Suomen ympäristökeskus (Syke). Available at: <http://data.europa.eu/88u/dataset/-0b4b2fac-adf1-43a1-a829-70f02bf0c0e5->.
- Corine Land Cover 2018 (2022). Suomen ympäristökeskus (Syke). Available at: <http://data.europa.eu/88u/dataset/-0b4b2fac-adf1-43a1-a829-70f02bf0c0e5->.
- Cromartie, A., Blanchet, C., Barhoumi, C., Messenger, E., Peyron, O., Ollivier, V., & Joannin, S. (2020). The vegetation, climate, and fire history of a mountain steppe: A Holocene reconstruction from the South Caucasus, Shenkani, Armenia. *Quaternary Science Reviews*, 246, 106485.
- Croudace, I. W., & Rothwell, R. G. (Eds.). (2015). *Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences* (Vol. 17, p. 668). Dordrecht: Springer.
- De Groot, W. J., Cantin, A. S., Flannigan, M. D., Soja, A. J., Gowman, L. M., & Newbery, A. (2013) A comparison of Canadian and Russian boreal forest fire regimes. *Forest Ecology and Management* 294: 23–34.
- Delwaide, A., Asselin, H., Arseneault, D., Lavoie, C., & Payette, S. (2021). A 2233-year tree-ring chronology of subarctic black spruce (*Picea mariana*): growth forms response to long-term climate change. *Écoscience*, 28(3-4), 399-419.

- Dodd W., Scott P., Howard C., Scott C., Rose C., Cunsolo A., & Orbinski, J. (2018). Lived experience of a record wildfire season in the Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Public Health*, 109(3): 327-337.
- Drobyshev, I., Bergeron, Y., Vernal, A. D., Moberg, A., Ali, A. A., & Niklasson, M. (2016). Atlantic SSTs control regime shifts in forest fire activity of Northern Scandinavia. *Scientific Reports*, 6(1), 1-13.
- Drobyshev, I., Granström, A., Linderholm, H. W., Hellberg, E., Bergeron, Y., & Niklasson, M. (2014). Multi-century reconstruction of fire activity in Northern European boreal forest suggests differences in regional fire regimes and their sensitivity to climate. *Journal of Ecology*, 102(3), 738-748.
- Drobyshev, I., Niklasson, M., & Linderholm, H. W. (2012). Forest fire activity in Sweden: climatic controls and geographical patterns in 20th century. *Agricultural and Forest Meteorology*, 154, 174-186.
- Dunnette, P. V., Higuera, P. E., McLauchlan, K. K., Derr, K. M., Briles, C. E., & Keefe, M. H. (2014). Biogeochemical impacts of wildfires over four millennia in a Rocky Mountain subalpine watershed. *New Phytologist*, 203(3), 900-912.
- Egelkraut, D., Aronsson, K. Å., Allard, A., Åkerholm, M., Stark, S., & Olofsson, J. (2018). Multiple feedbacks contribute to a centennial legacy of reindeer on tundra vegetation. *Ecosystems*, 21(8), 1545-1563.
- El-Guellab, A., Asselin, H., Gauthier, S., Bergeron, Y., & Ali, A. A. (2015). Holocene variations of wildfire occurrence as a guide for sustainable management of the northeastern Canadian boreal forest. *Forest Ecosystems*, 2(1), 1-7.

- Eronen, M., Hyvärinen, H., & Zetterberg, P. (1999a). Holocene humidity changes in northern Finnish Lapland inferred from lake sediments and submerged Scots pines dated by tree-rings. *The Holocene*, 9(5), 569-580.
- Eronen, M., Lindholm, M., Saastamoinen, S., & Zetterberg, P. (1999b). Variable Holocene climate, treeline dynamics and changes in natural environments in northern Finnish Lapland. *Chemosphere-Global Change Science*, 1(4), 377-387.
- Eronen, M., Zetterberg, P., Briffa, K. R., Lindholm, M., Meriläinen, J., & Timonen, M. (2002). The supra-long Scots pine tree-ring record for Finnish Lapland: Part 1, chronology construction and initial inferences. *The Holocene*, 12(6), 673-680.
- Esper, J., DÜthorn, E., Krusic, P. J., Timonen, M., & Büntgen, U. L. F. (2014). Northern European summer temperature variations over the Common Era from integrated tree-ring density records. *Journal of Quaternary Science*, 29(5), 487-494.
- Feurdean, A., Diaconu, A. C., Pfeiffer, M., Gałka, M., Hutchinson, S. M., Butiseaca, G., Gorine, N., Tonkoc, D., Niamir, A., Tantau, I., Zhang, H., & Kirpotin, S. (2022). Holocene wildfire regimes in western Siberia: interaction between peatland moisture conditions and the composition of plant functional types. *Climate of the Past*, 18(6), 1255-1274.
- Finnish Meteorological Institute (2022). Climatological Statistics in Finland 1961e2022. Inari-Kaamanen station. Available at: <https://en.ilmatieteenlaitos.fi/download-observations>.
- Fisher, M. L. G. (2020). Fire activity in northeast Ontario during the Holocene as inferred by sedimentary macrocharcoal. Doctoral dissertation, Queen's University (Canada).

- Flannigan, M., Stocks, B., Turetsky, M., & Wotton, M. (2009). Impacts of climate change on fire activity and fire management in the circumboreal forest. *Global change biology*, 15(3), 549-560.
- Florescu, G., Vanni re, B., & Feurdean, A. (2018). Exploring the influence of local controls on fire activity using multiple charcoal records from northern Romanian Carpathians. *Quaternary International*, 488, 41-57.
- Forbes, B. C., Turunen, M. T., Soppela, P., Rasmus, S., Vuojala-Magga, T., & Kitti, H. (2019). Changes in mountain birch forests and reindeer management: Comparing different knowledge systems in S pmi, northern Fennoscandia. *Polar Record*, 55(6), 507-521.
- Freschet, G. T.,  stlund, L., Kichenin, E., & Wardle, D. A. (2014). Aboveground and belowground legacies of native Sami land use on boreal forest in northern Sweden 100 years after abandonment. *Ecology*, 95(4), 963-977.
- Furberg, M., Eveng rd, B., & Nilsson, M. (2011). Facing the limit of resilience: perceptions of climate change among reindeer herding Sami in Sweden. *Global health action*, 4(1), 8417.
- Furberg, M., Hondula, D. M., Saha, M. V., & Nilsson, M. (2018). In the light of change: a mixed methods investigation of climate perceptions and the instrumental record in northern Sweden. *Population and environment*, 40(1), 47-71.
- Gaboriau, D. M., Chaste,  ., Girardin, M. P., Asselin, H., Ali, A. A., Bergeron, Y., & H ly, C. (2023). Interactions within the climate-vegetation-fire nexus may transform 21st century boreal forests in northwestern Canada. *Isience*, 26, 106807.
- Gaboriau, D. M., Remy, C. C., Girardin, M. P., Asselin, H., H ly, 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.

Geological Survey of Finland (2022). Bedrock of Finland 1:200 000 - Map dataset version 2.3. Available at: <https://hakku.gtk.fi/en/locations/search>.

Girardin, M. P., Ali, A. A., Carcaillet, C., Blarquez, O., Hély, C., Terrier, A., Genries, A., & Bergeron, Y. (2013). Vegetation limits the impact of a warm climate on boreal wildfires. *New Phytologist*, 199(4), 1001-1011.

Girardin, M. P., Portier, J., Remy, C. C., Ali, A. A., Paillard, J., Blarquez, O., Asselin, H., Gauthier, S., Grondin, P., & Bergeron, Y. (2019). Coherent signature of warming-induced extreme sub-continental boreal wildfire activity 4800 and 1100 years BP. *Environmental Research Letters*, 14(12), 124042.

Glückler, R., Geng, R., Grimm, L., Baisheva, I., Herzsuh, U., Stoof-Leichsenring, K. R., Kruse, S., Andreev, A., Pestryakova, L., & Dietze, E. (2022). Holocene wildfire and vegetation dynamics in Central Yakutia, Siberia, reconstructed from lake-sediment proxies. *EGUsphere*, 1-37.

Glückler, R., Herzsuh, U., Kruse, S., Andreev, A., Vyse, S. A., Winkler, B., Biskaborn, B. K., Pestryakova, L., & Dietze, E. (2021). Wildfire history of the boreal forest of south-western Yakutia (Siberia) over the last two millennia documented by a lake-sediment charcoal record. *Biogeosciences*, 18(13), 4185-4209.

Granström, A., & Niklasson, M. (2008). Potentials and limitations for human control over historic fire regimes in the boreal forest. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 363(1501), 2351-2356.

- Grimm, E. C., Maher Jr., L. J., & Nelson, D. M. (2009). The magnitude of error in conventional bulk-sediment radiocarbon dates from central North America. *Quaternary Research*, 72(2), 301–308.
- Gromtsev, A. (2002). Natural disturbance dynamics in the boreal forests of European Russia: a review. *Silva Fennica*, 36(1), 41-55.
- Guillemot, T., Bichet, V., Simonneau, A., Rius, D., Massa, C., Gauthier, E., & Magny, M. (2015). Impact of Holocene climate variability on lacustrine records and human settlements in South Greenland. *Climate of the Past Discussions*, 11(6), 5401-5438.
- Hannon, G. E., Halsall, K., Molinari, C., Stoll, E., Lilley, D., & Bradshaw, R. H. (2021). Vegetation dynamics and Fire History in Färnebofjärden National Park, Central Sweden. *Holocene*, 31(1), 28-37.
- Hansen, L. I., & Olsen, B. (2014). *Hunters in transition: An outline of early Sámi history*. Leiden: Brill.
- Harlin, E. K., Mannermaa, K., & Ukkonen, P. (2019). Animal bones from medieval and early modern Saami settlements in Finnish Lapland. In Mannermaa, K., Manninen, M. A., Pesonen, P. & Seppänen, L. (eds.), *Proceedings of the 11th nordic conference on the application of scientific methods in archaeology* (pp. 149-177). Helsinki: The Archaeological Society of Finland.
- Harr, L., Esper, J., Kirchhefer, J. A., Zhou, W., & Hartl, C. (2021). Growth response of *Betula pubescens* Ehrh. to varying disturbance factors in northern Norway. *Trees*, 35(2), 421-431.
- Harrison, S. P., Prentice, I. C., Bloomfield, K. J., Dong, N., Forkel, M., Forrest, M., Ninghoujam K. R., Pellegrini, A., Shen, Y., Baudena, M., et al. (2021). Understanding and modelling wildfire regimes: an ecological perspective. *Environmental Research Letters*, 16(12), 125008.

- Helama, S., Holopainen, J., Macias-Fauria, M., Timonen, M., & Mielikäinen, K. (2013). A chronology of climatic downturns through the mid-and late-Holocene: tracing the distant effects of explosive eruptions from palaeoclimatic and historical evidence in northern Europe. *Polar Research*, 32(1), 15866.
- Helama, S., Jones, P. D., & Briffa, K. R. (2017). Dark Ages Cold Period: A literature review and directions for future research. *The Holocene*, 27, 1600-1606.
- Helama, S., Lindholm, M., Timonen, M., & Eronen, M. (2004). Dendrochronologically dated changes in the limit of pine in northernmost Finland during the past 7.5 millennia. *Boreas*, 33(3), 250-259.
- Helama, S., Meriläinen, J., & Tuomenvirta, H. (2009a). Multicentennial megadrought in northern Europe coincided with a global El Niño–Southern Oscillation drought pattern during the Medieval Climate Anomaly. *Geology*, 37(2), 175-178.
- Helama, S., Mielikäinen, K., Timonen, M., & Eronen, M. (2008). Finnish supra-long tree-ring chronology extended to 5634 BC. *Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, 62(4), 271-277.
- Helama, S., Timonen, M., Holopainen, J., Ogurtsov, M. G., Mielikäinen, K., Eronen, M., Lindholm, M., & Meriläinen, J. (2009b). Summer temperature variations in Lapland during the Medieval Warm Period and the Little Ice Age relative to natural instability of thermohaline circulation on multi-decadal and multi-centennial scales. *Journal of Quaternary Science*, 24(5), 450-456.
- Helama, S., Timonen, M., Lindholm, M., Meriläinen, J., & Eronen, M. (2005). Extracting long-period climate fluctuations from tree-ring chronologies

over timescales of centuries to millennia. *International Journal of Climatology*, 25(13), 1767-1779.

Hellberg, E., Niklasson, M., & Granström, A. (2004). Influence of landscape structure on patterns of forest fires in boreal forest landscapes in Sweden. *Canadian Journal of Forest Research*, 34(2), 332-338.

Helle, T. P., & Jaakkola, L. M. (2008). Transitions in herd management of semi-domesticated reindeer in northern Finland. In *Annales Zoologici Fennici* (Vol. 45, No. 2, pp. 81-101). Finnish Zoological and Botanical Publishing Board.

Helmens, K. F. (2019). The last 130000 years in Fennoscandia reconstructed based on a long and fossil-rich sediment sequence preserved at Sokli in northern Finland: new evidence for highly dynamic environmental and climate conditions. *Svensk Kärnbränslehantering AB/Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company*.

Helmens, K. F., Räsänen, M. E., Johansson, P. W., Jungner, H., & Korjonen, K. (2000). The last interglacial-glacial cycle in NE Fennoscandia: a nearly continuous record from Sokli (Finnish Lapland). *Quaternary Science Reviews*, 19(16), 1605-1623.

Helskog, K., & Indrelid, S. (2011). Humans and reindeer. *Quaternary International*, 238(1-2), 1-3.

Hély, C., Chaste, E., Girardin, M. P., Remy, C. C., Blarquez, O., Bergeron, Y., & Ali, A. A. (2020). A Holocene perspective of vegetation controls on seasonal boreal wildfire sizes using numerical paleo-ecology. *Frontiers in Forests and Global Change*, 3, 511901.

Hély, C., Girardin, M. P., Ali, A. A., Carcaillet, C., Brewer, S., & Bergeron, Y. (2010). Eastern boreal North American wildfire risk of the past 7000 years: A model-data comparison. *Geophysical Research Letters*, 37(14).

- Hewitt, R. E., Day, N. J., DeVan, M. R., & Taylor, D. L. (2022). Wildfire impacts on root-associated fungi and predicted plant–soil feedbacks in the boreal forest: Research progress and recommendations. *Functional Ecology*. <https://doi.org/10.1111/1365-2435.14205>
- Hicks, S. (1993). Pollen evidence of localized impact on the vegetation of northernmost Finland by hunter-gatherers. *Vegetation History and Archaeobotany*, 2(3), 137-144.
- Hicks, S. (2001). The use of annual arboreal pollen deposition values for delimiting tree-lines in the landscape and exploring models of pollen dispersal. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 117(1-3), 1-29.
- Higuera, P. (2009). CharAnalysis 0.9: Diagnostic and analytical tools for sediment-charcoal analysis. User's Guide. Montana State University, Bozeman, MT.
- Hoecker, T. J., Higuera, P. E., Kelly, R., & Hu, F. S. (2020). Arctic and boreal paleofire records reveal drivers of fire activity and departures from Holocene variability. *Ecology*, 101(9), e03096.
- Holtmeier, F. K., & Broll, G. (2018). Subalpine forest and treeline ecotone under the influence of disturbances: A review. *Journal of Environmental Protection*, 9(7), 815.
- Holtmeier, F.-K., & Broll, G. (2019). Treeline research- from the roots of the past to present time. A Review. *FORESTS*, 11, 38.
- Hörnberg, G., Bohlin, E., Hellberg, E., Bergman, I., Zackrisson, O., Olofsson, A., Wallin, J.-E., & Pässe, T. (2006). Effects of Mesolithic hunter-gatherers on local vegetation in a non-uniform glacio- isostatic land uplift area, northern Sweden. *Vegetation History and Archaeobotany*, 15(1), 13- 26.

- Hörnberg, G., Josefsson, T., DeLuca, T. H., Higuera, P. E., Liedgren, L., Östlund, L., & Bergman, I. (2018). Anthropogenic use of fire led to degraded Scots pine-lichen forest in northern Sweden. *Anthropocene*, 24, 14-29.
- Hörnberg, G., L. Östlund, P. Zackrisson, and I. Bergman. (1999). The genesis of two Picea-Cladina forests in northern Sweden. *Journal of Ecology* 87, 800–814.
- Horstkotte, T., Utsi, T. A., Larsson-Blind, Å., Burgess, P., Johansen, B., Käyhkö, J., & Forbes, B. C. (2017). Human–animal agency in reindeer management: Sámi herders’ perspectives on vegetation dynamics under climate change. *Ecosphere*, 8(9).
- Huang, C., He, H. S., Liang, Y., Hawbaker, T. J., Henne, P. D., Xu, W., & Zhu, Z. (2021). The changes in species composition mediate direct effects of climate change on future fire regimes of boreal forests in northeastern China. *Journal of Applied Ecology*, 58(6), 1336-1345.
- Iglesias, V., Yospin, G. I., & Whitlock, C. (2015). Reconstruction of fire regimes through integrated paleoecological proxy data and ecological modeling. *Frontiers in plant science*, 5, 785.
- Inga, B. (2008). Traditional ecological knowledge among reindeer herders in northern Sweden. Department of Wildlife, Fish and Environmental Studies, Swedish University of Agricultural Sciences.
- Jarvis, P. G., Saugier, B., & Schulze, E. D. (2001). Productivity of boreal forests. *Terrestrial global productivity*, 211, 44.
- Jensen, C., & Vorren, K. D. (2008). Holocene vegetation and climate dynamics of the boreal alpine ecotone of northwestern Fennoscandia. *Journal of Quaternary Science*, 23(8), 719-743.

- Jepsen, J. U., Hagen, S. B., Ims, R. A., & Yoccoz, N. G. (2008). Climate change and outbreaks of the geometrids *Operophtera brumata* and *Epirrita autumnata* in subarctic birch forest: evidence of a recent outbreak range expansion. *Journal of Animal Ecology*, *77*(2), 257-264.
- Jessen, C. A., Rundgren, M., Björck, S., & Hammarlund, D. (2005). Abrupt climatic changes and an unstable transition into a late Holocene Thermal Decline: a multiproxy lacustrine record from southern Sweden. *Journal of Quaternary Science*, *20*(4), 349-362.
- Johnston, D. C., Turetsky, M. R., Benscoter, B. W., & Wotton, B. M. (2015). Fuel load, structure, and potential fire behaviour in black spruce bogs. *Canadian Journal of Forest Research*, *45*(7), 888-899.
- Joly, K., Chapin III, F. S., & Klein, D. R. (2010). Winter habitat selection by caribou in relation to lichen abundance, wildfires, grazing, and landscape characteristics in northwest Alaska. *Ecoscience*, *17*(3), 321-333.
- Jonasson, C., & Nyberg, R. (1999). The rainstorm of August 1998 in the Abisko area, northern Sweden: preliminary report on observations of erosion and sediment transport. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, *81*(3), 387-390.
- Jonsson, T. H. (2004). Stature of sub-arctic birch in relation to growth rate, lifespan and tree form. *ANNALS OF BOTANY*, *94*(5), 753–762.
- Josefsson, T., Bergman, I., & Östlund, L. (2010a). Quantifying Sami settlement and movement patterns in northern Sweden 1700–1900. *Arctic*, *63*(2), 141-154.
- Josefsson, T., Gunnarson, B., Liedgren, L., Bergman, I., & Östlund, L. (2010b). Historical human influence on forest composition and structure in boreal Fennoscandia. *Canadian Journal of Forest Research*, *40*(5), 872-884.

- Kähkönen, A. M. (1996). The geochemistry of podzol soils and its relation to lake water chemistry, Finnish Lapland (Vol. 385). Geological Survey of Finland.
- Kamerling, I. M., Schofield, J. E., Edwards, K. J., & Aronsson, K. Å. (2017). High-resolution palynology reveals the land use history of a Sami renvall in northern Sweden. *Vegetation history and archaeobotany*, 26(4), 369-388.
- Karlsson, P. S., Tenow, O., Bylund, H., Hoogesteger, J., & Weih, M. (2004). Determinants of mountain birch growth in situ: effects of temperature and herbivory. *Ecography*, 27(5), 659-667.
- Kassambara, A., & Kassambara, M. A. (2020). Package 'ggpubr'. R package version 0.1, 6(0).
- Kelly, EN., Schindler, DW., St Louis, VL., Donald, DB., & Vladicka KE. (2006). Forest fire increases mercury accumulation by fishes via food web restructuring and increased mercury inputs. *Proceedings of the National Academy of Sciences, USA*, 103: 19380–19385.
- Kelly, R., Chipman, M. L., Higuera, P. E., Stefanova, I., Brubaker, L. B., & Hu, F. S. (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.
- Kent, N. (2018). *The Sámi peoples of the North. A social and cultural history*. London: C. Hurst & Co.
- Khorasani, S., Panagiotakopulu, E., Engelmark, R., & Ralston, I. (2015). Late Holocene beetle assemblages and environmental change in Gammelhemmet, northern Sweden. *Boreas*, 44(2), 368-382.
- Kivinen, S., Berg, A., Moen, J., Östlund, L., & Olofsson, J. (2012). Forest fragmentation and landscape transformation in a reindeer husbandry area in Sweden. *Environmental Management*, 49, 295-304.

- Klein, D. R. (1982). Fire, lichens, and caribou *Rangifer tarandus*, ecological diversity, Eurasia, North America. *Rangeland Ecology & Management/Journal of Range Management Archives*, 35(3), 390-395.
- Kloster, S., Mahowald, N. M., Randerson, J. T., & Lawrence, P. J. (2012). The impacts of climate, land use, and demography on fires during the 21st century simulated by CLM-CN. *Biogeosciences*, 9(1), 509-525.
- Koinig, K. A., Shotyk, W., Lotter, A. F., Ohlendorf, C., & Sturm, M. (2003). 9000 years of geochemical evolution of lithogenic major and trace elements in the sediment of an alpine lake—the role of climate, vegetation, and land-use history. *Journal of Paleolimnology*, 30, 307-320.
- Kojonen, K., Tarkian, M., Knauf, V. V., & Törnroos, R. (2005). New results of the placer PGE-minerals from Ivalojoiki and Lemmenjoki rivers, Finnish Lapland. In *Tenth International Platinum Symposium (Oulu)* (pp. 145-149).
- Konnunaho, J., Halkoaho, T., Hanski, E., & Törmänen, T. (2015). Komatiite-hosted Ni-Cu-PGE deposits in Finland. In Maier, W., Lahtinen, R., & O'Brien, H. (eds.), *Mineral deposits of Finland* (pp. 93-131). London: Elsevier.
- Körner, C. (2021). Alpine treelines. In Körner, C. (ed.), *Alpine plant life* (pp. 141-173). Springer, Cham.
- Kouki, J., Hyvärinen, E., Lappalainen, H., Martikainen, P., & Similä, M. (2012). Landscape context affects the success of habitat restoration: large-scale colonization patterns of saproxylic and fire-associated species in boreal forests. *Diversity and Distributions*, 18(4), 348-355.
- Krebs, P., Pezzatti, G. B., Mazzoleni, S., Talbot, L. M., & Conedera, M. (2010). Fire regime: history and definition of a key concept in disturbance ecology. *Theory in Biosciences*, 129, 53-69.

- Kullman, L. (1995a). Holocene tree-limit and climate history from the Scandes Mountains, Sweden. *Ecology*, 76(8), 2490-2502.
- Kullman, L. (1995b). New and firm evidence for Mid-Holocene appearance of *Picea abies* in the Scandes Mountains, Sweden. *Journal of Ecology*, 439-447.
- Kullman, L. (2001a). Immigration of *Picea abies* into North-Central Sweden. New evidence of regional expansion and tree-limit evolution. *Nordic Journal of Botany*, 21(1), 39-54.
- Kullman, L. (2001b). 20th century climate warming and tree-limit rise in the southern Scandes of Sweden. *Ambio*, 30(2), 72-80.
- Kullman, L. (2002). Rapid recent range-margin rise of tree and shrub species in the Swedish Scandes. *Journal of Ecology*, 90(1), 68-77.
- Kullman, L. (2008a). Thermophilic tree species reinvade subalpine Sweden—early responses to anomalous late Holocene climate warming. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 40(1), 104- 110.
- Kullman, L. (2008b). Early postglacial appearance of tree species in northern Scandinavia: review and perspective. *Quaternary Science Reviews*, 27(27-28), 2467-2472.
- Kuosmanen, N., Fang, K., Bradshaw, R. H., Clear, J. L., & Seppä, H. (2014). Role of forest fires in Holocene stand-scale dynamics in the unmanaged taiga forest of northwestern Russia. *The Holocene*, 24(11), 1503-1514.
- Kuosmanen, N., Marquer, L., Tallavaara, M., Molinari, C., Zhang, Y., Alenius, T., Edinborough, K., Pesonen, P., Reitalu, T., Renssen, H., Trondman, A.-K., & Trondman, A. K. (2018). The role of climate, forest fires and human population size in Holocene vegetation dynamics in Fennoscandia. *Journal of Vegetation Science*, 29(3), 382-392.

- Kuuluvainen, T., & Aakala, T. (2011). Natural forest dynamics in boreal Fennoscandia: a review and classification. *Silva Fennica*, 45(5), 823-841.
- Kuuluvainen, T., & Gauthier, S. (2018). Young and old forest in the boreal: critical stages of ecosystem dynamics and management under global change. *Forest Ecosystems*, 5(1), 26.
- Kuuluvainen, T., Hofgaard, A., Aakala, T., & Jonsson, B. G. (2017). Reprint of: North Fennoscandian mountain forests: History, composition, disturbance dynamics and the unpredictable future. *Forest Ecology and Management*, 388, 90-99.
- Kuuluvainen, T., Mäki, J., Karjalainen, L., & Lehtonen, H. (2002). Tree age distributions in old-growth forest sites in Vienansalo wilderness, eastern Fennoscandia. *Silva Fennica*, 36(1), 169-184.
- Kylander, M. E., Pliikk, A., Rydberg, J., Löwemark, L., Salonen, J. S., Fernandez-Fernandez, M., & Helmens, K. (2018). New insights from XRF core scanning data into boreal lake ontogeny during the Eemian (Marine Isotope Stage 5e) at Sokli, northeast Finland. *Quaternary Research*, 89(1), 352-364.
- Lacand, M., Asselin, H., Aakala, T., Rius, D., Paradis, L., & Ali, A. A. (Under review). Wildfire-induced soil erosion in northern Finland watersheds. *Scientific Reports*.
- Lacand, M., Asselin, H., Magne, G., Aakala, T., Remy, C. C., Seppä, H., & Ali, A. A. (2023). Multimillennial fire history of northern Finland along a latitude/elevation gradient. *Quaternary Science Reviews*, 312, 108171.
- Larjavaara, M., Kuuluvainen, T., & Rita, H. (2005). Spatial distribution of lightning-ignited forest fires in Finland. *Forest Ecology and Management*, 208(1-3), 177-188.

- Le Roux, G., & Marshall, W. A. (2011). Constructing recent peat accumulation chronologies using atmospheric fall-out radionuclides. *Mires and Peat*, 7(8), 1-14.
- Lehtonen, H., Huttunen, P., & Zetterberg, P. (1996). Influence of man on forest fire frequency in North Karelia, Finland, as evidenced by fire scars on Scots pines. *Annales Botanici Fennici*, 33, 257-263.
- Lehtonen, I., Venäläinen, A., Kämäräinen, M., Peltola, H., & Gregow, H. (2016). Risk of large-scale fires in boreal forests of Finland under changing climate. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16(1), 239-253.
- Leys, B., Higuera, P. E., McLauchlan, K. K., & Dunnette, P. V. (2016). Wildfires and geochemical change in a subalpine forest over the past six millennia. *Environmental Research Letters*, 11(12), 125003.
- Lindberg, H., Aakala, T., & Vanha-Majamaa, I. (2021). Moisture content variation of ground vegetation fuels in boreal mesic and sub-xeric mineral soil forests in Finland. *International Journal of Wildland Fire*, 30(4), 283-293.
- Lindholm, M., & Eronen, M. (2000). A Reconstruction of Mid-summer Temperatures from Ring-widths of Scots Pine since ad 50 in Northern Fennoscandia. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 82(4), 527-535.
- Loeffler, J., Anschlag, K., Baker, B., Finch, O. D., Diekkrueger, B., Wundram, D., & Lundberg, A. (2011). Mountain ecosystem response to global change. *Erdkunde*, 189-213.
- Luoto, T. P., Kaukolehto, M., Weckström, J., Korhola, A., & Väiranta, M. (2014). New evidence of warm early-Holocene summers in subarctic Finland based on an enhanced regional chironomid-based temperature calibration model. *Quaternary Research*, 81(1), 50-62.

- Magne, G. (2019). Paléo-incendies et changements climatiques dans les forêts boréales nord-européennes au cours de l'Holocène. Doctoral dissertation, Université de Montpellier, Montpellier (France).
- Mäkelä, H. M., Laapas, M., & Venäläinen, A. (2012). Long-term temporal changes in the occurrence of a high forest fire danger in Finland. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(8), 2591-2601.
- Makkonen, H. V., Halkoaho, T., Konnunaho, J., Rasilainen, K., Kontinen, A., & Eilu, P. (2017). Ni-(Cu-PGE) deposits in Finland—geology and exploration potential. *Ore Geology Reviews*, 90, 667-696.
- Manzetti, S. (2020). Heavy metal pollution in the Baltic Sea, from the North European coast to the Baltic states, Finland and the Swedish coastline to Norway. Vangsnes: Fjordforsk AS. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.11144.85769/1>
- Mazukhina, S., Sandimirov, S., Pozhilenko, V., Ivanov, S., & Maksimova, V. (2017). Forming chemical composition of surface waters in the Arctic as "water-rock" interaction. Case study of lake Inari and river Paz. In EGU General Assembly Conference Abstracts (p. 18711).
- Miesel, J. R., Hockaday, W. C., Kolka, R. K., & Townsend, P. A. (2015). Soil organic matter composition and quality across fire severity gradients in coniferous and deciduous forests of the southern boreal region. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 120(6), 1124-1141.
- Moilanen, M., Hanski, E., & Yang, S. H. (2021). Re-Os isotope geochemistry of the Palaeoproterozoic Sakatti Cu-Ni-PGE sulphide deposit in northern Finland. *Ore Geology Reviews*, 132, 104044.
- Molinari, C., Bradshaw, R. H., Carcaillet, C., Hannon, G., & Lehsten, V. (2020a). Role of vegetation on fire behaviour in Fennoscandia forests during the Holocene. In EGU General Assembly Conference Abstracts (p. 2914).

- Molinari, C., Carcaillet, C., Bradshaw, R. H., Hannon, G. E., & Lehsten, V. (2020b). Fire-vegetation interactions during the last 11,000 years in boreal and cold temperate forests of Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*, 241, 106408.
- Molinari, C., Lehsten, V., Blarquez, O., Carcaillet, C., Davis, B. A., Kaplan, J. O., & Bradshaw, R. H. (2018). The climate, the fuel and the land use: Long-term regional variability of biomass burning in boreal forests. *Global Change Biology*, 24(10), 4929-4945.
- Montgomery, K. (2006). Variation in temperature with altitude and latitude. *Journal of Geography*, 105(3), 133-135.
- Morarin, J. (2018). La Première Nation T̄chq face aux saisons de feux extrêmes. Mémoire de maîtrise, Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue.
- Myers-Smith, I. H., Forbes, B. C., Wilmking, M., Hallinger, M., Lantz, T., Blok, D., Tape, K. D., Macias-Fauria, M., Sass-Klaassen, U., Lévesque, E., et al. (2011). Shrub expansion in tundra ecosystems: dynamics, impacts and research priorities. *Environmental Research Letters*, 6(4), 045509.
- Nahkiaisaja, T. (2006). Asutus ja maankäyttö Inarissa ja Utsjoella 1700-luvun puolivälistä vuoteen 1925 (Settlement and land use in Inari and Utsjoki from the mid-18th century to 1925). Helsinki: Oikeusministeriö (Ministry of Justice).
- Napier, J. D., & Chipman, M. L. (2022). Emerging palaeoecological frameworks for elucidating plant dynamics in response to fire and other disturbance. *Global Ecology and Biogeography*, 31(1), 138-154.
- National Land Survey of Finland (2023a). Volume spruce 2009 et 2019 - Geodata portal Paikkatietoikkuna disponible au lien suivant; <https://kartta.paikkatietoikkuna.fi/#>.

- National Land Survey of Finland (2023b). Biomass, spruce, dead branches (10kg/ha) 2009 et 2019 - Geodata portal Paikkatietoikkuna disponible au lien suivant; <https://kartta.paikkatietoikkuna.fi/#>.
- Natural Resources Institute Finland (LUKE), (2019). Données raster en libre accès disponibles au lien suivant; <http://kartta.luke.fi/opendata/valinta-en.html>.
- Naud, L., Måsviken, J., Freire, S., Angerbjörn, A., Dalén, L., & Dalerum, F. (2019). Altitude effects on spatial components of vascular plant diversity in a subarctic mountain tundra. *Ecology and Evolution*.
- Navarro, L., Harvey, A. É., & Morin, H. (2018). Lepidoptera wing scales: a new paleoecological indicator for reconstructing spruce budworm abundance. *Canadian Journal of Forest Research*, 48(3), 302-308.
- Nieminen, T. M. (2005). Response of Scots pine (*Pinus sylvestris* L.) to a long-term Cu and Ni exposure.
- Niklasson M. & Granström A. (2000). Numbers and sizes of fires: long-term spatially explicit fire history in a Swedish boreal landscape. *Ecology* 81, 1484–1499.
- Niklasson, M., Zackrisson, O., & Östlund, L. (1994). A dendroecological reconstruction of use by Saami of Scots Pine (*Pinus sylvestris* L.) inner bark over the last 350 years at Sädvajaure, N. Sweden. *Vegetation history and archaeobotany*, 3, 183-190.
- Nironen, M., Kousa, J., Luukas, J., Lahtinen, R. (eds.) 2016. Geological Map of Finland: Bedrock 1:1 000 000. Second edition. Special Maps, 97 ISBN: 978-952-217-334-8; 978-952-217-335-5 (PDF). Geological Survey of Finland.

- Norstedt, G., & Östlund, L. (2016). Fish or reindeer? The relation between subsistence patterns and settlement patterns among the forest Sami. *Arctic Anthropology*, 53(1), 22-36.
- Novenko, E. Y., Tsyganov, A. N., Mazei, N. G., Kupriyanov, D. A., Rudenko, O. V., Bobrovsky, M. V., Erman, M.N., & Nizovtsev, V. A. (2019). Palaeoecological evidence for climatic and human impacts on vegetation in the temperate deciduous forest zone of European Russia during the last 4200 years: A case study from the Kaluzhskiye Zaseki Nature Reserve. *Quaternary International*, 516, 58-69.
- Novenko, E. Y., Tsyganov, A. N., Payne, R. J., Mazei, N. G., Volkova, E. M., Chernyshov, V. A., Kupriyanov, D.A., & Mazei, Y. A. (2018). Vegetation dynamics and fire history at the southern boundary of forest vegetation zone in European Russia during the Mid-and Late Holocene. *Holocene*, 28(2), 308-322.
- Nygaard, P. H., Böhler, F., Øyen, B. H., & Tveite, B. (2022). Long-term spatiotemporal dynamics in a mountain birch (*Betula pubescens* ssp. *czerepanovii*) forest in south-east Norway. *Plant-Environment Interactions*, 3(4), 155-169.
- Ogle, D., & Ogle, M. D. (2017). Package 'FSA'. *Cran Repos*, 1-206.
- Ohlson, M., Brown, K.J., Birks, H.J.B., Grytnes, J.-A., Hörnberg, G., Niklasson, M., Seppä, H., Bradshaw, R.H.W., 2011. Invasion of Norway spruce diversifies the fire regime in boreal European forests. *Journal of Ecology*, 99, 395–403.
- Oris, F. (2014). Dynamique holocène des feux de forêts à la limite nordique de la forêt commerciale québécoise (Doctoral dissertation, Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue).

- Oris, F., Ali, A. A., Asselin, H., Paradis, L., Bergeron, Y., & 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, A. A., Finsinger, W., & Bergeron, Y. (2014b). Effect of increased fire activity on global warming in the boreal forest. *Environmental Reviews*, 22(3), 206-219.
- Östlund, L., Hörnberg, G., DeLuca, T. H., Liedgren, L., Wikström, P., Zackrisson, O., & Josefsson, T. (2015). Intensive land use in the Swedish mountains between AD 800 and 1200 led to deforestation and ecosystem transformation with long-lasting effects. *Ambio*, 44, 508-520.
- Östlund, L., Zackrisson, O., & Axelsson, A. L. (1997). The history and transformation of a Scandinavian boreal forest landscape since the 19th century. *Canadian Journal of Forest Research*, 27(8), 1198-1206.
- Parnell, A. C., Haslett, J., Allen, J. R., Buck, C. E., & Huntley, B. (2008). A flexible approach to assessing synchronicity of past events using Bayesian reconstructions of sedimentation history. *Quaternary Science Reviews*, 27(19-20), 1872-1885.
- Parviainen, J. (1996a). Impact of fire on Finnish forests in the past and today. *Silva Fennica*, 30(2-3), 353-359.
- Parviainen, J. (1996b). The impact of fire on Finnish forests in the past and today. In *Fire in ecosystems of boreal Eurasia* (pp. 55-64). Dordrecht: Springer Netherlands.
- Pausas, J. G., & Keeley, J. E. (2009). A burning story: the role of fire in the history of life. *BioScience*, 59(7), 593-601.

- Peltola, A. (2014). Finnish statistical yearbook of forestry 2014. Finnish Forest Research Institute.
- Pitkänen, A., & Huttunen, P. (1999). A 1300-year forest-fire history at a site in eastern Finland based on charcoal and pollen records in laminated lake sediment. *Holocene*, 9(3), 311-320.
- Pitkänen, A., Huttunen, P., Tolonen, K., & Jungner, H. (2003). Long-term fire frequency in the spruce-dominated forests of the Ulvinsalo strict nature reserve, Finland. *Forest Ecology and Management*, 176(1-3), 305-319.
- Pitkänen, A., Tolonen, K., & Jungner, H. (2001). A basin-based approach to the long-term history of forest fires as determined from peat strata. *Holocene*, 11(5), 599-605.
- Ponomarenko, E. (2023). Holocene palaeoenvironment of the central Baltic Sea based on sediment records from the Gotland Basin. *Regional Studies in Marine Science*, 63, 102992.
- Power, M. J., Marlon, J., Ortiz, N., Bartlein, P. J., Harrison, S. P., Mayle, F. E., Ballouche, A., Bradshaw, R. H. W., Carcaillet, C., Cordova, C., 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), 887-907.
- Pulkkinen, E., & Rissanen, K. (1997). A geochemical investigation on overbank sediments in the Inari area, northern Finnish Lapland. *Journal of Geochemical Exploration*, 59(1), 11-26.
- R Core Team. (2021). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna.
- Randerson, J. T., Liu, H., Flanner, M. G., Chambers, S. D., Jin, Y., Hess, P. G., Pfister, G.P., Mack M.C., Treseder, K. K., Welp L. R., et al. (2006). The

- impact of boreal forest fire on climate warming. *Science*, 314(5802), 1130-1132.
- Rautio, A. M. (2014). People-plant interrelationships (Vol. 2014, No. 2014: 85).
- Rautio, A. M., Josefsson, T., Axelsson, A. L., & Östlund, L. (2016). People and pines 1555–1910: integrating ecology, history and archaeology to assess long-term resource use in northern Fennoscandia. *Landscape Ecology*, 31, 337-349.
- Reimann, C., Banks, D., & Kashulina, G. (2000). Processes influencing the chemical composition of the O-horizon of podzols along a 500-km north–south profile from the coast of the Barents Sea to the Arctic Circle. *Geoderma*, 95(1-2), 113-139.
- Reimer, P. J., Austin, W. E., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., Manning, S. W., Muscheler, R., Talamo, S. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62(4), 725-757.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, L., Friedrich, M., et al. (2016). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1869-1887.
- Reitalu, T., Seppä, H., Sugita, S., Kangur, M., Koff, T., Avel, E., & Veski, S. (2013). Long-term drivers of forest composition in a boreonemoral region: the relative importance of climate and human impact. *Journal of Biogeography*, 40(8), 1524-1534.
- Remy, C. C., Fouquemberg, C., Asselin, H., Andrieux, B., Magnan, G., Brossier, B., Groundin, P., Bergeron, Y., Talon, B., Girardin, M.P, Blarquez, O.,

- Bajolle, L., & Ali, A. A. (2018). Guidelines for the use and interpretation of palaeofire reconstructions based on various archives and proxies. *Quaternary Science Reviews*, 193, 312-322.
- Remy, C. C., Hély, C., Blarquez, O., Magnan, G., Bergeron, Y., Lavoie, M., & Ali, A. A. (2017a). Different regional climatic drivers of Holocene large wildfires in boreal forests of northeastern America. *Environmental Research Letters*, 12(3), 035005.
- Remy, C. C., Lavoie, M., Girardin, M. P., Hély, C., Bergeron, Y., Grondin, P., Oris, F., Asselin, H., & Ali, A. A. (2017b). Wildfire size alters long-term vegetation trajectories in boreal forests of eastern North America. *Journal of Biogeography*, 44(6), 1268-1279.
- Remy, C. C., Magne, G., Stivrins, N., Aakala, T., Asselin, H., Seppä, H., Luoto, T., Jasiunas, N., & Ali, A. A. (2023) Climatic and vegetational controls of Holocene wildfire regimes in the boreal forest of northern Fennoscandia. *Journal of Ecology*, 111(4), 845-860.
- Remy, C. C., Senici, D., Chen, H. Y., Bergeron, Y., Lavoie, M., Paradis, L., & Ali, A. A. (2019). Coniferization of the mixed-wood boreal forests under warm climate. *Journal of Quaternary Science*, 34(7), 509-518.
- Renvall, A. (1919). Suojametsäkysymyksestä II-III.
- Richter, T. O., van der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., de Stigter, H. C., De Haas, H., & van Weering, T. C. E. (2006). The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. Geological Society, London, Special Publications, 267(1), 39-50.
- Rogers, B. M., Soja, A. J., Goulden, M. L., & Randerson, J. T. (2015). Influence of tree species on continental differences in boreal fires and climate feedbacks. *Nature Geoscience*, 8(3), 228-234.

- Roiha, T., Peura, S., Cusson, M., & Rautio, M. (2016). Allochthonous carbon is a major regulator to bacterial growth and community composition in subarctic freshwaters. *Scientific Reports*, 6, 34456.
- Rolstad, J., Blanck, Y. L., & Storaunet, K. O. (2017). Fire history in a western Fennoscandian boreal forest as influenced by human land use and climate. *Ecological Monographs*, 87(2), 219- 245.
- Rousi, M., Possen, B. J., Ruotsalainen, S., Silfver, T., & Mikola, J. (2018). Temperature and soil fertility as regulators of tree line Scots pine growth and survival—implications for the acclimation capacity of northern populations. *Global Change Biology*, 24(2), e545-e559.
- Rowe, J. S., & Scotter, G. W. (1973). Fire in the boreal forest. *Quaternary research*, 3(3), 444-464.
- Ruiz-Pérez, G., & Vico, G. (2020). Effects of temperature and water availability on Northern European boreal forests. *Frontiers in Forests and Global Change*, 3, 34.
- Rust, A. J., Roberts, S., Eskelson, M., Randell, J., & Hogue, T. S. (2022). Forest fire mobilization and uptake of metals by biota temporarily exacerbates impacts of legacy mining. *Science of the Total Environment*, 832, 155034.
- Ryzhkova, N., Pinto, G., Kryshen, A., Bergeron, Y., Ols, C., & Drobyshev, I. (2020). Multi-century reconstruction suggests complex interactions of climate and human controls of forest fire activity in a Karelian boreal landscape, North-West Russia. *Forest Ecology and Management*, 459, 117770.
- Salmi, A. K., & Heino, M. T. (2019). Tangled worlds: The Swedish, the Sámi, and the reindeer. *International Journal of Historical Archaeology*, 23, 260-282.

- San-Miguel-Ayanz, J., Durrant, T., Boca, R., Liberta`, G., Branco, A., De Rigo, D., Ferrari, D., Maianti, P., Artes Vivancos, T., Pfeiffer, H., Loffler, P., Nuijten, D., Leray, T. & Jacome Felix Oom, D. (2018). Forest Fires in Europe, Middle East and North Africa 2018, EUR 29856 EN, Publications Office of the European Union, Luxembourg, 2019, ISBN 978-92-76-12591-4, doi:10.2760/561734, JRC117883
- Sarmaja-Korjonen, K., Nyman, M., Kultti, S., & Väiliranta, M. (2006). Palaeolimnological development of Lake Njargajavri, northern Finnish Lapland, in a changing Holocene climate and environment. *Journal of Paleolimnology*, 35, 65-81.
- Senici, D., Chen, H. Y., Bergeron, Y., & Ali, A. A. (2015). The effects of forest fuel connectivity on spatiotemporal dynamics of Holocene fire regimes in the central boreal forest of North America. *Journal of Quaternary Science*, 30(4), 365-375.
- Seppä, H. (1996). Post-glacial dynamics of vegetation and tree-lines in the far north of Fennoscandia. *Fennia*, 174(1), 1-96.
- Seppä, H. (2002). Mires of Finland: Regional and local controls of vegetation, landforms, and long-term dynamics. *Fennia*, 180(1-2), 43-60.
- Seppä, H., & Birks, H. J. B. (2001). July mean temperature and annual precipitation trends during the Holocene in the Fennoscandian tree-line area: pollen-based climate reconstructions. *Holocene*, 11(5), 527-539.
- Seppä, H., & Hammarlund, D. (2000). Pollen-stratigraphical evidence of Holocene hydrological change in northern Fennoscandia supported by independent isotopic data. *Journal of Paleolimnology*, 24(1), 69-79.
- Seppä, H., Alenius, T., Bradshaw, R. H., Giesecke, T., Heikkilä, M., & Muukkonen, P. (2009a). Invasion of Norway spruce (*Picea abies*) and the rise of the boreal ecosystem in Fennoscandia. *Journal of Ecology*, 97(4), 629-640.

- Seppä, H., Bjune, A. E., Telford, R. J., Birks, H. J. B., & Veski, S. (2009b). Last nine-thousand years of temperature variability in Northern Europe. *Climate of the Past*, 5(3), 523-535.
- Seppä, H., Hannon, G. E., & Bradshaw, R. H. (2004). Holocene history of alpine vegetation and forestline on Pyhäkero Mountain, northern Finland. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 36(4), 607-614.
- Seppä, H., Nyman, M., Korhola, A., & Weckström, J. (2002). Changes of treelines and alpine vegetation in relation to post-glacial climate dynamics in northern Fennoscandia based on pollen and chironomid records. *Journal of Quaternary Science*, 17(4), 287-301.
- Shroder, J. F., & Paton, D. (dir.) (2015). *Wildfire hazards, risks, and disasters*. New York: Elsevier.
- Siegmund, J. F., Siegmund, N., & Donner, R. V. (2017). CoinCalc—A new R package for quantifying simultaneities of event series. *Computers & Geosciences*, 98, 64-72.
- Sjögren, P. J. (2021). An overview of Holocene climate reconstructions in northernmost Fennoscandia: A contribution to the Stone Age Demographics project. *Septentrio Reports*, (3).
- Staland, H., Salmonsson, J., & Hörnberg, G. (2011). A thousand years of human impact in the northern Scandinavian mountain range: Long-lasting effects on forest lines and vegetation. *Holocene*, 21(3), 379-391.
- Stark, S., Ylänne, H., & Kumpula, J. (2021). Recent changes in mountain birch forest structure and understory vegetation depend on the seasonal timing of reindeer grazing. *Journal of Applied Ecology*, 58(5), 941-952.

- Steijlen, I., & Zackrisson, O. (1987). Long-term regeneration dynamics and successional trends in a northern Swedish coniferous forest stand. *Canadian Journal of Botany*, 65(5), 839-848.
- Stivrins, N., Aakala, T., Ilvonen, L., Pasanen, L., Kuuluvainen, T., Vasander, H., Gałka, M., Disbrey, H. R., Liepins, J., Holmström, L., & Seppä, H. (2019). Integrating fire-scar, charcoal and fungal spore data to study fire events in the boreal forest of northern Europe. *Holocene*, 29(9), 1480-1490.
- Stivrins, N., Buchan, M. S., Disbrey, H. R., Kuosmanen, N., Latałowa, M., Lempinen, J., & Seppä, H. (2017). Widespread, episodic decline of alder (*Alnus*) during the medieval period in the boreal forest of Europe. *Journal of Quaternary Science*, 32(7), 903-907.
- Stocks, B. J., Mason, J. A., Todd, J. B., Bosch, E. M., Wotton, B. M., Amiro, B. D., Flanniga, M. D., Hirsh, K. G., Logan, K. A., Martell D. L., & Skinner, W. R. (2002). Large forest fires in Canada, 1959–1997. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D1), FFR-5.
- Storli, I. (1996). On the historiography of Sami reindeer pastoralism. *Acta Borealia*, 13(1), 81-115.
- Suominen, O., & Olofsson, J. (2000). Impacts of semi-domesticated reindeer on structure of tundra and forest communities in Fennoscandia: a review. *Annales Zoologici Fennici*, 37(4), 233-249.
- Tenow, O., Bylund, H., Karlsson, P. S., & Hoogesteger, J. (2004). Rejuvenation of a mountain birch forest by an *Epirrita autumnata* (Lepidoptera: Geometridae) outbreak. *Acta Oecologica*, 25(1-2), 43-52.
- Tenow, O., Nilssen, A. C., Bylund, H., & Hogstad, O. (2007). Waves and synchrony in *Epirrita autumnata*/*Operophtera brumata* outbreaks. I. Lagged synchrony: regionally, locally and among species. *Journal of Animal Ecology*, 258-268.

- Tiljander, M. (2005). Holocene sedimentary history of annual laminations of Lake Korttajärvi, central Finland. Doctoral dissertation, University of Helsinki, Helsinki, Finland.
- Timoney, K. P., Mamet, S. D., Cheng, R., Lee, P., Robinson, A. L., Downing, D., & Wein, R. W. (2019). Tree cover response to climate change in the forest-tundra of north-central Canada: fire-driven decline, not northward advance. *Écoscience*, 26(2), 133-148.
- Vajda, A. (2007). Spatial variation of climate and the impact of disturbances on local climate and forest recovery in northern Finland. Doctoral dissertation, University of Helsinki, Helsinki, Finland.
- Väliranta, M., Weckström, J., Siitonen, S., Seppä, H., Alkio, J., Juutinen, S., & Tuittila, E. S. (2011). Holocene aquatic ecosystem change in the boreal vegetation zone of northern Finland. *Journal of Paleolimnology*, 45(3), 339-352.
- Van der Putten, W. H., Bardgett, R. D., Bever, J. D., Bezemer, T. M., Casper, B. B., Fukami, T., Kardol, P., Klironomos, J. N., Kulmatiski, A., Schweitzer, J. A., et al. (2013). Plant–soil feedbacks: the past, the present and future challenges. *Journal of Ecology*, 101(2), 265–276.
- Venäläinen, A., Lehtonen, I., Laapas, M., Ruosteenoja, K., Tikkanen, O. P., Viiri, H., Ikonen V. T., & Peltola, H. (2020). Climate change induces multiple risks to boreal forests and forestry in Finland: A literature review. *Global change biology*, 26(8), 4178-4196.
- Veraverbeke, S., Rogers, B. M., Goulden, M. L., Jandt, R. R., Miller, C. E., Wiggins, E. B., & Randerson, J. T. (2017). Lightning as a major driver of recent large fire years in North American boreal forests. *Nature Climate Change*, 7(7), 529-534.

- Veski, S., Seppä, H., & Ojala, A. E. (2004). Cold event at 8200 yr BP recorded in annually laminated lake sediments in eastern Europe. *Geology*, 32(8), 681-684.
- Vindstad, O. P. L., Jepsen, J. U., Ek, M., Pepi, A., & Ims, R. A. (2019). Can novel pest outbreaks drive ecosystem transitions in northern-boreal birch forest? *Journal of Ecology*, 107(3), 1141-1153.
- Walker, M., Head, M.J., Lowe, J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cheng, H., Cwynar, L.C., Fisher, D., Gkinis, V., Long, A., Newnham, R., Rasmussen, S.O. & Weiss, H., (2019a). Subdividing the Holocene series/epoch: formalization of stages/ages and subseries/subepochs, and designation of GSSPs and auxiliary stratotypes. *Journal of Quaternary Science* 34, 173–186.
- Walker, X. J., Baltzer, J. L., Cumming, S. G., Day, N. J., Ebert, C., Goetz, S., Johnstone, J. F., Potter, S., Rogers, B. M., Schuur, E. A. G., Turetsky, M. R., & Mack, M. C. (2019b). Increasing wildfires threaten historic carbon sink of boreal forest soils. *Nature*, 572(7770), 520-523.
- Wallenius, T. (2011). Major decline in fires in coniferous forests-reconstructing the phenomenon and seeking for the cause. *Silva Fennica*, 45(1), 139-155.
- Wallenius, T. H., Kauhanen, H., Herva, H., & Pennanen, J. (2010). Long fire cycle in northern boreal *Pinus* forests in Finnish Lapland. *Canadian Journal of Forest Research*, 40(10), 2027- 2035.
- Wallenius, T. H., Kuuluvainen, T., & Vanha-Majamaa, I. (2004). Fire history in relation to site type and vegetation in Vienansalo wilderness in eastern Fennoscandia, Russia. *Canadian Journal of Forest Research*, 34(7), 1400-1409.

- Wallenius, T., Kuuluvainen, T., Heikkilä, R., & Lindholm, T. (2002). Spatial tree age structure and fire history in two old-growth forests in eastern Fennoscandia. *Silva Fennica*, 36(1), 185-199.
- Wallenius, T.H., Kuuluvainen, T., and Vanha-Majamaa, I. 2004. Fire history in relation to site type and vegetation in Vienansalo wilderness in eastern Fennoscandia, Russia. *Canadian Journal of Forest Research*, 34(7): 1400–1409.
- Wang, T., Surge, D., & Mithen, S. (2012). Seasonal temperature variability of the Neoglacial (3300–2500 BP) and Roman Warm Period (2500–1600 BP) reconstructed from oxygen isotope ratios of limpet shells (*Patella vulgata*), Northwest Scotland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 317, 104-113.
- Wastegård, S. (2022). The Holocene of Sweden—a review. *GFF*, 144(2): 126-149.
- Whelan, R. J. (1995). *The ecology of fire*. Cambridge university press.
- Whitman, E., Parisien, M. A., Thompson, D. K., & Flannigan, M. D. (2019). Short-interval wildfire and drought overwhelm boreal forest resilience. *Scientific Reports*, 9(1), 1-12.
- Williams, N. G., Lucash, M. S., Ouellette, M. R., Brussel, T., Gustafson, E. J., Weiss, S. A., Sturtevant, B. R., Schepaschenko, D. G., & Shvidenko, A. Z. (2023). Simulating dynamic fire regime and vegetation change in a warming Siberia. *Fire Ecology*, 19(1), 1-29.
- Wu, M., Knorr, W., Thonicke, K., Schurgers, G., Camia, A., & Arneth, A. (2015). Sensitivity of burned area in Europe to climate change, atmospheric CO₂ levels, and demography: A comparison of two fire-vegetation models. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 120(11), 2256-2272.

- Xiong, Q., Luo, X., Liang, P., Xiao, Y., Xiao, Q., Sun, H., & Pang, X. (2020). Fire from policy, human interventions, or biophysical factors? Temporal–spatial patterns of forest fire in southwestern China. *Forest Ecology and Management*, 474, 118381.
- Xu, R., Yu, P., Abramson, M. J., Johnston, F. H., Samet, J. M., Bell, M. L., Haines, A., Ebi, K. L., Li, S., & Guo, Y. (2020). Wildfires, global climate change, and human health. *New England Journal of Medicine*, 383(22), 2173-2181.
- Yang, W., Gardelin, M., Olsson, J., & Bosshard, T. (2015). Multi-variable bias correction: application of forest fire risk in present and future climate in Sweden. *Natural Hazards and Earth System Science*, 15(9), 2037-2057.
- Yrjölä, T. (2002). Forest management guidelines and practices in Finland, Sweden and Norway (p. 46). Sweden and Norway: European Forest Institute.
- Yuan, G., Soma, M., Seyama, H., Theng, B. K. G., Lavkulich, L. M., & Takamatsu, T. (1998). Assessing the surface composition of soil particles from some Podzolic soils by X-ray photoelectron spectroscopy. *Geoderma*, 86(3-4), 169-181.
- Zackrisson, O. (1977). Influence of forest fires on the North Swedish boreal forest. *Oikos*, 29(1), 22-32.
- Zetterberg, P., Eronen, M., & Briffa, K. R. (1995). A 7500-year pine tree-ring record from Finnish Lapland and its applications to palaeoclimatic studies. In *Conference on past, present and future climate* (p. 151).