

Université de Montréal

**L’histoire postglaciaire de la végétation et des feux dans
la région du Lac Mégantic**

par

Tamylia Elkadi

Département de géographie
Faculté des arts et des sciences

Mémoire présenté à la Faculté des arts et des sciences
en vue de l’obtention du grade de
Maître ès sciences (M.Sc.)
en géographie

août, 2013

© Tamylia Elkadi, 2013

Université de Montréal
Faculté des études supérieures et postdoctorales

Ce mémoire intitulé :

L'histoire postglaciaire de la végétation et des feux dans la région du Lac Mégantic

Présentée par :

Tamylia Elkadi

a été évaluée par un jury composé des personnes suivantes :

Julie Talbot, président-rapporteur

Pierre J.H. Richard, directeur de recherche

François Girard, membre du jury

accepté: décembre 2013

Résumé

La région du lac Mégantic est probablement la première zone à s'être déglacée au Québec, ce qui lui confère un intérêt particulier. L'analyse pollinique et anthracologique des sédiments des trois lacs situés à ses abords, soit les lacs Clinton, Dubuc et des Joncs ont permis de reconstituer l'histoire locale et régionale de la végétation et des feux. La présence d'un gradient altitudinal a entraîné des décalages surtout dans l'instauration des premières phases forestières. La région s'est déglacée vers 13 500 ans AA, et une toundra s'y est installée. Le début de l'afforestation est marqué par l'arrivée du sapin baumier et de l'épinette noire. Par la multiplication de leurs populations, la forêt s'est fermée vers 10 000 ans AA pour constituer une forêt boréale qui fût alors perturbée par plusieurs épisodes de feux. Vers 8000 ans AA, les nouvelles conditions climatiques favorisent les espèces feuillues et instaurent une érablière à bouleau jaune et une diminution de la fréquence des feux. Les résultats obtenus permettent d'enrichir les connaissances paléophytogéographiques et anthracologiques du Québec.

Mots-clés : Végétation, Feux, Holocène, Palynologie, Mésocharbons, Estrie.

Abstract

The Lac Mégantic area is probably the first deglaciated in Quebec (13,500 cal. BP) which gives it a special interest. The pollen and charcoal analysis in sediments of three lakes located in its vicinity, Clinton, Dubuc and des Joncs Lakes, helped to reconstruct postglacial vegetation and fire, locally and regionally. The presence of an altitudinal gradient resulted in some delays in the introduction of various forest stages especially at the beginning. At start, tundra established in the region. The start of the afforestation is marked by the arrival of the balsam fir and black spruce. By multiplying their populations, the forest closed around 10,000 years cal. BP to build a boreal forest and was also disturbed by multiple fires. By 8,000 years cal. BP, new conditions favored deciduous species and created a sugar maple and yellow birch forest associated with lower fire frequencies. This study offers new perspectives in fire and forest reconstitutions by using proximal sites.

Keywords : vegetation, fires, Holocene, palynology, charcoal analysis, Estrie.

Table des matières

Résumé.....	i
Abstract.....	ii
Table des matières.....	iii
Liste des diagrammes.....	v
Liste des figures.....	vi
Liste des tableaux.....	vii
Remerciements.....	x
Introduction.....	1
Chapitre 1 Revue de la littérature.....	3
1.1 Histoire postglaciaire de la végétation.....	3
1.2 Histoire postglaciaire des feux.....	9
1.3 Objectifs et questions de recherche.....	14
Chapitre 2 Région à l'étude.....	16
2.1 L'Estrie.....	16
2.2 Le Méganticois.....	19
2.2.1 Le choix des sites.....	19
2.2.2 Lac Clinton.....	20
2.2.3 Lac Dubuc.....	21
2.2.4 Lac des Jones.....	21
Chapitre 3 Méthodologie.....	22
3.1 Échantillonnage.....	22
3.1.1 Lac Clinton.....	22
3.1.2 Lac Dubuc.....	23
3.1.3 Lac des Jones.....	23
3.2 Sédimentologie et perte au feu.....	23
3.2.1 Corrélation des profils Clinton_C, Clinton_2008 et Clinton_KB.....	23
3.3 Chronologie.....	25
3.3.1 Type d'âges utilisés.....	25

3.3.2	Niveaux datés	25
3.4	Analyses polliniques	26
3.4.1	Traitements et analyses	26
3.4.2	Méthode de zonation	28
3.4.3	Méthode d'interprétation.....	28
3.5	Analyses anthracologiques.....	29
3.5.1	Microcharbons.....	29
3.5.2	Mésoscharbons	30
Chapitre 4	Résultats et interprétations	34
4.1	Données chronologiques	34
4.1.1	Lac Clinton.....	34
4.1.2	Lac Dubuc	38
4.1.3	Lac des Jones.....	40
4.2	Données sédimentologiques.....	42
4.2.1	Lac Clinton.....	43
4.2.2	Lac Dubuc	44
4.2.3	Lac des Jones.....	46
4.2.4	Interprétation de la nature des sédiments	47
4.3	Données palynologiques	49
4.3.1	Histoire de la végétation locale et riveraine	50
4.3.2	Histoire de la végétation régionale.....	62
4.4	Données anthracologiques	74
4.4.1	les microcharbons.....	74
4.4.2	Les mésoscharbons	80
Chapitre 5	Discussion	87
5.1	Paléophytogéographie de la région	87
5.2	Paléoanthracologie de la région	90
5.2.1	Paléofeux: événements synchrones.....	90
5.2.2	Paléoanthracologie au Québec	92
5.3	Apports méthodologiques	95

5.3.1 Apport de l'étude de sites voisins	95
5.3.2 Apports touchant la reconstitution des feux.....	97
Conclusion	100
Bibliographie.....	102

Liste des diagrammes

Diagramme 4.1: Diagramme simplifié des pourcentages polliniques du lac Clinton.....	51
Diagramme 4.2: Diagramme simplifié des influx sporopolliniques du lac Clinton	52
Diagramme 4.3: Diagramme des diamètres des grains de pollen de bouleau du lac Clinton	53
Diagramme 4.4: Diagramme simplifié des pourcentages polliniques du lac Dubuc	54
Diagramme 4.5: Diagramme simplifié des influx sporopolliniques du lac Dubuc.....	55
Diagramme 4.6: Diagramme des diamètres des grains de pollen de bouleau du lac Dubuc	56
Diagramme 4.7: Diagramme simplifié des pourcentages polliniques du lac des Joncs	57
Diagramme 4.8: Diagramme simplifié des influx sporopolliniques du lac des Joncs	58
Diagramme 4.9: Diagramme des diamètres des grains de pollen de bouleau du lac des Joncs	59

Liste des figures

Figure 1.1: Sites des diagrammes polliniques connus dans le sud du Québec (A), avec un accent sur le secteur de Mégantic (B).	4
Figure 1.2: Synthèse de l'histoire postglaciaire de la végétation du sud de l'Estrie et de la Beauce-frontalière:	6
Figure 2.1: Sites étudiés dans la région du lac Mégantic	18
Figure 3.1: Corrélation des carottes de Clinton_2008 et Clinton_C	24
Figure 4.1: Modèle âge-profondeur du lac Clinton	35
Figure 4.2: Modèle âge-profondeur du lac Dubuc	39
Figure 4.3: Modèle âge-profondeur du lac des Joncs	42
Figure 4.4: Sédimentologie et PAF du lac Clinton	43
Figure 4.5: Sédimentologie et PAF du lac Dubuc	45
Figure 4.6: Sédimentologie et PAF du lac des Joncs	46
Figure 4.7: Teneur en MO en fonction du temps pour les 3 lacs	47
Figure 4.8: Représentation des microcharbons du lac Clinton	76
Figure 4.9: Représentation des microcharbons du lac Dubuc :	77
Figure 4.10: Représentation des microcharbons du lac des Joncs.	78
Figure 4.11: Représentation des mésocharbons du lac Clinton	82
Figure 4.12: Représentation des mésocharbons du lac Dubuc	83
Figure 4.13: Représentation des mésocharbons du lac des Joncs	84
Figure 5.1: Synthèse de l'histoire postglaciaire de la végétation de la région du lac Mégantic et des régions environnantes.	88

Liste des tableaux

Tableau 3.1: Pas analytique utilisé selon l'analyse et le site	27
Tableau 4.1: Données chronologiques des sédiments du lac Clinton	36
Tableau 4.2: Données chronologiques des sédiments du lac Dubuc	38
Tableau 4.3: Données chronologiques des sédiments du lac des Joncs	41
Tableau 4.4: Zones d'assemblages polliniques du lac Clinton	63
Tableau 4.5: Zones d'assemblages polliniques du lac Dubuc	64
Tableau 4.6: Zones d'assemblages polliniques du lac des Joncs	65
Tableau 4.7: Répartition des épisodes au-dessus de la moyenne selon le site et la zone d'assemblage pollinique pour les microcharbons	75
Tableau 4.8: Répartition des épisodes de feux selon le site et la zone d'assemblage pollinique pour les mésocharbons	80
Tableau 5.1: Événements quasi-synchrones entre les sites du Méganticois	91

Liste des abréviations

ans AA: Années étalonnées avant l'actuel (1950)

BP : Années avant l'actuel (1950) (Before Present)

cc: Centimètre cube

Conv.: Années BP Conventionnelles (Standard)

Diag: Diagramme

Fig.: Figure

KB: Kajak-Brinkhurst (Carottier permettant d'obtenir l'interface eau/sédiment)

MI: Matière organique

MO: Matière inorganique

PA: Pollen arboréen

PAF : Perte au Feu

PNA: Pollen non-arboréen

SP : Somme pollinique

Tab: Tableau

TAC : Taux d'Accumulation de Charbon ($\text{mm}^2/\text{cm}^2/\text{an}$)

TAS : Taux d'Accumulation Sédimentaire (cm/an)

ZAP : Zone d'Assemblage Pollinique

Abréviations des pièces macrofossiles végétales et animales présentées dans les tableaux (tab. 4.1, 4.2 et 4.3) :

bog : bourgeon

boi : bois

bra : bractée

brf : bractée femelle

ecf : écaille de cône femelle

ecm : écaille de cône mâle

eta : étamine

ffeu : fragment de feuille

gra : graine

ste : sterignemata

À la population de Lac-Mégantic

Remerciements

Tout d'abord, je me dois de remercier Pierre Richard pour son soutien inconditionnel et financier sans lequel, je n'aurais pu effectuer ce mémoire.

Merci à ma famille de toujours avoir cru en moi et d'avoir investi dans mon éducation. Surtout d'avoir insisté sur l'importance du savoir dans la vie.

Merci à toutes les personnes du laboratoire que j'ai côtoyées pour leur compagnie, leurs conseils et leur folie. Je dois souligner l'apport de Nicole Morasse et d'Alayn Larouche qui malgré leur retraite ont toujours pris le temps de répondre à mes questions; ils m'ont soutenue dès le départ de cette aventure en me transmettant leur savoir.

Merci aux gens de l'UQAT de m'avoir si bien accueillies dans leurs installations du lac Duparquet. En particulier, Adam Ali et Loïc Birker qui m'ont enseigné les techniques d'analyse des mésocharbons semi-automatisée.

Merci à la MRC du Granit et à la Ville de Lac-Mégantic pour nous avoir fourni les ressources afin de réaliser notre échantillonnage, à Jacques Huard pour son aide précieuse lors de l'échantillonnage et pour son intérêt marqué pour nos recherches. À tous les habitants qui nous ont aidés en nous donnant accès à leur propriété.

À ma clique strathconienne, Alex, Caro, Jacynthe, Michèle, Étienne, Ge, Ge BB et Mik , il n'y a pas assez de mots sur cette terre pour dire à quel point vous avez été importants dans ma vie au cours des dernières années par vos discours, vos points de vue, vos expériences de vie qui n'ont fait qu'enrichir mon séjour entre ces murs. Je vous l'ai souvent dit, mais peut-être pas assez, vous êtes des amis d'or.

Je ne pourrais oublier tous ceux qui m'ont côtoyée dans l'emblématique Strathcona, autant les étudiants que j'ai vu défiler que le personnel toujours souriant qui y était. Avec tout ce

temps passé entre ces murs, vous allez me manquer de même que la chaleur tropicale qui y fait en hiver ou les histoires les plus rocambolesques qui s'y produisent tous les jours. Une page d'histoire se tourne dans ma vie en déposant ce mémoire et vous resterez dans mes souvenirs à tout jamais.

À tous ceux qui m'ont aidée de près ou de loin, parfois sans même le savoir.

Introduction

Le présent mémoire traite des conditions paléoécologiques postglaciaires qui ont régné dans la région du lac Mégantic, en Estrie. L'intérêt pour cette région d'étude est relativement récent depuis les études de Mott (1977). Cet intérêt fut ravivé par la découverte en 2002 d'artéfacts appartenant à des communautés paléoindiennes dans la région. Par la suite, les archéologues ont fait appel au laboratoire Jacques-Rousseau, le laboratoire de paléophytogéographie et de palynologie de l'Université de Montréal, afin d'établir les conditions écologiques des communautés paléo-indiennes et de celles qui leur ont succédé durant l'Holocène. Les paléoenvironnements qui ont suivi la déglaciation ont été reconstitués.

La région du Méganticois est particulièrement importante dans l'histoire du Québec puisqu'elle fut la première libérée des glaces lors de la dernière glaciation il y a environ 13 500 ans AA alors que le nord du St-Laurent s'est déglacé vers 12 500 ans AA (AA signifie avant l'actuel, soit avant 1950 par convention) (Gadd, 1971 ; Richard et Grondin, 2007). Elle a accueilli la plus ancienne communauté humaine du Québec vers 12 500 ans AA et a révélé un des historiques les plus longs de la végétation (Chapdelaine, 2007). L'étude des grains de pollen contenus dans les sédiments lacustres permet de mieux comprendre l'évolution des paysages forestiers du passé.

Il existe peu de données disponibles sur la végétation passée en Estrie. La plupart des données ne sont pas publiées ou fragmentaires ou elles consistent en des résumés de présentations; il est donc important de faire une synthèse de ce qui est connu et d'y ajouter de nouveaux sites pour comprendre l'évolution de cette région.

Afin de mieux comprendre l'environnement passé de la région, une analyse à haute résolution des mésocharbons (≥ 160 microns) de bois contenus dans les sédiments lacustres

a aussi été effectuée pour reconstituer l'historique des feux depuis la déglaciation. C'est une première au sud du Québec puisque ce type d'étude est concentré dans la forêt boréale (Carcaillet et coll., 1999; Ali et coll., 2009) En plus, trois sites à proximité les uns des autres ont été choisis afin de pouvoir effectuer une comparaison.

Dans ce mémoire, l'aspect paléoécologique qui sera traité plus précisément l'histoire postglaciaire de la végétation et des feux. Il sera divisé comme suit : un premier volet fera un survol de la littérature, un deuxième volet présentera mes sites d'études et la région à l'étude, le troisième volet exposera la méthodologie employée pour répondre à mes objectifs, le quatrième volet traitera des résultats et des interprétations, et finalement le dernier volet discutera du tout.

Chapitre 1 Revue de la littérature

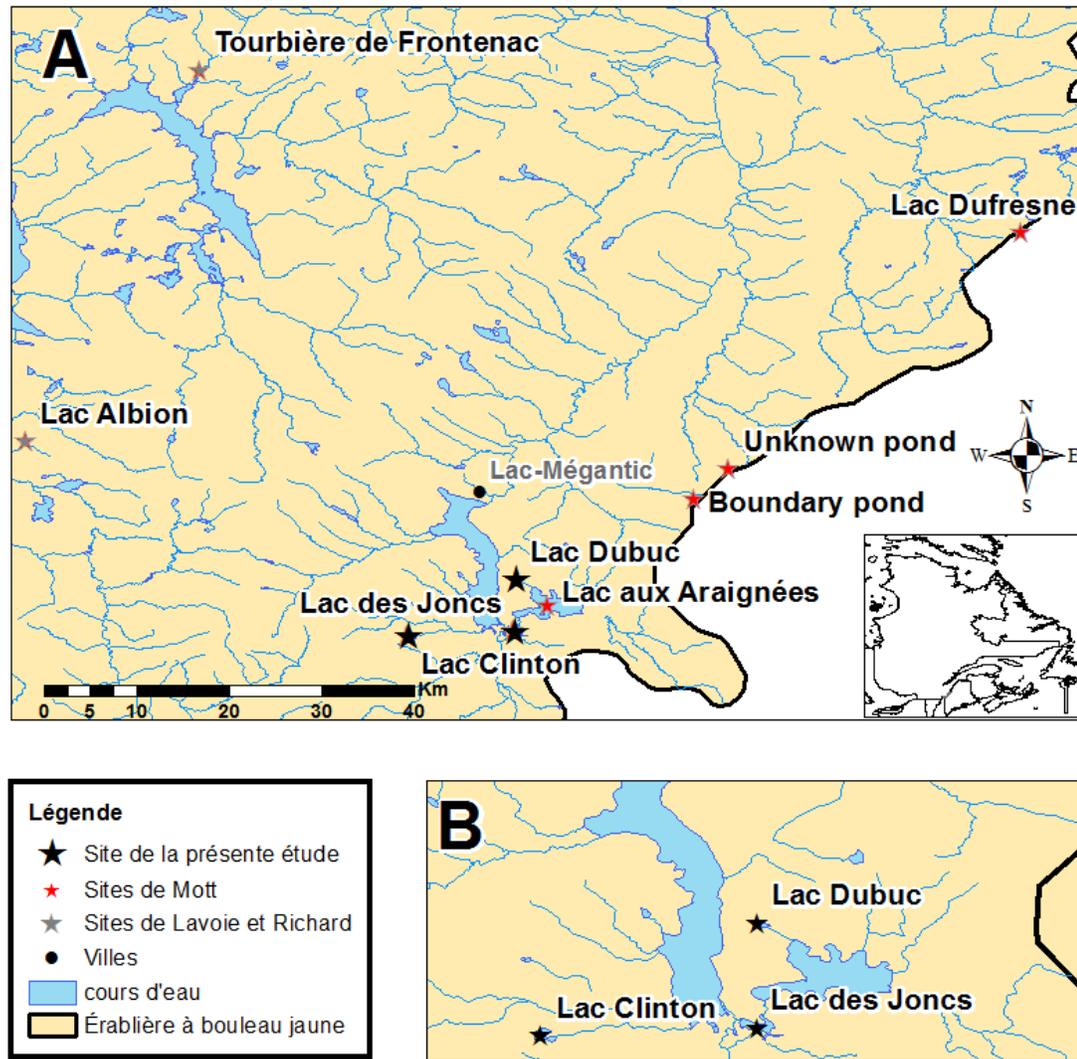
1.1 Histoire postglaciaire de la végétation

La compréhension de la phytogéographie postglaciaire au Québec a progressé au cours des cinquante dernières années. La multiplication des sites étudiés a permis de mettre en lumière les différentes conditions climatiques qui ont sévi sur le territoire et comment elles ont affecté la composition forestière (Richard et Labelle, 1989; Richard et coll., 1992; Richard et Larouche, 1994; Lavoie et Richard, 2000a et 2000b; Asnong et Richard, 2003).

Suite au retrait des glaces, le paysage évolue à travers trois phases: la phase non arboréenne, la phase d'afforestation et la phase forestière. La phase non arboréenne est sans doute celle qui est le plus grandement influencée par le climat, le relief et la capacité de la végétation de migrer vers les nouveaux sols disponibles, ce qui entraîne beaucoup de variabilité dans la composition végétale et dans la durée de cette phase. D'où l'importance de bien circonscrire les analyses durant la fin du tardiglaciaire et le début de l'Holocène afin de bien en documenter les caractères.

La compilation des données paléoécologiques sur l'ensemble du territoire nord-américain et leur analyse ont permis de faire des synthèses continentales de l'évolution des différentes formations végétales (Dyke et coll., 2004; Dyke 2005). Ces cartes par millénaire ne nous permettent pas d'avoir la précision nécessaire pour définir les charnières précises entre les différents biomes lorsqu'on travaille sur un petit territoire comme la région du lac Mégantic. Cependant, elles permettent d'ajuster le pas d'analyse de nouveaux sites afin de mieux définir les frontières de ces biomes.

Aucun site ne se situe près de la présente zone à l'étude de Lac-Mégantic. Les seules données publiées localisées à proximité sont les diagrammes polliniques dressés par Mott (1977) à la frontière canado-américaine dans les Appalaches ou en Estrie (Lavoie et Richard, 2000a et 2000b) (Fig. 1.1).



Réalisation: Tamyliia Elkadi 2013

Figure 1.1: Sites des diagrammes polliniques connus dans le sud du Québec (A), avec un accent sur le secteur de Mégantic (B).

Avant d'aborder l'histoire de la végétation de ces sites, le portrait des connaissances de la région du lac Mégantic sera établi. L'intérêt de connaître l'évolution postglaciaire de la végétation de cette région s'est manifesté au début des années 2000 alors que les archéologues cherchaient des informations à ce sujet pour compléter le portrait de leurs études. D'abord, Richard (2007) a dressé un portrait des connaissances de la région. Il suppose que le Méganticois serait dans une zone de toundra forestière ou de forêt boréale

au moment où les paléindiens étaient présents vers 12 500 ans AA. Il ajoute que l'étude paléoécologique de la région devrait être effectuée afin de préciser les conditions du milieu. L'étude de petits lacs plus en altitude permettrait de remonter plus loin dans le temps puisqu'il n'aurait pas été affecté par le lac proglaciaire Chaudière. En multipliant les sites, une détection de la variabilité spatiale de la couverture végétale pourrait être possible. Il faut aussi multiplier les datations afin de préciser à quel moment les glaces se sont retirées. À la suite de ces constats, Richard et ses collègues ont réalisé l'échantillonnage de quelques sites en 2008 pour pallier à ce manque d'information, soient les lacs des Joncs, Dubuc et la base du lac Clinton (fig. 1.1 et 1.2).

En raison de l'éloignement relatif des sites de Mott (1977), de Lavoie et Richard (2000a et b) et ceux présents dans ce mémoire, la comparaison de la végétation locale de ceux-ci ne peut être faite directement, puisque les différences observées peuvent être dues aux conditions locales telles que la nature du milieu de dépôt et sa taille, la topographie, le microclimat, mais aussi au fait que l'interprétation des données varie selon l'époque des analyses. Toutefois, une comparaison des apports régionaux peut être effectuée pour obtenir une histoire régionale de la végétation plus exhaustive. Elle permet de voir les décalages dans l'instauration des différentes phases forestières ou l'absence de certaines d'entre elles (fig. 1.2). Les interprétations de zones polliniques observées dans la figure 1.2 ont été effectuées à l'aide des données brutes des divers auteurs afin de faciliter la comparaison des diverses sources.

Tout d'abord, les sites de Mott (1977) soient Boundary Pond, Unknown Pond, et le lac Dufresne, ont une végétation actuelle qui diffère de celle du Méganticois puisqu'ils sont situés dans un secteur plus rigophile du domaine de l'érablière à bouleau jaune, avec une abondance accrue de sapinières à bouleau jaune. Toutefois, la sapinière peut être retrouvée dans la région sur certaines stations. De plus, Mott ainsi que Gadd (1971) ont effectué des travaux non publiés dans le secteur du Méganticois et des basses terres du St-Laurent afin d'établir la chronologie de la déglaciation et la caractérisation de la géologie.

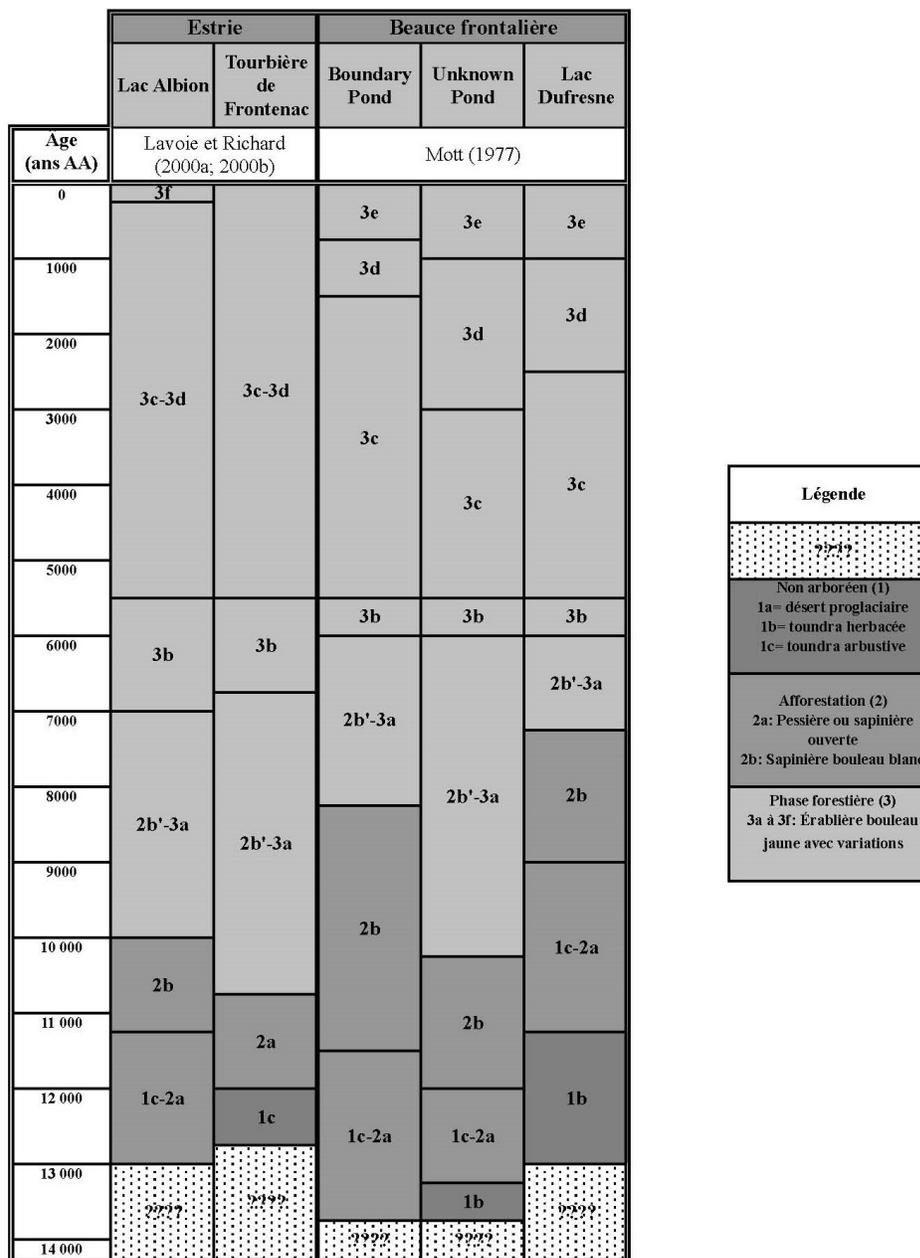


Figure 1.2: Synthèse de l'histoire postglaciaire de la végétation du sud de l'Estrie et de la Beauce-frontalière: Les limites des assemblages polliniques identifiées par les différents auteurs ont été respectées et les dates représentées dans la figure ont été uniformisées en années étalonées (AA). L'analyse des assemblages ont été refaites pour uniformiser les phases ainsi: le chiffre 1 correspond à la phase arbustive, le chiffre 2 à la phase d'afforestation et le chiffre 3 à la phase forestière. Les lettres correspondent aux différentes variations dans une phase.

Par les travaux de Mott, on apprend que le lac aux Araignées situé au Méganticois (fig. 1.1 et 2.1) est âgé de 12 800 ans AA. Au nord-ouest de Mégantic, il y a le lac Albion (Richard 1975; Mott, 1977; Lavoie et Richard, 2000a) et la tourbière de Frontenac (Lavoie et Richard, 2000b) qui actuellement se retrouvent dans le même domaine de végétation que les sites du lac Mégantic (fig. 1.1).

Tous les sites se sont déglacés vers 13 000-13 500 ans AA. Seuls les lacs Dufresne et Albion ont connu une période de toundra herbacée au départ. Par la suite, ces deux sites rejoindront les autres sites de la région dans leur composition forestière, car ils débutent par des spectres où l'épinette était dominante, possiblement une période de toundra arbustive et le début de la colonisation arboréenne selon les endroits. Cette période perdurera jusqu'à environ 11 000 ans AA pour la majorité des sites sauf pour la tourbière de Frontenac où elle se termine vers 12 100 ans AA (fig. 1.2).

Par la suite, ils entameront leur afforestation par une sapinière à bouleau blanc; cette phase dure en moyenne 1500 ans pour les différents sites. Finalement, l'érablière à bouleau jaune s'installe dans tous les sites. Il y a seulement les sites de Mott qui afficheront une recrudescence des sapinières lors du dernier millénaire (Mott, 1977). Seule la tourbière de Frontenac a connu un développement plus rapide que les autres sites. Sinon, les changements dans les variantes de la composition de l'érablière sont presque identiques; seule la durée diffère entre les sites (fig. 1.2). Contrairement aux autres sites, la tourbière de Frontenac et le lac Albion, enregistrent en surface l'apparition de l'agriculture instaurée par les Européens il y a de cela 200 ans.

Les travaux de Mott (1977) s'emploient à établir des assemblages polliniques des principaux taxons sur ces différents sites d'étude. Son apport est important puisqu'il établit les premières reconstitutions dans cette région alors qu'auparavant ce type d'analyse s'était effectué principalement dans les basses terres du St-Laurent et l'on obtenait seulement une végétation post-Mer de Champlain. Ces reconstitutions sont excellentes; toutefois, dues à l'ancienneté des travaux et à l'évolution de la datation radiocarbone, certaines dates sont

erronées puisqu'elles sont trop anciennes, ou alors la marge d'erreur est trop importante, ce qui renforce l'importance de réaliser de nouvelles analyses dans la région afin d'établir le portrait global de la végétation.

En ce qui a trait à Lavoie et Richard (2000a), ils ont analysé le lac Albion sur plusieurs aspects, dont l'analyse pollinique. De plus, ils ont réalisé une analyse du régime hydrique du lac. Ils établissent aussi des zones d'assemblages polliniques. Les données de végétation obtenues à partir du lac Albion sont intéressantes puisqu'elles ont été réalisées avec un échantillonnage sur un même transect qui est constitué de cinq carottes sédimentaires, ce qui leur permet de comparer leurs résultats tant sur le plan pollinique que sur le plan chronologique.

Ils ont aussi travaillé sur la tourbière de Frontenac (Lavoie et Richard, 2000b). Dans cette étude, ils ont réalisé une étude hydrique sur les changements synchrones des niveaux d'eau, de l'hydrologie de la tourbière et de l'accumulation sédimentaire qui illustre le fait que la température et les processus autogènes sont souvent plus déterminants que le bilan hydrique régional pour l'évolution d'une tourbière. Bien qu'elle soit orientée sur le bilan hydrique et le climat, cette étude permet d'obtenir des données sur l'histoire régionale de la végétation qui est exposée dans la figure 1.2 et les dates radiocarbone obtenues suivent la chronologie régionale. Les données obtenues sont fiables puisque la duplication des carottes d'un même site accentue la précision des tendances obtenues; ces données seront comparées aux autres sites existants dans la région.

L'étude approfondie des sédiments du lac Clinton, Dubuc et des Joncs qui se trouvent à moins de 10 km les uns des autres permettra d'évaluer le rôle des variations altitudinales, d'établir avec précision l'histoire complète de la végétation depuis le retrait des glaces, et d'examiner la différenciation spatiale et temporelle de la végétation sur un petit territoire, à la manière de Marcoux et Richard (1995) et Labelle et Richard (1984) pour la Gaspésie.

1.2 Histoire postglaciaire des feux

Les feux sont la principale cause de perturbation de la composition de la forêt boréale nord-américaine alors que dans les forêts feuillues ce seraient les chablis, les épidémies d'insectes (Filion et coll., 1998) et les événements climatiques extrêmes (Payette, 1992). Cela entraîne des changements dans l'abondance de certaines espèces en modifiant la compétition interspécifique, ce qui favorise les espèces pionnières ou les espèces survivantes. La structure et la composition des peuplements forestiers influencent la probabilité d'occurrence et de propagation des feux (Bergeron et coll., 2004). Ainsi, les forêts conifériennes ont une prédisposition aux incendies plus importante que les forêts composées de feuillus, en raison de la disponibilité du combustible; leur structure favorise aussi la propagation des incendies (Payette et coll., 1990; Hély et coll., 2000). Le régime des feux peut enfin être influencé par les caractéristiques topographiques de la région, telles que la pente et la présence de barrières naturelles, ou des facteurs climatiques ou météorologiques (Bergeron, 1991).

Pour reconstituer les feux sur une période excédant la période historique, nous avons recours à la paléanthracologie sédimentaire, soit l'analyse de particules de charbons de bois qui se sont déposées dans des milieux propices à leur accumulation comme les tourbières et les lacs puisque l'analyse dendrométrique ne permet pas de remonter suffisamment dans le temps (Gavin et coll., 2007). Le choix de la taille des particules de charbon analysées est crucial, car il définira quel type de feu nous allons identifier, quel type de traitement devra être réalisé et les conclusions que nous pourrons en tirer. Ainsi, les particules qui ont un diamètre plus petit que 160 microns, les microcharbons, sont associées à des feux régionaux qui se sont produits dans un rayon pouvant atteindre, du moins pour les grands lacs, 100 km du lieu de dépôt; tandis que les particules ayant un diamètre plus grand que 160 microns, les mésocharbons, sont associées à des événements principalement locaux qui se sont produits dans un rayon de 1 km.

Le choix de la résolution de l'analyse, soit à basse résolution avec un pas d'analyse discontinu des sédiments variant de 4 à 20 cm ou soit une analyse à haute résolution qui se fait de façon continue sur la carotte, est crucial puisqu'il définira les limites et les interprétations que nous pourrons tirer des données. Les reconstitutions détaillées à haute résolution d'analyse permettent de mieux comprendre la dynamique des feux et leurs relations avec la tendance à long terme de la dynamique des populations forestières et les conditions climatiques au cours de l'Holocène. Dans des conditions optimales de sédimentation, l'analyse à haute résolution d'échantillons contigus à tous les 1 cm devrait permettre l'identification des événements de feux dont la fréquence se situe entre 30 et 50 ans (Clark, 1988a; Long *et coll.*, 1998).

L'étude des feux à partir des micro- et méso- charbons de bois doit se faire avec une résolution d'analyse très fine afin de saisir toutes les fluctuations de concentration de charbons dans la carotte. L'analyse à haute résolution et en continu est maintenant privilégiée par la communauté scientifique, car elle permet d'identifier plus précisément tous les événements de feux puisque l'intervalle d'âge entre les échantillons est plus faible que le cycle des feux, soit beaucoup moins de 100 ans; il y a donc moins de risques de manquer un événement de feu.

Depuis les travaux entamés par Clark (1988, 1990), plusieurs ont utilisé les maximums dans les données d'accumulation de charbons pour identifier les épisodes de feux au sein d'une carotte sédimentaire ayant une bonne résolution temporelle (Higuera *et coll.*, 2010). Cette identification des épisodes de feux à partir de séries temporelles de charbons est plus prometteuse lorsque les feux sont très importants en superficie, sont de grande sévérité et que l'intervalle entre deux feux est cinq fois plus grand que le pas d'analyse des sédiments (Clark, 1998; Higuera *et coll.*, 2005, 2007, 2010). Les sites en milieux alpins ou boréaux sont souvent favorisés puisqu'ils respectent généralement ces trois conditions (Higuera *et coll.*, 2010).

De nombreuses études des mésocharbons à haute résolution ont été faites en Amérique du Nord depuis les années quatre-vingt-dix afin de détecter des maximums dans les séries qui soient associés à des feux locaux. Clark fut le premier à tenter ce type d'analyse (1988, 1990) sur trois lacs au Minnesota. Aux États-Unis, les états de l'Oregon (Long et coll., 1998, 2007; Briles et coll., 2005, 2008; Marlon et coll., 2006; Minckley et coll., 2007), de la Californie (Hallett et coll., 2010 ; Daniels et coll., 2005; Marlon et coll., 2006; Beaty et Taylor, 2009) et de l'Alaska (Lynch et coll., 2002, 2004a, 2004b; Anderson et coll., 2006; Higuera et coll., 2008) ont été privilégiés. Ces études couvrent de 3000 à 13 000 ans AA et ont été réalisées à l'aide des dénombrements de charbons ou des mesures de leur surface. Cependant, cette différence entre le nombre et l'aire des particules n'est pas importante puisqu'il a été démontré que l'utilisation du dénombrement, de l'aire ou du volume pour l'analyse offrait des résultats comparables entre eux en ce qui a trait à la reconstitution de l'histoire locale des feux (Ali et coll., 2009a). Toutefois, les sites doivent se retrouver dans un milieu où les conditions sont semblables, tant sur le plan forestier que climatique afin pouvoir les comparer; sinon les différences ou ressemblances entre les sites pourraient être dues à ces caractères et on pourrait ne pas trouver les causes précises des changements enregistrés.

Les études antérieures se concentraient sur les effets à court terme et directs des feux sur les communautés végétales (Bergeron et Dansereau, 1993; Sirois, 1993, 1995; Robitaille, 1996; DeBano et coll., 1998). La composition des peuplements végétaux est affectée par les feux de forêt qui permettent une ouverture du couvert forestier, ce qui favorise le développement des espèces pionnières comme les peupliers faux-trembles (*Populus tremuloïdes*) et les bouleaux à papier (*Betula papyrifera*) et le remplacement des espèces ombrophiles (*Abies balsamea*, *Picea glauca*, *Thuja occidentalis*) par des espèces héliophiles (*Populus tremuloïdes*, *Betula papyrifera*) (DeGranpré et coll., 1993; Bergeron, 1998). Toutefois, les effets de ces perturbations dues au feu ne se font pas uniquement sentir sur une courte période, mais agissent aussi sur le long terme (Clark, 1988b). C'est pourquoi les études des feux anciens et sur une longue période permettent une meilleure

compréhension de la réponse de la végétation aux divers régimes de feux, et de celle des feux par rapport à des changements de végétation ou de climat qu'un territoire peut connaître au cours du temps.

L'analyse micro- ou mésoscopique à haute résolution des charbons de bois dans les sédiments lacustres a permis d'approfondir l'étude de la dynamique des feux et de leurs effets à long terme sur les communautés végétales, à l'échelle des millénaires plutôt qu'à l'échelle des événements de feux (Long et coll., 1998; Carcaillet et coll., 1999; Ali et coll., 2008). La combinaison des analyses polliniques et anthracologiques des périodes récentes et passées permet l'améliorer la compréhension des patrons modernes de végétation (Carcaillet *et coll.*, 1999).

Des études ayant porté sur plus de cinq sites (Clark et Royall, 1996; Marlon et coll., 2006, 2009; Higuera et coll., 2005, 2010; Lynch et coll., 2004b) ont été utilisées afin d'établir des portraits comparatifs ou pour faire une synthèse des connaissances. Toutefois, Clark et Royall (1996) mentionnent que leurs sept sites ne sont pas suffisants pour caractériser les régimes de feux dans la forêt tempérée de l'Est, car ils ne couvrent pas toute la variabilité climatique de cette région. Le même problème est apparent dans les autres études. Il faut donc réduire la taille de la zone analysée ou augmenter le nombre de sites afin de corriger la situation.

Au Canada, en Colombie-Britannique, Gavin et ses collègues (2003, 2006), et Hallett et ses associés (2003a, 2003b) ont effectué des analyses qui ont permis de mieux cerner les feux locaux sur quatre lacs. Gavin et ses collègues (2003) ont étudié les mésocharbons contenus dans les sédiments lacustres de l'ouest de l'île de Vancouver, couvrant 1800 ans, et les ont comparés aux dates des derniers feux survenus sur cette région à l'âge fourni par des données dendrologiques et des charbons de sols datés, récoltés sur le bassin versant. Ils ont ainsi pu estimer les sources des maximums de charbons de bois et établir que 23 maximums correspondaient à des épisodes individuels de feux, isolés près du lac. L'intervalle entre les feux est de 50 à 300 ans pour cette région. La combinaison de ces méthodes permet de

mieux comprendre les sources des feux; toutefois, elle ne peut couvrir qu'une courte période. Dans le cas d'analyses anthracologiques s'échelonnant sur plusieurs millénaires, l'origine de charbons de bois ne peut être hélas connue avec précision.

Gavin et ses collègues (2006) ont déplacé leur région d'étude dans le sud-est de la Colombie-Britannique en analysant les mésocharbons contenus dans les sédiments de deux lacs situés à 11 km de distance. Les conditions étant semblables pour les deux sites, ils ont pu comparer les distributions des intervalles de feux et déterminer si les événements de feu étaient synchrones durant 5000 ans AA. Pour l'ensemble de la période couverte, il n'y a statistiquement aucun synchronisme entre les dates des épisodes de feu; cependant, après 2500, ils sont synchrones à l'échelle du siècle (Gavin et coll., 2006). L'utilisation de sites rapprochés permet une comparaison intéressante, puisque les facteurs influençant les feux sont comparables.

Au Québec, l'ensemble des sites étudiés à ce jour en haute résolution se trouve dans la forêt boréale, en Abitibi (Carcaillet et coll., 1999, 2001; Ali et coll., 2008, 2009b). Carcaillet (1999) fut un pionnier en analyse mésoscopique à haute résolution. L'étude des sédiments varvés du lac Francis en Abitibi a permis une reconstitution de la fréquence de feux et a permis d'identifier 42 événements de feux distribués sur 6800 ans. La période de forte fréquence des feux se déroule depuis 2200 ans AA, avec un intervalle de feux à tous les 85 ans (24 événements de feu) contrairement à 225 ans (18 événements de feu) entre l'époque de déglaciation et 2200 ans AA. Deux autres sites sont quelquefois évoqués dans la littérature; les lacs Profond et Raynald ont livré 26 et 48 événements de feux sur une période de 2000 et 3500 ans AA respectivement (Ali et coll., 2009; Higuera et coll., 2010). De plus, Carcaillet et Richard (2000) ont pu établir à l'aide de l'analyse des microcharbons de 30 lacs à basse résolution au Québec qu'au début de l'Holocène, l'incidence régionale des feux était forte, qu'elle diminua après 8000 ans BP et elle remonta après 3000 ans BP.

Il y a aussi eu des travaux sur deux sites dans l'est de la province en Gaspésie (Asnong 2001, Asnong et Richard, 2003). Asnong effectua la première analyse à haute résolution

des microcharbons dans l'est du Québec. Il établit qu'avant l'instauration de la phase forestière, l'est et le centre de la Gaspésie furent caractérisés par une faible occurrence des feux soit moins de 6 feux par 1000 ans. La fréquence augmenta à 10 feux par 1000 ans vers 7500 ans AA et diminua vers 5000 ans pour l'est et 3500 ans AA pour le centre. De plus, on a observé une recrudescence des feux à l'Holocène supérieur.

Cependant dans le sud du Québec, plus précisément en Estrie, seules des analyses de microcharbons à faible résolution ont été effectuées. Premièrement à la tourbière de Farnham, où les auteurs ont trouvé une plus grande influence des feux de forêt entre 7400 et 6300 ans AA (Lavoie et coll., 1995). Cependant, ces reconstitutions reposent sur des abondances de microcharbons obtenues en utilisant un pas analytique correspondant à celui de l'analyse pollinique, à savoir un intervalle sédimentaire non contigu allant de 4 à 20 cm. Cette résolution ne permet pas d'établir la fréquence des feux ni leur intervalle, car l'analyse discontinue augmente considérablement le risque de ne pas identifier tous les événements de feux et conséquemment, cela entraîne une mauvaise estimation des régimes de feux (Clark, 1988b). Les informations livrées par des analyses des microcharbons à faible résolution ne permettent que de livrer une image générale de l'incidence des feux dans la région.

L'analyse à haute résolution des mésocharbons des lacs Dubuc, Clinton et des Joncs permettront de livrer un historique des feux locaux ainsi que régionaux. Ce sera une des premières analyses de ce type à être effectuée à l'extérieur de la zone de forêt boréale pour ce qui est du Québec.

1.3 Objectifs et questions de recherche

Les objectifs de ce mémoire sont dans un premier temps de reconstituer l'histoire locale et régionale de la végétation des lacs Clinton, Dubuc et des Joncs; et puis de reconstituer l'histoire locale et régionale des feux par l'analyse anthracologique mésoscopique en continu des sédiments des lacs Clinton, Dubuc et des Joncs. Les questions de recherche

abordées dans le cadre de cette étude sont : 1) Y-a-t-il un synchronisme ou des décalages entre les phases de végétation des trois sites à l'étude? 2) Est-ce que les feux obtenus dans la phase d'afforestation se comparent à ceux obtenus dans la forêt boréale actuelle du Québec? 3) Est-ce que la présence de l'homme est visible dans les événements de feu? 4) Quelles sont les forces et les faiblesses des deux méthodes anthracologiques? 5) Comment la région de Lac-Mégantic se compare-t-elle aux sites environnants en ce qui a trait à la végétation et aux feux?

Chapitre 2 Région à l'étude

2.1 L'Estrie

La région de l'Estrie est située au sud du Québec et partage une frontière avec les États-Unis. De par sa situation géographique, l'Estrie bénéficie de conditions climatiques plus clémentes que la plupart des régions québécoises. Cependant, un gradient climatique intrarégional de l'ouest vers l'est est reconnaissable et il est dû au changement altitudinal sur le territoire avec des reliefs de plaines et de collines à l'ouest et des reliefs plus montagneux près des frontières avec le haut-plateau appalachien. Cela entraîne des températures plus élevées et des précipitations plus faibles dans l'ouest du territoire. L'est du territoire (1400 mm de précipitation/an) reçoit 350 mm de pluie de plus que l'ouest (1050 mm de précipitation/an) (Optivert, 2010).

L'Estrie se trouve dans l'ensemble physiographique des Appalaches. Elle repose sur des roches sédimentaires telles que du shale et du grès, des roches volcaniques qui se sont formées au Paléozoïque (500 Ma) et des roches métamorphiques tel le schiste (Shilt, 1981).

Le paysage estrien a été retouché lors du dernier épisode glaciaire puisque le passage des glaciers a érodé, transporté et redéposé les matériaux superficiels. Il en résulte que le territoire est principalement recouvert de till. Plus de 80% de ce till est composé d'une matrice plutôt limoneuse qui a été créée par l'abrasion de la roche en place; c'est le till de Lennoxville. Le reste du territoire est composé de dépôts fluvioglaciers, fluviaux, lacustres, marins ou organiques qui sont marginaux avec des superficies généralement inférieures à 5 % (Shilt, 1981; Optivert, 2010).

Le début de la déglaciation continentale remonte à environ 21 000 AA. À ce moment, la région de l'Estrie ainsi que la partie nord du continent nord-américain étaient recouvertes d'une épaisse couche de glace. Le réchauffement du climat a entraîné graduellement la fonte de l'Inlandsis ce qui fit augmenter le niveau marin. Ce rehaussement a permis à

l'océan Atlantique de pénétrer dans le golfe du St-Laurent dans un premier temps, puis dans l'estuaire du St-Laurent entre 17 000 et 14 000 ans AA. Cela entraîna la fragmentation de l'Inlandsis, isolant un glacier appalachien au sud de l'Inlandsis laurentidien. Entre 13 500 et 13 200 ans AA, le front glaciaire s'est retiré du sud du Québec, libérant ainsi le territoire estrien (Richard 2007; Richard et Grondin, 2009). Cela créa en Estrie plusieurs lacs proglaciaires dont les plus grands centrés sur le lac Memphrémagog et le lac Mégantic (le lac proglaciaire Chaudière) dont la superficie était plus importante à cette époque qu'aujourd'hui (LaRocque et coll., 2003; Richard et Grondin, 2009; Normandeau, 2010).

Les eaux salées continuèrent leur progression en envahissant les basses-terres du St-Laurent, il y a 13 100 ans AA, pour former la Mer de Champlain qui s'étendait jusqu'au nord de la région estrienne. Vers 12 500 ans AA, les marges de l'Inlandsis laurentidien se trouvaient le long des Basses-Laurentides et de la Côte-Nord. À cette même époque, les premiers paléoindiens occupèrent les berges du Lac Mégantic (Chapdelaine, 2004). La végétation est alors une toundra herbacée ou arbustive, d'après les synthèses à petite échelle de Richard et Grondin (2009).

Libérées du poids des glaces, les terres subissent un relèvement isostatique qui aura pour effet d'éliminer l'apport d'eau salée à la Mer de Champlain et aussi de diminuer sa taille. Vers 10 600 ans AA, la Mer de Champlain fit place à un lac d'eau douce, le lac à Lampsilis. Vers 6000 ans AA, les glaciers avaient disparu du nord du Québec (Richard et Grondin, 2009).

La végétation actuelle du territoire estrien se trouve majoritairement dans les domaines bioclimatiques de l'érablière à bouleau jaune (54%), et de l'érablière à tilleul (45%) (Robitaille et Saucier, 1998). Aux montagnes frontalières, il y a quelques endroits plus rigophiles, où l'on retrouve une plus grande abondance de stations de sapinières à bouleau jaune (Optivert, 2010).

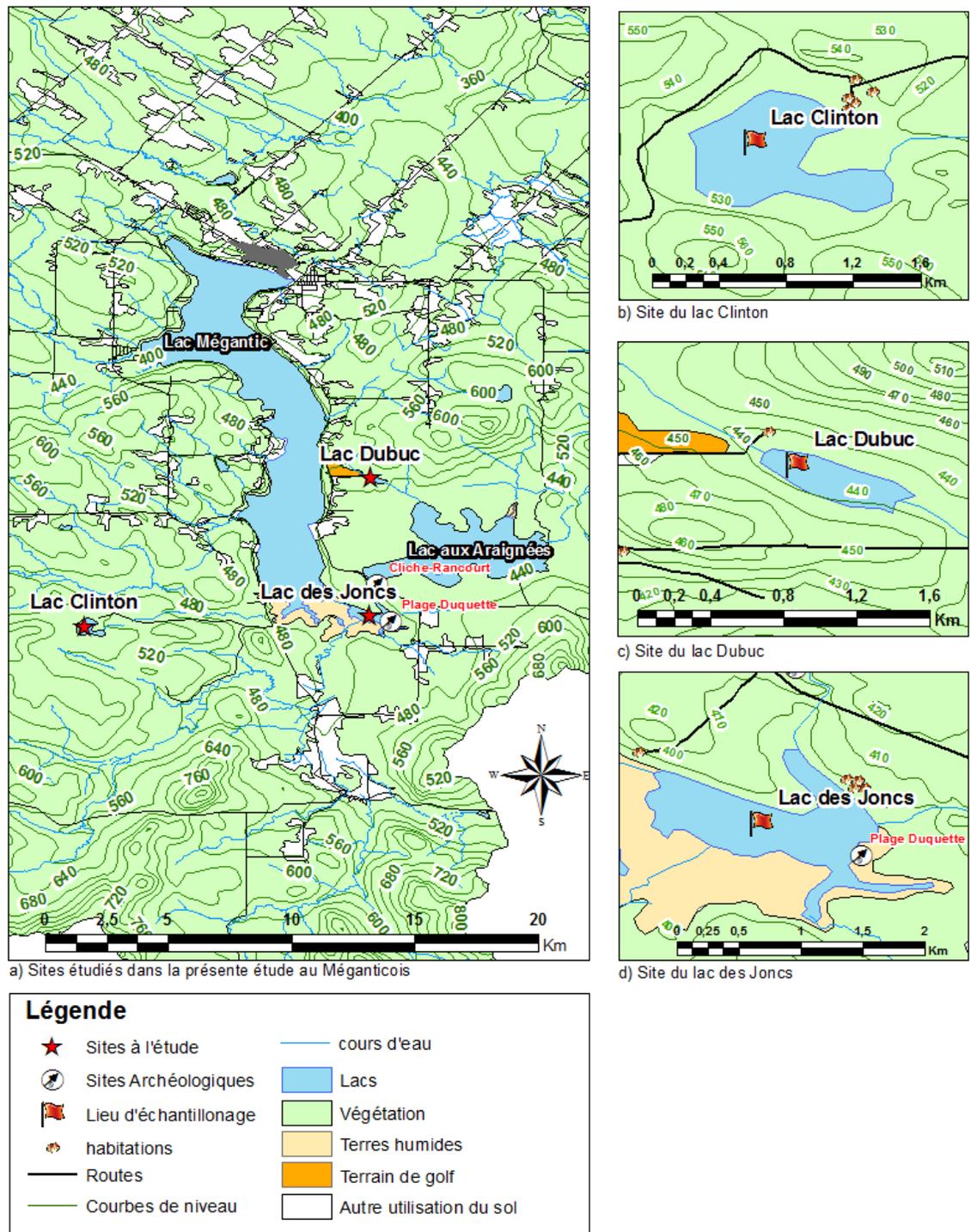


Figure 2.1: Sites étudiés dans la région du lac Mégantic

2.2 Le Méganticois

La région du lac Mégantic se situe au sud-est de l'Estrie, près de la frontière américaine. La partie sud de cette région porte aussi le nom Des Trois Lacs et elle désigne le territoire regroupant le lac Mégantic et ses voisins, les lacs des Jones et aux Araignées (Figure 2.1). Le bassin versant de cette région est de 26 km². La région Des Trois Lacs est le cœur du Méganticois qui lui, réfère à un espace géographique plus vaste, soit un corridor transappalachien de plus de 100 km qui permet la connexion des rivières Dead et Kennebec, au Maine, au St-Laurent en empruntant la rivière Chaudière. Il se caractérise par un col entre 300-450 mètres d'altitude délimitée par des hauts-reliefs de 450 à 600 mètres avec des sommets de plus de 750 mètres d'altitude (Chapdelaine, 2007).

Le site du Méganticois s'est déglacé vers 13 500 ans (Richard et Grondin, 2009). Au retrait des glaces, le lac proglaciaire Chaudière (lac proglaciaire Mégantic) s'est mis en place à l'endroit du lac Mégantic même et se prolongeait jusqu'au col au sud-est du site du lac des Jones. Son altitude était de 430 m. Vers 13 000 ans AA, il s'est vidangé pour laisser place au lac Mégantic qui a maintenant une altitude de 394 m (Normandeau, 2010). Les sédiments du lac aux Araignées remontent à 12 800 ans (Shilt, 1981).

2.2.1 Le choix des sites

On l'aura compris le choix des sites fut orienté principalement par l'objectif général de fournir des renseignements paléocologiques éventuellement utiles aux archéologues, notamment pour l'environnement proche du site Cliche-Rancourt (Bi-Er-14), datant du Paléoindien ancien, et du site de la Plage-Duquette (BiEr-06), remontant à l'Archaique moyen (Chapdelaine, 2007). Ces sites occupent respectivement la rive sud de la rivière aux Araignées et la rive est du lac des Jones (Fig 2.1). Le lac Dubuc fut sélectionné en raison de son altitude supérieur à 430 m, proche des rives du lac proglaciaire Mégantic.

Par ailleurs, l'étude de Loewen et ses collaborateurs (2005) a montré l'existence d'une période de bas niveau d'eau du lac Mégantic entre 9000 et 3500 ans AA qu'il convenait de vérifier, de préciser par le choix du lac des Joncs.

Enfin, le Méganticois étant particulièrement riche en sites archéologiques couvrant toute les époques, et la région ayant été occupée par un grand lac proglaciaire jusqu'à 430 m, il fallait ajouter un site d'étude paléoécologique occupant le plateau appalachien dans lequel il s'est inscrit et qui a de tout temps été fréquenté par les populations humaines, même si la plupart des sites archéologiques connus se localisent à plus basses altitudes. Ce fut le lac Clinton qui fut choisi. Leur choix fut aussi influencé par leur accessibilité et par le temps et les moyens à la disposition de l'équipe en février 2008. Ces sites seront décrits tour à tour.

2.2.2 Lac Clinton

Le lac Clinton se trouve au sud-ouest du Lac Mégantic (Fig. 2.1b). Son altitude est de 526 m et il ne fut pas ennoyé par le lac proglaciaire Chaudière (430 m maximum). Ce lac a la superficie la plus grande des lacs analysés avec 40 ha et draine un bassin versant d'environ 25 km². Sa forme est très irrégulière et sa profondeur maximale dépasse les 10 mètres, près du bord, à l'est de la zone échantillonnée (Fig. 2.1b). L'information de la présence d'une fosse n'était pas connue au moment de l'échantillonnage, et notre équipement n'aurait pas permis de carotter dans une telle profondeur d'eau; le point plus profond de la prospection a donc été échantillonné.

Aux abords du lac, la composition végétale est coniférienne, mais il se trouve dans le domaine de l'érablière à bouleau jaune. De plus, la dynamique du lac est plus calme que celle des deux autres sites puisqu'il n'a pas d'affluent, seulement un effluent, ce qui réduit à néant l'apport sédimentaire et pollinique fluvial. Il y a eu des coupes forestières dans les environs, mais l'impact humain est négligeable puisqu'il n'y a que quelques camps de chasse et de pêche qui servent d'habitation saisonnière. Au nord du lac, le roc affleure alors que les environs sont principalement constitués du Till de Lennoxville et de quelques affleurements rocheux (Shilt, 1981).

2.2.3 Lac Dubuc

Le lac Dubuc, situé à l'est du Lac Mégantic (figure 2.1c), draine un bassin versant de moins de 10 km². Son altitude est de 436 m soit 42 m de plus que le lac Mégantic et à peine au-dessus du 430 m du lac proglaciaire Mégantic (ou Chaudière). Ce lac de petite superficie (9 ha) a une forme elliptique et reçoit un petit affluent à l'ouest. La profondeur de l'eau varie de 4 à 5 m, mais la zone centrale est moins profonde que les extrémités, d'après les riverains. Un récent barrage à l'est du lac a permis de maintenir un niveau d'eau constant et l'empêche maintenant de se déverser librement vers le lac des Araignées en augmentant d'environ un à deux mètres son niveau naturel (J. Dubuc, comm. pers.).

Le site est entouré de till (le Till de Lennoxville) composé de matériaux calcaires. Du grès affleure à plusieurs endroits sur le bassin versant (Shilts, 1981). La végétation du lac Dubuc appartient aussi au domaine de l'érablière à bouleau jaune. À l'ouest du lac, on retrouve un terrain de golf qui a modifié l'apport de sédiment en mettant le sol à nu. Il y a très peu d'habitations dans les environs. L'influence anthropique est donc faible, à l'exception du barrage et du terrain de golf.

2.2.4 Lac des Joncs

Le lac des Joncs se situe au sud-est du lac Mégantic auquel il est relié par un étroit chenal de moins de 2 km de longueur. C'est plutôt un étang, compte tenu de sa faible profondeur. Il se trouve en partie dans un milieu humide tel qu'illustré à la figure 2.1a. Il a une superficie de 36 ha (figure 2.1d) et il possède deux affluents principaux; la rivière Arnold et la rivière aux Araignées, et un seul effluent vers le lac Mégantic. Il draine le lac aux Araignées qui s'y déverse par la rivière du même nom. Son altitude est semblable au niveau du lac Mégantic soit 394 m et il draine un bassin versant de plus de 200 km². La végétation riveraine du lac est herbacée contrairement aux deux autres lacs, mais il se situe aussi dans le domaine de l'érablière à bouleau jaune. Il occupe des sédiments proglaciaires deltaïques ou lacustres recouverts par des alluvions récentes du côté ouest (Shilt, 1981). Les apports hydriques sont très importants; ils devront être tenus en ligne de compte pour les analyses anthracologiques, polliniques et sédimentologiques.

Chapitre 3 Méthodologie

3.1 Échantillonnage

3.1.1 Lac Clinton

Un premier carottage fut effectué le 23 février 2008 dans la partie centrale du secteur le plus vaste du lac. Seulement la base des sédiments fut alors récoltée et la carotte fut doublée, allant de 527-622 cm et l'autre de 577-652 cm à l'aide de la sonde Livingstone modifiée (Livingstone, 1955). Ces fonces furent obtenues sous un couvert de 50 cm de glace et 4,23 m d'eau.

Lors d'une deuxième sortie en octobre 2009, la carotte complète des sédiments du lac fut récupérée à proximité du premier échantillonnage. Le prélèvement s'est effectué à partir d'une plateforme ancrée à trois endroits afin d'assurer la stabilité lors de la manœuvre. Six fonces furent récoltées sous 4,40 m d'eau, et 5,13 m de sédiments furent récupérés. Nous avons effectué aussi une récolte des sédiments de surface à l'aide du carottier Kajak-Brinkhurst (KB). Elle nous permet d'obtenir l'interface eau-sédiment; 39 centimètres de sédiments furent récoltés.

La différence d'épaisseur des sédiments recueillis entre les sorties de terrains au lac Clinton en 2008 et en 2009 est due à la variabilité de la profondeur du fond dur (inorganique) et de l'épaisseur de sédiment dans un lac, et au fait que nous n'avons pas retrouvé les coordonnées exactes du premier prélèvement en 2008. Toutefois, la dernière carotte récoltée est complète.

Toutes les carottes de Clinton, de même que celle du KB furent coupées en tranches d'un cm d'épaisseur afin de faciliter leur rangement et leur conservation au frais (5°C).

3.1.2 Lac Dubuc

Les sédiments du lac Dubuc ont été prélevés le 23 février 2008 depuis le couvert de glace de 48 cm et sous une épaisseur d'eau de 4,4 m à une centaine de mètres de l'affluent dans la partie ouest du lac. Six segments métriques ont été prélevés à l'aide d'une sonde à piston de type Livingstone (1955) modifiée. Seulement les sédiments obtenus des fonce a, b, c, d et f, furent traités pour les diverses analyses puisque la fonce e était un double de la fonce f, au fond.

3.1.3 Lac des Joncs

Les sédiments du lac des Joncs ont été recueillis le 24 février 2008 depuis un couvert de glace de 43 cm et sous seulement 1,10 m d'eau dans l'endroit présumé le plus profond du lac d'après des données d'échosondage communiquées par le professeur Brad Loewen (Anthropologie, UdeM). 3,40 m de sédiments furent récoltés en cinq fonce à l'aide de la sonde russe. Les analyses ont donc été effectuées sur celles-ci.

3.2 Sédimentologie et perte au feu

Les carottes furent décrites (Troëls-Smith, 1955; Aaby et Berglund, 1986) et des échantillons de 1 cm³ furent prélevés à tous les deux centimètres et soumis à la perte au feu (PAF) (Dean, 1974) afin de déterminer leur contenu en matière organique (combustion à 600 °C) et en carbonates de calcium (CaCO₃; combustion à 1000 °C). La PAF est exprimée en pourcentage du poids sec. La mesure du volume de l'échantillon de départ (1cc) permet de calculer la teneur (g/cc) de la matière organique, celle des carbonates, et celle du résidu inorganique. Les taux d'accumulation ont aussi été calculés (g/cc/an) en utilisant la courbe du modèle d'âge.

3.2.1 Corrélation des profils Clinton_C, Clinton_2008 et Clinton_KB

Les courbes de la perte au feu du lac Clinton permettent de faire une corrélation entre les carottes basales Livingstone récoltées en 2008 et les carottes de la séquence complète

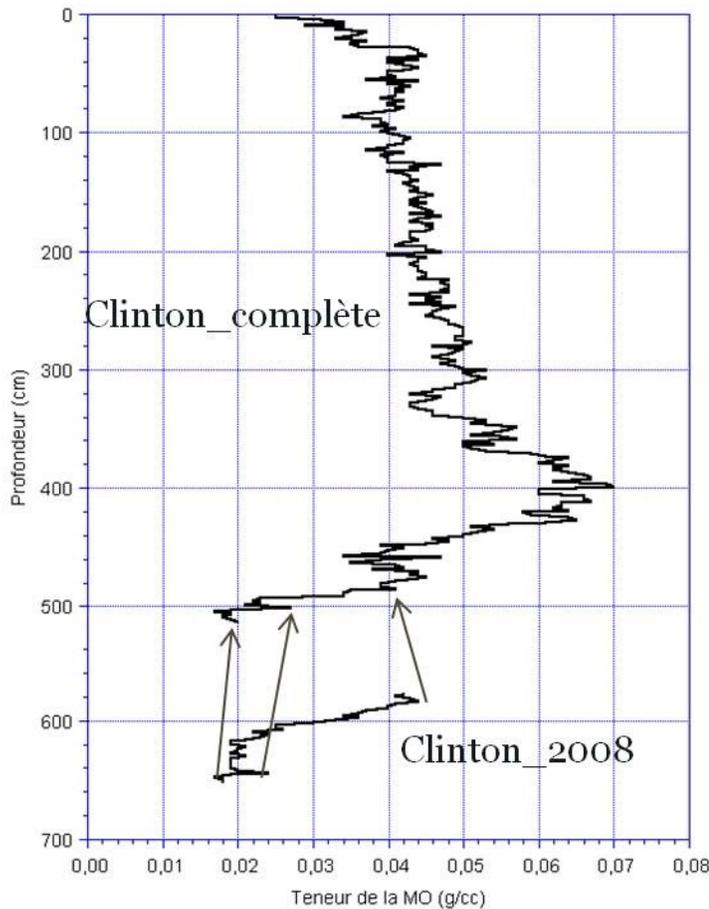


Figure 3.1: Corrélation des carottes de Clinton_2008 et Clinton_C

récoltées en 2009. Comme l'illustre la figure 3.1, la teneur en matière organique suit les mêmes tendances, et ce même si la carotte de 2008 est plus profonde de plus d'un mètre. De plus, les assemblages polliniques des deux forages sont semblables ce qui vient soutenir cette corrélation. La couche minérale est aussi présente à la base des deux profils, ce qui confirme que nous avons atteint le début de l'enregistrement sédimentaire, et ce malgré le fait que le profil de 2008 soit plus profond. Cela s'explique par le fait que le point d'échantillonnage original n'a pu être retrouvé en 2009 et que le profil complet a été récolté dans une zone moins profonde du lac.

Ainsi, les dates obtenues sur les segments basaux pourront être appliquées à la base de la séquence complète.

L'échantillonnage à l'aide de la sonde Livingstone entraîne une perte d'enregistrement variable pour la période récente puisque cette zone est fluide et ne peut être récoltée avec cet outil. Pour pallier ce problème, une carotte a été récupérée à l'aide d'un tube Kajak-Brinkhurst. La corrélation entre Clinton_complète et Clinton_KB a été effectuée à l'aide des assemblages polliniques puisque les PAF du KB oscillaient trop (fig. 4.4). La montée du pollen de l'herbe à poux (*Ambrosia*) fut utilisée pour corréler les deux segments, ainsi

que les taxons principaux tels que le pin et le bouleau. Ainsi, le niveau 2,5 cm de Clinton_complète correspond au niveau 13,5 cm du KB; ainsi, les niveaux de Clinton_complète furent abaissés de 11,5 cm pour l'ensemble de la carotte pour former une carotte combinée, Clinton_X, de 524 cm, au lieu de 513cm.

3.3 Chronologie

3.3.1 Type d'âges utilisés

La datation fondée sur l'isotope 14 du carbone est affectée d'une erreur, l'écart type du résultat, et celle-ci change d'un résultat à l'autre. Ces dates exprimées en années ^{14}C BP sont majoritairement utilisées dans les publications pour des fins de comparaison. Ces dates sont nommées les dates conventionnelles (Occhiotti et Richard, 2003; Richard, 2007).

L'étalonnage des dates radiocarbone BP en années sidérales permet d'obtenir une durée réelle du temps soit de 100 ans par siècle, ou de 1000 ans par millénaire, afin d'apprécier correctement l'âge réel et l'amplitude des changements qui se produisent à travers le temps. Les imprécisions chronologiques dues à cet étalonnage sont largement plus faibles que celles associées aux décalages temporels et aux variations apparentes de durée qui affectent la chronologie ^{14}C conventionnelle (Richard, 2007).

Lorsqu'on veut comparer des durées ou des taux de changements pour divers phénomènes, il faut donc utiliser la base de calcul en années sidérales. C'est pour cette raison que les résultats mentionnés dans ce mémoire sont des années ^{14}C BP étalonnées en années sidérales (notées AA). L'annotation AA signifie avant l'actuel, soit 1950 (année de référence).

3.3.2 Niveaux datés

Au total, 20 dates furent obtenues, portant sur des macrorestes terricoles; onze pour le lac Clinton (Tab. 4.1), cinq pour le lac Dubuc (Tab. 4.2) et quatre pour le lac des Jones

(Tab. 4.3). Ils ont été identifiés et ont été soumis à la datation au ^{14}C par spectrométrie de masse à l'aide d'un accélérateur de particules (SMA).

Les âges obtenus ont été étalonnés en années réelles, sidérales, à l'aide du logiciel CALIB 5.02 (Stuiver et Reimer, 1993). Par la suite, une interpolation a été effectuée entre les dates obtenues par la datation et les profondeurs non datées afin d'obtenir une chronologie sédimentaire complète à l'aide du logiciel Kaleidagraph version 4.1. De cette façon, un âge apparent est associé à chaque profondeur analysée. Pour compléter les modèles d'âge des différents sites, la montée du pollen d'*Ambrosia* lorsqu'elle était visible dans les diagrammes polliniques était associée à l'arrivée des colons dans la région, soit 150 ans AA, et la chute du pollen du *Tsuga canadensis* fut établie à 5580 ans AA (4750 BP; Davis, 1981; Fuller, 1998; Bennett et Fuller, 2002).

3.4 Analyses polliniques

3.4.1 Traitements et analyses

Les traitements visant à extraire les microfossiles des sédiments pour les analyses sporopolliniques ont porté sur des volumes d'un cm^3 pour les échantillons pris en gyttja, et de deux cm^3 pour les niveaux se situant dans du matériel sableux, silteux ou argileux afin de s'assurer d'une concentration suffisante de grains de pollen sur les lames analysées. Les sédiments ont été soumis au traitement chimique standard d'extraction du pollen (Faegri et coll., 1989). La concentration pollinique (n grains/ cm^3) fut établie par la méthode de Benninghoff (1962). L'identification et le dénombrement des grains de pollen, des spores et autres microfossiles (*Pediastrum* spp.) furent réalisés au microscope photonique à un grossissement de 400 X (1000 X pour les cas problématiques). La somme pollinique minimale est de 500 grains, sauf pour les niveaux inorganiques à la base du profil, là où la concentration sporopollinique est faible. Le seuil minimal du dénombrement était de 300 grains pour cette zone. Cette somme comprend le pollen des taxons arborescents, arbustifs et herbacés terricoles. La représentation des plantes aquatiques, des ptéridophytes et des algues fut exprimée par rapport à cette somme, dans la catégorie hors-total.

L'identification des grains de pollen et des spores s'est appuyée sur les clés de Richard (1970), de McAndrews et coll. (1973), et sur la collection de référence du Laboratoire de paléophytogéographie et de palynologie de l'Université de Montréal. Les taxons polliniques appartenant aux genres *Picea*, *Pinus*, *Abies* et *Populus* ont été identifiés à l'espèce grâce à la clé de Richard (1970).

Tableau 3.1: Pas analytique utilisé selon l'analyse et le site

Prof. (cm)		Pollen et microcharbons			Mésocharbons		
		Clinton	Dubuc	Joncs	Clinton	Dubuc	Joncs
0-50	Pas d'analyse (cm)	4	4	16	1	1	1
	nb d'échantillon	13	10	5	35	50	50
50-100	Pas d'analyse (cm)	8	4	16	1	1	1
	nb d'échantillon	6	12	3	50	50	39
100-200	Pas d'analyse (cm)	8	8	16	1	1	1
	nb d'échantillon	13	15	6	97	95	85
200-300	Pas d'analyse (cm)	8	8	16	1	1	1
	nb d'échantillon	13	13	6	100	95	87
300-400	Pas d'analyse (cm)	8	4	16	1	1	1
	nb d'échantillon	13	22	6	100	86	97
400-450	Pas d'analyse (cm)	4	8	16	1	1	1
	nb d'échantillon	8	6	2	50	41	4
450-500	Pas d'analyse (cm)	4	-	-	1	-	-
	nb d'échantillon	12	-	-	50	-	-
500-524	Pas d'analyse (cm)	4	-	-	1	-	-
	nb d'échantillon	6	-	-	24	-	-
Total	nb d'échantillons analysés	84	78	28	508	362	417
	nb de niveaux possibles	524	441	420	524	441	420
	% analysés	20	17,6	6,6	96,6	94,6	86,2

Pour préciser l'identification du genre *Betula*, le diamètre équatorial a été mesuré sur 100 grains à chaque niveau analysé. L'identification s'est effectuée en se basant sur les trois classes de diamètre utilisées par Labelle & Richard (1984): bouleau arbustif (*Betula glandulosa*, *B. nana*) (< 23 µm); bouleau blanc (> 23 µm < 28 µm) et bouleau jaune (> 28 µm). Les gros fragments de *Picea*, *Pinus* et *Abies* ont été comptabilisés et trois fragments (ballonnets, corpus) équivalent à un grain entier.

Le nombre de niveaux traités par site ainsi que le pas analytique utilisé sont illustrés dans le tableau 3.1. Les analyses

polliniques des lac Clinton et Dubuc ont été réalisées par moi-même alors que celles du lac des Joncs ont été effectuées par le laboratoire Jacques-Rousseau.

3.4.2 Méthode de zonation

Par l'observation des variations des courbes de pourcentages des différents taxons dominants d'arbres, d'arbustes et d'herbes, tels que le *Betula*, les *Picea*, l'*Alnus*, et les Cyperaceae, des limites furent déterminées afin de distinguer les phases de développement de la végétation après la déglaciation du site: la phase non arboréenne, la phase d'afforestation et la phase forestières (Richard 1976, 1977). Par la suite, des zones d'assemblages polliniques (ZAP) ont été déterminées à l'aide des valeurs observées dans les courbes de pourcentages des taxons dominants, de la concentration pollinique totale ou par l'apparition de taxons caractéristiques à certains niveaux sur les diagrammes. Chaque zone fut identifiée par son nom à l'aide des ZAP et sous-ZAP de référence établies par Richard (1977). L'utilisation de cette zonation facilite la comparaison des résultats entre les différents sites étudiés.

3.4.3 Méthode d'interprétation

L'interprétation de la végétation locale et régionale s'effectue à l'aide des données polliniques de pourcentages et d'influx, et aussi des informations sédimentologiques. Les diagrammes de pourcentages nous permettent de comprendre la représentation mutuelle entre les différentes espèces, alors que le diagramme d'influx nous permet d'évaluer la représentation pollinique des populations végétales. Le diagramme de pourcentage des diamètres de bouleau nous permet de distinguer la succession des diverses espèces de bouleaux à travers les temps.

Pour rendre l'évolution de la végétation, la méthode d'interprétation repose sur celle des taxons-guides qui se fonde sur l'autoécologie des plantes et les modalités de représentation pollinique. Elle repose sur la prémisse que les domaines de végétation sont principalement contrôlés par le climat et que si l'autoécologie et les affinités sociologiques de la végétation sont restées sensiblement les mêmes, on devrait pouvoir suivre l'évolution de la végétation

dans les divers domaines climatiques (Richard, 1976). Sans oublier de corriger les données polliniques obtenues puisque certaines espèces sont sous-représentées polliniquement par rapport à leur abondance réelle sur le territoire comme *Abies balsamea*, *Acer saccharum*, *Picea glauca*, *Populus tremuloides* et *Thuja occidentalis* alors que les genres surreprésentés sont principalement *Quercus*, *Betula* et *Pinus*. La variation pollinique de chaque taxon est due à l'interaction des sources polliniques et de la représentation différentielle des taxons par rapport aux autres taxons. L'abondance des taxons *Ulmus*, *Tsuga canadensis* et *Fagus grandifolia* est proportionnellement représentée par leur pollen (Ritchie, 1987).

Cette méthode tient compte des spectres polliniques récents produits par les différents biomes actuels et consiste à leur trouver des analogues dans nos spectres anciens. Par la suite, on applique les rôles écologiques actuels des plantes aux espèces retrouvées dans le diagramme pour reconstituer les conditions qui régnaient dans le passé.

3.5 Analyses anthracologiques

3.5.1 Microcharbons

L'étude des microcharbons requiert le même traitement d'extraction physico-chimique que l'analyse pollinique. La surface totale des charbons microscopiques a été mesurée afin d'évaluer l'incidence des feux durant la période d'accumulation sédimentaire. Les microcharbons sont classés selon leur taille et leur type (Carcaillet et coll., 2001). Le dénombrement s'effectue en même temps que l'analyse pollinique et selon le même grossissement microscopique (Tab 3.1). Les fragments de charbons identifiés au microscope (400X) qui avaient une surface supérieure à $100 \mu\text{m}^2$ ont été comptés et mesurés à l'aide d'une grille oculaire de 400 carrés d'une surface de $156 \mu\text{m}^2$ chacun. Ensuite, ils étaient classés dans une des dix catégories d'unité de surface (U^2) suivantes: 100, 200, 400, 900, 1600, 2500, 5000, 10 000, 20 000 et 40 000 U^2 . Par la suite, les valeurs d'unité de surface ont été transformées en valeurs métriques en les multipliant par le facteur de correction de 1,5625 pour le microscope utilisé.

Traitement des données

Les résultats des dénombrements ont été convertis en concentrations de charbon exprimées en unité de surface par unité de volume (mm^2/cm^3). Puis, les résultats de concentration sont transformés en influx de charbons ($\text{mm}^2/\text{cm}^2/\text{année}$) en divisant la concentration des microcharbons par le temps de dépôt des sédiments (ans/cm).

L'interprétation qui résultera de ses données à basse résolution ne pourra qu'identifier des tendances ou des périodes à plus forte incidence des feux, mais ne pourra les établir précisément. De plus, certaines tendances pourraient être trompeuses puisque des maximums de charbons pourraient être omis lors de l'analyse. On va ainsi identifier des événements qui sont au-dessus (anomalie positive) ou au-dessous (anomalie négative) de la moyenne des influx de microcharbons d'une période de référence qui correspond à la moyenne des influx de la phase forestière complète du site (Carcaillet et Richard, 2000). De cette façon, on élimine la variance des influx observés durant les phases non forestières et d'afforestation puisque durant ces périodes la structure forestière change énormément ce qui peut influencer les processus de transport et d'accumulation de charbon. Ainsi, toutes valeurs qui se trouvent à plus ou moins un demi-écart-type de la moyenne sont considérées comme une anomalie. Les anomalies négatives représentent une période où l'incidence des feux est faible, et l'inverse pour les anomalies positives (Carcaillet et Richard, 2000).

3.5.2 Mésocharbons

Pour les analyses des mésocharbons, un sous-échantillon de 1 cm^3 a été prélevé pour chaque centimètre consécutif de la carotte, à l'exception de quelques niveaux manquants (Tab.3.1) en raison de prélèvements pour des datations antérieures à mon projet. Les sédiments des sous-échantillons sont défloculés lors d'un trempage d'une nuit dans une solution de $(\text{NaPO}_3)_6$ à 3%. Par la suite, la solution est tamisée à l'aide d'un tamis à mailles de 160 microns. Les particules restantes sont blanchies à l'aide d'une solution de NaCl à 10% pour faciliter la distinction entre les particules de matière organique (qui sont blanchies) et les particules noires de charbons. Ensuite, les particules sont rincées à l'eau.

Les fragments de charbons qui ont un diamètre plus grand que 160 microns représentent les feux qui se sont produits dans un rayon d'un kilomètre du lac (Lynch et coll., 2004a; Higuera et coll., 2007; Ali et coll., 2009).

L'identification, le dénombrement et les mesures de l'aire des fragments des charbons ont été effectués sous un binoculaire au grossissement 20X couplé à une caméra digitale et un logiciel d'analyse d'image WinSeedle 2005 (Regent Instruments Canada Inc.). Le logiciel permet d'obtenir la surface de chaque particule de charbon (mm^2), le nombre de particules ($\#/\text{cm}^3$) et la surface totale de charbon (mm^2/cm^3). L'influx de charbon (CHAR : $\text{mm}^2/\text{cm}^2/\text{an}$) est calculé en multipliant la concentration par le taux de sédimentation (cm/an) obtenu à l'aide des modèles âge-profondeur.

Traitement des données

Les méthodes utilisées sont décrites en détail par Higuera et coll. (2008, 2009) et sont résumées ci-dessous. Avant de débiter les analyses statistiques, les données sont prétraitées afin de créer une série temporelle ayant un taux d'accumulation sédimentaire constant qui utilise la valeur médiane de 20 ans des données originales pour s'assurer que les variations sédimentaires intra et inter site n'aient pas d'éventuelle influence sur le traitement statistique. Les données utilisées sont le nombre de fragments ou la surface de charbons obtenus (CHAR, CHAR #). Ainsi, une nouvelle série est créée en interpolant les données manquantes afin d'obtenir une série résultante homogène sur la durée.

Par la suite, la décomposition de la courbe de la série temporelle des valeurs interpolées ($C_{\text{interpolated}}$) est effectuée afin d'en extraire deux composantes: le signal à haute fréquence (C_{peak}), et le signal de basse fréquence ($C_{\text{background}}$). Le signal à haute fréquence représente les particules qui se sont accumulées lors d'événements de feu ayant eu lieu à proximité du lac. Alors que le signal à basse fréquence représente les particules accumulées au cours d'une période sans feu à proximité du lac, soit le bruit de fond. Le $C_{\text{background}}$ peut représenter le transport de longue distance des charbons de bois ou les changements dans la production végétale ou l'accumulation du combustible qui influence la production de

charbon ou le transport secondaire (Withlock et Anderson, 2003) ou le mélange des sédiments ou un changement de comportement des feux (Gavin et coll., 2006). Le bruit de fond fut modélisé et soustrait des séries CHAR, en utilisant une fonction de lissage LOWESS des fenêtres de contrôle de 500 ans. Cela crée une courbe de bruit de fond qui représente adéquatement les variations à long terme de la production de charbons pour toute la séquence. Pour obtenir les maximums (C_{peak}), on soustrait les valeurs interpolées aux valeurs de bruits de fond ($C_{\text{peak}} = C_{\text{interpolated}} - C_{\text{background}}$).

Le signal des C_{peak} obtenus est composé de deux sous-populations gaussiennes: le C_{noise} qui représente la variabilité de l'échantillonnage des sites, aux bruits résiduels dus aux analyses statistiques effectuées et le bruit de fond qui n'aurait pas été soustrait à l'étape précédente; et le C_{fire} , qui illustre les entrées de charbon de bois dus à un ou des incendies locaux (Gavin et coll., 2006; Higuera et coll. 2007, 2008, 2009). La composante C_{fire} fut obtenue en la séparant du C_{noise} en appliquant un seuil de détection local lorsqu'on analyse les sites individuellement afin d'identifier les maximums de charbon de bois qui sont probablement liés aux incendies locaux, c'est-à-dire des événements dans un rayon d'un kilomètre ou un seuil global afin d'obtenir les événements de feux qui seraient régionaux. Pour obtenir seulement les événements de feu (C_{fire}), on doit choisir le meilleur seuil pour éliminer la composante de bruit résiduel, C_{noise} en utilisant un modèle gaussien mixte. Les seuils des 95e, 99e, et 99,9e percentiles de la distribution ont été testés; le 95e percentile a été choisi pour sa simplicité et parce que les différences entre les trois tests étaient minimales. Si les données de base utilisées sont des dénombrements de charbons, on effectue une analyse de probabilité selon la loi de distribution de poisson de 95 % afin d'éliminer les maximums consécutifs dans une période de 75 ans, car ils pourraient être associés à un seul événement de feu et non à plusieurs.

Puis, l'occurrence des feux est calculée selon une fenêtre d'analyse de 1000 ans, soit le nombre d'événements de feu survenus dans cet intervalle, pour toute la série temporelle (Higuera, 2009). Elle fut lissée à l'aide d'une fenêtre de 500 ans. Tous les traitements

statistiques ont été effectués en utilisant le programme CharAnalysis 1.1, écrit par Higuera et qui est disponible gratuitement au <http://CharAnalysis.googlepages.com>.

Finalement, le synchronisme des événements entre les sites fut accepté lorsque les événements se sont produits dans un intervalle de moins de 50 ans. Les résultats livrés par l'analyse des microcharbons et celle des mésocharbons permettra de juger des apports de la deuxième par rapport à ceux de la première dans le contexte d'une chronoséquence postglaciaire ayant conduit à l'établissement d'un domaine de l'érablière.

Chapitre 4 Résultats et interprétations

Dans ce chapitre, les résultats de la chronologie, de la nature des sédiments, et des analyses polliniques et anthracologiques seront présentés et interprétés pour chacun des sites : le lac Clinton, le lac Dubuc et le lac des Joncs.

4.1 Données chronologiques

Les tableaux 4.1, 4.2 et 4.3 présentent en détail les données chronologiques. Les âges en années étalonnées avant l'actuel ont été calculés à l'aide du logiciel CalPal (<http://www.calpal-online.de/index.html>), en raison de la multiplicité des macrorestes, des espèces auxquelles ils appartiennent, et de l'épaisseur des sédiments dont ils ont été extraits. Il s'agit donc d'un étalonnage lissé sur quelques décennies.

Les résultats des datations ont permis de tracer la courbe de l'âge des sédiments en fonction de la profondeur et de calculer le taux d'accumulation sédimentaire pour les lacs Clinton, Dubuc et des Joncs. L'âge 0 an AA (1950) a été attribué au niveau 0 cm des profils du lac Dubuc, des Joncs et du lac Clinton (Clinton_X).

Les modèles d'âge obtenus pour chacune des séquences sédimentaires sont fiables puisqu'ils reposent sur suffisamment de dates radiocarbones et d'indicateurs polliniques régionaux. Ainsi, les décalages ou synchronismes temporels observés entre les sites lors des analyses sédimentologiques, polliniques ou anthracologiques sont majoritairement réels, sinon ils peuvent être causés par un pas analytique trop faible.

4.1.1 Lac Clinton

Onze échantillons soumis à la datation radiocarbone AMS ont permis d'obtenir des dates pour l'ensemble du profil du lac du Clinton (Tab. 4.1). Les profondeurs des niveaux datés présentées dans le texte correspondent à celles issues du raccordement des divers segments des carottes. La logique temporelle est respectée puisque tous les âges se succèdent selon

la profondeur. Toutefois, l'âge obtenu à l'aide d'un morceau de bois d'épinette au niveau de 424 cm a été retiré de la création du modèle d'âge. Cet âge semble trop vieux par rapport à la date subséquente; une accumulation sédimentaire de 20 cm qui se reflète par une différence de 60 ans est invraisemblable. Il n'y a aucun signe d'une accumulation aussi rapide dans la concentration pollinique ni dans la composition sédimentaire.

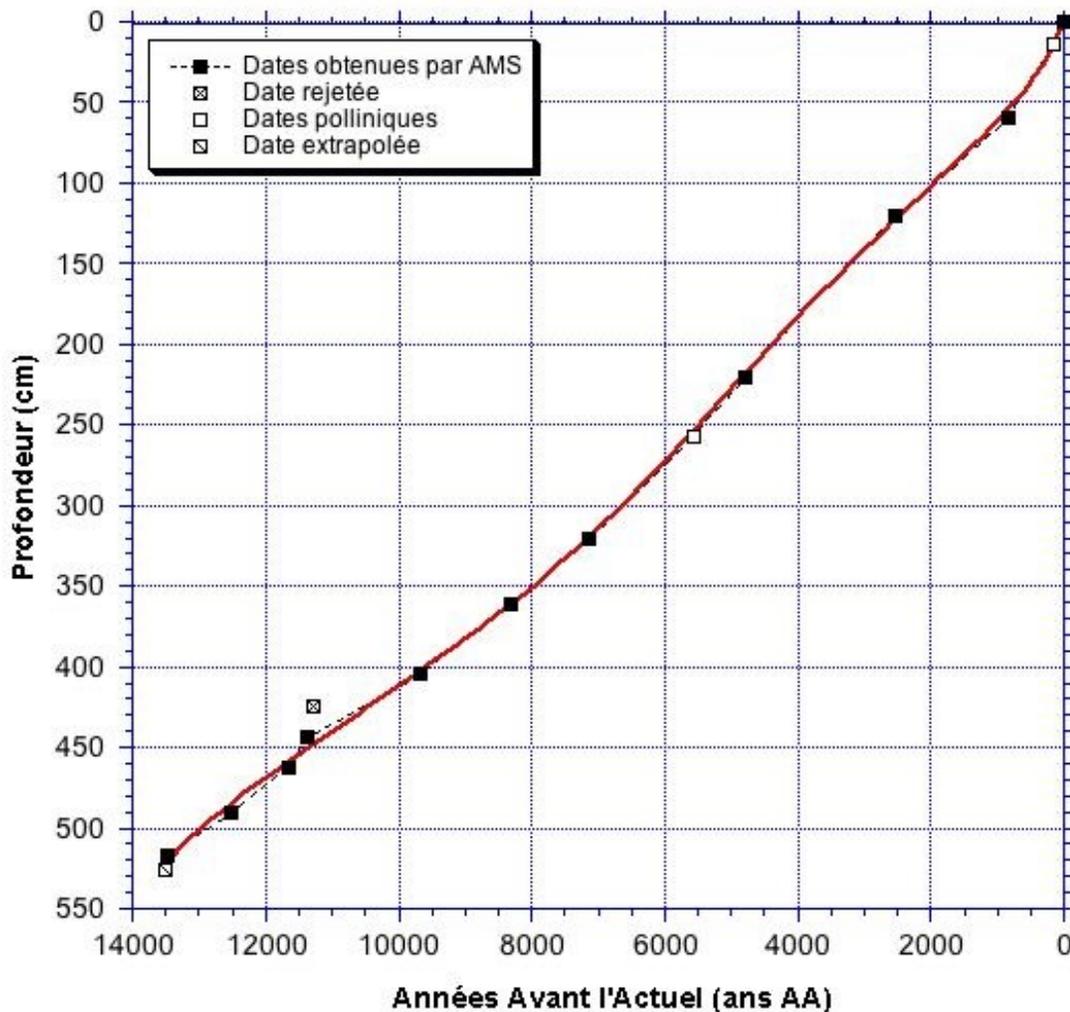


Figure 4.1: Modèle âge-profondeur du lac Clinton

Tableau 4.1: Données chronologiques des sédiments du lac Clinton

Fonces	Niveaux datés ClintonC (cm)	Prof. moy. ClintonX (cm)	Âge ¹⁴ C	Âge étalonné (ans AA)	Matériel daté ou moment clé	No de laboratoire
kb	-	0	-	0	Début de la carotte	-
kb	-	13,5	-	150	Montée de l' <i>Ambrosia</i>	-
a	35-40	60	920 ± 40	850	<i>Picea type mariana</i> (ffeu, gra, ste); <i>Pinus strobus</i> (ecm, ffeu); <i>Larix laricina</i> (ffeu); <i>Betula alleghaniensis</i> (gra); arbre décidu (bog); <i>Myrica gale</i> (ffeu)	Beta-281286
b	104-110	120	2450 ± 50	2540	<i>Pinus strobus</i> (ecm, ffeu); <i>Larix Laricina</i> (ffeu); <i>Betula alleghaniensis</i> (gra, brf); <i>Abies balsamea</i> (ffeu)	Beta-281287
c	200-207	220	4250 ± 40	4830	<i>Pinus strobus</i> (ecm, ffeu); <i>Larix laricina</i> (ffeu); <i>Betula papyrifera</i> (gra); <i>Picea type mariana</i> (ffeu); <i>Triadenum virginicum</i> (gra); <i>Betula glandulosa</i> (gra)	Beta-281288
c	240	257	4750 ± 50	5580	Chute de la Pruche du Canada	-
d	303-305	321	6230 ± 40	7170	<i>Pinus strobus</i> (ffeu, ecm, eta); <i>Betula papyrifera</i> (brf)	Beta-281289
d	345-349	361	7450 ± 40	8250	<i>Pinus strobus</i> (ffeu, ecm); <i>Betula papyrifera</i> (gra); <i>Larix laricina</i> (ffeu); <i>Eupatorium</i> (gra)	Beta-284592
d	387-393	404	8720 ± 40	9650	<i>Betula papyrifera</i> (gra, brf)	Beta-284593
e	408-409	424	9870 ± 40	11 250	<i>Picea/Larix</i> (boi) Âge rejeté	Beta-281290
e	426-435	444	9940 ± 40	11 310	<i>Salix "nain"</i> (bog); <i>Ledum cf. decumbens</i> (gra); <i>Betula glandulosa</i> (gra, brf); <i>Picea type mariana</i> (ffeu, gra)	Beta-281291
e	442-455	463	10 085 ± 35	11 660	Obtenu de la corrélation avec la base de Clinton-b (530-545 cm) récoltée en 2008: <i>Vaccinium cf. uliginosum</i> (ffeu); <i>Betula glandulosa</i> (gra, brf); <i>Dryas integrifolia</i> (ffeu); <i>Salix nain</i> (ffeu, bog); <i>Carex 2-côtés</i> (gra)	ULA-803
e	476-478	490	10 540 ± 35	12 550	Obtenu de la corrélation avec la base de Clinton-b (568-570 cm) récoltée en 2008: <i>Vaccinium cf. uliginosum</i> (ffeu); <i>Salix nain</i> (ffeu, bog)	ULA-905
e	502-507	517	11 640 ± 35	13 240	Obtenu de la corrélation avec la base de Clinton-a (640-645 cm) récoltée en 2008: <i>Dryas integrifolia</i> (ffeu); <i>Salix herbacea</i> (ffeu); <i>Vaccinium cf. uliginosum</i> (ffeu)	ULA-906
f	513	524	-	13 500	Âge maximal estimé pour la déglaciation	-

L'hypothèse d'un redépôt à la suite d'un brassage ou d'une remise en suspension du matériel par des vagues expliquerait l'âge anormalement vieux de ce fragment de bois présent à 424 cm (Tab 4.1).

Deux dates supplémentaires nous ont été fournies par les diagrammes polliniques. La première est associée à la courbe pollinique de *Tsuga canadensis*, dont le déclin manifeste se situe à 257 cm et correspondrait à 5580 ans AA \pm 300 ans (Davis, 1981; Webb, 1982; Allison *et coll.*, 1986; Fuller, 1998) (Diag. 4.1). La deuxième est inférée à l'aide de la courbe pollinique de l'*Ambrosia*, dont la montée se trouve à 13,5 cm et correspond à l'arrivée des colons vers l'an 1800 de l'ère commune (A.D.) (150 ans AA).

Le modèle de l'âge et de la profondeur des sédiments du lac Clinton repose donc sur 10 dates radiocarbone, deux dates par corrélation palynostratigraphique et le zéro en surface (Fig. 4.1). Une régression polynomiale d'ordre 5 a été utilisée pour calculer le taux d'accumulation sédimentaire (TAS). L'utilisation d'un polynôme nous permet de minimiser les changements abrupts du TAS. Toutefois, l'emploi d'un polynôme trop faible ou trop élevé génère des valeurs négatives aux extrémités du modèle et des âges obtenus trop éloignés des âges initiaux. Dans ce cas-ci, l'utilisation d'une interpolation linéaire accentuait trop l'âge basal et créait des changements brusques du TAS. L'utilisation d'une fonction de lissage (smooth) de l'interpolation linéaire lorsque nous avons plus d'une dizaine de dates entraîne un modèle qui passe par peu de dates initiales, toutefois il minimise les changements brusques dans le TAS. Un polynôme inférieur ou supérieur à cinq générerait des valeurs négatives du TAS aux extrémités du profil sédimentaire et des âges trop éloignés de ceux obtenus initialement.

Le modèle obtenu montre un changement plus important de TAS à la base (entre 524 et 500 cm) et au sommet (entre 60 et 0 cm). L'accumulation plus rapide à la base s'explique par un apport plus important de sédiments inorganiques grossiers dans le lac à la suite de la déglaciation. Ensuite, il y a une stabilisation relative du TAS entre 0,030 et 0,040 cm/an lorsque la gyttja commence à s'accumuler. La hausse marquée au sommet atteint 0,095 cm/an.

4.1.2 Lac Dubuc

Dans le cas du lac Dubuc, cinq échantillons ont été soumis à la datation par spectrométrie de masse par accélérateur (Tab 4.2). Toutes les dates obtenues furent conservées dans le modèle puisqu'elles suivaient une séquence logique en fonction de la profondeur comme l'illustre la figure 4.2.

Tableau 4.2: Données chronologiques des sédiments du lac Dubuc

Fonces	Niveaux datés (cm)	Âge ¹⁴ C	Âge étalonné (ans AA)	Matériel daté ou moment clé	No de laboratoire
a	0	-	0	Début de la carotte	-
a	8,5	-	150	Montée de l' <i>Ambrosia</i>	-
a	78-80	3680 ± 15	4030	<i>Larix laricina</i> (ffeu), <i>Pinus strobus</i> (ecm, ffeu, gra), <i>Betula alleghaniensis</i> (gra), <i>Chamaedaphne</i> (gra)	ULA-802
b	115	4750 ± 50	5580	Chute de <i>Tsuga Canadensis</i>	-
b	190-191	6720 ± 20	7590	<i>Picea mariana</i> (ffeu), <i>Larix laricina</i> (ffeu, gra), <i>Betula papyrifera</i> (bra), <i>Abies balsamea</i> (ffeu), <i>Pinus strobus</i> (ecm, ffeu)	ULA-804
c	280-284	9025 ± 25	10215	<i>Larix laricina</i> (ffeu), <i>Betula papyrifera</i> (gra, ecf), <i>Abies balsamea</i> (ffeu, gra), <i>Triadenum</i> (gra), fragment charbon de lignophyte	ULA-807
d	359-360	10 855 ± 35	12820	<i>Dryas integrifolia</i> (ffeu), <i>Salix nain</i> (ffeu), <i>Betula glandulosa</i> (gra, ffeu)	ULA-822
f	390-394	11530 ± 35	13430	<i>Dryas integrifolia</i> (gra, ffeu), <i>Salix herbacea</i> (ffeu), <i>Carex</i> (gra), <i>Saxifraga</i> cf. <i>rivularis</i> (gra)	ULA-821
f	440	-	13500	Âge maximal estimé pour la déglaciation	-

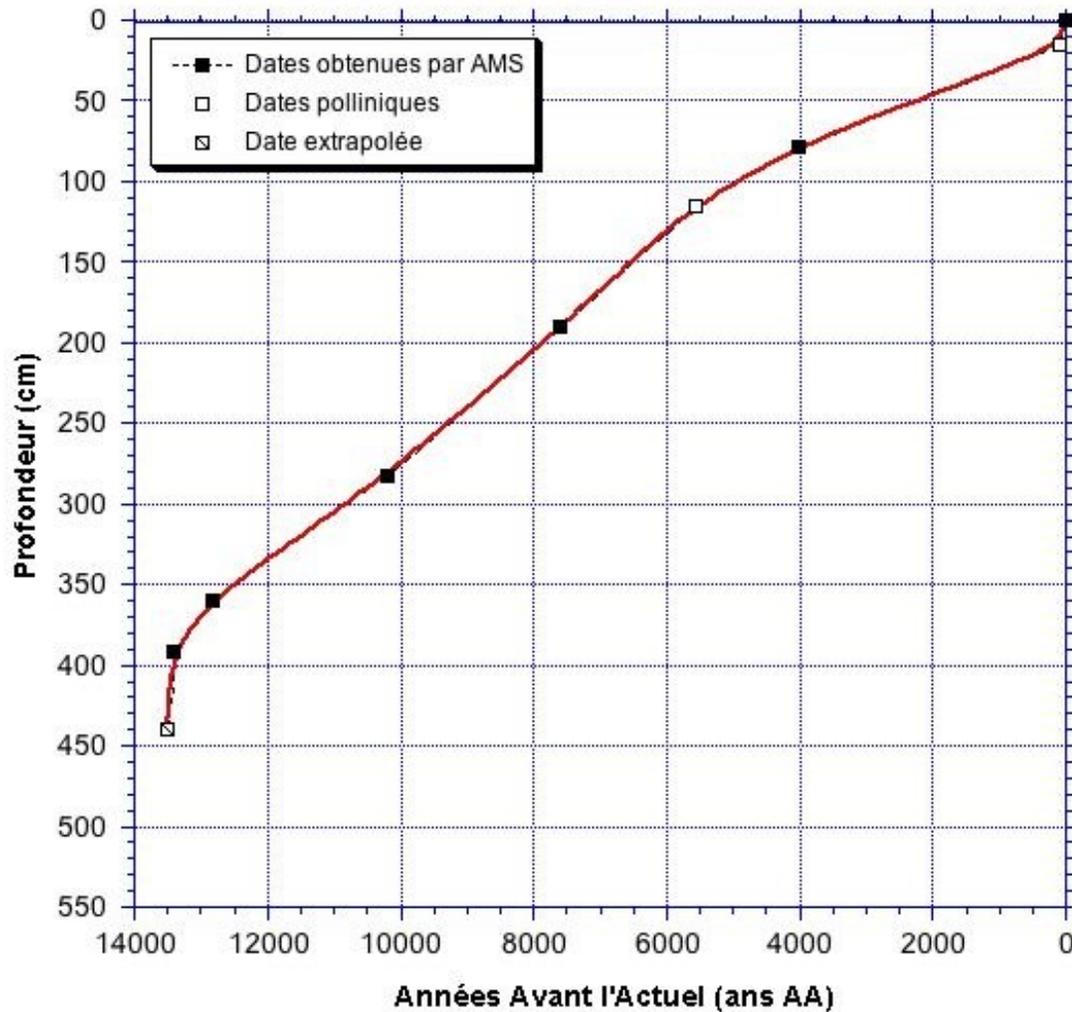


Figure 4.2: Modèle âge-profondeur du lac Dubuc

L'utilisation des courbes polliniques nous a permis d'ajouter deux dates au modèle d'âge. La chute de la pruche est relativement synchrone dans le nord-est de l'Amérique, soit 5580 ans AA, et ce déclin est visible à 115 cm (Davis, 1981; Webb, 1982; Allison *et coll.*, 1986; Fuller, 1998) (Diag. 4.4). La montée de l'herbe à poux étant visible dans les diagrammes, elle nous permet d'attribuer l'âge de 150 ans AA au niveau 8,5 cm. La hausse marquée du TAS qu'implique l'utilisation de cette date dans le modèle d'âge pourrait être

expliquée par deux choses. Premièrement, l'arrivée des colons a provoqué un défrichage des terres à proximité du lac, ce qui entraîne une hausse de l'apport sédimentologique au lac par le lessivage, mais aussi par l'affluent. Cette idée est soutenue par la présence de sable dans le diagramme pollinique (diag. 4.4). Deuxièmement, il y a eu la construction d'un barrage qui régule la sortie d'eau du lac (Comm. pers. J. Dubuc) et a pour conséquence d'augmenter le dépôt de matériel par rapport au reste de l'Holocène. Par ailleurs, il pourrait manquer quelques centimètres de sédiments puisque les sédiments plus fluides de surface n'ont pas été récoltés à l'aide du KB. Toutefois, l'âge 0 an AA est maintenu à zéro cm puisque la présence de la hausse de l'*Ambrosia* est visible dans les diagrammes polliniques et si perte il y a, elle serait infime.

Ainsi, huit dates sont disponibles pour établir le modèle chronologique du lac Dubuc avec le zéro de surface (fig. 4.2). Le modèle retenu est le lissage de l'interpolation linéaire, car les régressions polynomiales généraient des valeurs négatives aux deux extrémités. Pour l'intervalle entre 394 et 440 cm, une extrapolation à partir de l'âge estimé pour la déglaciation fut utilisée (Tab. 4.2).

Le taux d'accumulation sédimentaire obtenu n'est pas constant. Il présente des variations plus marquées qu'au lac Clinton. La date basale (392 cm) obtenue est si près du moment de la déglaciation (13 430 ans AA versus 13 500 ans AA) qu'elle suggère une accumulation importante de sédiment en très peu de temps. Cela est soutenu par la composition sédimentaire du matériel qui est essentiellement du silt qui entraîne un taux de dépôt d'un centimètre en trois ans. Les taux diminuent au fur et à mesure que l'accumulation sédimentaire passe d'un silt vers une gyttja.

4.1.3 Lac des Joncs

Pour le lac des Joncs, quatre dates ont été obtenues sur les échantillons de macrorestes terricoles (Tab 4.3). Seulement une date supplémentaire nous a été fournie par l'examen des courbes polliniques. Le déclin de la pruche a pu être identifié à 215 cm de profondeur (5580 ans AA) alors que la montée de l'herbe à poux n'a pu être recensée. Le modèle âge-

profondeur repose sur sept dates avec le zéro sommital et l'extrapolation basale (Fig 4.3). L'utilisation d'une régression polynomiale d'ordre 3 a permis de minimiser les changements abrupts qu'aurait provoqués une interpolation linéaire.

Tableau 4.3:Données chronologiques des sédiments du lac des Joncs

Fonces	Niveaux datés (cm)	Âge ¹⁴ C	Âge étalonné (ans AA)	Matériel daté ou moment clé	No de laboratoire
a	0	-	0	Début de la carotte	-
a	89-96	1875 ± 15	1820	<i>Alnus incana</i> (gra, ffeu); <i>Pinus strobus</i> (ecm); <i>Drepanocladus</i> (ste); <i>Myrica gale</i> (ffeu); <i>Sambucus canadensis</i> (gra); <i>Larix laricina</i> (ffeu); <i>Chamaedaphne</i> (ffeu); <i>Betula papyrifera</i> (gra)	-
b	139-146	3340 ± 15	3580	<i>Larix laricina</i> (ffeu); <i>Thuja occidentalis</i> (ffeu); <i>Sagittaria</i> (gra); <i>Pinus strobus</i> (ecm); <i>Myrica gale</i> (ffeu); <i>Carex</i> (2 côtés) (gra); <i>Chamaedaphne calyculata</i> (ffeu)	ULA-802
c	215	4750 ± 50	5580	Chute de <i>Tsuga Canadensis</i>	-
d	327-328	7990 ± 25	8880	<i>Chamaedaphne calyculata</i> (ffeu)	ULA-804
e	406-412	8875 ± 30	10040	<i>Larix laricina</i> (ffeu); Arbre/Arbuste (bog); <i>Betula papyrifera</i> (ecf); <i>Myrica gale</i> (ffeu)	ULA-807
e	420	-	10200	Age du début de l'enregistrement sédimentaire au lac des Joncs	-

Nous observons des changements graduels dans le taux d'accumulation sédimentaire qui évoquent la théorie de la courbe sigmoïde de Livingstone (1957). Ces variations semblent correspondre aux changements de composition sédimentaire. La base (entre 420 et 400 cm), qui est composée essentiellement de silt, a un taux d'accumulation sédimentaire très élevé plus de 0,05 cm/an au départ. Le TAS diminue graduellement pour s'établir autour de 0,035 cm/an, puis il s'accélère durant les deux derniers millénaires pour atteindre 0,05 cm/an.

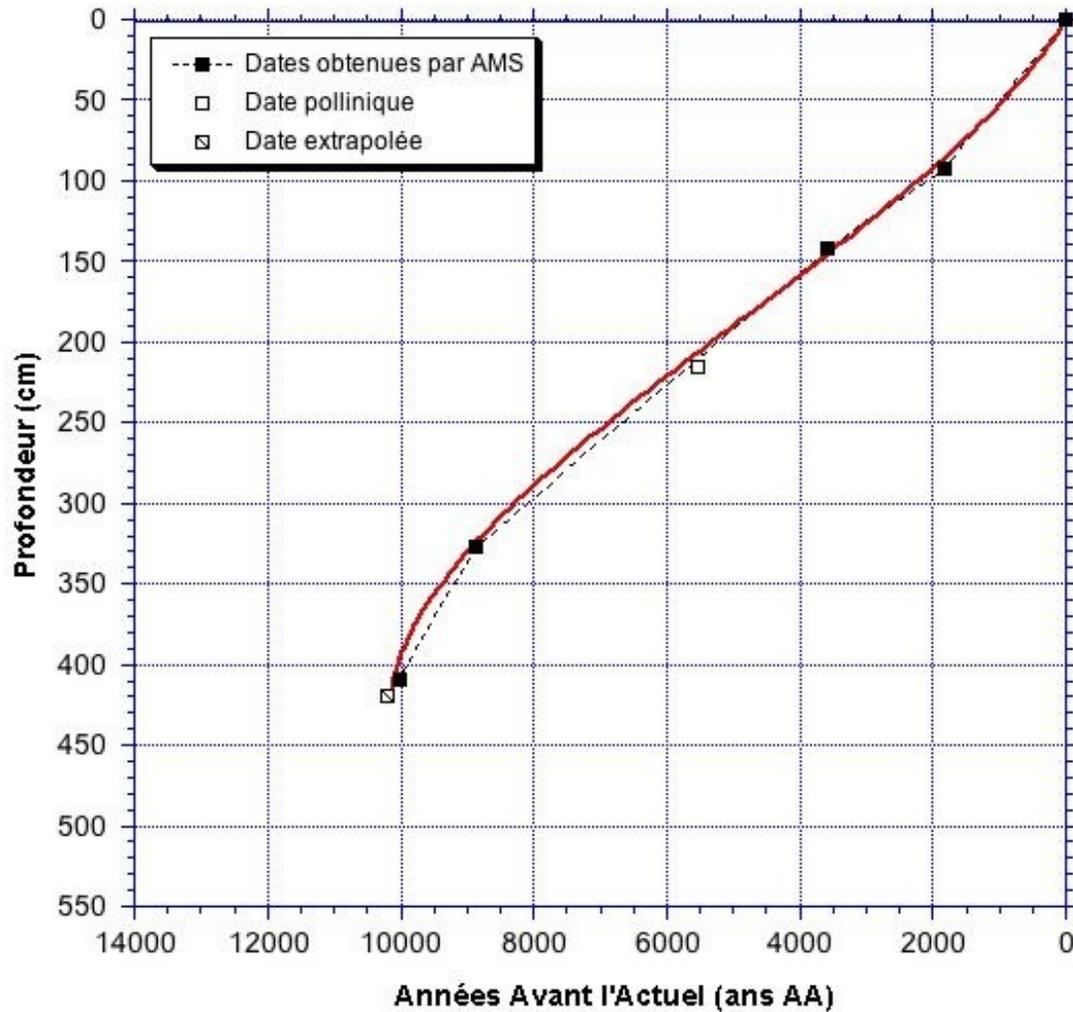


Figure 4.3: Modèle âge-profondeur du lac des Joncs

4.2 Données sédimentologiques

Cette section traite des données sédimentaires obtenues par la description visuelle et par la perte au feu (PAF à 600°C et à 1000 °C; la teneur en MO, en CaCO₃ et en MI) des profils des lacs Clinton, Dubuc et des Joncs. Les figures 4.4, 4.5 et 4.6 illustrent la stratigraphie et la perte au feu de chacun des sites. Les sites des lacs Clinton et Dubuc ont des stratigraphies

similaires alors que celle du lac des Joncs en diverge. Ces différences et similitudes sont discutées et des interprétations sur la nature des sédiments sont élaborées.

4.2.1 Lac Clinton

L'ensemble de sédiments provenant du lac Clinton (CLINTONC, CLINTON_KB) couvre un total de 524 cm, soit 513 cm pour CLINTONC et 39 cm pour CLINTON_KB, ce qui ajoute 11 cm à la séquence suite à la corrélation des deux profils. Ces sédiments sont composés de deux types : 1) sédiments inorganiques et 2) sédiments riches en matières organiques (gyttja). Ces deux types ne se départagent pas de façon nette, mais plutôt de façon graduelle.

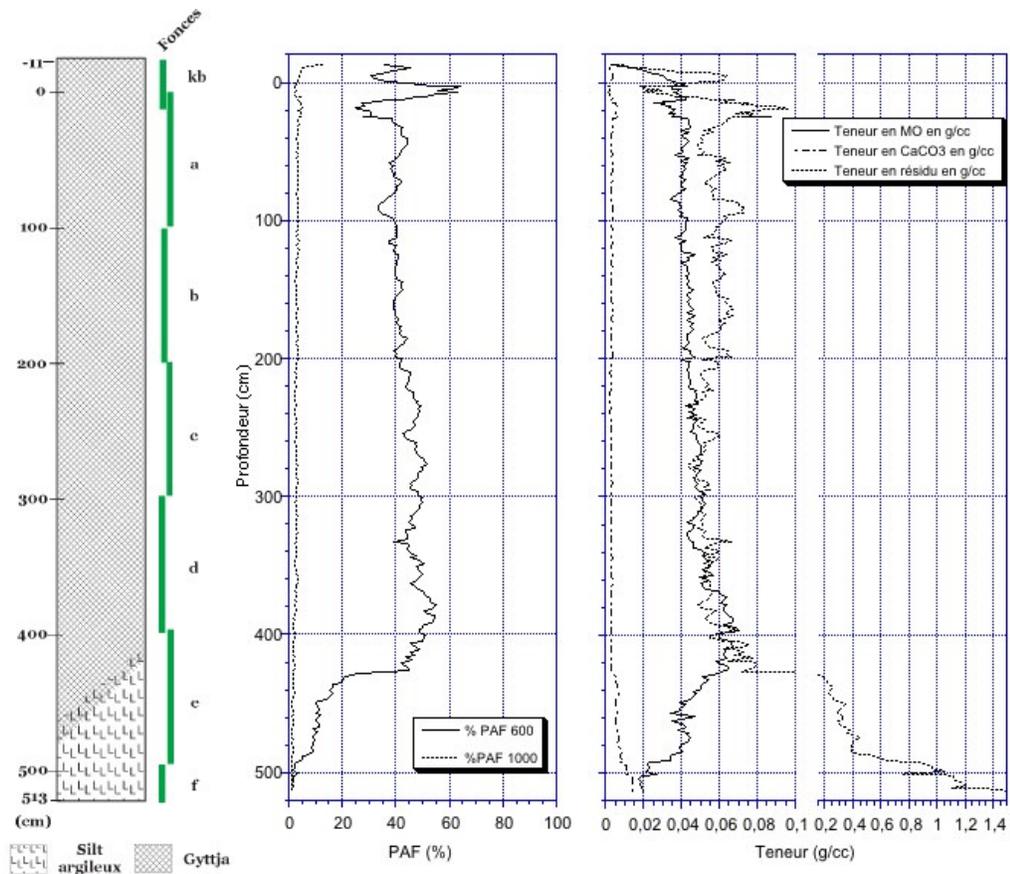


Figure 4.4: Sédimentologie et PAF du lac Clinton

Le premier type couvre les 19 premiers centimètres accumulés (513 à 494 cm). Il se caractérise par des sédiments majoritairement composés de matière minérale soit un silt argileux. Cette interprétation est soutenue par le résultat de perte au feu à 600°C, indiquant une forte teneur en matière inorganique soit plus de 80 % et des valeurs allant de 0,2 à 1,5 g/cm³ et une faible teneur en matière organique soit moins de 15 %.

Le second type couvre de 411 à -11 cm. Il est composé principalement de gyttja, puisque la perte au feu à 600°C varie entre 30 et 60 %. La partie supérieure de -11 à 0 cm représente une partie des sédiments du KB et elle est caractérisée par de la gyttja fluide. La teneur en matière organique est relativement constante dans cette unité avec des valeurs oscillant autour de 0,05 g/cm³.

Entre ces deux types principaux, il y a une zone de transition de 494 à 411 cm, qui s'illustre par une hausse graduelle du pourcentage de matière organique et une baisse de la teneur en matière inorganique de 0,4 à 0,1 g/cm³.

4.2.2 Lac Dubuc

Les sédiments recueillis au lac Dubuc couvrent 440 cm. On y retrouve les mêmes deux types qu'au lac Clinton et leur limite n'est également pas distincte, présentant une zone de transition entre les deux matériaux (fig. 4.5). Le premier type, entre 440 et 375 cm, est constitué de silt. Dans cette zone, la concentration de CaCO₃ est la plus élevée. Par la suite, sa concentration diminue. Le pourcentage de matière organique est sous les cinq pour cent. Cette zone est majoritairement constituée de résidu, soit la matière inorganique. À la base de cette unité, il y a une concentration importante de pyrite noire.

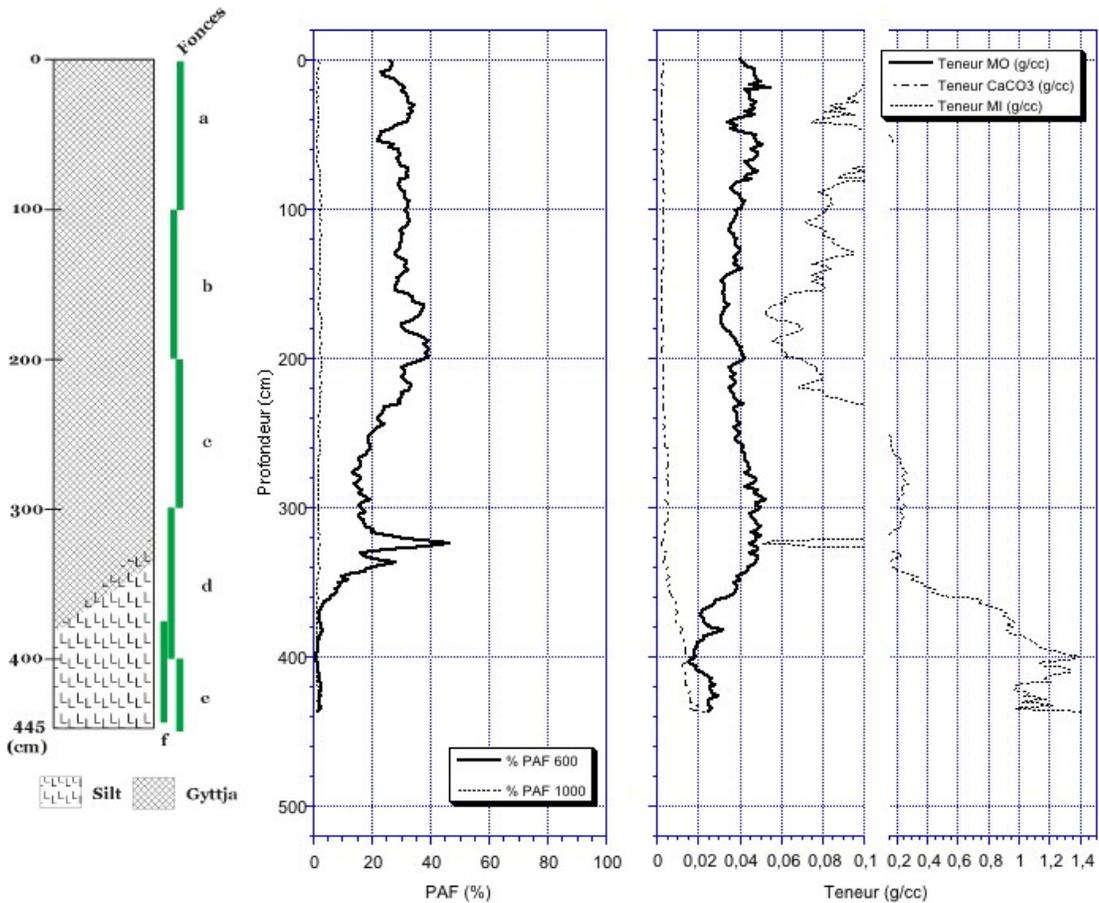


Figure 4.5: Sédimentologie et PAF du lac Dubuc

Le second type, entre 320 et 0 cm, est composé de gytja (PAF 600 °C: 15 à 40 %). La teneur en matière organique oscille. La concentration de CaCO₃ est minime et stable pour l'ensemble de cette entité.

La zone de transition entre 375 et 320 cm est une interface graduelle entre les deux types de matériaux. Dans cette interface, on assiste à deux hausses marquées de la PAF 600 °C allant de 5 % à plus de 45 %. Cependant, ces deux maximums ne sont pas répertoriés dans la concentration totale de matière organique. La hausse est donc due à la baisse de la concentration des résidus. La chute du carbonate se poursuit.

4.2.3 Lac des Joncs

Les sédiments de 420 cm de longueur ont été recueillis au lac des Joncs. On y retrouve les mêmes deux types que ses voisins, un premier type composé de silt (420 à 408 cm) et l'autre composé de gyttja (408 à 0 cm).

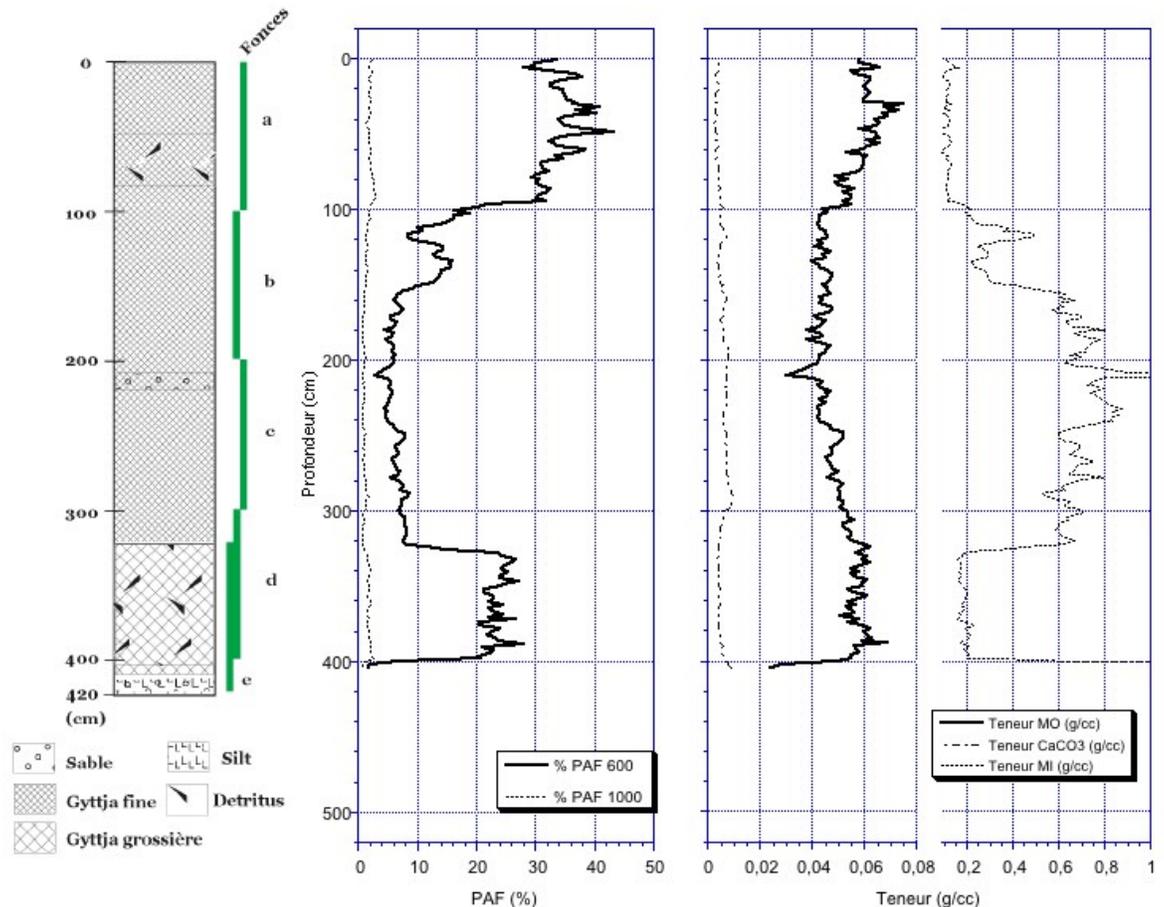


Figure 4.6: Sédimentologie et PAF du lac des Joncs

Contrairement aux deux autres lacs, il y a une plus grande variation dans la composition et la PAF de gyttja donc, la gyttja, est subdivisée en 4 sous-types. On retrouve une première sous-unité de gyttja grossière avec détritits de 408 à 322 cm (PAF 600 °C: 20 à 30 %). Le deuxième sous-type se retrouve à trois endroits sur la carotte, soit de 318 à 212 cm, de 204 à 80 cm et de 46 à 0 cm. Il est composé de gyttja fine avec une teneur de matière organique de 0,04 à 0,06 g/cc. Le troisième sous-type est constitué d'une couche de gyttja fine sableuse de 212 à 204 cm qui s'illustre dans les PAF par une hausse de la teneur en matière

inorganique de 0,06 à 1 g/cc et une baisse correspondante de matière organique. Finalement, le quatrième sous-type est une gyttja fine avec une présence de détritits de 80 à 46 cm.

4.2.4 Interprétation de la nature des sédiments

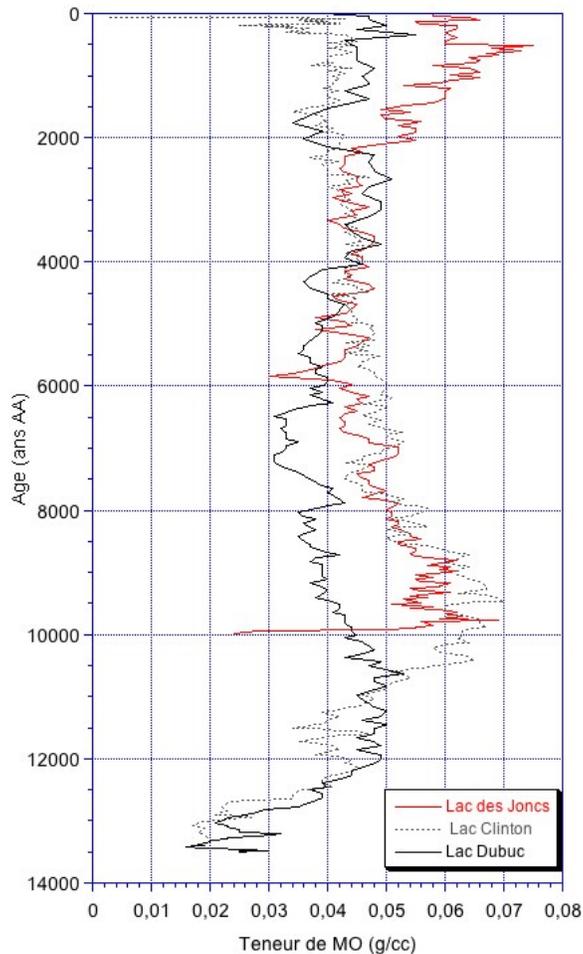


Figure 4.7: Teneur en MO en fonction du temps pour les 3 lacs

La nature des sédiments s'explique de la manière suivante. Au début de l'accumulation sédimentaire, les apports sont essentiellement allochtones inorganiques (silt argileux), qui proviennent de l'érosion pelliculaire des abords des divers lacs puisque le couvert végétal était clairsemé et non-continu, à l'exception du lac des Joncs où la végétation était déjà implantée au début de l'accumulation sédimentaire du lac. La faible quantité de matière organique observée est due au fait que les résidus végétaux n'alimentaient pas le lac ou que la production de plancton est pratiquement nulle dans le lac. La teneur en carbonates est maximale dans les premiers sédiments accumulés puisque les matériaux transportés sont dérivés du till de Lennoxville qui est carbonaté et que son contenu a été lessivé (Fig 4.4, 4.5, 4.6). Au

fur et à mesure que le couvert végétal se densifie, ces apports de matière inorganique diminuent pour être remplacés par des apports autochtones de matière organique, la gyttja qui est pauvre en carbonate (Fig 4.4, 4.5, 4.6).

Pour l'ensemble des sites étudiés, le retrait des glaces s'est produit vers 13 500 ans AA et la fixation des berges semble s'effectuer vers 12 500 ans AA pour les lacs Clinton et Dubuc. Les apports détritiques importants perdureront jusque vers 12 000 ans.

Théoriquement, la teneur en matière organique (MO) devrait croître et fluctuer assez peu par la suite jusqu'à nos jours. Or, elle montre d'importantes variations sur chacun des sites (Fig 4.7). L'instauration d'une végétation en périphérie permet l'apport de matière organique au lac par ses différentes composantes telles que les grains de pollen ou les graines. De plus, la végétation limite l'apport de matière inorganique de l'érosion par la constitution d'un humus à la surface du sol et d'un réseau racinaire qui retient le matériel.

À partir de 12 000 ans AA, la teneur en MO se stabilise au lac Dubuc alors qu'au lac Clinton, elle continue d'augmenter. Cette différence peut être due au fait que le territoire a connu un couvert végétal plus clairsemé au lac Clinton jusque vers 10 500 ans AA.

Entre 10 500 et 8000 ans AA, on observe la même tendance de forte diminution de la teneur en matière organique aux lacs Clinton et Dubuc alors qu'au lac des Joncs, elle est visible à partir de 9000 ans AA (Fig 4.7). Ce décalage au lac des Joncs peut être expliqué par l'apport plus important de MO par la décomposition des restes végétaux qui se trouvaient dans l'emplacement actuel à la suite de l'augmentation du niveau d'eau et du début de l'enregistrement sédimentaire du lac des Joncs.

Cette diminution presque synchrone indique possiblement l'instauration d'une époque de niveau d'eau réduit sur l'ensemble du territoire, ce qui aurait permis un apport important en matière inorganique par l'érosion éolienne ou par ruissellement des berges nouvellement submergées des eaux ou par leurs affluents pour les lacs des Joncs et Dubuc (Fig.4.5, 4.6). Cet apport de matière inorganique n'est pas visible au lac Clinton dû à l'éloignement du point d'échantillonnage des berges et à l'absence d'affluent (Fig. 4.4).

Par la suite, un creux dans la teneur de la MO est visible pour les trois sites d'une durée d'environ 1000 ans (Fig. 4.7). Toutefois, il n'est pas synchrone entre les sites. Le lac Clinton, le site le plus en altitude, est le premier affecté (8000-7000 ans AA), suivi 500 ans plus tard du lac Dubuc (7500-6500 ans AA) et finalement, le lac des Joncs, le site plus bas (7000-6000 ans AA). Cette baisse plus importante du niveau d'eau est confirmée par la présence de particules plus grossières, du sable, qui se déposent au fond du lac des Joncs puisque l'eau était plus agité (Fig. 4.6).

À la suite de ce creux, la teneur en matière organique a un comportement différent pour les trois lacs. Aux lacs des Joncs et Dubuc, la teneur en MO est en faible augmentation, alors qu'au lac Clinton, elle est en faible diminution (Fig. 4.7). Ces comportements peuvent être associés à une hausse progressive du niveau d'eau. Depuis 2000 ans AA au lac des Joncs, on assiste à une hausse marquée de la teneur en MO qui s'explique par l'apport important de résidus végétaux au lac. Étant plus isolés, les lacs Clinton et Dubuc ne semblent pas subir cette hausse, puisque leurs teneurs en MO sont stables (Fig. 4.7).

4.3 Données palynologiques

Les données polliniques sur lesquelles sont fondées les interprétations de l'histoire postglaciaire de la végétation pour chacun des sites sont livrées par les diagrammes polliniques (pourcentages, influx, diamètre de *Betula*). Les diagrammes 4.1, 4.2 et 4.3 présentent les données du lac Clinton, 4.4, 4.5, 4.6 celles du lac Dubuc et 4.7, 4.8 et 4.9 illustrent celles du lac des Joncs. Les diagrammes de pourcentages et d'influx inclus dans le présent mémoire ont été simplifiés afin de permettre leur examen sur une seule page; seuls les taxons principaux y sont présentés.

Les interprétations en termes de végétation locale et régionale ont été effectuées à l'aide des données des pourcentages et des influx polliniques, et des données macrofossiles et sédimentologiques. Une comparaison des assemblages sporopolliniques avec les pluies

polliniques actuelles (Richard, 1976; 1977) a permis de déterminer les domaines de végétation auxquels ils correspondent.

Les différents caractères des zones d'assemblages polliniques des lacs Clinton, Dubuc et des Joncs sont présentés et décrits par les tableaux 4.4, 4.5 et 4.6 respectivement. Afin de faciliter les comparaisons, les zones de la végétation régionale établies à partir du diagramme des pourcentages apparaissent également sur les diagrammes des influx polliniques et des diamètres des grains de *Betula*. La végétation locale et régionale sera traitée séparément, cependant les trois sites seront abordés conjointement en raison de leur proximité spatiale.

4.3.1 Histoire de la végétation locale et riveraine

On qualifie la végétation locale étant comme celle que l'on retrouve dans les eaux du lac et celle se trouvant sur les berges. Les taxons généralement trouvés à ces endroits se situent dans les catégories des plantes aquatiques, des ptéridophytes, des mousses, des herbes, mais ils comprennent aussi certains arbres et arbustes souvent riverains tels *Picea mariana*, *Larix laricina*, *Myrica gale* et *Alnus incana* dans les diagrammes polliniques et l'analyse des macrorestes. Pour les arbres et arbustes, la difficulté réside à identifier la provenance des grains de pollen, car ce ne sont souvent pas des plantes riveraines strictes (Asnong et Richard, 2003).

L'analyse des données polliniques permet de distinguer deux phases sur l'ensemble des sites, soit une phase initiale à berges dénudées et une phase à berges fixées par la végétation. Les lacs Clinton et Dubuc ont une dynamique hydrologique et végétale semblable qui remonte au temps du retrait des glaces alors que celle du lac des Joncs se trouve en milieu humide. Le lac des Joncs est dépendant de l'apport d'eau du lac des Araignées pour se maintenir. On devrait plutôt dénommer cette étendue actuelle, un étang.

Diagramme 4.1 : Diagramme simplifié des pourcentages sporopolliniques du lac Clinton
 Lac Clinton (KB et Livingston)
 Analyse: T. Elkadi (2010)
 Zonation: T. Elkadi (2011)

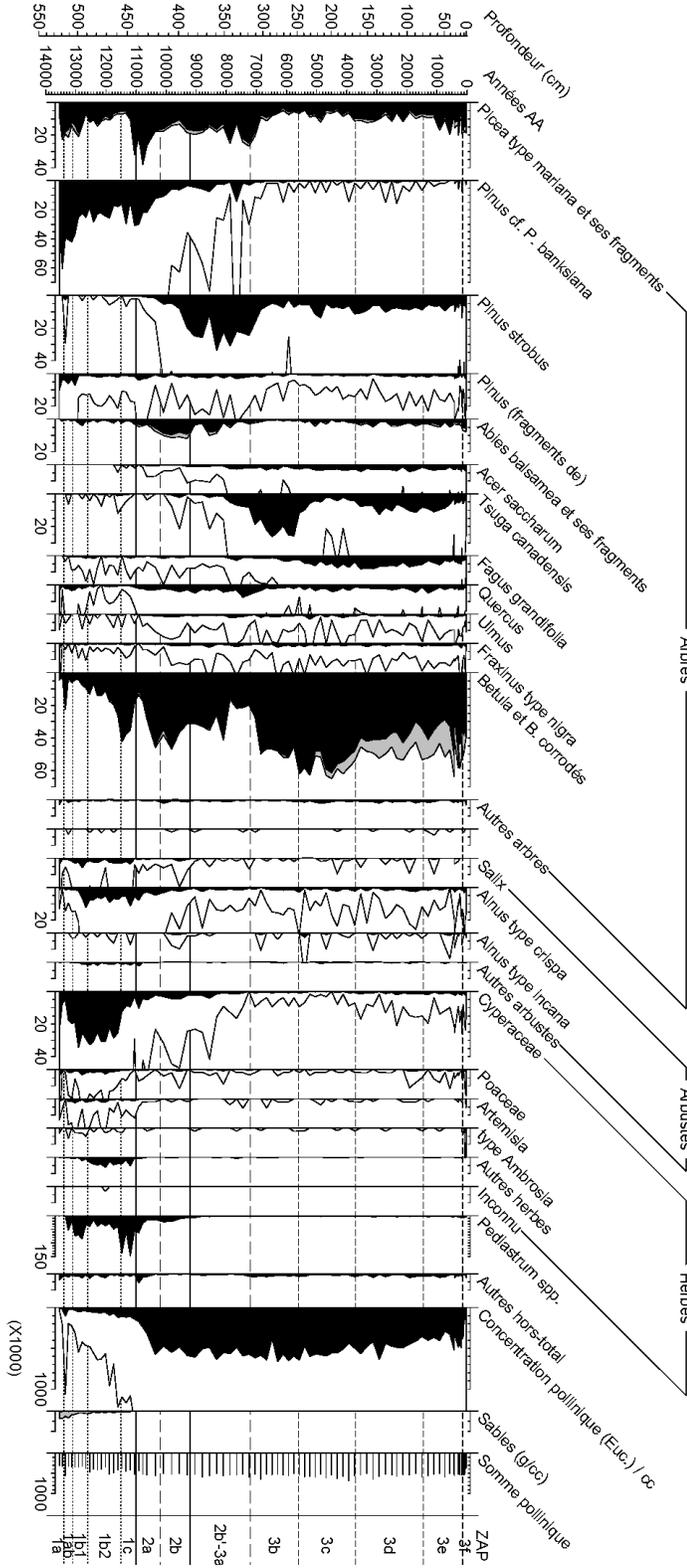


Diagramme 4.2: Diagramme simplifié des influx sporopolliniques du Lac Clinton

Analyse: T. Elkadi (2010)
Zonation: T. Elkadi (2011)

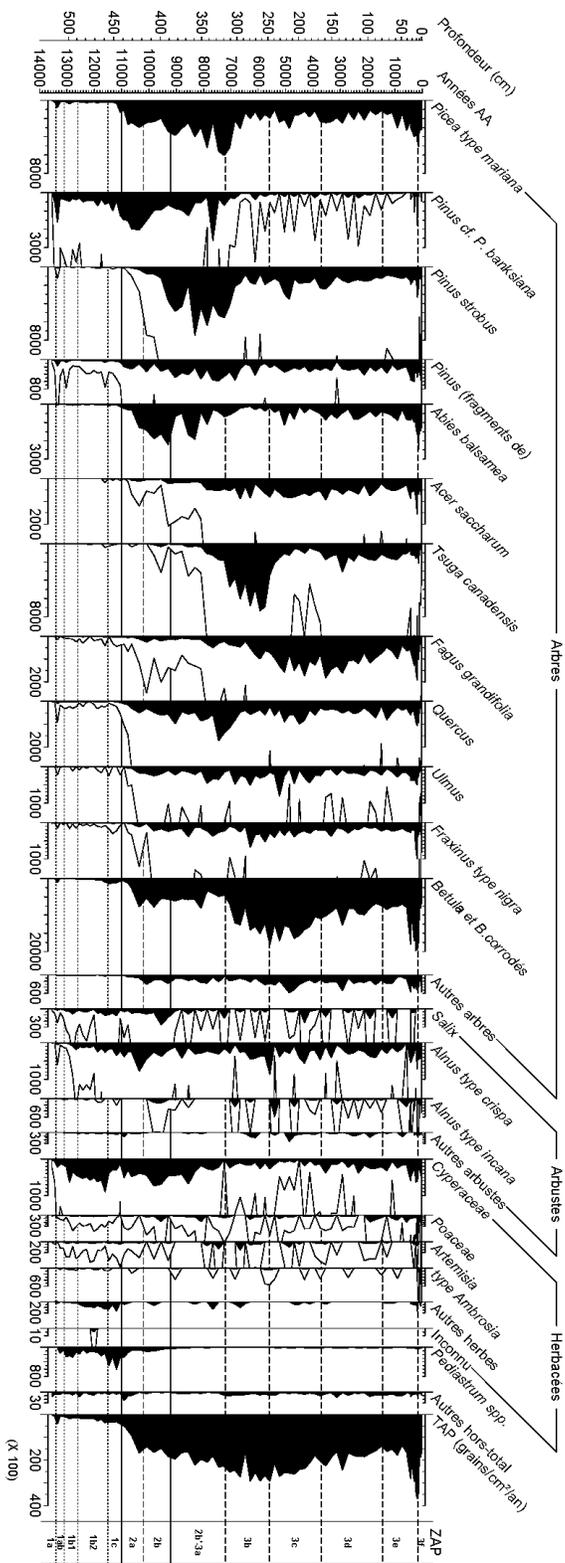


Diagramme 4.3: Diagramme des diamètres des grains de pollen de bouleau du lac Clinton
 Analyse: T. Elkadi (2009-2010)
 Zonation: T. Elkadi (2011)

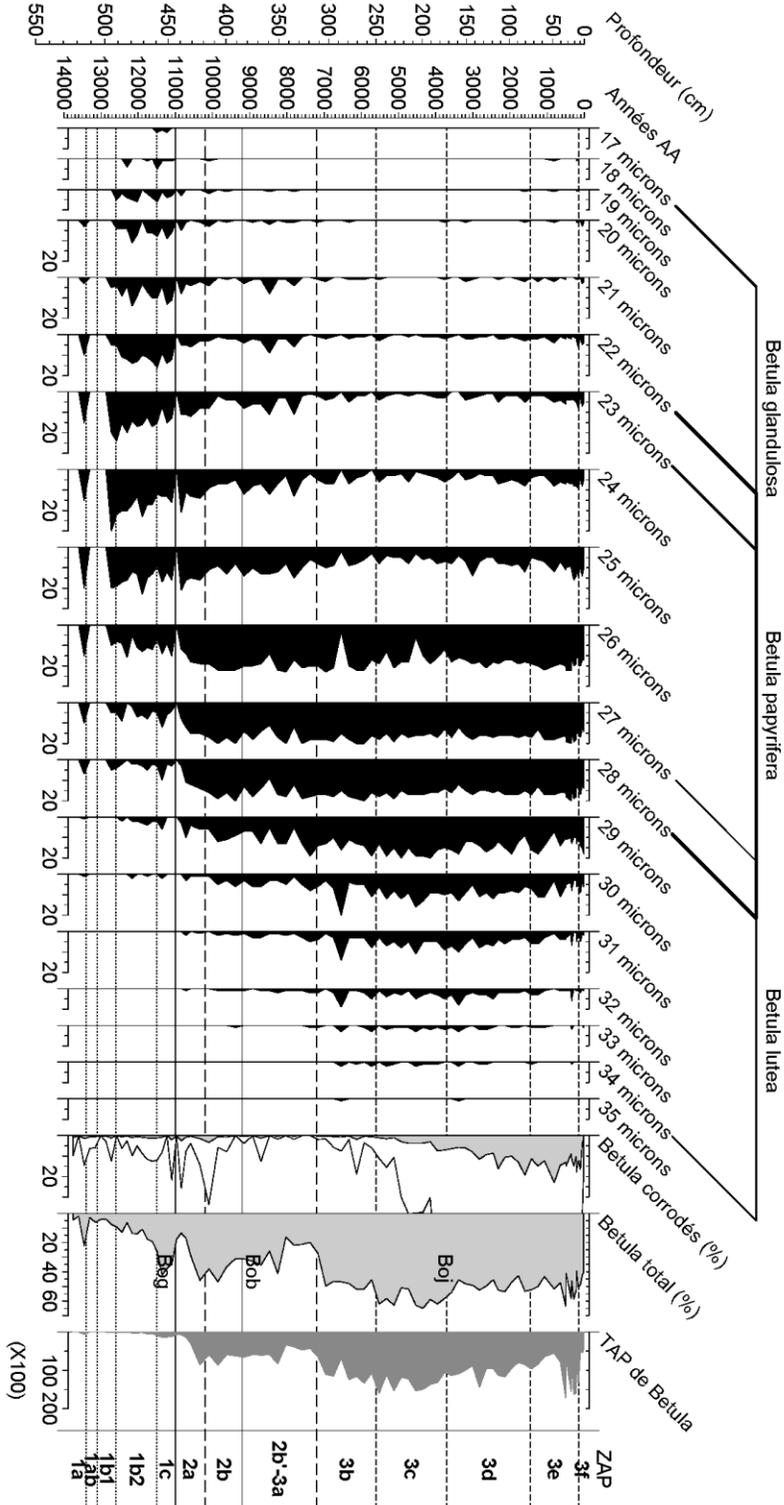


Diagramme 4.4: Diagramme simplifié des pourcentages polliniques du lac Dubuc
 Analyste: T. Elkadi (2008-2009)
 Zonation: T. Elkadi (2010)

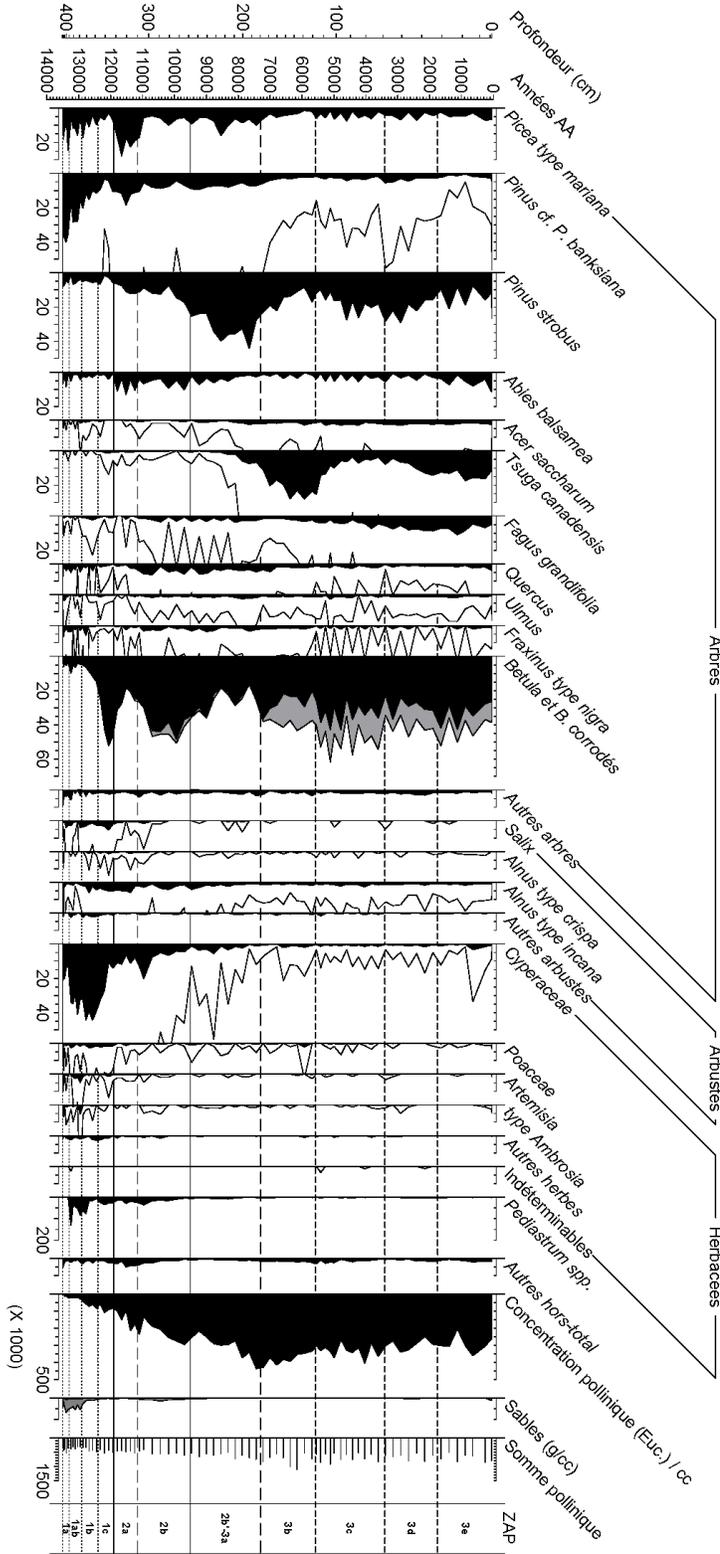


Diagramme 4.5: Diagramme simplifié des influx sporopolliniques du lac Dubuc
 Analyse: T. Elkadi (2008-2009)
 Zonation: T. Elkadi (2010)

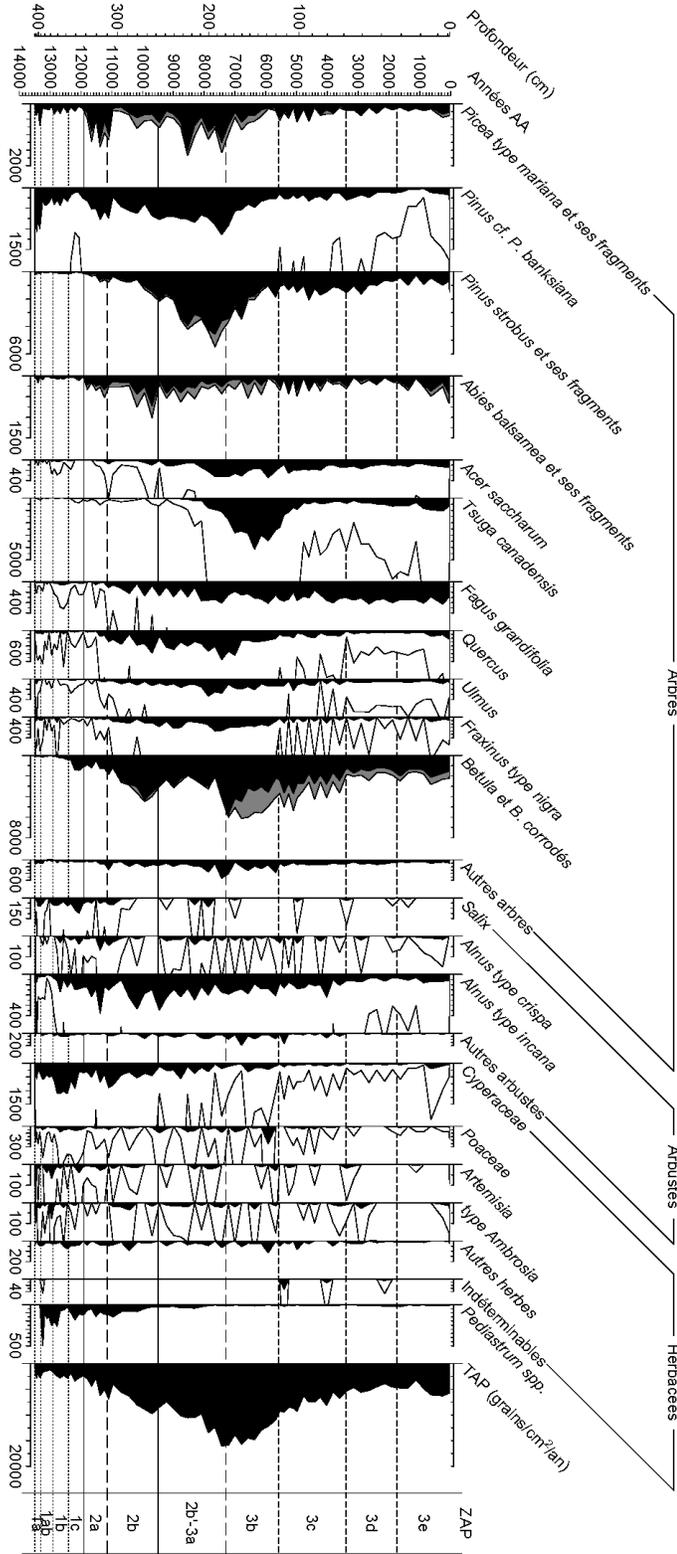


Diagramme 4.6: Diagramme des diamètres des grains de pollen de bouleau au lac Dubuc
 Analyse: T. Elkadi (2008-2009)
 Zonation: T. Elkadi (2011)

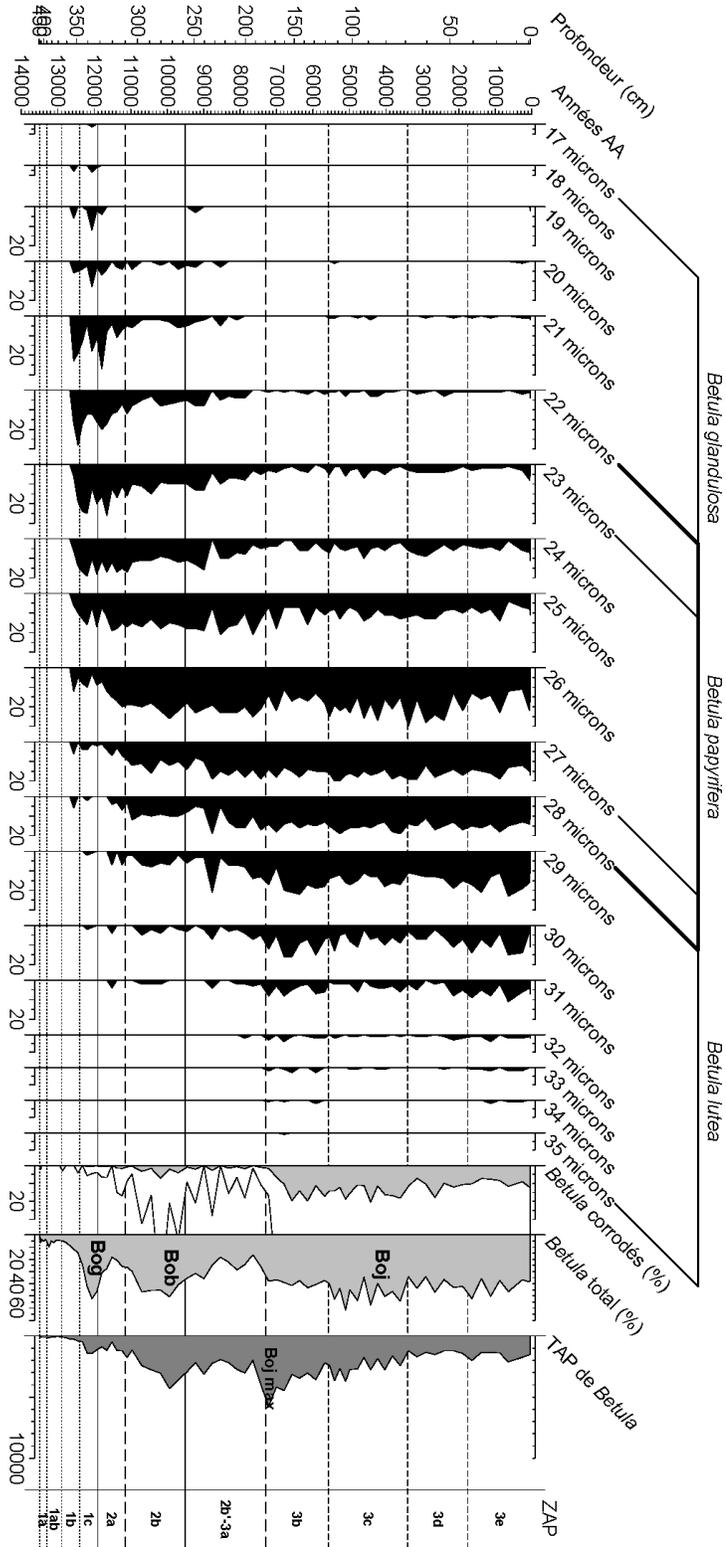


Diagramme 4.7 : Diagramme simplifié des pourcentages sporopolliniques du lac des Joncs
 Analyse: N. Morasse (2009)
 Zonation: T. Elkadl (2011)

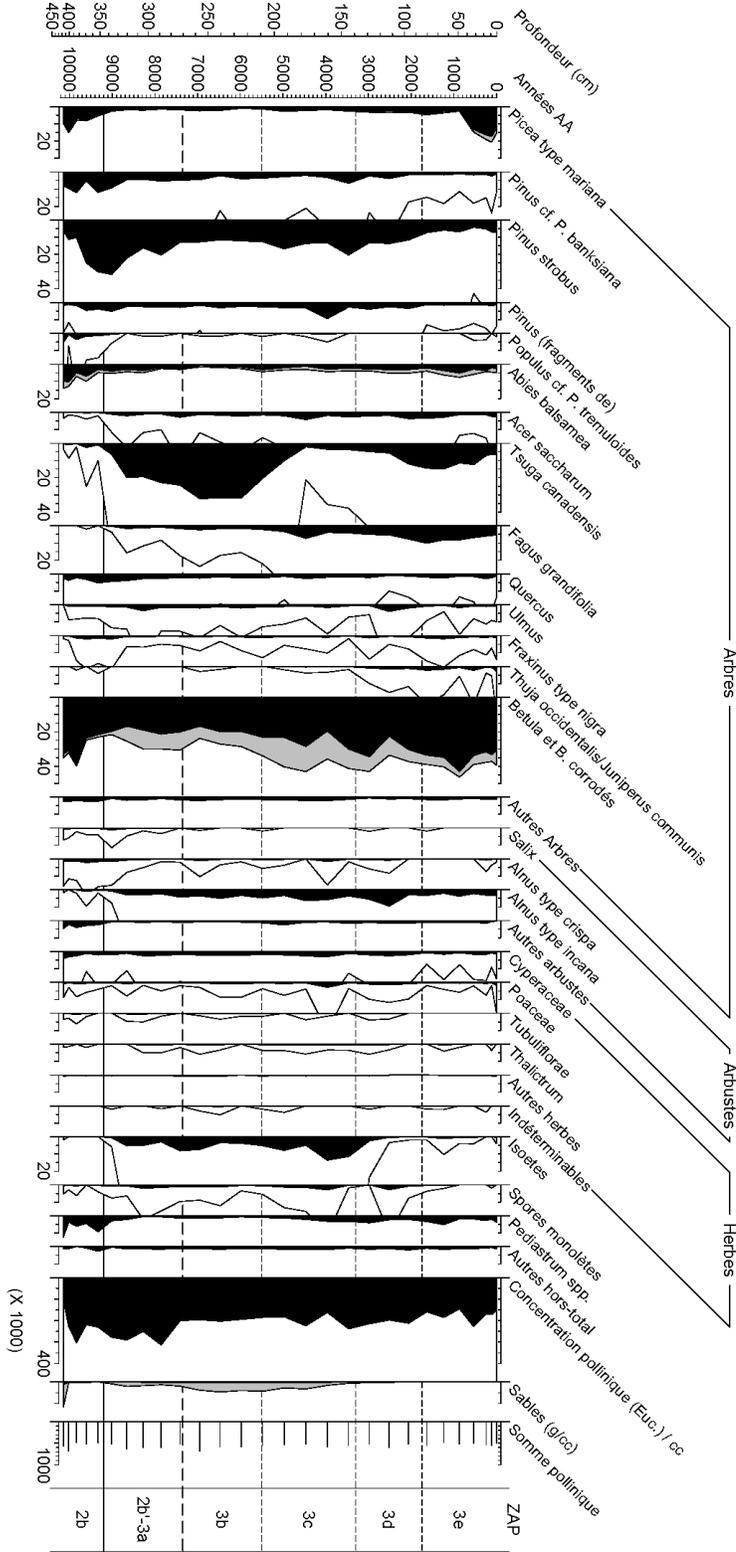


Diagramme 4.8: Diagramme des influx sporopolliniques du lac des Jons
 Analyse: N. Morasse (2009)
 Zonation : T. Elkadi (2011)

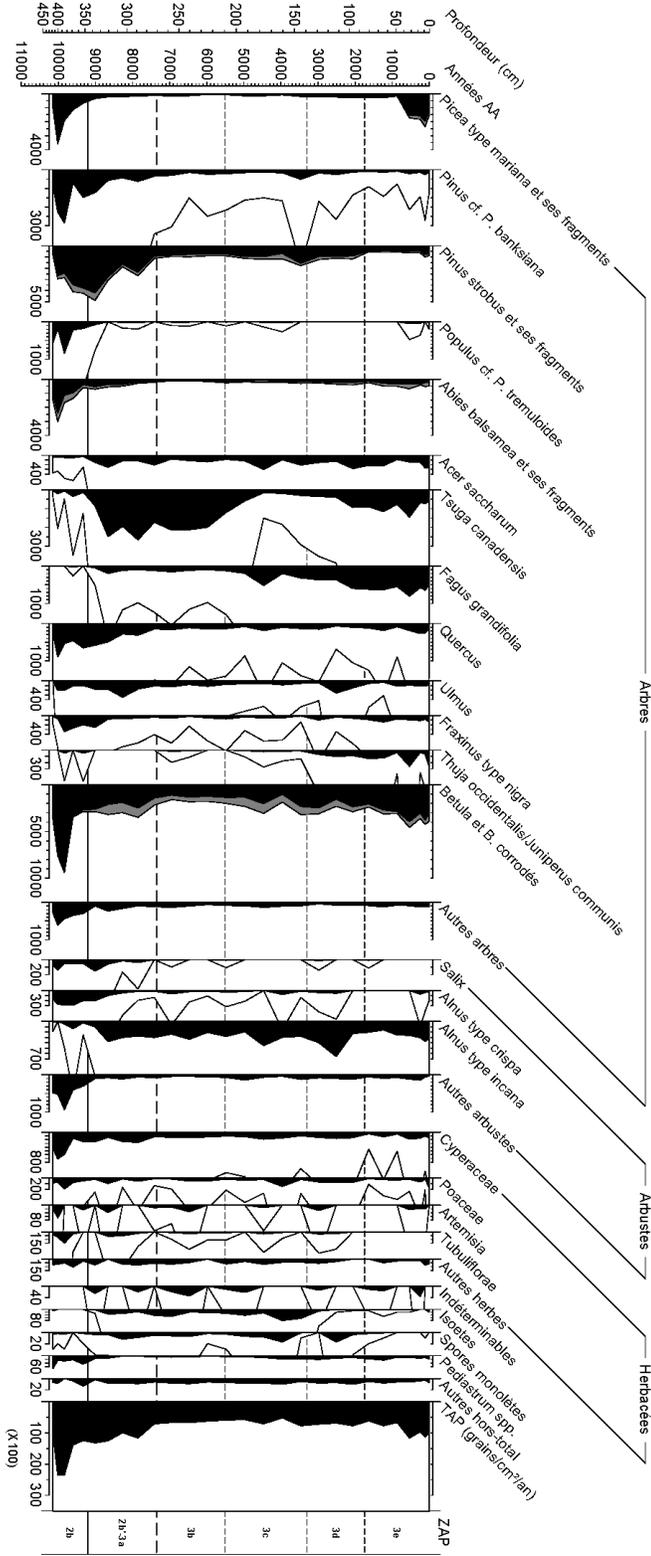
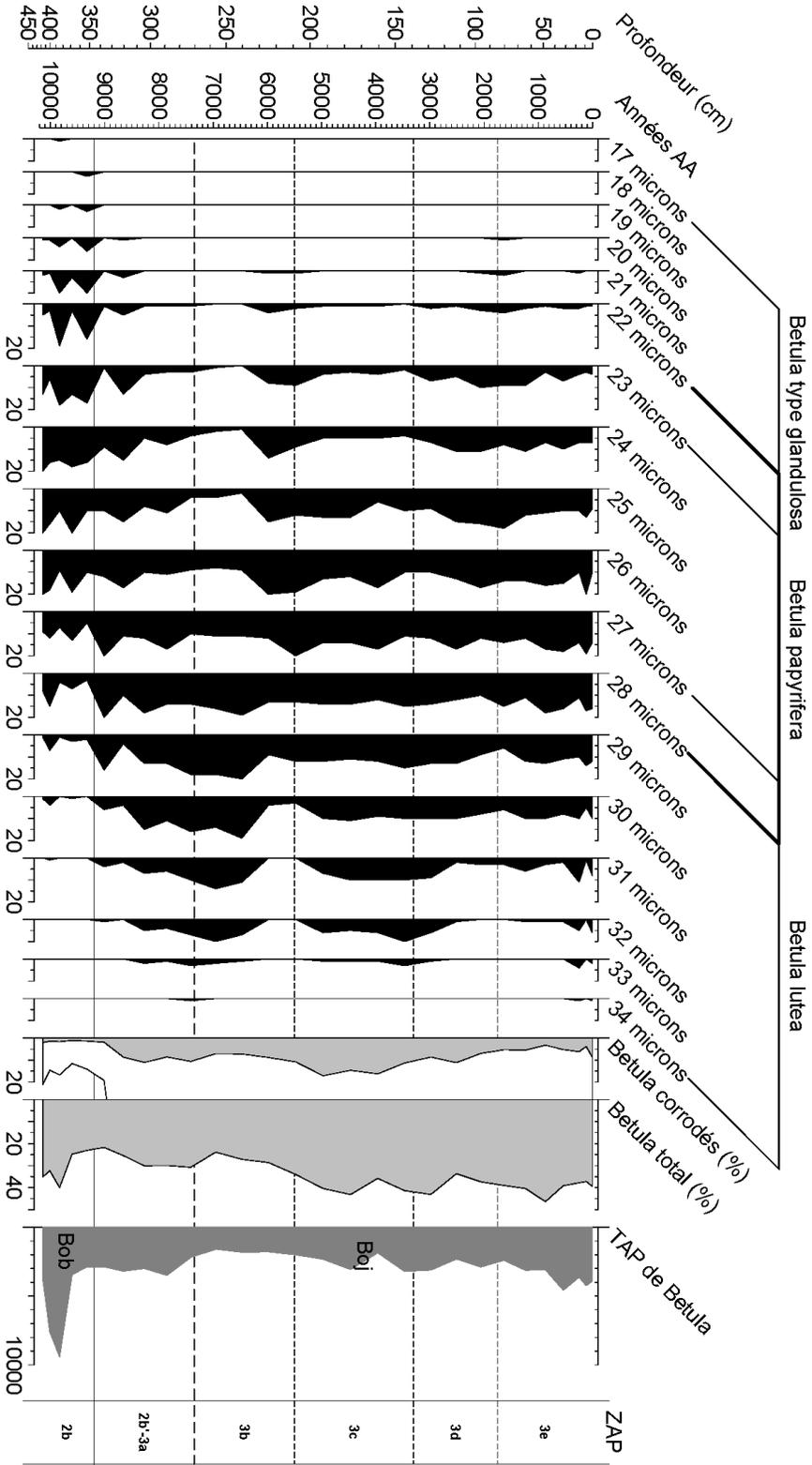


Diagramme 4.9: Diagramme des diamètres des grains de pollen de bouleaux au lac des Joncs
 Analyse: N. Morasse (2009)
 Zonation: T. Elkadi (2011)



Phase initiale à berges dénudées

Les sédiments qui se sont accumulés à la base sont du silt argileux, témoignant que les berges étaient majoritairement dénudées suite au retrait des glaces. Une érosion pelliculaire a donc pu agir sans contrainte, ce qui a entraîné ces fines particules dans les divers lacs. Elle est manifeste dans la zone 1a, et elle reste présente jusqu'au début de l'afforestation (ZAP 2a).

Progressivement, la végétation pionnière éparse s'installe, d'abord avec les Cypéacées. Deux cent cinquante ans plus tard, d'autres espèces herbacées viendront se greffer au paysage riverain clairsemé dans un premier temps, les *Thalictrum*, *Salix* et les spores de *Lycopodium* spp. et des fougères, et dans un deuxième temps, les Caryophyllaceae et les Tubuliflorae. Leur représentation mutuelle (le pourcentage) favorise les taxons herbacés dus à l'absence d'un couvert forestier régional. Les apports polliniques arborescents viendront plus tard masquer ceux des herbacées (Voir l'influx des Cyperaceae sur le diagramme 4.2, 4.5).

À partir de 11 500 ans, des arbustes, tel le bouleau glanduleux, atteignent un maximum en terme de pourcentage, alors que leur influx est encore faible, puisqu'ils sont épars sur le territoire (Diag. 4.1, 4.2, 4.4, 4.5). On peut toutefois présumer que leur abondance maximale se situe dans les creux du terrain près des berges. Durant cette phase, les *Pediastrum* spp. atteignent leur maximum de représentation avec des pourcentages par rapport à la somme pollinique dépassant 100 %. Leur développement serait dû à une phase de plus grande limpidité des eaux du lac Clinton ce qui a permis au rayonnement solaire de pénétrer les eaux et de favoriser leur croissance (Smol, 1990; Nielsen et Sorensen, 1992).

Au lac des Joncs, l'enregistrement de cette phase fut bref. Dès que l'enregistrement sédimentaire débute vers 10 200 ans AA, l'apport sédimentaire fut dans un premier temps constitué de sables, ce qui laisse supposer que les berges n'étaient pas fixées par la végétation. Deux cents ans plus tard, l'accumulation organique débute et les berges sont fixées par des herbes telles que les Cyperaceae, les Poaceae.

Phase à berges fixées par la végétation

Depuis environ 11 500 ans AA, les berges des lacs Clinton et Dubuc semblent avoir des berges fixées par la végétation. Les apports de matières organiques sont plus importants dans les sédiments pour atteindre une stabilisation autour de 40 %. L'accumulation organique peut être attribuée à l'accentuation de la production de plancton et à la densification du couvert forestier environnant; ce dernier crée un humus sensiblement continu autour des lacs, limitant l'érosion et diminuant fortement les apports inorganiques. Quant à la représentation pollinique des plantes aquatiques, elle est particulièrement faible et sporadique aux lacs Clinton et Dubuc. Durant cette phase organique, l'influx des *Pediastrum spp.* montre une diminution importante, ce qui pourrait traduire une turbidité croissante et un appauvrissement graduel des eaux en éléments nutritifs (Smol, 1990; Nielsen et Sorensen, 1992).

À partir de ce moment, les abords des lacs sont occupés par des essences hydrophiles, tels *Larix laricina*, *Thuja occidentalis* et *Alnus type crispa*. Au lac des Joncs, comme son nom le laisse entrevoir, la végétation riveraine est surtout constituée des herbes, d'arbustes hydrophiles et de quelques arbres. À l'opposé, des deux autres sites, la végétation locale maintient des pourcentages constants d'herbes à travers le temps avec des espèces comme le *Thalictrum*, les Poaceae et les Cyperaceae.

La représentation des microspores d'*Isoëtes* entre 9200 et 3300 ans AA constitue sans doute le plus important indice d'un changement dans la végétation locale du lac des Joncs (Diag. 4.7). Elle correspond aux changements sédimentaires préalablement décrits et au dépôt de sable au point d'échantillonnage, situé vers le centre du bassin (Fig. 4.6). L'hypothèse d'un abaissement du niveau d'eau s'impose pour autoriser la croissance de ce ptéridophyte d'eaux peu profondes et ensoleillées vers le centre du bassin. Elle expliquerait aussi les apports sableux, par l'érosion des berges, alors plus rapprochées du point d'échantillonnage. Elle impliquerait un important changement hydroclimatique ayant affecté le niveau du lac Mégantic, auquel le lac des Joncs est raccordé. C'est en présumant bien sûr qu'un tel lien unissait déjà les deux bassins dans le passé.

À partir de 7500 ans AA, des arbustes comme *Ilex/Nemopanthus*, *Viburnum* type *cassinoïdes*, *Myrica gale* et les Ericaceae se greffent au rivage du lac des Joncs (Voir Annexe 1.5). D'autres espèces sont intermittentes dans les diagrammes telles la prêle, la sphaigne, la potentille des marais, les Rubiacées, les Apiacées et les Ranunculacées. Des espèces qui croissent très bien dans des milieux humides comme le lac des Joncs et traduisent un entourage graduel des rives en réponse à une remontée progressive du niveau d'eau des deux lacs.

4.3.2 Histoire de la végétation régionale

La végétation régionale est définie comme étant celle qui occupe les terres fermes des versants au-delà des zones riveraines autour du lac. Par conséquent, la reconstitution de cette végétation s'appuie essentiellement sur les valeurs des divers taxons arborescents, arbustifs et herbacés terricoles affichées dans les spectres polliniques. Toutefois, certains taxons, surtout des arbres et des arbustes, peuvent indifféremment occuper les rives ou les terres fermes (Asnong et Richard, 2003).

La zonation pollinique a permis d'identifier les trois grandes phases généralement reconnues en ce qui a trait au développement postglaciaire de la végétation régionale : 1) une phase initiale non arboréenne, à savoir les zones 1a, 1ab, 1b et 1c, 2), une phase d'afforestation, soit les zones 2a et 2b, et 3) une phase forestière, soient les zones 2b'-3a, 3b, 3c, 3d, 3e et 3f. Elles seront traitées de la plus ancienne à la plus récente.

La végétation régionale sera abordée de façon simultanée entre les trois points d'étude puisqu'ils se situent dans la même région écologique et ont une séquence d'évolution semblable. Les différences seront soulignées. Toutefois, l'enregistrement sédimentaire ne s'amorce que vers 10 200 ans AA au lac des Joncs; la végétation n'y fut pas moins présente dès la vidange du lac proglaciaire Mégantic et cette histoire nous est révélée par les deux autres sites à l'étude. Les tableaux 4.4, 4.5 et 4.6 illustrent les particularités palynostratigraphiques de chacun des sites ainsi que la durée de chacune des zones qui seront abordées subséquentement.

Tableau 4.4: Zones d'assemblages polliniques du lac Clinton

#	Assemblage et durée	Caractéristiques palynostratigraphiques
1: Phase non-arboréenne		
1a	Arbres- CP minimale (13 700 - 13 400 AA)	CP minimales (<15 000 gr/cm ³); PA/T de 70 à 90%
1ab	Cyperaceae-Poaceae (13 400 -13 100 AA)	CP fluctuent entre 15 000 et 30 000 gr/cm ³ ; PNA (25%): Cyperaceae (10-15%). Pourcentages élevés de <i>Pinus</i> (40%) .
1b₁	Cyperaceae- autres herbes (13 100 - 12 600 AA)	CP progressent entre 30 000 et 45 000 gr/cm ³ ; PA/T 50%; Représentation maximale des herbes (20-35%); Cyperaceae (30%);Caryophyllaceae (1%); Pourcentages élevés de <i>Pinus banksiana</i> (40-25%) et d' <i>Alnus crispa</i> (5-10%).
1b₂	Cyperaceae- autres herbes (12 600 - 11 450 AA)	CP augmentent à 100 000 gr/cm ³ ; PA/T <50%; Représentation maximale des herbes (30-40%): Cyperaceae (25%), Caryophyllaceae (4%), <i>Thalictrum</i> (1%); Pourcentages élevés de <i>Pinus</i> (25%) et d' <i>Alnus crispa</i> (7%).
1c	<i>Betula</i> arbustif (11 450 - 11 000 AA)	CP augmentent à 140 000 gr/cm ³ ; PA/T de 70%; Dominance de pollinique marquée de <i>Betula</i> (20% à 40%) ; Baisse des herbacées à 15%. Pourcentages élevés de pollen d'arbustes (15%); maximum de représentation de <i>Salix</i> sp. (3%) accompagné d' <i>Alnus crispa</i> (5-10 %).
2: Phase d'afforestation		
2a	<i>Betula-Picea-Pinus</i> (11 000 - 10 200 AA)	Augmentation importante des CP (150 000 à 550 000 gr/cm ³); PA/T 90%; Dominance de <i>Betula</i> (15 à 40%); hausse d' <i>Abies balsamea</i> (4 à 7 %); Chute du <i>Pinus banksiana</i> de (25 à 10%); Maximum de <i>Picea mariana</i> (30%); Diminution progressive du % de pollen d' <i>Alnus crispa</i> du début à la fin du stade passant de 7 à 3%.
2b	<i>Abies-Betula</i> (10 200 – 9 000 AA)	CP élevées variant de 470 000 à 590 000 gr/cm ³ ; PA/T > 90%; dominance de <i>Betula</i> (40%); maximum d' <i>Abies balsamea</i> (7 à 16%); Présence de <i>Populus cf. tremuloïdes</i> (1%).
3: Phase forestière		
2b'-3a	<i>Betula-Pinus-Picea</i> (9 000 - 7 200 AA)	CP élevées variant de 480 000 à 640 000 gr/cm ³ ; PA/T > 90%; Minimum de <i>Betula</i> à 25%; Maximum de <i>Pinus strobus</i> (20-25%); Niveau élevé de <i>Picea mariana</i> (20%); Apparition d' <i>Acer</i> (1%).
3b	<i>Betula-Tsuga</i> (7 200 - 5 600 AA)	CP élevées atteignant des maximums à 650 000 gr/cm ³ ; PA/T > 90%; Dominance de <i>Betula</i> (40%); Maximum de <i>Tsuga</i> (20%).
3c	<i>Betula-Pinus-Fagus</i> (5 600 - 3 750 AA)	CP diminuent de 600 000 à 500 000 gr/cm ³ ; PA/T > 90%; Dominance de <i>Betula</i> (60%); Baisse importante de <i>Tsuga</i> (< 10%); Présence de <i>Pinus strobus</i> 10% ; Présence de <i>Fagus</i> (7%).
3d	<i>Betula-Pinus-Tsuga-Fagus</i> (3 750 - 1 400 AA)	CP tournant autour de 450 000 gr/cm ³ ; PA/T > 90%; Dominance de <i>Betula</i> (50%); Remontée de <i>Tsuga</i> (10%); Présence de <i>Pinus strobus</i> 10% ; Présence de <i>Fagus</i> (7-8 %).
3e	<i>Betula-Picea-Tsuga</i> (1 400 - 150 AA)	CP variant de 280 000 à 480 000 gr/cm ³ ; Représentation importante de <i>Picea mariana</i> (10 à 20%); Présence de <i>Pinus strobus</i> (15%);abondance maintenue de <i>Betula</i> (50%); Présence de <i>Tsuga</i> (5-10%); PA/T > 90%.
3f	<i>Ambrosia</i> (150-Actuel AA)	Diminution de la CP 375 000 à 130 000 gr/cm ³ ; abondance réduite de <i>Betula</i> (50-40%); Maintient de <i>Picea mariana</i> (15%); Montée d' <i>Abies balsamea</i> (5 à 12%); Présence d' <i>Ambrosia</i> (3%); augmentation de la représentation des herbacées (6%); PA/T > 90%.

Tableau 4.5: Zones d'assemblages polliniques du lac Dubuc

#	Assemblage et durée	Caractéristiques palynostratigraphiques
1: Phase non-arboréenne		
1a	Arbres- CP minimale (13 500 - 13 300 AA)	CP minimales (<15 000 gr/cm ³); PA/T de 70 à 85%
1ab	Cyperaceae-Poaceae (13 300 - 12 900 AA)	CP fluctuent entre 20 000 et 30 000 gr/cm ³ ; PNA (40%); Cyperaceae (25-40%); Pourcentages élevés de <i>Pinus</i> (30%).
1b	Cyperaceae-autres herbes (12 900 - 12 400 AA)	CP augmentent à 80 000 gr/cm ³ ; PA/T <50%; représentation maximale des herbes (45-50%); Cyperaceae (30-45%), Poaceae (3%), <i>Thalictrum</i> (1%). Pourcentages élevés de <i>Pinus</i> sp. (20%)
1c	<i>Betula</i> arbustif (12 400 - 11 900 AA)	CP augmentent à 110 000 gr/cm ³ ; PA/T de 50 à 75%; Dominance marquée de <i>Betula</i> (25% à 50%); Baisse des herbacées de 40 à 15%; Pourcentages élevés d'arbustes (10-12%); maximum de représentation de <i>Salix</i> sp. (3-5%) accompagné d' <i>Alnus incana</i> (5 %).
2: Phase d'afforestation		
2a	<i>Betula-Picea-Pinus</i> (11 900 - 11 150 AA)	Augmentation importante des CP (100 000 à 215 000 gr/cm ³); PA/T 80%; Dominance de <i>Betula</i> (20 à 25%); maximum d' <i>Abies balsamea</i> (10 %); Présence du <i>Pinus banksiana</i> de (15%); Maximum de <i>Picea mariana</i> (20%).
2b	<i>Abies-Betula</i> (11 150 - 9 500 AA)	Augmentation importante des CP (150 000 à 300 000 gr/cm ³); PA/T 80-90%; dominance de <i>Betula</i> (30-50%); Présence d' <i>Abies balsamea</i> (3-10 %) et de <i>Pinus strobus</i> (15%)
3: Phase forestière		
2b'-3a	<i>Betula-Pinus-Picea</i> (9 500 - 7 300 AA)	CP élevées variant de 215 000 à 440 000 gr/cm ³ ; PA/T > 90%; Creux de <i>Betula</i> à 15%; Maximum de <i>Pinus strobus</i> (20-38%); niveau de <i>Picea mariana</i> (15%); Apparition d' <i>Acer</i> (1%).
3b	<i>Betula-Tsuga</i> (7 300 - 5 500 AA)	CP élevées à 350 000 gr/cm ³ ; PA/T > 90%; Dominance de <i>Betula</i> (40%); Maximum de <i>Tsuga</i> (28%).
3c	<i>Betula-Pinus-Fagus</i> (5 500 - 3 400 AA)	CP diminuent de 350 000 à 250 000 gr/cm ³ ; Dominance de <i>Betula</i> (50%); Baisse importante de <i>Tsuga</i> (< 15%); Présence de <i>Pinus strobus</i> (20%) ; Présence de <i>Fagus</i> (6%).
3d	<i>Betula-Pinus-Tsuga-Fagus</i> (3 400 - 1 750 AA)	CP tournant autour de 300 000 gr/cm ³ ; PA/T > 90%; Dominance de <i>Betula</i> (50%); Remontée de <i>Tsuga</i> (15%); Présence de <i>Pinus strobus</i> (20%) ; Présence de <i>Fagus</i> (7-9 %).
3e	<i>Betula-Pinus-Tsuga</i> (1 750 - Actuel AA)	Diminution de la CP 300 000 à 195 000 gr/cm ³ ; abondance de <i>Betula</i> (35-45%); Présence de <i>Pinus strobus</i> (15%); Maintient de <i>Picea mariana</i> (8%); Montée d' <i>Abies balsamea</i> (2 à 7%); Présence de <i>Tsuga</i> (10%); PA/T > 90%.

Tableau 4.6: Zones d'assemblages polliniques du lac des Joncs

#	Assemblage et durée	Caractéristiques palynostratigraphiques
2: Phase d'afforestation		
2b	<i>Abies-Betula</i> (10 200 – 9 200 AA)	CP élevées variant de 100 000 à 300 000 gr/cm ³ ; PA/T 85-90%; dominance pollinique de <i>Betula</i> (30-40%); Présence d' <i>Abies balsamea</i> (3-10 %); Maximum de <i>Pinus strobus</i> (10-30%); Présence de <i>Populus cf. tremuloïdes</i> (1-5%).
3: Phase forestière		
2b'- 3a	<i>Betula-Pinus-Picea</i> (9 200 - 7 350 AA)	CP élevées atteignant des maximums à 315 000 gr/cm ³ ; PA/T > 90%; Dominance de <i>Betula</i> (20-30%); Dominance de <i>Pinus strobus</i> (15-30%); Présence de <i>Picea mariana</i> (5%). Apparition d' <i>Acer</i> (1%)
3b	<i>Betula-Tsuga</i> (7 350 - 5 500 AA)	CP stable tournant autour de 190 000 gr/cm ³ ; PA/T > 90%; Dominance de <i>Betula</i> (30%); Maximum de <i>Tsuga</i> (20-30%).
3c	<i>Betula-Pinus-Fagus</i> (5 500 - 3 300)	CP variant de 160 000 à 240 000 gr/cm ³ ; Dominance de <i>Betula</i> (35-40%); Baisse importante de <i>Tsuga</i> (< 10%); Présence de <i>Pinus strobus</i> (15-20%); Présence de <i>Fagus</i> (5%); PA/T > 85%
3d	<i>Betula-Pinus-Tsuga-Fagus</i> (3 300 - 1 750 AA)	CP tournant autour de 200 000 gr/cm ³ ; PA/T > 85%; Dominance de <i>Betula</i> (30-40%); Remontée de <i>Tsuga</i> (15%); Présence de <i>Pinus strobus</i> (12%) et de <i>Fagus</i> (7%)
3e	<i>Betula-Picea-Tsuga</i> (1 750 - Actuel AA)	Diminuant de 200 000 à 150 000 gr/cm ³ ; abondance de <i>Betula</i> (40%); Présence de <i>Pinus strobus</i> (8%); Montée de <i>Picea mariana</i> (15%); Montée d' <i>Abies balsamea</i> (2 à 5%); Présence de <i>Tsuga</i> (10%); PA/T > 90%.

Phase non arboréenne (zone 1)

Cette phase initiale correspond à une végétation qui est dépourvue d'arbres et est antérieure à 11 000 ans AA. Les apports polliniques sont minimes (moins de 100 000 gr/cm³) et illustrent principalement des apports lointains. Il y a une dominance des taxons herbacés ou arbustifs. L'accumulation sédimentaire est majoritairement minérale et les apports locaux et régionaux se composent d'espèces herbacées et arbustives. Ces éléments sont caractéristiques de cette zone.

Zone 1a: Arbres- Fréquence absolue minimale

Cette sous-zone est relativement brève, quelques centaines d'années. La concentration pollinique des spectres de la base est infime soit moins de 15 000 grains/cm³. Plus de 70% des grains de pollen identifiés représentent des taxons arboréens, toutefois leur origine serait extrarégionale, car les forêts les plus près sont situées plus au sud, à plusieurs centaines de kilomètres et ne peuvent avoir migré si rapidement. Par exemple, la limite

d'établissement de *Carya ovata* se trouvait à plus de 300 km de l'endroit à ce moment. La présence de forêt est à exclure, car si les arbres avaient été présents, la concentration pollinique aurait été au moins quintuplée, puisqu'ils sont de grands producteurs de pollen. Pour ces raisons, cette zone représente un désert périglaciaire, soit un paysage où il y a une faible densité de végétation et une richesse floristique moindre que les zones supérieures, et qui est à proximité plus ou moins grande d'un inlandsis en recul (Richard, 1977). Ce quasi désert se traduit aussi par le fait que les espèces herbacées telles que les Cypéracées et les Poacées n'ont pas encore eu le temps de s'implanter de manière importante (Diag. 4.1, 4.4).

La sédimentation s'est produite sous un climat régional qui admettait les masses d'air venant du sud, ce qui expliquerait la présence des taxons arboréens puisque le climat froid qui régnait dans la région ne pouvait soutenir leur développement. Les faibles concentrations, de même que la présence de sédiments minéraux grossiers dans cette section de la carotte implique un humus discontinu au sol, et donc une faible couverture végétale, ce qui a permis l'érosion et le transport de ces sédiments vers le lac.

Zone 1a: *Cyperaceae-Poaceae*

Cette période est tout aussi courte que la précédente. Durant celle-ci, les plantes herbacées débutèrent leur colonisation autour des lacs, comme le montre l'augmentation de la représentation des cypéracées dans les diagrammes polliniques (Diag. 4.1, 4.4). Un autre signe est la présence de macrorestes de *Dryas integrifolia* dans les sédiments du lac Dubuc ainsi qu'une augmentation de la CP à 30 000 grains/cm³ (tab. 4.1). Ils se propagèrent dans les environs et leur couverture était ouverte et non continue. C'est une zone de transition entre les paysages périglaciaires et de toundra.

Zone 1b: *Cyperaceae*-autres herbes

Les plantes herbacées se multiplièrent suffisamment pour former une toundra herbacée vers 13 000 ans AA. Cette toundra herbacée s'exprime par le maximum de représentation des herbes avec le *Salix herbacea*, les saxifrages et les Cypéracées, toujours accompagné de concentration pollinique faible (moins de 100 000 grains/cm³). Les herbes produisent peu

de pollen comparativement aux arbres (Richard, 1981). Les arbustes dont le *Salix* sp., le *Betula glandulosa* et l'*Alnus* devaient être en faible quantité dans le paysage régional. De plus, leur présence dans les macrorestes datés confirme qu'ils étaient situés à proximité des points d'échantillonnage, les lacs (tab. 4.1,4.2).

Le paysage ouvert que procurait la toundra herbacée permettait toujours l'enregistrement de grains de pollen de source extra régionale, comme l'illustrent les niveaux élevés de certains arbres, dont *Pinus banksiana*, *Picea mariana*, et *Abies balsamea*. La faiblesse des influx de ces espèces confirme qu'elles étaient absentes ou du moins très rares sur le territoire (diag. 4.2, 4.5).

La durée de cette toundra herbacée varie entre les sites. Pour le lac Dubuc, cette phase ne perdure que 500 ans alors qu'au site du lac Clinton, le plus en altitude, elle excède 1500 ans, et l'on peut même y distinguer deux sous-zones (1b₁ et 1b₂) avec la présence de *Caryophyllaceae* dans la première, suivi d'une présence de *Thalictrum*. Cette succession dans la toundra herbacée pourrait aussi avoir eu lieu au site du lac Dubuc; toutefois, le pas analytique ne permet pas de la distinguer. Pour le décalage temporel qui survient entre les deux sites, cela pourrait être influencé par le microclimat qui a favorisé le maintien de la toundra herbacée et une migration végétale plus tardive en altitude. Les deux sites sont en effets bien datés à la base, ce qui exclut une erreur chronologique.

Zone 1c: *Betula* arbustif

À la zone 1c, on observe l'installation d'arbustes au sein de la toundra herbacée qui se traduit, entre autres, par une augmentation substantielle de la concentration pollinique dépassant les 100 000 gr/cm³ (Diag. 4.1, 4.4). Cette zone est caractérisée par la dominance du pollen de *Betula* (de 20 à 50% selon les endroits) attribuable au bouleau arbustif (diamètre des grains de pollen ≤ 23 μm ; Diag. 4.3, 4.7). Le paysage végétal de la zone 1c correspondrait à une toundra arbustive à bouleau glanduleux s'apparentant à celle identifiée dans les spectres de surface du Nouveau-Québec (Richard, 1981; Gajewski, 1991).

Les arbustes sont bien diversifiés. Les *Salix* spp., l'*Alnus* type *crispa*, l'*Acer spicatum* et les Ericaceae accompagnent le *Betula glandulosa* (Diag. 4.1 et 4.4). Les macrorestes soutiennent leur présence (tab 4.1,4.2). La shepherdie du Canada (*Shepherdia canadensis*) et le myrique baumier (*Myrica gale*) étaient également présents, mais ceux-ci évoluaient surtout près des berges du lac. Les herbes sont toujours présentes, bien que leur représentation pollinique diminue (Diag. 4.1, 4.4). D'ailleurs, les influx nous montrent que plusieurs herbes, les Cyperaceae et les Poaceae occupent toujours une place importante dans le paysage (Diag. 4.2, 4.5).

L'installation de ce type de végétation traduit un réchauffement du climat qui leur est plus propice. Toutefois, le climat resta froid puisque les arbres ne étaient pas encore présents. Cette période se termine lorsque le saule nain et le bouleau glanduleux sont en diminution.

La densification de la végétation semble se refléter non seulement par une hausse des concentrations polliniques (CP), mais également dans la nature des sédiments (Fig. 4.4, 4.5, 4.6). La courbe de la perte au feu montre, à la fin de cette zone, une plus grande proportion de matériel organique, accompagnée d'une baisse significative du matériel inorganique détritique.

L'occupation grandissante du territoire par des espèces arbustives entraîne une diminution de la représentation des taxons arborescents tels le *Pinus*, le *Picea* et l'*Ulmus*, apportés de loin par le vent ainsi que des faibles producteurs polliniques locaux et régionaux telles que les herbes. Les genres arborescents ont des influx polliniques faibles de moins de 500 grains/cm²/an, mais cela n'exclut pas qu'ils pouvaient être présents sur le territoire; mais ils étaient marginaux et sûrement des éléments secondaires du paysage régional. L'apport de leurs grains est majoritairement d'origine lointaine et ils sont transportés par les masses d'air et concentrés par l'eau via le ruissellement ou les affluents des lacs. Toutefois, les taxons de bouleaux et autres arbustes ont commencé à coloniser le territoire; une bonne partie de leur apport pollinique est donc local ou régional.

Phase d'Afforestation (Zone 2)

Cette zone représente la période d'afforestation. Elle débute vers 12 000 ans AA pour les zones en basse altitude alors qu'au site le plus élevé, le lac Clinton, c'est vers 11 000 ans AA, et elle se termine environ 2000 ans plus tard. L'influx pollinique des *Betula*, des *Abies* et des *Pinus* atteint des maximums (Diag. 4.2, 4.5, 4.8). Ils sont aussi accompagnés d'une augmentation de la représentation des *Fraxinus nigra*, d'*Ulmus* et de *Quercus*. Le *Pinus cf. banksiana* est en déclin et laisse sa place au *Pinus strobus* jusqu'à nos jours. Avant la période coniférienne, le *Pinus cf. banksiana* a le dessus sur le *Pinus strobus* en terme de pourcentage (15-30% et 5% et moins) et d'influx (250 grains/cm²/an et moins de 100 grains/cm²/an).

Toutefois, cette dominance coniférienne est plus marquée du côté des influx polliniques. On remarque la progression constante du *Pinus strobus* qui passe de 1000 à 4000 grains/cm²/an lors de cette période. De leur côté, *Picea mariana* et *Abies balsamea* sont sensiblement constants durant cette période soit autour de 500 grains/cm²/an. L'influx total de pollen progresse, passant de 50 000 à 100 000 grains de pollen/cm²/an. Les autres sites de la région montrent aussi cette augmentation vers l'an 9000 ans AA. L'influx des grains de bouleaux atteint un maximum à 3500 grains/cm²/an au milieu de cette période, puis il diminue par la suite jusqu'à 2000 grains/cm²/an. Entre 10 800 et 11 800 AA, la concentration pollinique des échantillons double, passant de 100 000 à 200 000 grains par centimètre cube.

De plus, on assiste à une chute marquée des Cypéracées puisqu'elles laissent place à des espèces arbustives qui créent une couverture dense et empêchent le maintien des espèces de cette famille. Cela nous indique donc que l'apport des grains de pollen provient surtout des populations végétales principalement locales et régionales. L'apport de matière inorganique produite sur les bassins versants des lacs est de moins en moins important au fur et à mesure que l'humus se constitue, et il devient infime à la fin de cette phase (Fig. 4.4, 4.5, 4.6).

Les assemblages polliniques traduisent une invasion des arbres dans la végétation régionale et la fermeture progressive du couvert arborescent (Diag. 4.1, 4.4, 4.7; Tab. 4.4, 4.5, 4.6). Cette afforestation est constituée dans un premier temps de pessières régionales ouvertes, et dans un deuxième de sapinières à bouleaux blancs ouvertes aussi. Le sapin (*Abies balsamea*) étant polliniquement sous-représenté (Delcourt et coll., 1984), un faible pourcentage est observé, mais il est constant. Il s'accompagne d'un maximum dans les influx permettant d'en déduire sa dominance (Diag. 4.1, 4.2, 4.4, 4.5). Le bouleau blanc (*Betula papyrifera*) identifié d'après le diamètre des grains (Diag. 4.3, 4.6 et 4.9), ne devait pas être très abondant au sein d'une forêt de conifères, car c'est un genre fortement surreprésenté par le pollen (Ritchie, 1987).

Zone 2a: *Betula-Picea-Pinus*

Cette période se déroule sur 800 ans dès que les épinettes s'installent jusqu'au moment où les bouleaux atteignent un maximum dans les diagrammes polliniques. Un décalage s'observe entre le site du lac Clinton et celui du lac Dubuc, ce qui a pour effet que cette phase se termine dans les zones entourant le lac Mégantic alors qu'elle ne fait que débiter en altitude (Lac Clinton) (Tab. 4.4, 4.5). Elle est caractérisée par des maximums d'influx de *Picea* type *mariana* et de *Pinus* cf. *P. banksiana*. Cependant, elle admet déjà la présence d'*Abies balsamea*, puisqu'il y a une tendance à la hausse de ses influx même s'ils sont faibles par rapport aux autres espèces dû à sa sous-représentation pollinique. Les bouleaux glanduleux (*Betula glandulosa*) font maintenant place aux bouleaux blancs (*Betula papyrifera*) (Diag. 4.3, 4.6). Il y a aussi du mélèze (*Larix laricina*), mais surtout sans doute en bord de rive en raison de sa sous-représentation pollinique extrême. Durant cette période, le couvert de la pessière était encore relativement ouvert puisqu'on observe encore une bonne représentation des Cypéracées, des saules (*Salix*) et des aulnes crispés (*Alnus* type *crispa*) qui pouvaient croître due à la lumière disponible entre les arbres; une forte progression de la concentration pollinique est observable, elle double ou triple selon les sites. De plus, l'aulne a dû jouer un rôle dans la fixation de l'azote atmosphérique, enrichissant les sols (Huss-Danell et coll., 1999).

Au lac Clinton, l'afforestation est bien marquée, comme ailleurs en général dans le Québec forestier, avec une pessière à épinette noire alors qu'au lac Dubuc, il s'y développe simultanément une pessière et une sapinière à bouleau blanc. Les influx le corroborent (Diag.4.2, 4.5). Cette différence entre les deux sites pourraient s'expliquer par une vallée au climat plus chaud alors que le plateau a un climat plus froid ce qui a ralenti la migration de la sapinière vers le lac Clinton.

Zone 2b: *Abies-Betula*

Durant cette période, le couvert forestier se ferme graduellement puisque les concentrations polliniques atteignent des sommets ou plafonnent. Dans le paysage du Méganticois, on assiste à une diminution des Cypéracées et une hausse marquée des bouleaux blancs qui est confirmée par la présence de macrorestes. Ils se déploient sur le territoire en compagnie du sapin dont la représentation est élevée et stable. De plus, les essences thermophiles comme le chêne (*Quercus*), l'orme (*Ulmus*), le frêne (*Fraxinus*) et le pin blanc (*Pinus strobus*) commencent à s'installer dans la région. Le décalage entre les sites Clinton et Dubuc est toujours important au début de cette zone; toutefois, il s'amenuise vers la fin de la zone. L'enregistrement pollinique débute au lac des Joncs. À la fin de cette période, la sapinière à bouleau blanc est présente sur l'ensemble du territoire.

Phase Forestière (Zone 3)

Vers 7300 ans AA, le domaine de l'érablière à bouleau jaune s'est installé. Les espèces secondaires comme la pruche du Canada (*Tsuga canadensis*), le hêtre à grandes feuilles (*Fagus grandifolia*) et les pins (*Pinus* sp). fluctuent en termes de pourcentage, sans doute selon les conditions changeantes de compétition et de climat. Durant cette période, on atteint des maximums de concentration de grains de pollen, de 300 000 à 500 000 grains/cm³ selon les sites.

Les influx de l'érable à sucre sont constants durant cette période (diag. 4.2, 4.5, 4.8). Une nouveauté s'observe toutefois puisque la communauté de bouleaux blancs est remplacée par celle dominée par le bouleau jaune (Diag. 4.3, 4.6, 4.9).

Zone 2b'-3a : *Betula-Pinus-Picea*

Cette période de transition entre la sapinière à bouleau blanc et l'érablière à bouleau jaune débute à différents moments sur le territoire, cependant, elle se termine vers 7300 ans AA. Le paysage forestier s'est fermé définitivement puisque les concentrations polliniques se sont stabilisées. On assiste au retrait des espèces de conifères au profit des feuillus, car les conditions climatiques changent.

L'influx total de pollen atteint un maximum durant cette période soit 16 000 grains/ cm²/an. Durant cette phase, on assiste à la montée de *Tsuga canadensis* qui passe de moins de 500 grains/cm²/an à plus de 2000 grains/cm²/an. L'épinette noire (*Picea type mariana*) restera présente en grande quantité jusqu'à la fin de cette transition. Les autres taxons sont sensiblement stables en termes d'influx.

Le paysage ressemble de plus en plus à une érablière avec une hausse des érables et une diminution des sapins; cependant les populations d'*Abies balsamea* demeurent importantes dans les endroits plus humides comme les creux du relief et proche des rives. Le *Quercus* est abondant durant cette période. Cette zone se caractérise par l'optimum de *Pinus strobus* qui se multiplie dans les alentours grâce aux conditions favorables du climat, et parce qu'ils ne font pas compétition aux *Abies balsamea* et aux *Acer spp.* à cause de leur grande taille.

Vers 8000 ans AA, on assiste à une augmentation du pourcentage de représentation des *Acer* et à une baisse de celle des *Pinus*. Cette tendance s'observe aussi dans le diagramme d'influx pollinique par le pin qui perd 5000 grains/cm²/an d'apport pour terminer à 1000 grains/cm²/an à la fin de cette période (Diag. 4.2,4.5,4.8). Pour l'érable, l'influx est sensiblement constant durant cette période soit autour de 250 grains/cm²/an. Du côté de la concentration pollinique, elle dépasse les 200 000 grains/cm³ à partir de 8000 ans AA. Cela montre que la végétation arborescente est bien installée.

Vers la fin de cette période, la forêt est caractérisée par une érablière à bouleau jaune qui est accompagnée surtout par le pin blanc.

Zone 3b : *Betula-Tsuga*

Le *Pinus strobus* qui était présent dans les premiers temps de l'érablière à bouleau jaune vers 7300 ans AA fut graduellement remplacé par du *Tsuga canadensis*. La pruche croît jusqu'à atteindre sa plus grande représentation vers 6000 ans AA, puis elle disparaîtra presque totalement du Méganticois, mais aussi du territoire nord-est américain en quelques centaines d'années dû à une infestation d'un insecte, il y a 5580 ans AA. L'arpenteuse de la pruche a profité d'une période sèche pour s'attaquer à cette dernière sur l'ensemble du territoire nord-américain (Davis, 1981; Webb, 1982; Allison *et coll.*, 1986; Bhiry et Filion, 1996; Fuller, 1998).

Zone 3c : *Betula-Pinus-Fagus*

La disparition subite de la pruche du paysage vers 5500 ans AA entraîna des changements importants dans l'abondance relative des autres espèces dans tout l'est de l'Amérique du Nord (Diag. 4.1, 4.4, 4.7). Ce phénomène a profité aux pins blancs (*Pinus strobus*), aux bouleaux jaunes (*Betula lutea*) et aux hêtres à grandes feuilles (*Fagus grandifolia*) jusque vers 3500 ans AA. Cette ouverture de la canopée offerte par la mort des pruches permit aussi aux populations de chênes (*Quercus* spp.), d'ormes (*Ulmus* spp.) et de frênes (*Fraxinus* spp.) de se maintenir dans cette érablière.

Zone 3d : *Betula-Pinus-Tsuga-Fagus*

À partir de 3500 ans AA, on assiste à une remontée des pourcentages de la pruche et à une hausse de ses influx ce qui montre qu'elle reprend une place dans le paysage du lac Dubuc, mais dans des proportions moins importantes qu'avant l'infestation; cela peut être dû au *Fagus grandifolia* qui occupe une partie de son espace d'antan. Ils sont toujours accompagnés par l'*Acer saccharum* et le *Betula lutea*, les espèces les plus abondantes de la sylve.

Zone 3e: *Betula-Picea-Tsuga*

Cette période s'est instaurée il y a 1750 ans AA. La forêt est semblable à l'actuelle, un paysage composé d'*Acer saccharum* et de *Betula lutea* avec des éléments secondaires comme le *Tsuga canadensis*, le *Quercus* et le *Fagus grandifolia*. Cependant, l'influx de

Picea montre qu'elle est en croissance sur le territoire, bien qu'elle soit toujours un élément secondaire surtout associé aux sapins dans les milieux près des lacs et dans les dépressions (Diag.4.2, 4.5, 4.8). Il doit sans doute s'agir surtout de l'épinette rouge (*Picea rubens*) abondante de nos jours.

Zone 3f : *Ambrosia*

Cette zone reflète l'influence anthropique et correspond à des pourcentages faibles, mais significatifs de l'herbe à poux (*Ambrosia*) dans les diagrammes (1-10%) (McAndrews, 1966; Richard, 1975). Elle traduit l'arrivée des colons dans la région du Méganticois vers 1850 jusqu'à nos jours (Loewen et Simard, 2007). Un léger refroidissement du climat pourrait expliquer la recrudescence d'*Abies balsamea* et de *Picea* type *mariana* durant cette phase. Cette phase a seulement été détectée par les analyses des sédiments de l'interface eau-sédiment du lac Clinton. Bien qu'au lac Dubuc nous en observons des traces, il n'y a pas suffisamment de niveaux analysés pour identifier clairement une zone historique. La période historique se déroule sur l'ensemble du territoire; son absence dans les assemblages polliniques des deux autres sites s'explique par un pas d'analyse trop espacé ou par le fait que cette période est souvent contenue dans l'interface eau-sédiment qui n'a pas été récupérée aux deux autres lacs.

4.4 Données anthracologiques

Les données anthracologiques reposent sur l'analyse de deux types de charbons: les microcharbons, particules plus petites que 160 microns et les mésocharbons, particules plus grandes que 160 microns. L'interprétation des résultats sera effectuée séparément pour chacun des types de charbons.

4.4.1 les microcharbons

Les figures 4.8, 4.9 et 4.10 présentent les résultats obtenus de l'analyse de microcharbons. Les niveaux analysés respectent le même pas analytique que les analyses polliniques (Tab 3.1). Étant donné que les niveaux analysés ne sont pas contigus, des événements de feu ne peuvent être établis. Les données peuvent toutefois générer des tendances. Le tableau 4.7

illustre les nombres d'enregistrements au-dessus de la moyenne en fonction de la zone d'assemblage pollinique présente aux sites étudiés.

Tableau 4.7: Répartition des épisodes au-dessus de la moyenne selon le site et la zone d'assemblage pollinique pour les microcharbons

ZAP	Nombre d'enregistrements au-dessus de la moyenne				% d'enregistrements au-dessus de la moyenne			
	Lac Clinton	Lac Dubuc	Lac des Joncs	Total par ZAP	Lac Clinton	Lac Dubuc	Lac des Joncs	% par ZAP
3f	0	0	0	0	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
3e	5	1	1	7	19,2%	3,3%	9,1%	10,4%
3d	1	0	2	3	3,8%	0,0%	18,2%	4,5%
3c	3	2	0	5	11,5%	6,7%	0,0%	7,5%
3b	4	2	0	6	15,4%	6,7%	0,0%	9,0%
2b'-3a	3	8	4	15	11,5%	26,7%	36,4%	22,4%
2b	3	6	4	13	11,5%	20,0%	36,4%	19,4%
2a	2	3		5	7,7%	10,0%		7,5%
1c	0	2		2	0,0%	6,7%		3,0%
1b	2	2		4	7,7%	6,7%		6,0%
1ab	3	1		4	11,5%	3,3%		6,0%
1a	0	3		3	0,0%	10,0%		4,5%
Total par site	26	30	11	67	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%

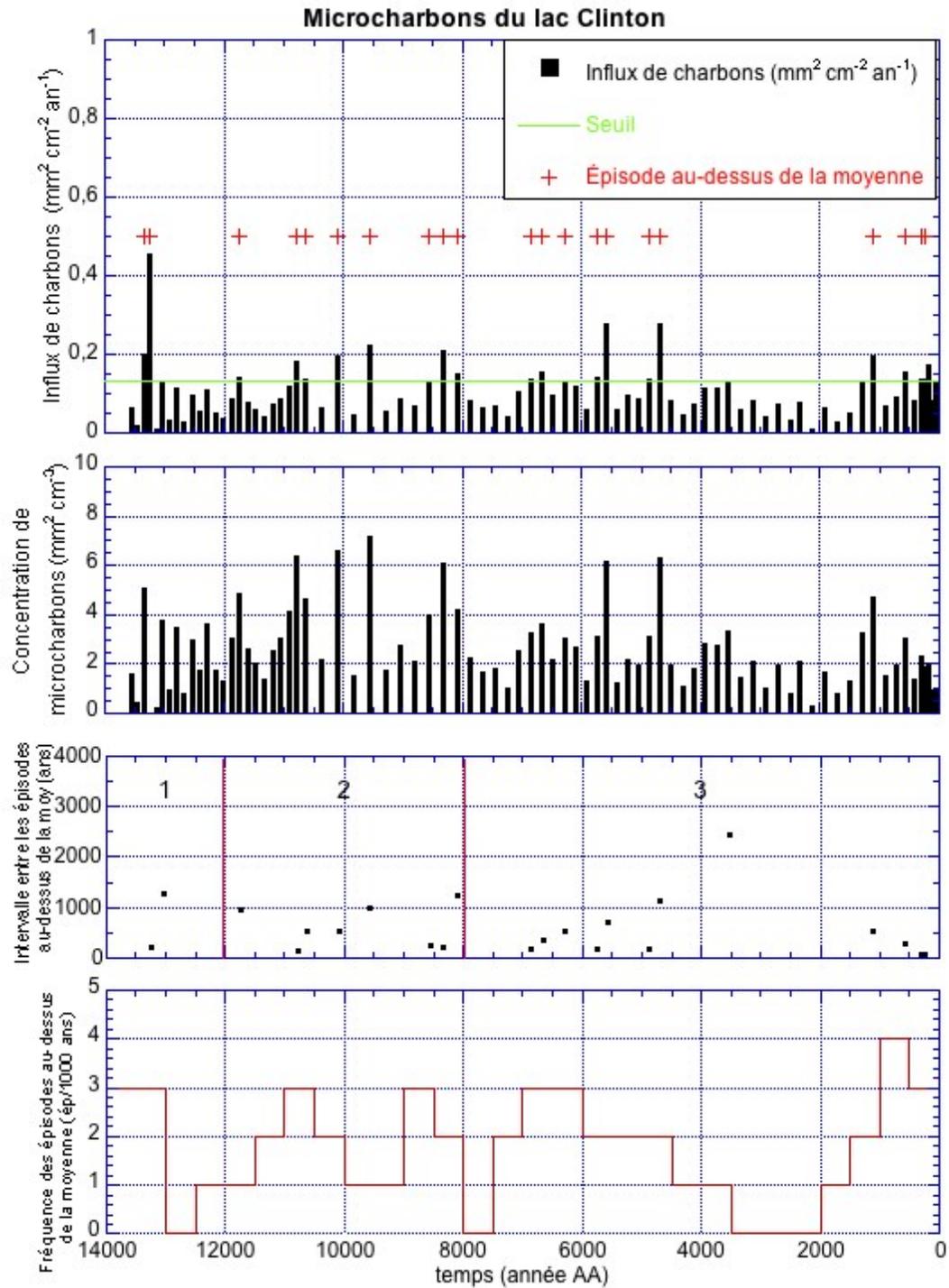


Figure 4.8: Représentation des microcharbons du lac Clinton : 1) celui du haut représente les influx de charbons obtenus pour chacun des niveaux et les (+) rouges représentent les enregistrements qui sont au-dessus de la moyenne des influx de charbons obtenus durant la phase forestière, 2) les concentration de microcharbons pour chacun des niveaux, 3) l'intervalle de temps entre les enregistrements au-dessus de la moyenne, où les lignes rouges représentent les charnières des périodes anthracologiques et 4) celui du bas représente la fréquence des enregistrements au-dessus de la moyenne par mille ans.

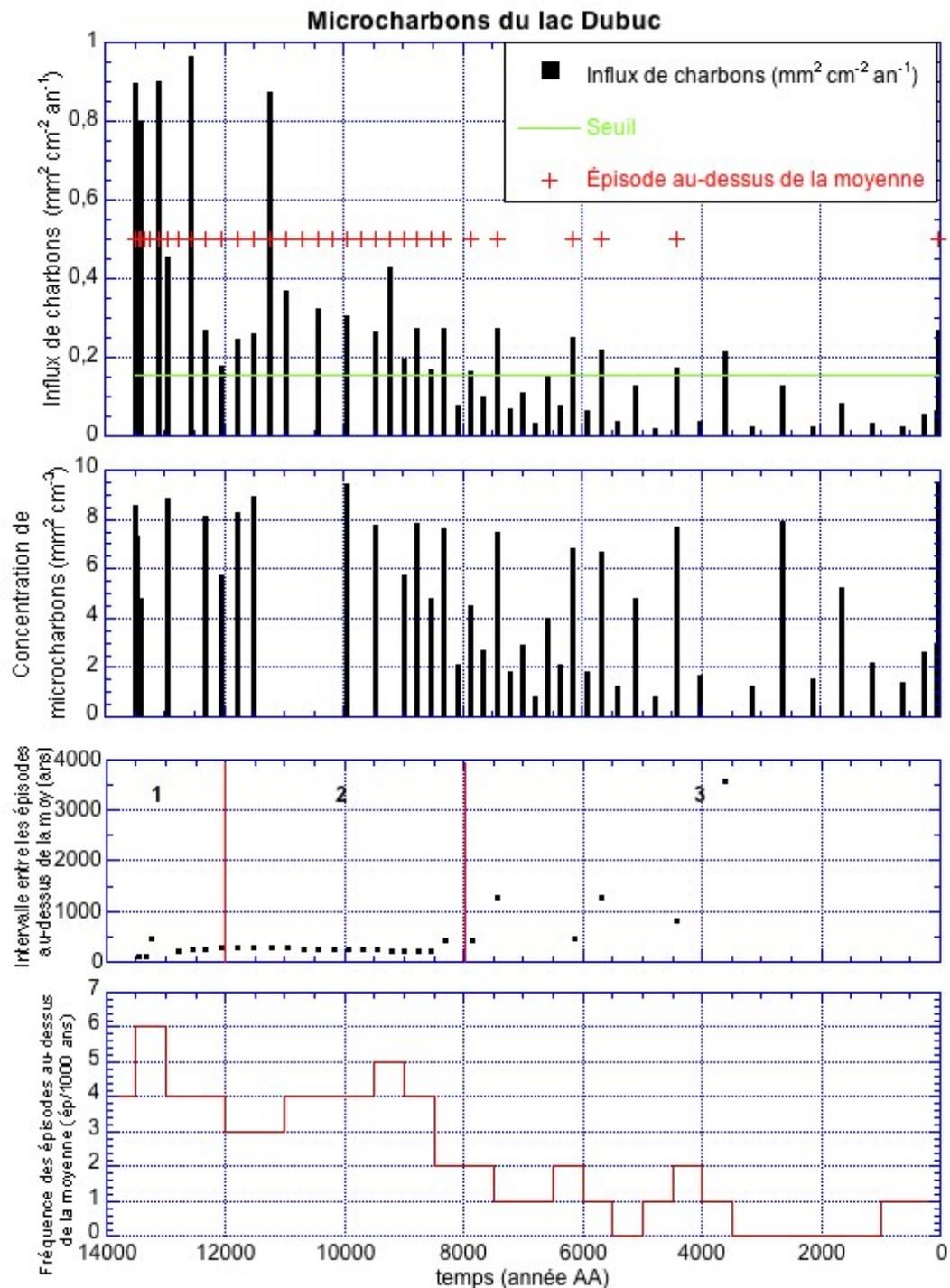


Figure 4.9: Représentation des microcharbons du lac Dubuc : 1) celui du haut représente les influx de charbons obtenus pour chacun des niveaux et (+) rouges représentent les enregistrements qui sont au-dessus de la moyenne des influx de charbons obtenus durant la phase forestière, 2) les concentration de microcharbons pour chacun des niveaux, 3) l'intervalle de temps entre les enregistrements au-dessus de la moyenne, où les lignes rouges représentent les charnières des périodes anthracologiques et 4) celui du bas représente la fréquence des enregistrements au-dessus de la moyenne par mille ans.

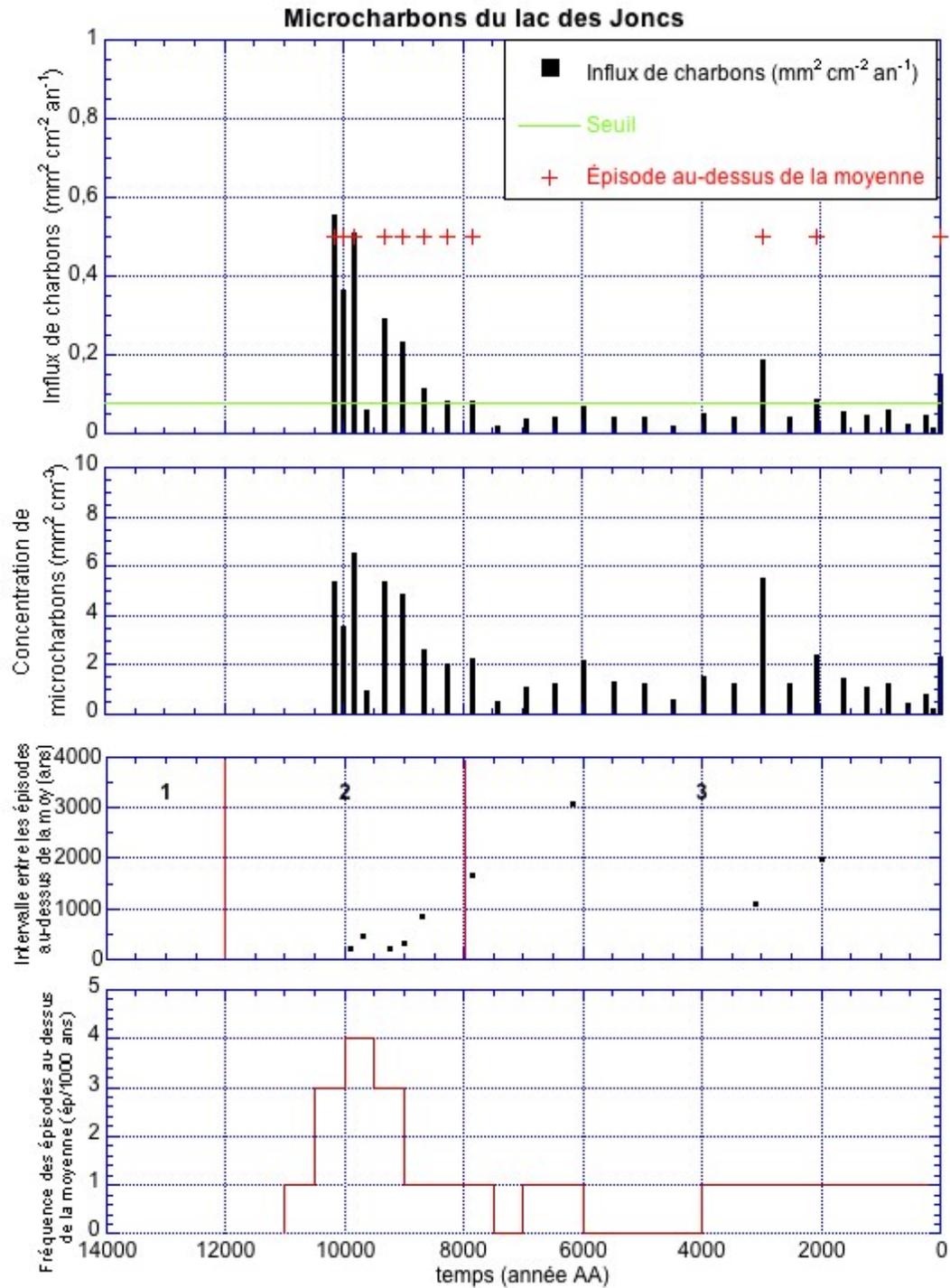


Figure 4.10: Représentation des microcharbons du lac des Joncs: 1) celui du haut représente les influx de charbons obtenus pour chacun des niveaux et les (+) rouges représentent les enregistrements qui sont au-dessus de la moyenne des influx de charbons obtenus durant la phase forestière, 2) les concentration de microcharbons pour chacun des niveaux, 3) l'intervalle de temps entre les enregistrements au-dessus de la moyenne, où les lignes rouges représentent les charnières des périodes anthracologiques et 4) celui du bas représente la fréquence des enregistrements au-dessus de la moyenne par mille ans.

L'analyse de ses anomalies positives et négatives des trois sites suggère une division en trois périodes d'activités anthracologiques pour l'ensemble de la région du lac Mégantic. La première période se déroule du moment de la déglaciation jusqu'à environ 12 000 ans AA. Durant cette phase, il y a une faible incidence des feux sur la région étudiée. 13 enregistrements ont été identifiés comme au-dessus de la moyenne sur l'ensemble des sites étudiés (Tab 4.7; fig.4.8, 4.9, 4.10). Toutefois, la source de ces apports anthracologiques est sûrement dans un premier temps majoritairement d'origine lointaine et non à proximité des lacs Clinton et Dubuc, puisque le paysage est très épars et constitué de peu de combustibles. Par la suite, cet apport lointain diminue et les conditions régionales sont mieux représentées dans les enregistrements. Les enregistrements positifs sont peu nombreux. Cette période correspond à la phase végétale non-arbustive et ouverte qui se traduit par des quantités infimes de combustibles disponibles pour le déclenchement d'événement de feux.

La deuxième période se déroule de 12 000 à 8 000 ans AA, elle se produit principalement dans la phase d'afforestation. Au cours de cette période, les sites étudiés enregistrent le plus grand nombre d'événements positifs soit 33 (Tab 4.7, fig.4.8, 4.9, 4.10). Dans un premier temps, elle se déroule dans une pessière ouverte (ZAP 2a), puis dans une sapinière fermée (ZAP 2b) et finalement, dans une forêt en transformation (ZAP 2b'-3a). En raison de la forte incidence des feux, on observe une diminution de la représentation d' *Abies balsamea* qui est une essence peu tolérante aux feux au profit d'espèces plus tolérantes comme le *Pinus banksiana* (Heinselman, 1981). Vers la fin de cette période, la présence de feux combinée à un réchauffement du climat semble favoriser les espèces feuillues au détriment des espèces conifériennes, sauf le *Pinus banksiana* et *Tsuga canadensis*.

La dernière période se déroule depuis 8000 ans AA, l'enregistrement des microcharbons semble indiquer une quatrième période où il y a une faible influence des feux sur le territoire. Cela peut s'expliquer par le fait que la nouvelle composition de la forêt, l'érablière (ZAP 3), ne fournit plus les conditions nécessaires pour soutenir une forte incidence des feux. 21 événements sont détectés sur le territoire au cours de cette période (Tab 4.7,

fig.4.8, 4.9, 4.10). Dix de ces événements se sont produits au début de cette phase et seraient associés à une période plus sèche et chaude correspondant à l'optimum climatique de l'Holocène qui s'est terminée il y a 5400 ans AA. Les conditions climatiques auraient pu fournir l'élément déclencheur à de nombreux feux, la foudre.

4.4.2 Les mésocharbons

L'analyse des mésocharbons s'est effectuée avec un pas continu de 1 cm sauf pour quelques niveaux où les sédiments n'étaient plus disponibles puisqu'ils avaient été utilisés préalablement pour des analyses de macrorestes ayant servi à la datation radiocarbone (Tab 2.1). Les résultats obtenus sur le nombre d'événements de feux peuvent donc être inférieurs à la réalité en raison de ces lacunes analytiques variant de 10 à 400 ans.

Les figures 4.11, 4.12 et 4.13 illustrent les différentes composantes obtenues de l'analyse des mésocharbons pour chacun des sites. Le tableau 4.8 montre les épisodes de feux en fonction de la végétation présente sur le territoire au même moment.

Certains pics n'ont pas été retenus comme des événements locaux de feux puisqu'ils ne se distinguaient pas statistiquement d'un événement précédent ou que leur valeur n'était pas différente des valeurs des seuils ou que la source du signal n'est statistiquement pas uniquement associée aux feux locaux.

L'analyse anthracologique des mésocharbons a permis l'identification de 35 feux à proximité des trois lacs sur une durée de 13 500 ans AA (tab 4.8). Contrairement aux deux autres lacs, l'enregistrement débute seulement vers 10 200 ans. 223 données non nulles sont des maximums non significatifs parce que leur valeur est sous les valeurs combinées de C_{seuil} et $C_{\text{background}}$ ou qu'elles se trouvent dans des secteurs manquants d'une des carottes sédimentaires des différents sites. La majorité des feux se sont produits durant la phase d'afforestation (2a, 2b). Ainsi, la majorité des feux ont eu lieu alors que la pessière était bien établie dans le paysage. L'enregistrement du premier feu a été obtenu au lac Dubuc, il y a 13 100 ans AA, alors que le paysage végétal régional était caractérisé par la toundra

Tableau 4.8: Répartition des épisodes de feux selon le site et la zone d'assemblage pollinique pour les mésocharbons

ZAP	Nombre d'épisodes de feu				% des épisodes de feu			
	Lac Clinton	Lac Dubuc	Lac des Joncs	Total par ZAP	Lac Clinton	Lac Dubuc	Lac des Joncs	% par ZAP
3f	0	0	0	0	0,0%	0,0%	0,0%	0%
3e	2	2	0	4	20,0%	11,8%	0,0%	11,4%
3d	0	0	3	3	0,0%	0,0%	37,5%	8,6%
3c	0	0	0	0	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
3b	0	1	0	1	0,0%	5,9%	0,0%	2,9%
2b'-3a	0	3	3	6	0,0%	17,6%	37,5%	17,1%
2b	1	6	2	9	10,0%	35,3%	25,0%	25,7%
2a	4	3		7	40,0%	17,6%		20,0%
1c	2	0		2	20,0%	0,0%		5,7%
1b	1	0		1	10,0%	0,0%		2,9%
1ab	0	2		2	0,0%	11,8%		5,7%
1a	0	0		0	0,0%	0,0%		0,0%
Total par site	10	17	8	35	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%

herbacée éparse. Le dernier épisode de feu capté s'est produit vers 160 ans AA et le paysage était semblable à l'actuel. Le dernier feu survenu dans la région s'est produit au cours des années 1930 (20 ans AA) et n'a pas été détecté dans l'analyse puisque les échantillons du KB couvrant la période depuis l'arrivée des colons (150 ans AA) n'ont pas été analysés.

Bien que les mésocharbons illustrent les feux proximaux qui se sont produits autour de chacun des lacs, les trois lacs ont une histoire locale semblable qui permet de distinguer quatre périodes depuis le retrait des glaces (Tab 4.8; Fig. 4.11, 4.12, 4.13). La première période se déroule de 13 500 à 12 000 ans AA et deux épisodes de feux ont été enregistrés au lac Dubuc contrairement à aucun pour le lac Clinton. Elle est caractérisée à ses débuts par un désert périglaciaire puis à une toundra herbacée éparse.

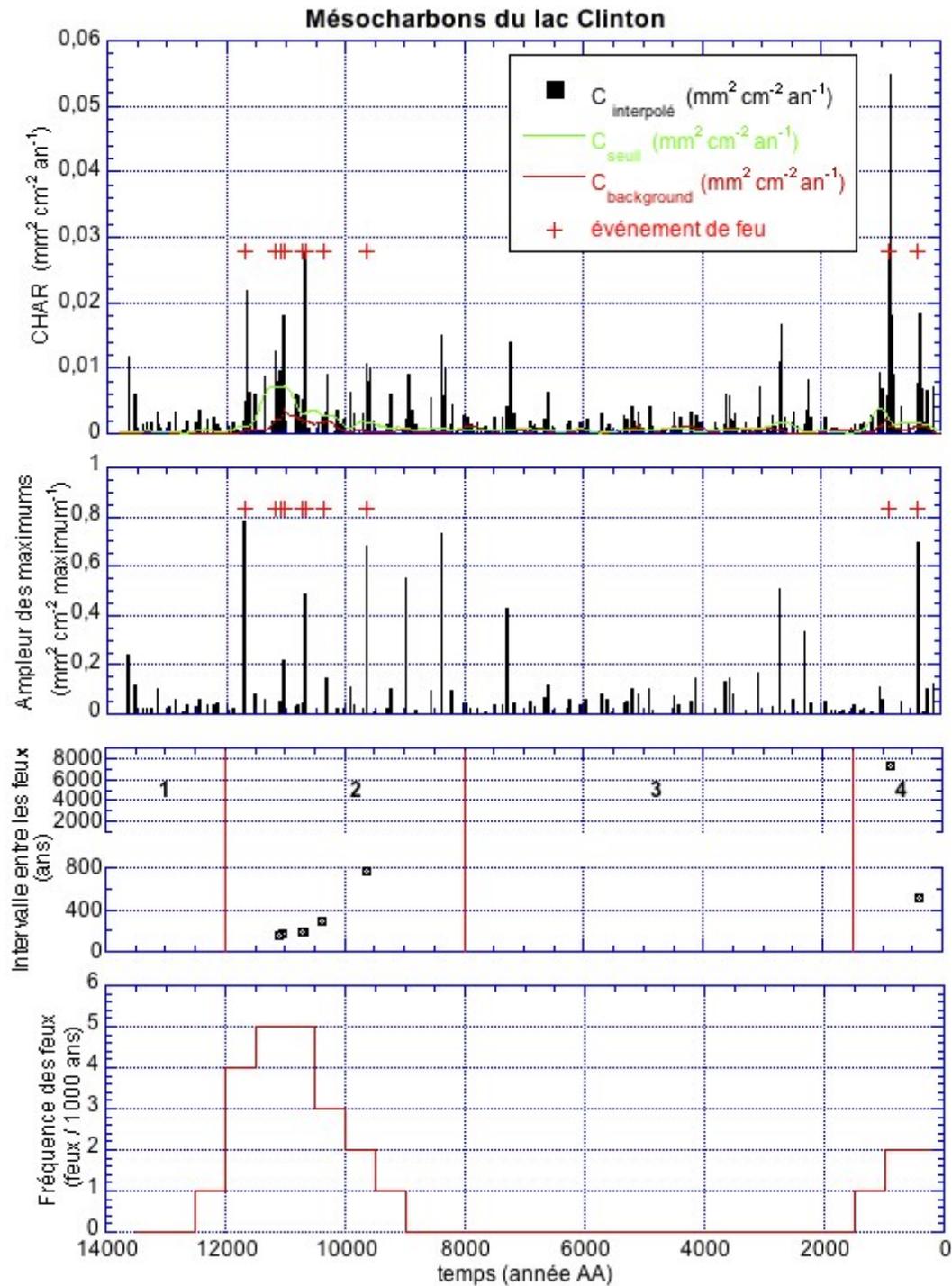


Figure 4.11: Représentation des mésocarbons du lac Clinton: 1) celui du haut représente les influx de charbons obtenus pour chacun des niveaux et les (+) rouges représentent les événements de feu; 2) représente l'amplitude des maximums de mésocarbons pour chacun des niveaux, 3) illustre l'intervalle de temps entre les événements de feu, où les lignes rouges représentent les charnières des périodes anthracologiques et ; 4) celui du bas représente la fréquence des feux par millénaire

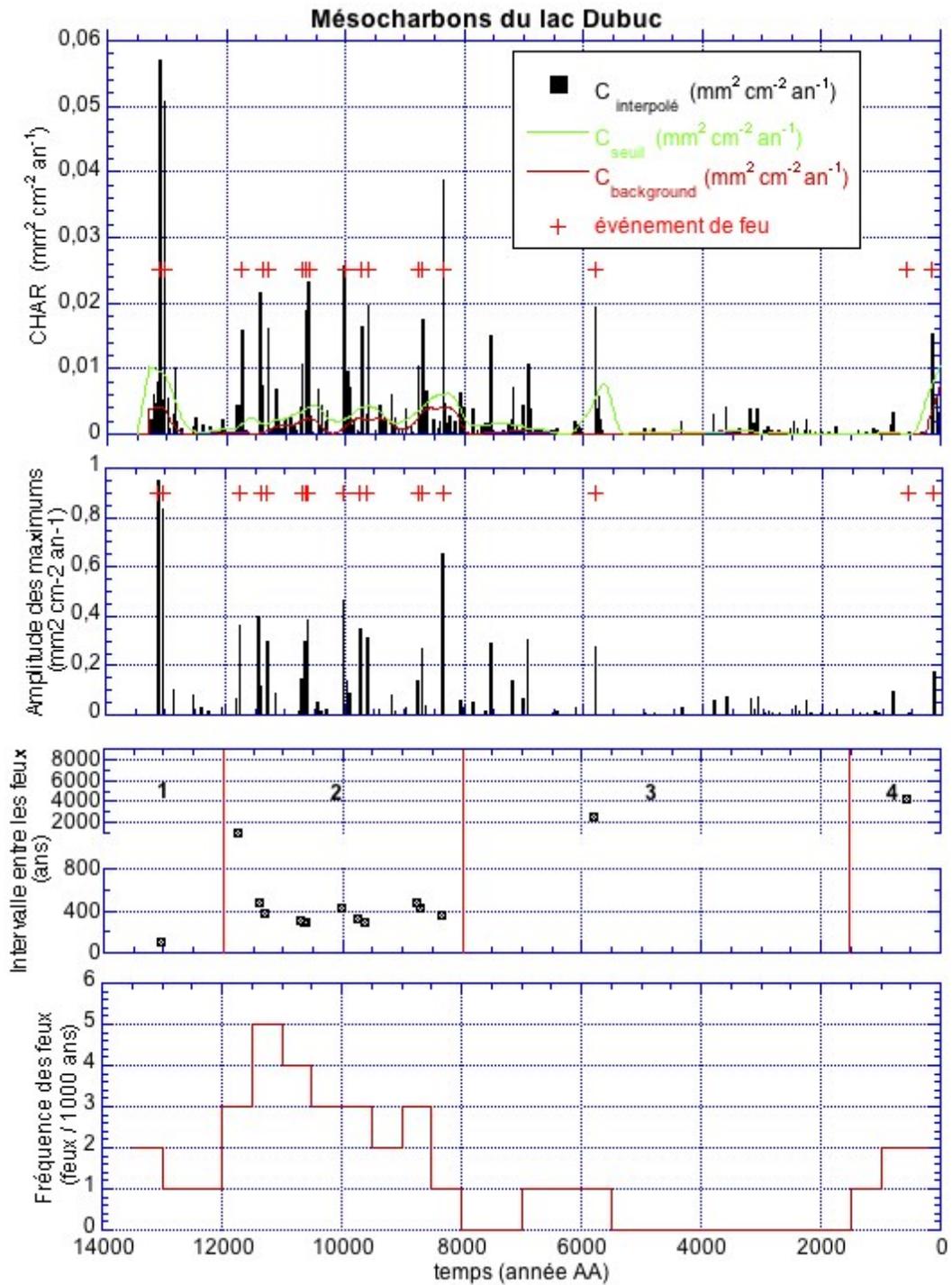


Figure 4.12: Représentation des mésocarbons du lac Dubuc: 1) celui du haut représente les influx de charbons obtenus pour chacun des niveaux et les (+) rouges représentent les événements de feu; 2) représente l'amplitude des maximums de mésocarbons pour chacun des niveaux, 3) illustre l'intervalle de temps entre les événements de feux, où les lignes rouges représentent les charnières des périodes anthracologiques et; 4) celui du bas représente la fréquence des feux par millénaire

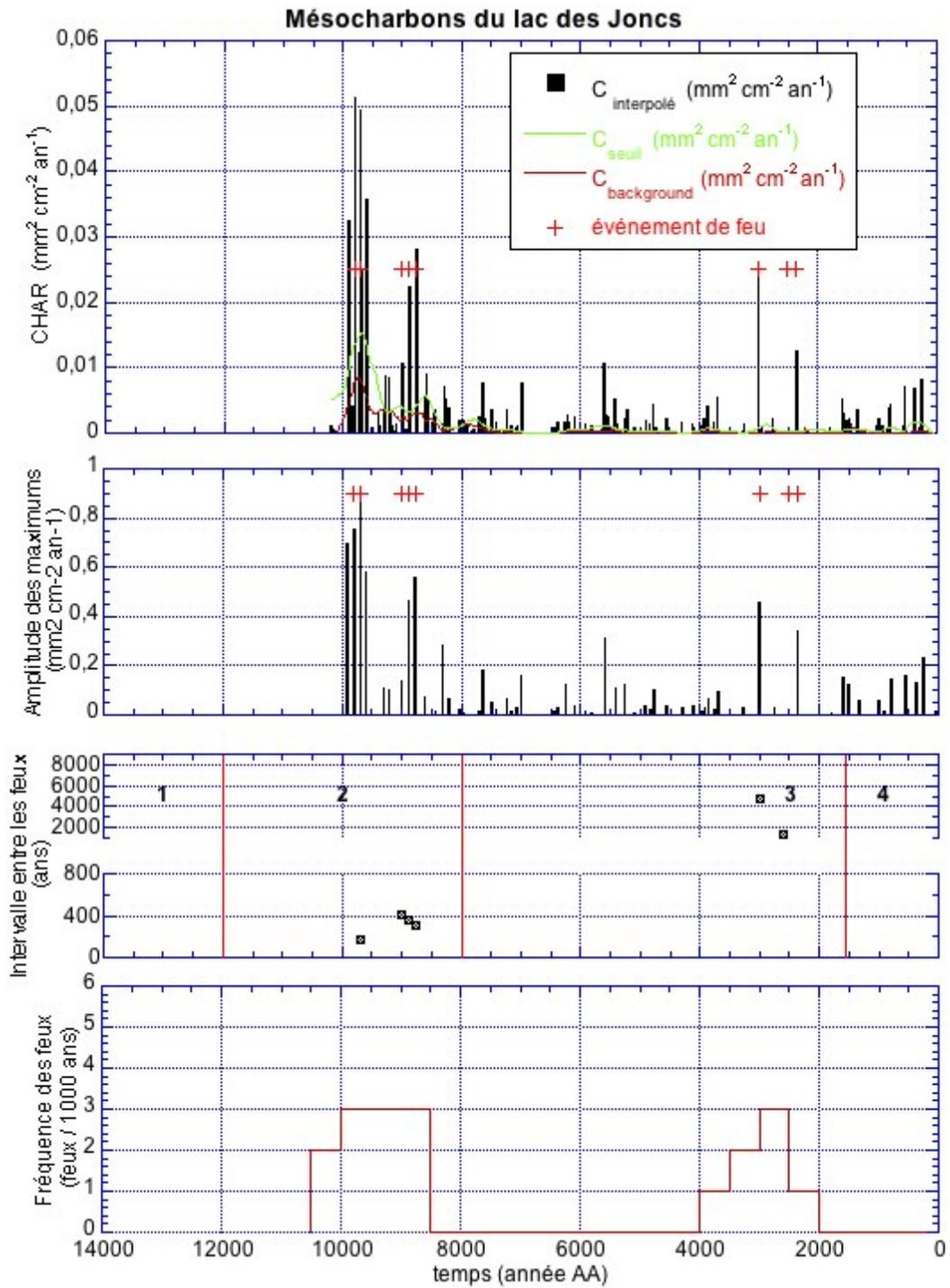


Figure 4.13: Représentation des mésoscharbons du lac des Joncs: 1) celui du haut représente les influx de charbons obtenus pour chacun des niveaux et les (+) rouges représentent les événements de feu; 2) représente l'amplitude des maximums de mésoscharbons pour chacun des niveaux, 3) illustre l'intervalle de temps entre les événements de feux, où les lignes rouges représentent les charnières des périodes anthracologiques et; 4) celui du bas représente la fréquence des feux par millénaire

Ce paysage presque désertique ne permet donc pas le déclenchement de feux. Malgré que le combustible soit disponible en faible quantité, les facteurs climatiques ou météorologiques tels que les éclairs pourraient expliquer leur présence. Les particules de charbons pourraient aussi avoir été apportées par les masses d'air.

La seconde période se déroule de 12 000 à 8000 ans AA. Elle se caractérise par une fréquence de feux élevée pour la région et 24 feux se sont produits (Tab 4.8; Fig. 4.11, 4.12, 4.13). Elle se caractérise par une fréquence moyenne de 3 feux/ millénaire. L'intervalle moyen entre les feux au début de cette période est de 180 ans. L'intervalle de feux retrouvé peut s'approcher de celui des régions subarctiques où les peuplements végétaux sont semblables à ceux des lacs Clinton et Dubuc à cette époque, soit une toundra arbustive et une pessière ouverte (Heinselman, 1981; Payette, 1992). La végétation évolue d'une pessière ouverte vers une sapinière fermée. La composition et la structure forestière favorisent le déclenchement et la propagation des feux, d'après leur enregistrement. C'est au cours de cette période que l'enregistrement sédimentaire débute au lac des Joncs. Aucune donnée n'est manquante dans cette zone, cependant certains pics n'ont pas été retenus par la modélisation vers la fin de cette période. Ils n'ont pas été identifiés comme des événements de feux locaux, toutefois, ils illustrent une période plus active. Ils ont été rejetés statistiquement puisque leur source locale n'a pu être confirmée.

La troisième période se déroule de 8000 à 1500 ans AA. La composition de la forêt était peu propice aux épisodes de feux puisqu'elle était essentiellement constituée d'espèces feuillues. Trois épisodes de feu ont été détectés au lac des Joncs, un au lac Dubuc et aucun au lac Clinton dans cette érablière à bouleau jaune, ce qui corrobore le cycle naturel de feu dans ce type de forêt qui peut être de plusieurs millénaires. Toutefois, quelques épisodes auraient pu être manqués aux lacs Dubuc et des Joncs puisqu'il y a quelques niveaux non traités dans cet intervalle. Les trois épisodes de feux enregistrés au lac des Joncs vers la fin de cette période ne sont pas expliqués par la composition forestière traduite par les données polliniques. Les facteurs climatiques ou météorologiques locaux pourraient être en cause. Ils sont associés à une remontée du niveau d'eau. Les charbons pourraient provenir de

l'accroissement des apports fluviaux, et représenter ainsi des incendies ayant eu lieu n'importe où dans les bassins versants de la rivière Arnold, ou du lac aux Araignées.

Depuis 5400 ans AA, le continent nord-américain connaît un refroidissement du climat, malgré deux anomalies majeures soit l'optimum climatique médiéval, qui a eu lieu entre 1100 et 700 ans AA, où le climat était plus chaud (Gajewski 1988; Hunt 2006), et le petit âge glaciaire où le climat était plus froid, et qui se déroule entre 600 et 100 ans AA (Wiles et coll., 1999).

La dernière période se déroule depuis 1500 ans AA.; deux épisodes feux ont été enregistrés aux abords des lacs Clinton et Dubuc (Tab 4.8). Contrairement aux deux autres sites, le lac des Joncs n'enregistre pas d'événement de feux locaux. La fréquence de feux est faible, mais c'est une hausse par rapport à la dernière période. La composition de l'érablière n'étant pas favorable au déclenchement d'épisodes de feux, les facteurs climatiques en place comme une période aux températures plus chaudes, l'optimum climatique médiéval, pourraient expliquer la présence de feux (Gajewski 1988; Hunt 2006).

Chapitre 5 Discussion

5.1 Paléophytogéographie de la région

Un décalage temporel est observé à ces deux sites du lac Clinton (526 m) et Dubuc (440 m) au Tardiglaciaire et durant l'afforestation du territoire; un écart de quelques dizaines de mètres serait suffisant pour causer des variations significatives du climat entre les lacs Dubuc et Clinton après la déglaciation. Cette différence pourrait aussi être expliquée en partie par la présence du lac Mégantic ainsi que les montagnes frontalières appalachiennes qui agissaient comme des barrières naturelles empêchant une progression rapide de la végétation entre les sites.

À l'aide de ces deux sites, nous pouvons donc établir la végétation qui colonisait les berges du site des Trois-lacs au moment de la présence des premiers paléoindiens vers 12 500 ans AA. Ils évoluaient dans un environnement dominé par la toundra arbustive dans les plaines alors qu'une toundra herbacée régnait sur les plateaux de la région.

La période d'afforestation est celle de l'instauration d'une pessière à épinette noire au lac Clinton et d'une pessière-sapinière dans les plaines (Fig. 5.1). Cette pessière-sapinière est aussi en place dans les sites frontaliers (Mott, 1977) et au lac Albion (Richard, 1975; Lavoie et Richard, 2000a). Par la suite, une sapinière à bouleau blanc ouverte se met en place sur l'ensemble du territoire. L'amélioration des conditions climatiques permet une progression plus rapide des premiers arbres sur le territoire (COHMAP, 1989). Les taxons boréaux sont favorisés, ce qui instaure une structure forestière qui est plus propice aux feux de forêt. Ces conditions vont perdurer jusqu'à la fin de la période d'afforestation où la sapinière à bouleau blanc est dominante vers 9500 ans AA.

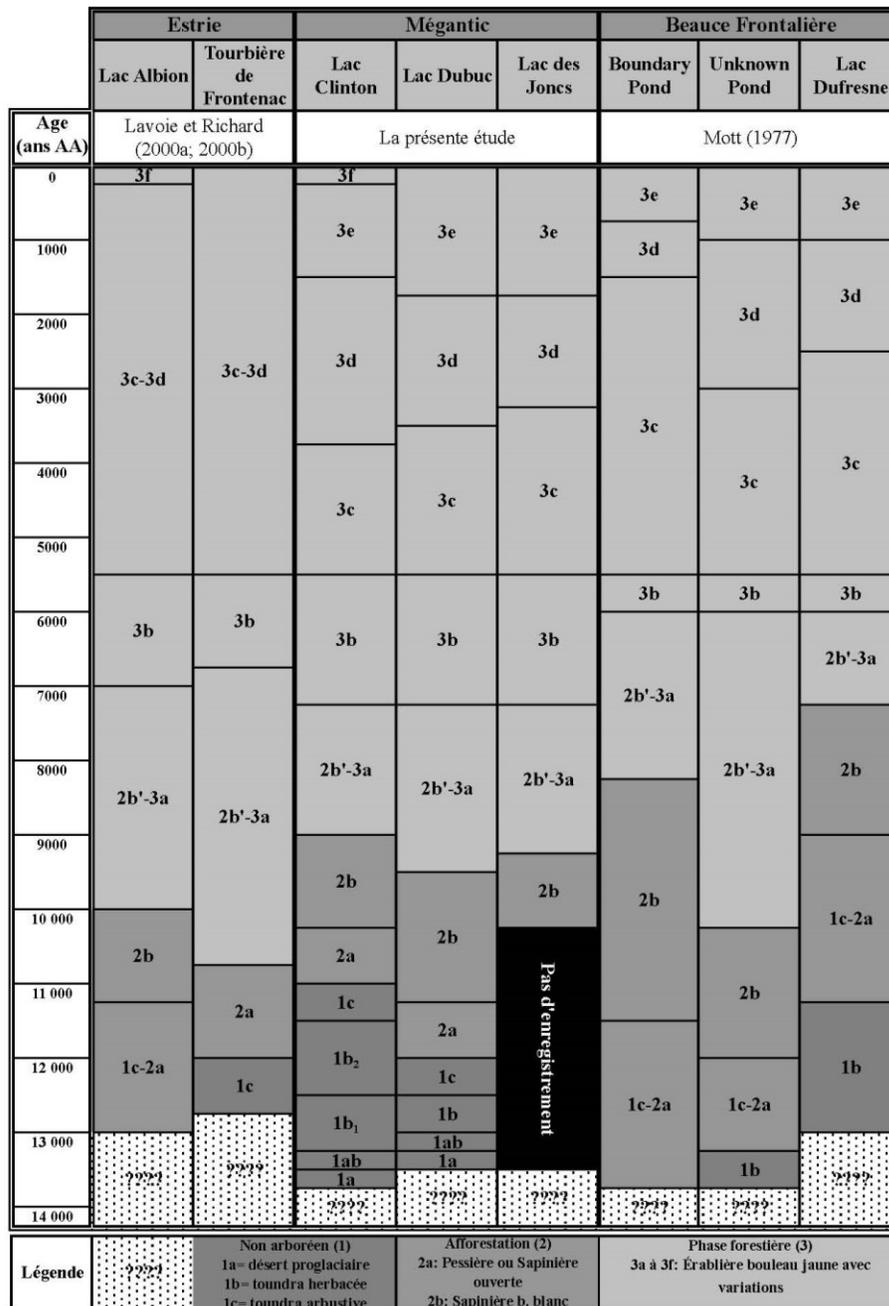


Figure 5.1: Synthèse de l'histoire postglaciaire de la végétation de la région du lac Mégantic et des régions environnantes: Les limites des assemblages polliniques identifiées par les différents auteurs ont été respectées et les dates représentées dans la figure ont été uniformisées en années étalonnées (AA). L'analyse des assemblages ont été refaites pour uniformiser les phases ainsi: le chiffre 1 correspond à la phase arbustive, le chiffre 2 à la phase d'afforestation et le chiffre 3 à la phase forestière. Les lettres correspondent aux différentes variations dans une phase.

Ce non-synchronisme entre les lacs Clinton et Dubuc va diminuer vers la fin de la période d'afforestation, avec un écart de 500 ans, et il sera quasi-absent durant la période forestière, car la différence de climat ne sera plus suffisamment importante pour causer des différences majeures dans le couvert forestier.

Toutefois, on remarque que le décalage est toujours important pour les sites de Mott (1977) localisés dans les montagnes frontalières. Ses sites de Boundary Pond et du Lac Dufresne montrent une période d'afforestation qui perdurera plus de mille ans après le site le plus élevé du Méganticois, le lac Clinton. Les sites localisés en plus basse altitude de Richard et Lavoie (2000a, 2000b) auront une période significativement plus courte d'afforestation à cause d'un climat favorable.

Après cette phase de sapinière, la forêt coniférienne va graduellement laisser place à l'érablière à bouleau jaune sur l'ensemble du territoire. Le paysage du Méganticois est dominé par l'érablière depuis 7300 ans AA. L'optimum climatique de l'Holocène moyen a favorisé l'établissement des taxons thermophiles qui la compose. Il y eut à travers le temps des variantes dans la composition floristique de ce domaine de végétation, à savoir des abondances ou des dominances successives du pin blanc et du chêne rouge (ZAP 3a), puis de la pruche (ZAP 3b), suivies du hêtre (ZAP 3c), ensuite, du hêtre et de la pruche (ZAP 3d), et finalement, du hêtre, du sapin et de l'épinette (ZAP 3e).

Le diagramme du lac des Joncs permet de confirmer la séquence obtenue aux lacs Dubuc et Clinton pour la période forestière de la région, malgré un pas analytique plus faible. Toutefois, la végétation locale actuelle diffère de celle du lac Dubuc et Clinton puisqu'elle est dominée par les herbacées alors que les abords de ces derniers sont colonisés par des arbres.

L'ensemble des sites de l'Estrie ou à la frontière canado-américaine montre les mêmes tendances que celles observées dans la région du Lac Mégantique (Fig 5.1). L'éloignement relatif des sites, de même que le pas analytique des auteurs peuvent expliquer les

différences obtenues dans l'interprétation des données puisque les conditions locales à chacun des sites sont différentes. Seuls les lacs Albion et Dubuc ont enregistré l'arrivée des colons dans leurs assemblages polliniques (ZAP 3f). L'absence de cette zone dans les autres sites est certainement due aux lacunes sédimentaires provoquées par la méthode d'échantillonnage.

L'étude des trois lacs dans la région de Mégantic a permis d'enrichir nos connaissances sur l'histoire postglaciaire au sud du Québec et de mieux comprendre les changements survenus au tardiglaciaire grâce à un pas analytique à haute résolution.

5.2 Paléoanthracologie de la région

5.2.1 Paléofeux: événements synchrones

Une comparaison entre les résultats du lac Clinton, et ceux du lac Dubuc et du lac des Joncs confirme les périodes identifiées et montre un synchronisme relatif entre dix épisodes au-dessus de la moyenne des influx de microcharbons pour l'ensemble de la période postglaciaire, entre au moins deux sites (Tab. 5.1a). La comparaison des épisodes de feux révélés par l'analyse des mésocharbons montre la quasi-synchronisme entre deux sites pour cinq événements (Tab. 5.1b). La correspondance entre les feux a été effectuée en considérant un intervalle de temps de 50 ans ou moins.

La totalité des correspondances d'événements enregistrés par l'analyse des mésocharbons se produit à l'Holocène supérieur, avant 8000 ans AA . En raison de la proximité des lacs, soit moins de dix kilomètres de distance, ce synchronisme relatif peut représenter un seul et unique feu. Si tel est le cas, le signal enregistré à plus de deux endroits reflète un feu sévère. Un indice qui semble corroborer cette hypothèse est illustré dans le graphique de l'ampleur des maximums qui sont plus élevés durant cette période coniférienne que celle associée à l'érablière (Fig 4.11, 4.12, 4.13). Le fait que ces événements ne soient pas associés

aux trois lacs simultanément, peut être dû à la topographie de la région ou à l'action de la barrière naturelle qu'est le lac Mégantic lors de la propagation d'un feu.

Tableau 5.1: Événements quasi-synchrones entre les sites du Méganticois

a) Données des microcharbons

	Lac Clinton			Lac Dubuc			Lac des Jons		
	Années AA	Conc. charbons (mm ² /cm ³)	Influx charbons (mm ² /cm ² /an)	Années AA	Conc. charbons (mm ² /cm ³)	Influx charbons (mm ² /cm ² /an)	Années AA	Conc. charbons (mm ² /cm ³)	Influx charbons (mm ² /cm ² /an)
1				40	9,40	0,2686	5	2,2900	0,1514
2				7870	4,51	0,1630	7855	2,2230	0,0829
3	8325	6,0800	0,2106	8315	7,60	0,2708	8275	2,0360	0,0811
4	8560	3,9700	0,1340	8540	4,80	0,1697			
5				8990	5,70	0,1977	9010	4,8360	0,2306
6				10180	35,80	1,1308	10145	5,3470	0,5537
7	10635	4,6500	0,1348	10680	36,97	1,1052			
8	11745	4,8600	0,1419	11790	8,30	0,2449			
9	13245	11,9900	0,4568	13240	124,10	10,2817			
10	13350	5,0500	0,1980	13335	37,46	5,1105			

b) Données des mésocharbons

	Lac Clinton			Lac Dubuc			Lac des Jons		
	Années AA	Conc. charbons (mm ² /cm ³)	Influx charbons (mm ² /cm ² /an)	Années AA	Conc. charbons (mm ² /cm ³)	Influx charbons (mm ² /cm ² /an)	Années AA	Conc. charbons (mm ² /cm ³)	Influx charbons (mm ² /cm ² /an)
1				8780	0,4389	0,0129	8780	0,2425	0,0099
2	9640	0,3532	0,0108	9620	0,8810	0,0220			
3				9740	0,4241	0,0106	9700	0,5123	0,0573
4	10680	1,0219	0,0294	10660	0,9932	0,0211			
5	10720	0,3720	0,0070	10720	0,4256	0,0129			

En ce qui a trait aux données de synchronisme associé aux microcharbons, les épisodes de synchronisme peuvent aussi représenter un seul et unique feu, mais pas nécessairement sur le territoire du Méganticois puisque la petite taille des particules permet un transport

lointain du lieu d'origine par les vents lorsqu'un feu très sévère produit une quantité importante de particules pouvant être émises dans l'atmosphère. La majorité des correspondances se produit aussi durant la période d'afforestation. Dans ce cas, les correspondances relatives pourraient représenter plus d'un feu. Le synchronisme traduirait une similarité dans la nature, la superficie brûlée, l'intensité ou le type de combustible dans un régime de feux entre deux secteurs. Cela nous a permis d'identifier un signal régional et les périodes les plus propices aux feux.

5.2.2 Paléoanthracologie au Québec

Les analyses anthracologiques sédimentaire à haute résolution qui ont été réalisées au Québec, se situent dans des environnements conifériens, soit en Abitibi (Carcaillet et coll., 1999, 2001; Ali et coll., 2008, 2009b) ou en Gaspésie (Asnong, 2001, Asnong et Richard, 2003). Les sites du Méganticois sont donc le siège des premières analyses mésoanthracologiques à être effectuées à l'extérieur de ce type de forêt. Pour les sites en Abitibi, la comparaison du tardiglaciaire et du début de l'Holocène est impossible puisque cette région était alors englacée.

L'étude des trois lacs dans la région du lac Mégantic a permis de distinguer 4 phases dans l'histoire des feux de la région. La première est la période qui a suivi immédiatement le retrait des glaces qui fut non influencée par les feux, ce malgré le fait qu'il y ait des enregistrements de charbons au lac Dubuc. L'abondance dans les concentrations de charbons peut être due à des particules lointaines qui ont été transportées par le vent, ou par l'eau de ruissellement provenant du bassin versant du lac. Cette période se termine vers 12 000 ans AA. S'il y a eu feu, ce devait être de petits feux qui n'ont pas entraîné de changement détectable dans la composition de végétation.

Dans les toundras herbacées et arbustives actuelles au nord du Québec, les fréquences de feux sont très faibles, ce qui est comparable à ce que nous avons obtenu dans cette étude (Payette et coll., 1989, Payette, 1992). Ceci est attribuable à discontinuité des plantes sur le territoire et non aux conditions climatiques en place.

La plus grande abondance de microcharbons au lac Dubuc vers 12 500 ans AA ne peut être associés à la communauté paléoindienne située à proximité. Les données sont trop fragmentaires et les occupations des paléoindiens sont trop courtes pour pouvoir détecter l'influence de l'homme sur la dynamique naturelle des feux, et si celui-ci a perturbé le cycle naturel. L'analyse des mésocharbons ne peut contribuer à la confirmation ou à l'infirmité de cette hypothèse puisque les points d'échantillonnage se trouvent à plus d'un kilomètre des sites archéologiques. Le lac des Joncs aurait pu fournir une réponse à l'impact des communautés paléoindiennes sur le régime des feux. Toutefois, l'enregistrement sédimentaire ne débute que vers 10 200 alors que les premières communautés sont présentes 2 300 ans plus tôt.

La seconde période illustre le moment où les événements de feux sont les plus importants au Méganticois, soit de 12 000 à 8000 ans AA avec des fréquences de feux de 3 à 5 épisodes par millénaire. Cela est bien inférieur aux périodes de haute incidence des feux en forêt boréale où les fréquences par millénaire peuvent dépasser les dix feux (Carcaillet et coll., 1999; Asnong, 2001). Une des raisons possible est que les sites du Méganticois n'ont jamais connu une forêt coniférienne fermée sur une assez longue période pour refléter une dynamique végétale fortement influencée par les feux. La faible occurrence des feux observés se produit dans un environnement d'afforestation. Toutefois, les feux s'étant produits dans cette phase refléteraient des feux plus sévères et extensifs puisque plusieurs des épisodes ont été enregistrés dans plus d'un lac. Des résultats similaires ont été obtenus dans une étude pédoanthracologique à la réserve Tantaré au nord de Québec, soit six feux entre 10 600 et 8000 ans AA (Talon et coll., 2005). Des conditions climatiques froides et sèches à cette période auraient permis le maintien d'un milieu ouvert jusque vers 9000 ans AA. Le réchauffement permit le déploiement de taxons thermophiles vers la fin de cette zone et une transition d'un milieu coniférien vers un milieu feuillu.

Les deux dernières périodes sont associées à une érablière à bouleau jaune. Le régime de feux de cette forêt varie actuellement de 1000 à 5000 ans (Optivert, 2010). Le régime de feux qui est en deçà de celui des forêts boréales, qui ont un intervalle moyen entre les feux

de 300 à 500 ans, est observé. La période entre 8000 et 1500 ans AA est caractérisée par une très faible occurrence des feux. Le réchauffement climatique entrepris dans la zone précédente se poursuivra jusque vers 5500 ans. Il fut suivi d'un refroidissement global du climat dû à la diminution de l'insolation estivale (Bartlein et coll., 1998). La structure et la composition des forêts ne permettaient pas une forte occurrence des feux. Toutefois, dans les sites en forêt coniférienne en Gaspésie, la fréquence des feux est maximale, alors qu'en Abitibi, la fréquence est plutôt faible avec 4 événements de feux/ 1000 ans contre 10 événements de feux/ 1000 ans. Au nord de la ville Québec, les derniers feux enregistrés à l'aide de macrocharbons provenant d'une érablière remontent à 6300 ans AA (Talon et coll., 2005). Il n'y a aucun feu sur ce territoire depuis ce temps alors que dans la région du lac Mégantic quelques feux ont été enregistrés.

Finalement, la dernière période se déroule depuis 1500 ans. L'optimum climatique médiéval qui s'étend de 1100 à 700 ans AA où le climat était plus chaud entraînera l'augmentation de la fréquence des feux jusqu'à nos jours pour les trois sites analysés, avec une fréquence de feu d'un ou deux par mille ans. Cette hausse significative est aussi observée au lac Francis en Abitibi (Carcaillet et coll., 1999) et aux lacs du Triangle et Petit Bouchard en Gaspésie (Asnong, 2001). La hausse des fréquences sur l'ensemble du territoire québécois suggère un contrôle climatique qui aurait entraîné une plus grande fréquence des étés secs ou des étés orageux au cours des derniers millénaires (Carcaillet et Richard, 2000).

Dans le sud du Québec, seule la tourbière de Farhnam fournit sur les résultats des microcharbons de bois; toutefois leur plus grande incidence est décalée par rapport à ce qui est retrouvé au Méganticois. Elle s'échelonne de 7400 à 6300 ans AA et coïncide avec la fin de la période de réchauffement du climat (Lavoie et coll., 1995). Les différences peuvent s'expliquer par l'analyse anthracologique à faible résolution qui a été effectuée par ces auteurs.

Les reconstitutions anthracologiques effectuées sur les lacs Clinton, Dubuc et des Jones ont permis d'améliorer les connaissances sur le régime des feux de forêt de feuillus ainsi que celle du tardiglaciaire au Québec.

5.3 Apports méthodologiques

5.3.1 Apport de l'étude de sites voisins

L'utilisation de trois sites rapprochés dans l'espace, moins de dix kilomètres de distance entre eux, a permis de mieux comprendre la dynamique intrarégionale au Méganticois. Les lacs des Joncs, Dubuc et Clinton forment un gradient altitudinal de 394 à 526 mètres. Leur étude conjointe a permis de mettre en lumière un décalage temporel dans l'installation des différents types de végétation.

Lors du retrait des glaces, la microtopographie (la pente, le drainage, l'exposition au soleil) a sans doute joué un rôle de premier plan dans la migration des espèces et des patrons de végétation. Le climat froid qui était en place permettrait un taux de migration d'espèce de moins de 100 mètres/an pour la période périglaciaire (Clark, 1998; Pearson, 2006). Les données de Mégantic le démontrent très bien avec des toundras herbacées et arbustives qui perdurent en altitude (lac Clinton) alors que les sites moins élevés (Lac des Joncs et Lac Dubuc) ont connu des phases plus courtes.

Durant l'afforestation, les conditions de migration s'améliorent dû à un climat plus favorable, et le taux de migration varie entre 100 et 1000 m/an (Clark, 1998; Pearson, 2006). Le décalage est observé à la fin de cette phase; il peut être causé par le pas analytique moins précis pour le lac des Joncs et Dubuc, mais aussi au climat plus frais en altitude, à des tempêtes ou à des événements de feux. La pruche est l'exemple parfait, puisqu'il s'installe en plus grand nombre dans les basses terres de la région, le lac des Joncs, vers 9000 ans AA alors que les sites du lac Clinton et Dubuc atteignent des valeurs d'influx semblables 2000 ans plus tard (Diag. 4.2, 4.5, 4.8).

Durant la phase forestière de l'érablière, l'altitude ne joue plus un rôle important dans les différenciations qu'il peut y avoir sur le territoire. Ce sont les caractéristiques des sols (drainage, type de sol) et leur orientation par rapport au soleil qui favorisera la croissance des différentes espèces puisque le taux de migration est de plus de 1000 m/ an (Clark,

1998; Pearson, 2006). Les décalages observés, de quelques centaines années, sont principalement causés par le pas analytique différent entre les sites. Ils peuvent aussi relever d'une imprécision dans les modèles d'âge, mais c'est sans doute dans une faible mesure étant donné l'excellent contrôle chronologique des profils étudiés.

L'utilisation de plusieurs sites permet de confirmer les tendances régionales de représentation des taxons à la hausse ou à la baisse, représentation qui n'est pas reliée à l'emplacement aléatoire d'échantillonnage ou même à la variabilité interne de la carotte comme la montée du pin blanc.

Une fois le portrait global établi, la dynamique intrarégionale des espèces a pu être observée, mais les données permettent surtout de mieux comprendre la source des grains de pollen et la dynamique des milieux de dépôt. Partant du principe que l'influx pollinique des taxons principaux devrait être semblable lorsque la composition régionale est la même entre les sites, les variations s'expliquent d'abord par des variations réelles sur le terrain, car ils ne se situent pas exactement dans les mêmes conditions de développement, mais sont aussi dû aux conditions qui régissent les milieux de dépôt. Ainsi, les grandes variations peuvent être dues à l'érosion sédimentaire ou à la diminution ou l'augmentation de l'apport des cours d'eau alimentant le lac. L'analyse du lac des Joncs montre l'importance des apports fluviaux dans l'enregistrement pollinique. Par exemple, l'influx de bouleaux a diminué entre 8000 et 3000 ans AA alors que les deux autres sites montrent une augmentation. Cela s'explique par une perte d'apport de grains de pollen dû à un écoulement fluvial moindre vers le lac durant cette période. Cette tendance est manifeste dans le TAP (Diag 4.2, 4.5, 4.8).

Finalement, l'utilisation de plusieurs sites rapprochés permet de mieux circonscrire les sources des feux par l'étude des micro- et méso-charbons. L'étude des trois lacs a tout de même permis d'établir les tendances régionales et de cibler des événements qui auraient été relativement synchrones.

5.3.2 Apports touchant la reconstitution des feux

Encore trop peu d'études anthracologiques sédimentaires ont été effectuées au Québec bien que des courbes de concentrations de charbons microscopiques accompagnent le plus souvent les diagrammes polliniques du moins ceux produits au laboratoire Jacques-Rousseau. Qu'il s'agisse d'études sur les microcharbons ou les mésocharbons, un facteur primordial devrait être respecté dans les analyses futures, à savoir l'emploi d'un pas analytique à haute résolution (1cm ou moins) et de manière contigue. La raison en est simple, les analyses à faible résolution, comme celle effectuée pour les microcharbons dans ce mémoire, ne permet qu'une reconstitution très générale et approximative de l'incidence des feux. Elle ne permet pas d'établir des événements de feux, ce qui affecte l'interprétation pouvant être faite sur les effets à long terme, sur les dynamiques de la végétation. La multiplication des analyses à haute résolution permettra d'enrichir nos connaissances sur la dynamique forestière face aux feux. Avant d'être entreprises, le modèle d'âge-profondeur des sédiments du site étudié devrait être connu afin de pouvoir ajuster le pas d'analyse sur une base de durée dans le cas où la sédimentation est de plus de 50 ans par centimètre. Dans cette situation, des tranches sédimentaire de 0,5 cm ou moins pourraient être mises à profit.

Toutefois, ces analyses devront être effectuées dans des régions où les épisodes de feux sont les principaux responsables des variations de compositions végétales. De plus, les sites se trouvant dans des zones où les changements climatiques dans le futur affecteront grandement la structure (ouverte ou fermée) et la composition forestière sont à privilégier afin de mieux comprendre l'évolution de leur dynamique forestière dans le passé et le présent. Les analyses étant exigeantes en temps de laboratoire, il vaut mieux privilégier les sites qui sont les plus susceptibles d'enregistrer de plus fortes variations dans la fréquence des feux.

Les avancées technologiques des dernières années ont permis d'accélérer le processus d'analyse en ce qui a trait aux mésocharbons. L'utilisation d'une caméra digitale et d'un logiciel d'analyse d'image va permettre l'accumulation plus rapide des données, et

l'avancement des connaissances. Le logiciel ne permet pas seulement d'enregistrer le dénombrement des mésoparticules de charbons, mais aussi de créer des données statistiques qui pourront être utilisées dans le futur pour mieux comprendre le régime des feux avec des données individuelles pour chaque particule de charbons telles que sa forme et sa superficie. Elle permet aussi de récolter des données collectives par niveau d'analyse plus précises avec le nombre de mésocharbons et leur superficie globale. Auparavant, les méthodes de comptage utilisées employaient une grille de classes de taille, ce qui entraîne une sur- ou une sous- estimation de la concentration de charbon. La diminution du temps d'analyse permettra de multiplier le nombre de sites analysés.

L'analyse des microcharbons permet d'identifier les différents types de charbons (herbacés, fibreux, calcinés, brun anguleux, noir perforé et noir anguleux) qui, lorsque effectuée de façon contiguë permet de mieux caractériser les feux. Toutefois, le traitement chimique préalable aux analyses dues aux manipulations multiples provoque la fragmentation des plus grosses particules de charbons, ce qui a tendance à faire augmenter le dénombrement de la classe 1. De plus, l'analyse s'effectue souvent en même temps que l'analyse pollinique. Elle repose donc sur un volume plus petit que 1cm^3 , ce qui entraîne une sur ou sous estimation due à la conversion des résultats obtenus vers un volume de 1cm^3 .

L'analyse des mésocharbons nécessite moins de manipulations; la fragmentation est donc infime. Toutefois, elle ne permet pas de différencier les types de charbons puisque les analyses sont réalisées à l'aide d'un binoculaire, et non d'un microscope ayant un grossissement plus puissant. Si la méthode traditionnelle est utilisée, le dénombrement et les aires sont calculés à l'aide de classes ce qui occasionne le même problème d'estimation que pour les microcharbons. La nouvelle méthode permet une plus grande précision des données. Toutefois, dans des milieux sédimentaires très riches en matière organique, certains amas sont considérés comme des charbons; une désélection de ces superficies dans le logiciel d'analyse d'image permet néanmoins de remédier à ce problème.

De plus, le logiciel d'analyse des données CharAnalysis permet une analyse plus rapide des résultats et permet d'en extraire plusieurs variables. Toutefois, le logiciel semble avoir de la

difficulté à détecter les feux durant les changements importants de couvert forestière comme l'illustre les résultats obtenus au lac Dubuc et Clinton à la période de transition entre la sapinière et l'érablière (9000-7500 ans AA). Des corrections devront être apportées au programme afin de s'adapter aux forêts feuillues, qui ont un comportement différent des forêts conifériennes.

Quant au choix du type de charbons analysés, les deux (micro- et méso- charbons) devraient être mis à profit simultanément, car ils permettent une analyse complémentaire de l'origine des feux. Toutefois, si une seule méthode devait être effectuée en raison du temps et des coûts, l'analyse à haute résolution des mésocharbons serait à prioriser, puisque la provenance des charbons est plus facile à déterminer; la majorité des charbons provient en effet d'un rayon de un kilomètre des lacs de petite ou moyenne taille (Gavin et coll., 2007).

Conclusion

L'étude paléophytogéographique de trois lacs, les lacs Clinton, Dubuc et des Joncs, a permis de mieux cerner le patron de colonisation végétale postglaciaire pour la région du Lac Mégantic. Cela a permis de mettre en lumière, un gradient altitudinal de la végétation surtout présent lors du tardiglaciaire, provoquant des décalages dans l'instauration des différentes phases de toundra et du début de l'afforestation, retardée sur les hauteurs. Ainsi, les premiers paléindiens présents dans la zone du Méganticois vers 12 500 ans évoluaient dans un environnement ouvert semblable à celui retrouvé au lac Dubuc, formé d'une toundra arbustive à bouleaux glanduleux alors que les zones en altitude étaient tapissées d'une toundra herbacée. De plus, notre étude vient confirmer la chronologie de déglaciation dans cette région du sud du Québec.

Ce sont les trois premières reconstitutions détaillées de l'histoire des feux pour l'ensemble de la période postglaciaire au sud du Québec, grâce à l'analyse des charbons de bois mésoscopiques en continu de sédiments lacustres. Les résultats révèlent un régime de feu surtout actif durant la phase d'afforestation et ont permis de mieux comprendre la dynamique locale et régionale par leur proximité. Toutefois, il faudra multiplier le nombre de sites étudiés en Amérique du Nord afin de pouvoir établir des liens entre la végétation passée et les caractéristiques des feux, tels que leur nature, leur étendue et le type de feu. À l'heure actuelle, les liens sont peu compris et étudiés. Les nouvelles analyses devraient porter sur des sites se situant en forêt boréale, puisqu'ils subiront les plus importants changements de climat.

Sur le plan méthodologique, l'utilisation de trois sites rapprochés a permis de déceler les variations végétales intrarégionales et la possibilité de mieux comprendre les milieux de dépôt. Par ailleurs, l'étude des deux types de charbons a permis de mettre en lumière les avantages et les limites de chacune de ces méthodes. L'analyse anthracologique était jusqu'à

tout récemment, fastidieuse et dispendieuse, mais l'arrivée de la semi-automatisation facilitera son usage.

Finalement, ce mémoire montre l'intérêt que les reconstitutions paléoenvironnementales ne reposent pas uniquement sur les analyses polliniques. Elles doivent être accompagnées d'analyses complémentaires telles que les analyses anthracologiques ou de macrorestes. Bien qu'elle n'ait pas été réalisée lors de ce mémoire, l'ajout d'analyse de fluctuations des niveaux lacustres aurait permis une meilleure compréhension de l'évolution de l'environnement du Méganticois.

Bibliographie

- Aaby B, Berglund BE (1986) Characterization of peat and lake deposits, p. 231-246. In B.E. Berglund, édit., *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley and Sons, Chichester, 869 p.
- Ali AA, Asselin H, Larouche AC, Bergeron Y, Carcaillet C, Richard PJH, (2008). Changes in fire regime explain the Holocene rise and fall of *Abies balsamea* in the coniferous forests of western Quebec, Canada. *The Holocene* **18**, 693–703.
- Ali AA, Carcaillet C, Bergeron Y (2009a) Long-term fire frequency variability in the eastern Canadian boreal forest: the influences of climate v. local factors. *Global Change Biology* **15**, 1230–1241.
- Ali AA, Higuera PE, Bergeron Y, Carcaillet C (2009b) Comparing firehistory interpretations based on area, number and estimated volume of macroscopic charcoal in lake sediments. *Quaternary Research* **72**,462–468.
- Allison TD, Moeller RE and Davis MB (1986). Pollen in laminated sediments provides evidence for a mid-Holocene forest pathogen outbreak. *Ecology* **64**: 1977-1986.
- Anderson RS, Hallett DJ, Berg E, Jass RB, Toney JL, de Fontaine CS, DeVolder A (2006) Holocene development of boreal forests and fire regimes on the Kenai Lowlands of Alaska. *The Holocene* **16**, 791–803.
- Anderson RS, Allen CD, Toney JL, Jass RB, Bair AN (2008) Holocene vegetation and fire regimes in subalpine and mixed conifer forests, southern Rocky Mountains, USA. *International Journal of Wildland Fire* **17**, 96–114.
- Asnong, H (2001). Histoire postglaciaire de la végétation, des feux et des niveaux lacustres en Gaspésie, Québec. Mémoire de maîtrise, Université de Montréal, 186 p.
- Asnong H, Richard PJH (2003) La végétation et le climat postglaciaires du centre et de l'est de la Gaspésie, au Québec. *Géographie physique et quaternaire*, **57**, 37-63.
- Bartlein PJ, Anderson KH, Anderson PM, Edwards ME, Mock CJ, Thompson RS, Webb RS , Webb T et Whitlock C (1998) Paleoclimate simulations for North America over the past 21,000 years: features of the simulated climate and comparisons with paleoenvironmental data. *Quaternary Science Reviews* **17** : 549-585.

- Beatty RM, Taylor AH (2009) A 14 000-year sedimentary charcoal record of fire from the northern Sierra Nevada, Lake Tahoe Basin, California, USA. *The Holocene* **19**, 347–358.
- Bennett KD, Fuller JL (2002) Determining the age of the mid-Holocene *Tsuga canadensis* (hemlock) decline, eastern North America. *The Holocene*, **12** : 421-429.
- Benninghoff WS (1962) Calculation of pollen and spores density in sediments by addition of exotic pollen in known quantities. *Pollen et Spores*, **6** 332-333.
- Bergeron Y (1991) The influence of island and main land lakeshore landscapes on boreal forest fire regimes. *Ecology* **72**: 1980-1992.
- Bergeron, Y. (1998). Les conséquences des changements climatiques sur la fréquence des feux et la composition forestière au sud-est de la forêt boréale québécoise. *Géographie physique et Quaternaire*, **52** (2): 167-173.
- Bergeron Y et Dansereau P-R (1993). Predicting the composition of Canadian southern boreal forest in different fire cycles. *Journal of Vegetation Science*, vol. **4**: 827-832.
- Bergeron Y , Gauthier S, Flannigan M, et Kafka V (2004) Fire regimes at the transition between mixedwood and coniferous boreal forest in northwestern Quebec. *Ecology* **85** : 1916-1932.
- Bhury N et Filion L (1996) Mid-Holocene Hemlock decline in Eastern North America linked with phytophagous insect activity. *Quaternary Research* **45**: 312-320.
- Briles CE, Whitlock C, Bartlein PJ (2005) Post-glacial vegetation, fire, and climate history of the Siskiyou Mountains, Oregon, USA. *Quaternary Research* **64**, 44–56.
- Briles CE, Whitlock C, Bartlein PJ, Higuera PE (2008) Regional and local controls on post-glacial vegetation and fire in the Siskiyou Mountains, northern California, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **265**, 159–169.
- Chapdelaine C (2004). Des chasseurs de la fin de l'âge glaciaire dans la région de Mégantic. Découverte des premières pointes à cannelures au Québec *Recherches amérindiennes au Québec*. **32**, 3-20.

- Chapdelaine C (2007). *Entre lacs et montagnes au Méganticois, 12 000 ans d'histoire amérindienne*, Collection Paléo-Québec, no. **32**. Recherches amérindiennes au Québec. 382 p.
- Carcaillet C, Richard PJH (2000) Holocene changes in seasonal precipitation highlighted by fire incidence in eastern Canada. *Climate Dynamics*, **16** : 549-559.
- Carcaillet C, Fréchette B, Richard PJH, Bergeron Y, Gauthier S et Prairie YT (1999). Fire frequency, vegetation and climate changes since 6800 years in the eastern boreal forest, Abitibi, Quebec. *The Sustainable Forest Management Network Conference Science and Practice : Sustaining the Boreal Forest, Edmonton, Alberta*. February 14-17, 1999: 87-91.
- Carcaillet C, Bouvier M, Fréchette B, Larouche AC, Richard PJH (2001) Comparison of pollen-slide and sieving methods in lacustrine charcoal analyses for local and regional fire history. *The Holocene* **11**:467–476.
- Carcaillet C, Bergeron Y, Richard PJH, Fréchette B, Gauthier S, Prairie YT (2001) Change of fire frequency in the eastern Canadian boreal forests during the Holocene: does vegetation composition or climate trigger the fire regime? *Journal of Ecology* **89**, 930–946.
- Carcaillet C, Richard PJH, Bergeron Y, Fréchette B, Ali AA (2010) Resilience of the boreal forest in response to Holocene fire-frequency changes assessed by pollen diversity and population dynamics. *International Journal of Wildland Fire* **19**, 1026–1039.
- Clark JS (1988a) Effects of climate change on fire regimes in north-western Minnesota. *Nature* **334**, 233–235.
- Clark JS (1988b) Particle motion and the theory of charcoal analysis: source area, transport, deposition, and sampling. *Quaternary Research* **30**, 67–80.
- Clark JS (1988c) Stratigraphic charcoal analysis on petrographic thin sections: application to fire history in north-western Minnesota. *Quaternary Research* **30**, 81–91.
- Clark JS (1990) Fire and climate change during the last 750 years in northwestern Minnesota. *Ecological Monographs* **60**, 135–159.
- Clark JS (1998) Why trees migrate so fast: Confronting theory with dispersal biology and the paleorecord. *The American Naturalist* **152**, 204-224.

- Clark JS, Royall PD (1996) Local and regional sediment charcoal evidence for fire regimes in presettlement north-eastern North America. *Journal of Ecology* **84**, 365–382.
- Clark JS, Royall PD, Chumbley C (1996) The role of fire during climate change in an eastern deciduous forest at Devil's Bathtub, New York. *Ecology* **77**, 2148–2166.
- COHMAP (1989) Climatic changes of the last 18,000 years: Observations and model simulations. *Science* **241**: 1043-1052.
- Daniels ML, Anderson RS, Whitlock C (2005) Vegetation and fire history since the Late Pleistocene from the Trinity Mountains, northwestern California, USA. *The Holocene* **15**, 1062–1071.
- Davis MB (1981) Outbreak of forest pathogens in Quaternary history, p. 216-227. In D.C. Bharadwaj, édit., Proceedings of the 4th International Conference on Palynology (Lucknow, Inde, 1976-1977), vol. 3, Lucknow.
- Davis MB, Brubaker LB, Webb III T (1973). Calibration of absolute pollen influx, p. 9-25. In H.J.B. Birks et R.G.West, édit., Quaternary Plant Ecology: The 14th Symposium of the British Ecological Society. Wiley, Toronto, 326 p.
- Davis MB, Moeller RE, Ford J (1984) Sediment focusing and pollen influx. In 'Lake Sediments and Environmental History'. (Eds EY Haworth, JWG Lund) pp. 261–293. (University of Minnesota Press: Minneapolis, MN)
- Dean Jr WE (1974) Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments an sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, **44** : 242-248.
- DeBano LF, Neary DG et Ffolliott, PF (1998) *Fire's Effects on Ecosystems*. John Wiley & Sons, Inc. 333 p.
- Delcourt PA, Delcourt HR et Webb III Th (1984) Atlas of Mapped Distributions of Dominance and Modern Pollen Percentages for Important Tree Taxa of Eastern North America. American Association of Stratigraphic Palynologists, Foundation. Contributions Series, 14, s.l., 131 p.
- De Granpré L, Gagnon D et Bergeron Y (1993) Changes in the understory of Canadian southern boreal forest after fire. *Journal of Vegetation Science*, **4**: 803-810.

- Dyke AS (2005) Late Quaternary Vegetation History of Northern North America based on Pollen, Macrofossil, and Faunal Remains. *Géographie physique et Quaternaire*, **59** : 211-262.
- Dyke AS, Giroux D et Robertson L (2004) Vegetation History, glaciated North America. *Geological Survey of Canada*, Open file 4862, http://ess.nrcan.gc.ca/2002_2006/rcvcc/j27/l_1_e.php deuxième panneau en bas de page
- Faegri K, Kaland PE et Krzywinski KJ (1989) Textbook of Pollen Analysis. 4e édit. John Wiley and Sons, New York, 328 p.
- Filion L, Payette S, Delwaide A et Bhiry N (1998) Insect defoliators as major disturbance factors in the high-altitude balsam fir forest of Mount Megantic, southern Quebec. *Canadian Journal of Forest Research*, **28**(12): 1832-1842.
- Fuller JL, (1998) Ecological impact of the mid-Holocene Hemlock decline in southern Ontario, Canada. *Ecology*, **79** : 2337-2351.
- Gadd NR (1971) Pleistocene geology of the central St. Lawrence Lowland, with selected passage from an unpublished manuscript The St. Lawrence Lowland, by J. W. Goldthwait. Geological Survey of Canada, Memoire 359, 153 p.
- Gajewski, K (1988) Late holocene climate changes in eastern North America estimated from pollen data. *Quaternary Research* **29** (3): 255-262.
- Gajewski, K (1991) Représentation pollinique actuelle à la limite des arbres au Nouveau-Québec. *Canadian Journal of Earth Science*, **28**: 643-648.
- Gauthier S, Vaillancourt M-A, Leduc A, De Grandpré L, Kneeshaw DD, Morin H, Drapeau P, Bergeron Y (2009) Ecosystem Management in the Boreal Forest. *Les Presses de l'Université du Québec: Montreal* 541p.
- Gavin DG, Brubaker LB, Lertzman KP (2003) An 1800-year record of the spatial and temporal distribution of fire from the west coast of Vancouver Island, Canada. *Canadian Journal of Forest Research* **33**, 573–586.
- Gavin DG, Hu FS, Lertzman K, Corbett P (2006) Weak climatic control of stand-scale fire history during the late Holocene. *Ecology* **87**, 1722– 1732.

- Gavin DG, Hallett DJ, Hu FS, Lertzman KP, Prichard SJ, Brown KJ, Lynch JA, Bartlein P, Peterson DL (2007) Forest fire and climate change in western North America: insights from sediment charcoal records. *Frontiers in Ecology and the Environment* **5**, 499–506.
- Grimm EC (1991) TILIA and TILIA-GRAPH. Illinois State Museum, Springfield, Logiciel.
- Hallett DJ, Anderson RS (2010) Paleo-fire reconstruction for high-elevation forests in the Sierra Nevada, California, with implications for wildfire synchrony and climate variability in the late Holocene. *Quaternary Research* **73**, 180–190.
- Hallett DJ, Lepofsky DS, Mathewes RW, Lertzman KP (2003a) 11 000 years of fire history and climate in the mountain hemlock rain forests of southwestern British Columbia based on sedimentary charcoal. *Canadian Journal of Forest Research* **33**, 292–312.
- Hallett DJ, Mathewes RW, Walker RC (2003b) A 1000-year record of forest fire, drought and lake-level change in south-eastern British Columbia, Canada. *The Holocene* **13**, 751–761.
- Heinselman ML (1981) Fire and Succession in the Conifer Forests of Northern America. *In: Forest Succession: Concepts and Adaptation*. (Ed. West, D.C., Shugart, H.H. & Botkin, D.B.). Edition Springer-Verlag, New-York: 374-405.
- Hély C, Bergeron Y, et Flannigan MD (2000) Effect of stand composition on fire hazard in mixed-wood Canadian boreal forest. *Journal of Vegetation Science* **11**: 813-824.
- Higuera PE (2009) Char Analysis 0.9: Diagnostic and analytical tools for sediment-charcoal analysis, *User Guide*, <http://CharAnalysis.googlepages.com>
- Higuera PE, Sprugel DG, Brubaker LB (2005) Reconstructing fire regimes with charcoal from small-hollow sediments: a calibration with tree-ring records of fire. *The Holocene* **15**, 238–251.
- Higuera PE, Peters ME, Brubaker LB, Gavin DG (2007) Understanding the origin and analysis of sediment-charcoal records with a simulation model. *Quaternary Science Reviews* **26**: 1790-1809.

- Higuera PE, Brubaker LB, Anderson PM, Brown TA, Kennedy AT, Hu FS (2008) Frequent fires in ancient shrub tundra: implications of paleorecords for arctic environmental change. *PLoS ONE* **3**.
- Higuera PE, Gavin DG, Bartlein PJ, Hallett DJ (2010) Peak detection in sediment-charcoal records: impacts of alternative data analysis methods on fire-history interpretations. *International Journal of Wildland Fire* **19**, 996–1014.
- Hunt BG (2006) The medieval warm period, the little ice age and simulated climatic variability. *Climate Dynamics* **27** : 677-694.
- Huss-Danell K, Sverrisson H, Hahlin AS, Danell K (1999) Occurrence *Alnus*-infective *Frankia* and *Trifolium*-infective *Rhizobium* in circumpolar soils. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, **31** : 400-406.
- Labelle C et Richard PJH (1981) Végétation tardiglaciaire et postglaciaire au sud-est du parc des Laurentides, Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, **35**, p. 345-358.
- Labelle C et Richard PJH (1984) Histoire postglaciaire de la végétation dans la région de Mont-St-Pierre, Gaspésie, Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, **38 (3)**, p. 257-274.
- LaRocque A, Dubois JMM and Leblon B (2003). Characteristics of late-glacial ice-dammed lakes reconstructed in the Appalachians of southern Québec. *Quaternary International*, **99**, 73-88.
- Lavoie M, Richard PJH (2000a) Postglacial water-level changes of a small lake in southern Québec, Canada. *The Holocene*, **10** : 637-650.
- Lavoie M, Richard PJH (2000b) The role of climate on the developmental history of Frontenac Peatland, southern Québec. *Can. J. Bot.*, **78** : 668-684.
- Lavoie M, Larouche AC et Richard PJH (1995). Conditions du développement de la tourbière de Farnham, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, **49 (2)**: 305-316.
- Lavoie M, Larouche AC, Richard PJH (2003) Conditions de développement de Farnham, Québec. *Géographie physique et quaternaire*, **49**, 305-316.

- Livingstone DA (1955) A lightweight piston sampler for lake deposits. *Ecology* **36** : 136-137.
- Livingstone DA (1957) On the sigmoid growth phase in the history of Linsley pond. *American Journal of Science* **255**: 364-373.
- Loewen B and Simard F (2007) « La tête du lac Mégantic au temps de la navigation à vapeur, 1880-1930 » Chapitre 11, in : Chapdelaine, C., édit., «Entre lacs et montagnes au Méganticois, 12 000 ans d'histoire amérindienne», Collection Paléo-Québec, **32**. *Recherches amérindiennes au Québec*. 382 p.
- Loewen B, Chapdelaine C and Richard PJH (2005). Holocene shoreline occupation and water-level changes at Lac Mégantic, Québec, *Canadian journal of Archaeology*, **29**:267-288.
- Long CJ, Whitlock C, Bartlein PJ, Millspaugh SH (1998) A 9000-year fire history from the Oregon Coast Range, based on a high-resolution charcoal study. *Canadian Journal of Forest Research* **28**, 774–787.
- Long CJ, Whitlock C, Bartlein PJ (2007) Holocene vegetation and fire history of the Coast Range, western Oregon, USA. *The Holocene* **17**, 917–926.
- Lynch JA, Clark JS, Bigelow NH, Edwards ME, Finney BP (2002) Geographic and temporal variations in fire history in boreal ecosystems of Alaska. *Journal of Geophysical Research* **107**, 8152.
- Lynch JA, Clark JS, Stocks BJ (2004a) Charcoal production, dispersal and deposition from the Fort Providence experimental fire: interpreting fire regimes from charcoal records in boreal forests. *Canadian Journal of Forest Research* **34**, 1642–1656.
- Lynch JA, Hollis JL, Hu FS (2004b) Climatic and landscape controls of the boreal forest fire regime: Holocene records from Alaska. *Journal of Ecology* **92**, 477–489.
- MacDonald GM, Edward KJ (1991) Holocene palynology: I principles, population and community ecology, palaeoclimatology. *Progress in Physical Geography*, **15**: 261-289
- Marcoux, N, Richard PHJ, (1993) A new look at *Betula* pollen curves. INQUA-Commission for the Study of the Holocene, *Working Group on Data Handling Methods, Newsletter*, **10** : 6-8.

- Marcoux, N, Richard PHJ, (1995) Végétation et fluctuation climatiques postglaciaires sur la côte septentrionale gaspésienne, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences* **32 (1)**: 79-96.
- Marlon J, Bartlein PJ, Whitlock C (2006) Fire–fuel–climate linkages in the north-western USA during the Holocene. *The Holocene* **16**, 1059–1071.
- Marlon JR, Bartlein PJ, Walsh MK, Harrison SP, Brown KJ, Edwards ME, Higuera PE, Power MJ, Anderson RS, Briles C, Brunelle A, Carcaillet C, Daniels M, Hu FS, Lavoie M, Long C, Minckley T, Richard PJH, Scott AC, Shafer DS, Tinner W, Umbanhowar CE, Whitlock C (2009) Wildfire responses to abrupt climate change in North America. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* **106**,2519–2524.
- McAndrews JH (1966) Postglacial history of prairie, savana and forest in Northwestern Minnesota. *Mem. Torrey bot. Club.* 1-172.
- McAndrews JH, Berti AA, Noris G (1973) Key to the Quaternary Pollen and Spores of the Great Lakes Region. Royal Ontario Museum, Life Sciences Miscellaneous Publications, Toronto, 61 p.
- Minckley TA, Whitlock C, Bartlein PJ (2007) Vegetation, fire, and climate history of the north-western Great Basin during the last 14 000 years. *Quaternary Science Reviews* **26**, 2167–2184.
- Mott RJ (1977) : « Late-Pleistocene and Holocene palynology in southeastern Québec ». *Géographie physique et Quaternaire* **31**: 139-149.
- Nielsen H, Sorensen I, (1992) Taxonomy and stratigraphy of late-glacial *Pediastrum* taxa from Lysmosen, Denmark: A preliminary study. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **74** : 55-75.
- Normandeau FX (2010) Histoire du drainage tardiglaciaire de la vallée de la rivière chaudière et des régions avoisinantes, Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 154 p.
- Occhietti S et Richard PJH (2003) Effet réservoir sur les âges 14C de la Mer de Champlain à la transition Pléistocène-Holocène: révision de la chronologie de la déglaciation au Québec méridional. *Géographie physique et Quaternaire*, **57(2-3)**, 115-138.

- Optivert, Groupe (2010) Plan régional de développement intégré des ressources naturelles et du territoire: Portrait de la forêt naturelle et des enjeux écologiques de l'Estrie, *Rapport de la commission régionale sur les ressources naturelles et le territoire dans le cadre de la conférence régionale des élus de l'Estrie*, 105p.
- Payette, S (1992) Fire as a controlling process in the North American boreal forest. *In: A Systems Analysis of the Global Boreal Forest*. (Ed. Shugart, H.H., Leemans, R. & Bonan, G.B.). Cambridge University Press: 144-169.
- Payette S, Morneau C, Sirois L and Despons M (1989). Recent fire history of the northern Québec Biomes. *Ecology* **70** (3): 656-673.
- Pearson RG (2006) Climate change and the migration capacity of species. *Trends in Ecology & Evolution*, **21** (3), 111-113.
- Power MJ, Marlon J, Ortiz N, Bartlein PJ, Harrison SP, Mayle FE, Ballouche A, Bradshaw RHW, Carcaillet C, Cordova C, Mooney S, Moreno PI, Prentice IC, Thonicke K, Tinner W, Whitlock C, Zhang Y, Zhao Y, Ali AA, Anderson RS, Beer R, Behling H, Briles C, Brown KJ, Brunelle A, Bush M, Camill P, Chu GQ, Clark J, Colombaroli D, Connor S, Daniau AL., Daniels M, Dodson J, Doughty E, Edwards ME, Finsinger W, Foster D, Frechette J, Gaillard MJ, Gavin DG, Gobet E, Haberle S, Hallett DJ, Higuera P, Hope G, Horn S, Inoue J, Kaltenrieder P, Kennedy L, Kong ZC, Larsen C, Long CJ, Lynch J, Lynch EA, McGlone M, Meeks S, Mensing S, Meyer G, Minckley T, Mohr J, Nelson DM, New J, Newnham R, Noti R, Oswald W, Pierce J, Richard PJH, Rowe C, Goni MFS, Shuman BN, Takahara H, Toney J, Turney C, Urrego-Sanchez DH, Umbanhowar C, Vandergoes M, Vanniere B, Vescovi E, Walsh M, Wang X, Williams N, Wilmshurst J, Zhang JH (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**, 887–907.
- Prentice CI (1985) Pollen representation, source area, and basin size: toward a unified theory of pollen analysis. *Quaternary Research*, **23**: 76-86
- Richard PJH (1970) Atlas pollinique des arbres et de quelques arbustes indigènes du Québec. *Le Naturaliste canadien*, **97** : 1-34 ; 97-161 ; 241-306.

- Richard PJH (1975). Contribution à l'histoire postglaciaire de la végétation dans les Cantons-de-l'Est: étude des sites de Weedon et Albion. *Cahiers de géographie du Québec*, **19 (47)**, 267-284.
- Richard PJH (1976) Relations entre la végétation actuelle et le spectre pollinique au Québec. *Le Naturaliste canadien*, vol. **103**: 53-66.
- Richard PJH (1977) *Histoire post-wisconsinienne de la végétation du Québec méridional par l'analyse pollinique*. service de la recherche, Direction générale des forêts, Ministère des Terres et Forêts du Québec, Publications et rapports divers, Tome 1, xxiv + 312 p.; Tome 2, 142 p.
- Richard PJH (1981) Paléophytogéographie postglaciaire en Ungava par l'analyse pollinique. *Paléo-Québec* **13**: 1-153.
- Richard PJH (1993) Origine et dynamique postglaciaire de la forêt mixte au Québec. *Rev. Paleo. Palyn.* **79**: 31-68
- Richard PJH (2007) Le paysage tardiglaciaire du «Grand Méganticois» : état des connaissances. Chapitre 2, pp. 21-45, in : Chapdelaine, C., édit., «Entre lacs et montagnes au Méganticois, 12 000 ans d'histoire amérindienne», Collection Paléo-Québec, no. 32. Recherches amérindiennes au Québec. 382 p.
- Richard PJH et Grondin P (2009) Histoire postglaciaire de la végétation, pp. 170-176, in Chapitre 4, Saucier *et al.*, « Écologie forestière », pp. 165-316 , in Ordre des ingénieurs forestiers du Québec, *Manuel de foresterie*, 2è édition, Ouvrage collectif, Éditions MultiMondes, Québec, 1510 p.
- Richard PJH et Labelle C (1989) Histoire postglaciaire de la végétation au Lac du Diable, Mont Albert, Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. **43**, n° 3: 337-354.
- Richard PJH et Larouche AC (1994) Histoire postglaciaire de la végétation et du climat dans la région de Rimouski, Québec. *Paléo-Québec* **22**: 51-89.
- Richard PJH, Larouche AC et Lortie G (1992). Paléophytogéographie et paléoclimats postglaciaires dans l'ouest du Bas-Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* **46**, n° 2: 151-172.
- Ritchie JC (1987) Postglacial vegetation of Canada. Cambridge University Press, 382p.

- Robitaille D (1996) Effets écologiques du feu, pp. 1090-1096. *in: Gestion du feu en forêt, Manuel de foresterie*. Presses de l'Université Laval et Ordre des ingénieurs forestiers du Québec. 1428 p.
- Robitaille A, Saucier JP (1998) *Paysages régionaux du Québec méridional*. Québec: Les publications du Québec, 213 p.
- Sirois L (1993) Impact of fire on *Picea mariana* and *Pinus banksiana* seedlings in subarctic lichen woodlands. *Journal of vegetation Science*, vol. 4: 795-802.
- Sirois L (1995) Initial phase of postfire forest regeneration in two lichen woodlands of northern Québec. *Écoscience*, vol. 2, n° 2: 177-183.
- Shilts WW (1981) Surficial geology of the Lac-Mégantic area Québec. Geological Survey of Canada, **397**, 1-102p.
- Smol JP (1990) Freshwater Algae, p. 3-14. In B.G. Warner, édit., *Methods in Quaternary Ecology*. Geological Association of Canada, St. John's Geoscience Canada Reprint Series 5, 170 p.
- Stuiver M, Reimer PJ, 1993. Extended 14C data base and revised Calib 3.0 14C age calibration program. *Radiocarbon*, **35** : 215-230.
- Talon B, Payette S, Filion L, and Delwaide A (2005). Reconstruction of the long-term fire history of an old-growth deciduous forest in Southern Québec, Canada, from charred wood in mineral soils. *Quaternary Research*, **64(1)**, 36-43.
- Troëls-Smith J, (1955) Characterization of unconsolidated sediments. Danmarks Geologiske Undersogelse, ser. IV, **3 (10)** : 37-73.
- Webb (1982) Temporal resolution in Holocene pollen data. *In: Proceedings of the Third North American Paleontological Convention* **2**: 569-572.
- Whitlock C, Dean W, Rosenbaum J, Stevens L, Fritz S, Bracht B, Power M (2008) A 2650-year-long record of environmental change from northern Yellowstone National Park based on a comparison of multiple proxy data. *Quaternary International* **188**, 126–138.
- Wiles GC, Barclay DJ, et Calkin PE (1999) Tree-ring-dated ' Little Ice Age' histories of maritime glaciers from western Prince William Sound, Alaska. *The Holocene* **9**: 163-173 .