

Université de Montréal

**Dynamique de l'entourbement  
et fluctuations des niveaux lacustres postglaciaires  
au Québec méridional**

par

Martin LAVOIE

Département de Géographie

Faculté des arts et des sciences

Thèse présentée à la Faculté des études supérieures  
en vue de l'obtention du grade de  
Philosophiæ Doctor (Ph.D.)  
en Géographie

Juin, 1998

©Martin Lavoie, 1998





National Library  
of Canada

Acquisitions and  
Bibliographic Services

395 Wellington Street  
Ottawa ON K1A 0N4  
Canada

Bibliothèque nationale  
du Canada

Acquisitions et  
services bibliographiques

395, rue Wellington  
Ottawa ON K1A 0N4  
Canada

*Your file* *Votre référence*

*Our file* *Notre référence*

The author has granted a non-exclusive licence allowing the National Library of Canada to reproduce, loan, distribute or sell copies of this thesis in microform, paper or electronic formats.

The author retains ownership of the copyright in this thesis. Neither the thesis nor substantial extracts from it may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

L'auteur a accordé une licence non exclusive permettant à la Bibliothèque nationale du Canada de reproduire, prêter, distribuer ou vendre des copies de cette thèse sous la forme de microfiche/film, de reproduction sur papier ou sur format électronique.

L'auteur conserve la propriété du droit d'auteur qui protège cette thèse. Ni la thèse ni des extraits substantiels de celle-ci ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

0-612-39759-9

Université de Montréal  
Faculté des études supérieures

Cette thèse intitulée:

Dynamique de l'entourbement  
et fluctuations des niveaux lacustres postglaciaires  
au Québec méridional

présentée par:

Martin Lavoie

a été évaluée par un jury composé des personnes suivantes:

Mme. Najat Bhiry, Université Laval: examinatrice externe  
M. Paul Comtois, Université de Montréal: membre du jury  
M. François Courchesne, Université de Montréal: président-rapporteur  
M. Pierre J.H. Richard, Université de Montréal: directeur de recherche  
M. Michel Bouchard, Université de Montréal: représentant du doyen

Thèse acceptée le: 8 décembre 1998

## SOMMAIRE

Le volet hydrique du climat (précipitations, évapotranspiration) est souvent moins documenté que celui ayant trait aux températures dans les reconstitutions paléoclimatiques. L'objectif de ce travail est de retracer, à l'aide de l'étude de profils sédimentaires d'un lac et de deux tourbières, les conditions hydriques postglaciaires du climat au sud du Québec. Nous avons testé l'hypothèse que la dynamique de l'entourbement et les fluctuations des niveaux lacustres étaient contrôlées par les mêmes variables hydroclimatiques régionales. Trois sites ont été étudiés: la tourbière du parc de Frontenac et le lac Albion dans les Cantons-de-l'Est, ainsi que la tourbière du lac Malbaie dans le massif des Laurentides.

Des analyses stratigraphiques, paléobotaniques (pollen, macrorestes végétaux) et paléohydriques (rhizopodes) furent effectuées pour trois profils au sein de chacune des tourbières. L'évolution de la végétation locale, l'établissement des régimes trophiques et les conditions d'humidité à la surface des tourbières ont été retracés. L'âge basal de la tourbe en 17 points à la tourbière du parc de Frontenac et en 15 points à la tourbière du lac Malbaie a permis de reconstituer leur développement spatial. Le volume de tourbe accumulé par millénaire et le taux de production de matière organique furent déterminés. Les fluctuations des niveaux lacustres au lac Albion ont été identifiées grâce à l'étude de cinq profils sédimentaires. Des analyses stratigraphiques, microfossiles et macrofossiles furent effectuées pour chacune des carottes.

Deux périodes de bas niveaux d'eau ont été retracées au lac Albion: (1) de 11 000 à 7000 ans BP, et (2) de 6100 à 4400 ans BP. Le niveau d'eau du lac était élevé antérieurement à 11 000 ans, de 7000 à 6100 ans, et depuis 4400 ans BP. Le synchronisme de ces fluctuations avec celles identifiées au nord-est des États-Unis, au Québec subarctique et en Ontario indique un contrôle thermique et hydrique commun sur les changements des niveaux lacustres, et un climat plus sec et une évapotranspiration plus élevée durant les périodes de bas niveaux d'eau.

La succession de la végétation locale des tourbières et l'établissement des régimes trophiques témoignent d'une dynamique essentiellement authigène, sans véritable contrôle climatique et hydrique. Une importante croissance spatiale et volumique des tourbières est survenue à l'Holocène inférieur, entre 9000 et 7000 ans BP. Cette période majeure d'entourbement sous un climat plus sec selon les bas niveaux lacustres, traduit un rôle majeur des températures comme premier facteur sur la productivité des plantes tourbicoles et l'accumulation de la tourbe à cette époque. Un déclin de la productivité et de l'accumulation volumique s'est produit entre 7000 et 3000 ans BP à la tourbière du lac Malbaie, et entre 5000 et 3000 ans BP à la tourbière du parc de Frontenac. Ce déclin est en partie le résultat de processus authigènes, et il est difficile de déceler l'importance du climat sur la dynamique de l'entourbement durant ces périodes. Les trois derniers millénaires se caractérisent par une recrudescence majeure de l'accumulation volumique de la tourbe et de la productivité des tourbières, sous des conditions climatiques probablement plus fraîches et plus humides.

Un schéma des conditions hydriques postglaciaires est proposé pour le sud du Québec. Antérieurement à 11 000 ans BP, un climat froid et une évapotranspiration peu élevée, en raison de la proximité de l'inlandsis, permettaient un niveau d'eau élevé au lac Albion et pour l'ensemble des lacs de la côte est américaine. De 11 000 à 7000 ans BP, des conditions climatiques plus sèches et une évapotranspiration plus élevée ont provoqué un abaissement des niveaux d'eau. Les précipitations générées par l'air tropical furent néanmoins suffisantes pour permettre le maintien de conditions humides au sein des tourbières. L'air tropical fut aussi une source de chaleur importante permettant une productivité végétale élevée. Contrairement aux régions plus à l'ouest, le climat plus sec de l'Holocène inférieur ne fut pas un obstacle à l'entourbement. De 6000 à 4400 ans BP, une circulation atmosphérique zonale a permis des incursions plus fréquentes de l'air polaire continental chaud et sec, causant un abaissement généralisé des niveaux lacustres au Québec méridional, au Québec subarctique, en Ontario et dans l'ouest canadien. L'Holocène supérieur est marqué par un climat plus frais et plus humide, une incidence plus importante de l'air arctique, un déplacement vers le sud de la position du front arctique, et un climat plus instable.

## TABLE DES MATIÈRES

<b>Sommaire</b> .....	iii
<b>Table des matières</b> .....	v
<b>Liste des tableaux</b> .....	xii
<b>Liste des figures</b> .....	xiii
<b>Liste des diagrammes en pochette</b> .....	xvii
<b>Liste des abréviations</b> .....	xix
<b>Avant-propos</b> .....	xxi
<b>Remerciements</b> .....	xxii
<b>CHAPITRE I: INTRODUCTION GÉNÉRALE DE LA THÈSE</b> .....	1
<b>1.1 Introduction</b> .....	1
<b>1.2 Les tourbières</b> .....	4
1.2.1 Les liens avec le climat.....	4
1.2.2 Le rôle des facteurs authigènes.....	6
1.2.3 L'origine et le développement spatial des tourbières.....	7
1.2.4 Le taux d'accumulation sédimentaire net et le degré de décomposition de la tourbe.....	12
1.2.5 La succession des bryophytes.....	13
1.2.6 Les thécamoebiens.....	14
1.2.7 La détection d'anciennes mares.....	16
1.2.8 Les travaux paléoécologiques réalisés sur les tourbières du Québec méridional.....	18

<b>1.3 Les fluctuations des niveaux lacustres</b> .....	19
<b>1.3.1</b> Les indices des fluctuations des niveaux lacustres.....	20
<b>1.3.2</b> Les fluctuations des niveaux lacustres dans l'est des États- Unis.....	22
<b>1.3.3</b> Les fluctuations des niveaux lacustres en Ontario, dans l'ouest canadien et au Québec subarctique.....	25
<b>1.4 Les masses d'air et les fronts au Québec méridional</b> .....	27
<b>1.4.1</b> L'air arctique continental.....	28
<b>1.4.2</b> L'air arctique maritime.....	28
<b>1.4.3</b> L'air polaire continental.....	28
<b>1.4.4</b> L'air polaire maritime.....	30
<b>1.4.5</b> L'air tropical maritime.....	31
<b>1.4.6</b> Les fronts.....	31
<b>1.5 Objectifs de la thèse</b> .....	32
<b>1.6 Références</b> .....	35
<b>CHAPITRE II: ÉTUDE PALÉOÉCOLOGIQUE DE LA TOURBIÈRE DU PARC DE FRONTENAC, QUÉBEC MÉRIDIONAL, ET IMPLICATIONS PALÉOHYDRIQUES</b> .....	48
<b>2.1 Introduction</b> .....	48
<b>2.2 Site à l'étude</b> .....	50
<b>2.3 Méthodes</b> .....	54
<b>2.3.1</b> Travaux de terrain et de laboratoire.....	54
<b>2.3.2</b> L'interprétation des étapes du développement et des conditions locales de la tourbière.....	57
<b>2.4 Résultats</b> .....	57
<b>2.4.1</b> Histoire postglaciaire de la végétation régionale.....	57
<b>2.4.2</b> Stratigraphie des sédiments.....	63

2.4.3	Données chronologiques et taux d'accumulation net de la tourbe.....	64
2.4.4	Les étapes du développement de la tourbière.....	69
2.4.4.1	Secteur FRON-2.....	69
2.4.4.2	Secteur FRON-3.....	72
2.4.4.3	Secteur FRON-1.....	75
2.5	<b>Discussion</b> .....	77
2.5.1	Les implications paléohydriques locales et régionales.....	77
2.5.2	La succession de la végétation locale et la formation des régimes trophiques.....	84
2.6	<b>Conclusion</b> .....	87
2.7	<b>Références</b> .....	90

**CHAPITRE III: PALÉOÉCOLOGIE DE LA TOURBIÈRE DU LAC  
MALBAIE, MASSIF DES LAURENTIDES: IMPLICATIONS  
PALÉOHYDRIQUES LOCALES ET RÉGIONALES.....100**

3.1	<b>Introduction</b> .....	100
3.2	<b>Tourbière à l'étude</b> .....	103
3.3	<b>Méthodes</b> .....	107
3.3.1	Les travaux de terrain et de laboratoire.....	107
3.3.2	La reconstitution des étapes du développement de la tourbière....	110
3.4	<b>Résultats</b> .....	111
3.4.1	Histoire postglaciaire de la végétation dans la région de la tourbière du lac Malbaie.....	111
3.4.2	Développement de la tourbière.....	114
3.4.2.1	Profil MAL-2.....	114
3.4.2.2	Profil MAL-1.....	120
3.4.2.3	Profil MAL-3.....	123

<b>3.5 Discussion</b> .....	125
<b>3.5.1</b> 13 500-9000 ans BP.....	125
<b>3.5.2</b> 9000-7000 ans BP.....	127
<b>3.5.3</b> 7000-3000 ans BP.....	128
<b>3.5.4</b> 3000-0 ans BP.....	131
<b>3.6 Conclusion</b> .....	132
<b>3.7 Références</b> .....	135
<b>CHAPITRE IV: DYNAMIQUE HOLOCÈNE DE L'ACCUMULATION DE LA BIOMASSE POUR DEUX TOURBIÈRES DU QUÉBEC MÉRIDIONAL</b> .....	144
<b>4.1 Introduction</b> .....	144
<b>4.2 Sites à l'étude</b> .....	152
<b>4.3 Méthodes</b> .....	155
<b>4.3.1</b> Les données chronologiques.....	155
<b>4.3.2</b> L'entourbement spatial.....	157
<b>4.3.3</b> Le volume net de tourbe et la productivité.....	157
<b>4.3.4</b> Le taux d'accumulation net du carbone.....	158
<b>4.4 Résultats</b> .....	158
<b>4.4.1</b> Le développement spatial des tourbières.....	158
<b>4.4.2</b> L'accumulation volumique de tourbe et la productivité.....	163
<b>4.4.3</b> Le taux d'accumulation net du carbone.....	170
<b>4.5 Discussion</b> .....	174
<b>4.5.1</b> Précision des résultats.....	174
<b>4.5.2</b> La comparaison du développement des tourbières avec les modèles théoriques.....	175
<b>4.5.3</b> La dynamique de l'entourbement et les implications paléohydriques.....	176

4.5.3.1	13 000-9000 ans BP.....	177
4.5.3.2	9000-7000 ans BP.....	178
4.5.3.3	7000-3000 ans BP.....	180
4.5.3.4	3000-0 ans BP.....	183
4.5.4	Le rythme d'accumulation net du carbone.....	184
<b>4.6</b>	<b>Conclusion.....</b>	<b>187</b>
<b>4.7</b>	<b>Références.....</b>	<b>189</b>
<b>CHAPITRE V: FLUCTUATIONS POSTGLACIAIRES DU NIVEAU</b>		
<b>D'EAU AU LAC ALBION, QUÉBEC MÉRIDIONAL.....</b>		
<b>196</b>		
<b>5.1</b>	<b>Introduction.....</b>	<b>196</b>
<b>5.2</b>	<b>Le lac Albion.....</b>	<b>202</b>
<b>5.3</b>	<b>Méthodes.....</b>	<b>202</b>
<b>5.4</b>	<b>Résultats et interprétations.....</b>	<b>204</b>
5.4.1	Nature des sédiments.....	204
5.4.2	Données chronologiques.....	208
5.4.3	Histoire de la végétation régionale et des forêts périphériques....	212
5.4.4	Le dépôt des sédiments et les fluctuations postglaciaires du niveau lacustre.....	220
5.4.4.1	Le dépôt de la gyttja silteuse (> 13 000 ans BP).....	221
5.4.4.2	Le dépôt de la marne (13 000-11 000 ans BP).....	222
5.4.4.3	Le dépôt de la gyttja: un premier abaissement du niveau lacustre (11 000-6900 ans BP).....	223
5.4.4.4	Haut niveau lacustre (6900-6100 ans BP).....	227
5.4.4.5	Deuxième bas niveau lacustre (6100-4400 ans BP)....	228
5.4.4.6	Rehaussement du niveau lacustre (4400 ans BP à l'actuel.....	230
<b>5.5</b>	<b>Discussion et conclusion.....</b>	<b>233</b>



**7.4 Références.....298**

## LISTE DES TABLEAUX

<b>II-1</b> Données chronologiques des profils sédimentaires de la tourbière du parc de Frontenac.....	56
<b>II-2</b> Résumé de l'histoire postglaciaire de la végétation dans la région de la tourbière du parc de Frontenac.....	59
<b>III-1</b> Données chronologiques des profils sédimentaires de la tourbière du lac Malbaie.....	109
<b>IV-1</b> Synthèse de la succession des régimes trophiques aux trois points d'échantillonnage de la tourbière du parc de Frontenac.....	149
<b>IV-2</b> Synthèse de la succession des régimes trophiques aux trois points d'échantillonnage de la tourbière du lac Malbaie.....	150
<b>IV-3</b> Données chronologiques des profils sédimentaires de la tourbière du parc de Frontenac et de la tourbière du lac Malbaie.....	156
<b>V-1</b> Données chronologiques des profils sédimentaires du lac Albion.....	209
<b>V-2</b> Zonation pollinique de la végétation régionale du lac Albion.....	214
<b>VI-1</b> Synthèse postglaciaire des fluctuations du niveau d'eau au lac Albion et de la dynamique de l'entourbement à la tourbière du parc de Frontenac et à la tourbière du lac Malbaie.....	250
<b>VI-2</b> Principaux événements paléohydriques régionaux dans l'est de l'Amérique du Nord durant l'Holocène.....	255

## LISTE DES FIGURES

1.1 Modèles d'évolution des tourbières d'après Foster et Wright (1990).....	9
1.2 Variations temporelles des niveaux lacustres dans l'est de l'Amérique du Nord.....	23
1.3 Masses d'air régissant actuellement le climat nord américain.....	29
2.1 Localisation de la tourbière du parc de Frontenac.....	51
2.2 Topographie du secteur immédiat de la tourbière du parc de Frontenac.....	52
2.3 Schéma de la tourbière du parc de Frontenac et localisation des points d'échantillonnage.....	53
2.4 Stratigraphie des profils sédimentaires étudiés à la tourbière du parc de Frontenac.....	65
2.5 Perte au feu et influx des charbons de bois microscopiques des profils étudiés de la tourbière du parc de Frontenac.....	66
2.6 Taux d'accumulation sédimentaire net et concentrations polliniques extra-tourbicoles des profils étudiés de la tourbière du parc de Frontenac.....	68
2.7 Synthèse postglaciaire des événements locaux à la tourbière du parc de Frontenac.....	80
3.1 Localisation de la tourbière du lac Malbaie.....	102
3.2 Topographie du secteur immédiat de la tourbière du lac Malbaie.....	104

<b>3.3</b> Schéma de la tourbière du lac Malbaie et localisation des points d'échantillonnage.....	105
<b>3.4</b> Nature des sédiments des profils sédimentaires étudiés à la tourbière du lac Malbaie.....	115
<b>3.5</b> Perte au feu et influx des charbons de bois microscopiques des profils étudiés de la tourbière du lac Malbaie.....	116
<b>3.6</b> Taux d'accumulation sédimentaire net et concentrations polliniques extra-tourbicoles des profils étudiés de la tourbière du lac Malbaie.....	117
<b>3.7</b> Synthèse postglaciaire des événements locaux à la tourbière du lac Malbaie.....	126
<b>4.1</b> Localisation de la tourbière du parc de Frontenac et de la tourbière du lac Malbaie.....	148
<b>4.2</b> Schéma de la tourbière du parc de Frontenac et dates basales de la tourbe.....	153
<b>4.3</b> Schéma de la tourbière du lac Malbaie et dates basales de la tourbe.....	154
<b>4.4</b> Vue en coupe de la tourbière du parc de Frontenac selon trois transects.....	159
<b>4.5</b> Isochrones de l'entourbement spatial de la tourbière du parc de Frontenac.....	161
<b>4.6</b> Vue en coupe de la tourbière du lac Malbaie selon deux transects.....	164
<b>4.7</b> Isochrones de l'entourbement spatial de la tourbière du lac Malbaie....	165
<b>4.8</b> Histogrammes de l'entourbement spatial par millénaire à la tourbière du parc de Frontenac et à la tourbière du lac Malbaie.....	166

<b>4.9</b> Variation temporelle du taux d'accumulation sédimentaire net des profils de la tourbière du parc de Frontenac et de la tourbière du lac Malbaie.....	168
<b>4.10</b> Histogrammes du volume net de tourbe par millénaire et de la productivité à la tourbière du parc de Frontenac et à la tourbière du lac Malbaie.....	169
<b>4.11</b> Taux d'accumulation net du carbone des profils de la tourbière du parc de Frontenac.....	171
<b>4.12</b> Taux d'accumulation net du carbone des profils de la tourbière du lac Malbaie.....	173
<b>5.1</b> Localisation du lac Albion et des autres études nord-américaines mentionnées dans le texte.....	199
<b>5.2</b> Localisation du lac Albion et des autres sites du Québec méridional mentionnés dans le texte.....	200
<b>5.3</b> Topographie du secteur immédiat du lac Albion et localisation des profils échantillonnés.....	203
<b>5.4</b> Stratigraphie des profils échantillonnés au lac Albion.....	205
<b>5.5</b> Courbes de la perte au feu des profils ALB-2, 3, 4 et 5, et influx des charbons de bois microscopiques du profil ALB-2.....	207
<b>5.6</b> Courbes de l'âge des sédiments en fonction de la profondeur des profils ALB-1 et ALB-2.....	210
<b>5.7</b> Zones d'assemblage pollinique des profils du lac Albion, et corrélations palynostratigraphiques.....	213
<b>5.8</b> Synthèse postglaciaire des événements locaux au lac Albion.....	232

<b>6.1</b> Localisation de la région à l'étude et des autres travaux nord-américains mentionnés dans le texte.....	247
<b>6.2</b> Localisation du lac Albion, de la tourbière du parc de Frontenac, de la tourbière du lac Malbaie, et des autres sites du Québec méridional mentionnés dans le texte.....	248
<b>6.3</b> Variation temporelle du taux d'accumulation sédimentaire net des profils de la tourbière du parc de Frontenac et de la tourbière du lac Malbaie.....	251
<b>6.4</b> Chronologie des bas niveaux d'eau à l'Holocène moyen.....	263
<b>6.5</b> Courbes du taux d'accumulation sédimentaire net de quelques tourbières du Québec méridional.....	267

## **LISTE DES DIAGRAMMES EN Pochette**

- 2.1 Diagramme sporopollinique de la végétation régionale à la tourbière du parc de Frontenac
- 2.2 Diagramme sporopollinique de la végétation locale et des rhizopodes du profil FRON-2 de la tourbière du parc de Frontenac
- 2.3 Diagramme de concentration macrofossile du profil FRON-2 de la tourbière du parc de Frontenac
- 2.4 Diagramme sporopollinique de la végétation locale et des rhizopodes du profil FRON-3 de la tourbière du parc de Frontenac
- 2.5. Diagramme de concentration macrofossile du profil FRON-3 de la tourbière du parc de Frontenac
- 2.6 Diagramme sporopollinique de la végétation locale et des rhizopodes du profil FRON-1 de la tourbière du parc de Frontenac
- 2.7 Diagramme de concentration macrofossile du profil FRON-1 de la tourbière du parc de Frontenac
- 3.1 Diagramme sporopollinique de la végétation régionale à la tourbière du lac Malbaie
- 3.2 Diagramme sporopollinique de la végétation locale et des rhizopodes du profil MAL-2 de la tourbière du lac Malbaie
- 3.3 Diagramme de concentration macrofossile du profil MAL-2 de la tourbière du lac Malbaie
- 3.4 Diagramme sporopollinique de la végétation locale et des rhizopodes du profil MAL-1 de la tourbière du lac Malbaie

- 3.5** Diagramme de concentration macrofossile du profil MAL-1 de la tourbière du lac Malbaie
- 3.6** Diagramme sporopollinique de la végétation locale et des rhizopodes du profil MAL-3 de la tourbière du lac Malbaie
- 3.7** Diagramme de concentration macrofossile du profil MAL-3 de la tourbière du lac Malbaie
- 5.1** Diagramme sporopollinique du profil ALB-1 du lac Albion
- 5.2** Diagramme sporopollinique du profil ALB-2 du lac Albion
- 5.3** Diagramme de concentration macrofossile du profil ALB-2 du lac Albion
- 5.4** Diagramme sporopollinique du profil ALB-3 du lac Albion
- 5.5** Diagramme de concentration macrofossile du profil ALB-3 du lac Albion
- 5.6** Diagramme sporopollinique du profil ALB-4 du lac Albion
- 5.7** Diagramme de concentration macrofossile du profil ALB-4 du lac Albion
- 5.8** Diagramme sporopollinique du profil ALB-5 du lac Albion
- 5.9** Diagramme de concentration macrofossile du profil ALB-5 du lac Albion

## LISTE DES ABRÉVIATIONS

### **Abréviations utilisées dans le texte:**

**BP:** Avant l'actuel (Before Present)

**conv:** années BP conventionnelles

**Diag:** diagramme

**Fig:** figure

**Tab:** tableau

### **Abréviations des pièces végétales présentées dans les diagrammes macrofossiles en pochette:**

**bog:** bourgeon

**boi:** bois

**brf:** bractée femelle

**cap:** capsule

**col:** colonie

**com:** cône mâle

**ecb:** écaille de bourgeon

**ecf:** écaille de cône femelle

**ecm:** écaille de cône mâle

**eph:** ephippium

**etm:** étamine

**feu:** feuille

**fgf:** fragment de feuille

**fgra:** fragment de graine

**fru:** fruit

**fscl:** faisceau sclérenchymateux

**gra:** graine

**mes:** mésoblaste

**oog:** oogone

**opc:** opercule

**ram:** rameau

**scl:** sclérote

**sta:** statoblaste

**tif:** tige feuillée

**tig:** tige

## AVANT-PROPOS

La thèse est rédigée sous la forme d'articles. Ils sont précédés d'une introduction générale et d'une conclusion. Chacun des chapitres est complet et ne nécessite pas la lecture des autres chapitres pour sa compréhension. C'est pourquoi le lecteur trouvera certaines répétitions dans le texte et dans les figures.

## REMERCIEMENTS

Au cours de mon séjour au laboratoire Jacques-Rousseau, j'ai eu le plaisir de côtoyer plusieurs personnes qui ont contribué, de près ou de loin, à mon apprentissage de la paléoécologie, à la cueillette de mes données et à la réalisation de cette thèse. Je vous en suis tous très sincèrement reconnaissant.

Monsieur Pierre Richard m'a fait confiance en acceptant de diriger cette thèse. Sa passion pour les sciences et la palynologie a été des plus stimulante pour moi durant ces années. Son intérêt toujours soutenu pour mon projet, ses nombreuses remarques critiques et constructives, et son souci du détail ont été essentiels à ma formation de palynologue et pour la rédaction. Merci pour le support financier et logistique dont j'ai bénéficié. J'espère que nous continuerons de travailler en collaboration au cours des prochaines années. Je le souhaite vraiment.

Un grand merci à madame Nicole Morasse, ma deuxième mère. Elle m'a appris les rudiments de l'apprentissage de l'analyse pollinique, et fut toujours attentive à toutes mes questions et à l'écoute de mes petits problèmes quotidiens. Merci pour tout Nicole, pour ton amitié et ta bonne humeur, sans lesquelles, plusieurs journées auraient été longues.

Monsieur Alayn Larouche a été d'une patience extrême envers toutes mes questions "stupides" en informatique, en plus de s'occuper de mon apprentissage de l'analyse macrofossile, ce qui n'a pas été une mince tâche. Well, ce fut toujours un plaisir et enrichissant de discuter avec Alayn. Merci de ta disponibilité et de m'avoir transmis toutes ces connaissances qui me seront toujours utiles.

Madame Najat Bhiry du Centre d'études nordiques de l'Université Laval, monsieur François Courchesne et monsieur Paul Comtois du département de géographie de l'Université de Montréal ont accepté d'évaluer cette thèse. Leurs commentaires constructifs ont été grandement appréciés et ont permis d'améliorer ce travail.

Plusieurs étudiants m'ont accompagné sur le terrain pour les campagnes d'échantillonnage ou ont participé aux travaux de laboratoire. Stéphanie Ferland a effectué pendant quelques étés plusieurs analyses polliniques. Ces travaux furent toujours d'une grande qualité. Merci à Dany Harvey, Hans Asnong, Alex Wolfe, Sylvain Ladouceur et Caroline Forest pour votre aide sur le terrain.

Merci à Hans, Christopher, Bianca, Manon et Claire pour vos encouragements sincères et votre appui. Ce fut un plaisir de travailler avec vous, et j'espère que notre amitié se poursuivra malgré les distances. Après tout, Québec, ce n'est pas si loin!

Un remerciement spécial à mes parents pour leur appui constant. Ils m'ont donné le goût des études, et ont toujours respecté mes choix de carrière. Je vous suis reconnaissant pour tout ce que vous avez fait pour moi, spécialement au cours de la dernière année, en espérant que vous n'avez jamais perdu confiance.

Finalement, merci Stéphanie pour ta présence, ton appui, tes encouragements, ta compréhension face à mes problèmes, et pour ta grande patience envers mes nombreuses absences répétées durant la dernière année.

# CHAPITRE I

## INTRODUCTION GÉNÉRALE DE LA THÈSE

### 1.1 INTRODUCTION

Dans les régions méridionales comme le sud du Québec, les reconstitutions postglaciaires du climat reposent en grande partie sur l'histoire de la végétation régionale. Depuis l'amorce du retrait des glaces vers 18 000 ans BP en Amérique du Nord (Dyke et Prest, 1987), les changements climatiques ont engendré des modifications importantes au sein de la distribution des plantes. Ces modifications sont enregistrées dans les diagrammes polliniques.

L'interprétation des diagrammes polliniques est fondée sur la représentation pollinique actuelle des espèces végétales et des domaines de végétation (Richard, 1976; Birks et Birks, 1980), déterminée grâce à l'analyse du contenu pollinique d'échantillons de mousses à la surface des tourbières, ou de sédiments de surface des lacs. La production de pollen étant différente d'une espèce à l'autre, les données polliniques de surface sont étalonnées en fonction de l'abondance des espèces sur le territoire où fut prélevé l'échantillon afin d'établir des analogues modernes. Les spectres polliniques fossiles sont alors comparés aux analogues. Des analogues modernes sont également établis entre la pluie pollinique actuelle et certains paramètres climatiques comme les précipitations estivales et les températures moyennes des mois de janvier et juillet (Bartlein *et al.*, 1986; Huntley, 1993; T. Webb *et al.*, 1993). Les relations quantitatives établies entre le climat et les assemblages polliniques récents sont transférées aux spectres anciens. La comparaison des résultats permet de déduire des indices concernant les paléoclimats.

D'autres travaux comme ceux de Prentice *et al.* (1991) consistent en une comparaison des relations entre les plantes et le climat avec les

reconstitutions paléoclimatiques produites par les modèles de paléocirculation atmosphérique indépendants des données polliniques (Kutzbach et Guetter, 1986; COHMAP, 1988). Des simulations de la représentation pollinique sont effectuées et représentées par des cartes isopolliniques. Les résultats obtenus sont par la suite comparés aux données réelles. Prentice *et al.* (1991) ont ainsi montré que durant l'Holocène, la végétation avait répondu relativement rapidement aux changements climatiques, et que les reconstitutions paléoclimatiques, par périodes de 3000 ans, s'accordaient avec celles des modèles de circulation atmosphérique.

Les grands traits de l'histoire postglaciaire de la végétation au Québec méridional sont maintenant bien connus (Richard, 1994; 1995). Grâce à l'examen de 180 diagrammes polliniques, Richard (1995) a proposé l'hypothèse que la date de  $6000 \pm 500$  ans BP était une période transitoire entre des conditions plus froides et plus sèches, et des conditions climatiques postérieures plus chaudes et plus humides jusque vers 4000-3500 ans BP. À l'Holocène inférieur, un climat plus frais et plus sec qu'aujourd'hui est déduit des maximums polliniques du pin gris (*Pinus banksiana*) et du tremble (*Populus tremuloides*), des concentrations élevées des charbons microscopiques, et d'une lente afforestation dans les hautes terres laurentiennes (Richard, 1994). Subséquemment, à l'Holocène moyen, l'implantation de la pruche (*Tsuga canadensis*), d'essences thermophiles telles le noyer cendré (*Juglans cinerea*), le caryer ovale (*Carya ovata*) et le tilleul (*Tilia americana*), ainsi que des incendies moins fréquents sont des indices traduisant des conditions plus chaudes et plus humides. Ce climat aurait favorisé le déploiement des populations de pin blanc (*Pinus strobus*) à la même époque, jusque vers 5000 ans BP.

Les reconstitutions climatiques tirées des diagrammes polliniques sont cependant délicates car elles supposent un équilibre entre les plantes et le climat (Webb, 1986). Dans les régions tempérées où les précipitations ne sont pas le premier facteur limitant pour la végétation, les analogues modernes et les reconstitutions de la végétation fournissent des renseignements moins précis en ce qui a trait au régime pluviométrique (Guiot *et al.*, 1993). Les aspects hydriques tirés des diagrammes polliniques sont donc souvent moins documentés que ceux concernant les températures.

Les reconstitutions postglaciaires de la végétation ne peuvent, à elles seules, témoigner avec exactitude des conditions et des changements hydriques survenus durant l'Holocène. De plus, selon Richard (1993), "*les reconstitutions paléoclimatiques resteront générales tant et aussi longtemps qu'elles s'appuieront sur des relations établies au niveau des formations végétales et sur des assemblages polliniques réduits aux seuls taxons bien représentés partout et ce, sans prise en compte des contextes physiographique et écologique régionaux*" (p.64).

Le cas du pin gris (*Pinus banksiana*) et du sapin baumier (*Abies balsamea*) à l'Holocène inférieur illustre cette affirmation. Le pin gris affiche un maximum pollinique durant la période de dominance des sapinières au sud du Québec entre 10 000 et 7000 ans BP. La représentation maximale de *Pinus banksiana* s'accompagne d'importantes concentrations des charbons microscopiques. Essence favorisée par le feu, la correspondance étroite entre le pin gris et les concentrations élevées des charbons traduit une fréquence importante des feux de forêt à l'Holocène inférieur, et des conditions climatiques sans doute sèches. Le sapin baumier répond par contre à des conditions pyroclimatiques opposées de celles du pin gris. Il se trouve aujourd'hui dans les régions où surviennent d'importantes précipitations. Or, dans les diagrammes polliniques, le sapin est abondant à la même époque que le pin gris. Leur abondance synchrone ne peut être expliquée uniquement par le climat. Richard (1993) a émis l'hypothèse que la conjugaison d'un climat sec et des feux a favorisé le déploiement des populations de pin gris, mais qu'elles étaient sans doute restreintes aux stations xériques. Le sapin devait coloniser les endroits plus humides et moins affectés par le passage des feux. Cet exemple met en lumière l'importance de la compréhension du contexte physiographique des indices paléoclimatiques livrées par les diagrammes polliniques, et le caractère souvent équivoque des reconstitutions climatiques et hydriques passées à l'aide de la végétation.

Les tourbières et les lacs constituent des milieux sensibles aux variations hydriques du climat. Ce sont des écosystèmes dont l'évolution est contrôlée en partie par le bilan hydrique régional (précipitations, évapotranspiration). Les fluctuations des niveaux lacustres, et la dynamique

de l'entourbement, peuvent refléter des variations du régime des précipitations. Ces milieux recèlent un important potentiel pour les reconstitutions paléohydriques, et leur étude permet de préciser la circulation atmosphérique postglaciaire. Le potentiel que livrent les tourbières et les lacs est encore très peu exploité en Amérique du Nord et au Québec, notamment en ce qui concerne les tourbières, comparativement à l'Europe, (Barber, 1981; Harrison et Digerfeldt, 1993).

## **1.2 LES TOURBIÈRES**

### **1.2.1 *Les liens avec le climat***

Les tourbières sont des milieux sensibles aux changements climatiques. Ces écosystèmes dépendent du ratio entre les précipitations et l'évapotranspiration pour leur croissance spatiale et l'accumulation de la tourbe, notamment les tourbières ombrotrophes alimentées exclusivement par les précipitations atmosphériques. L'accumulation de la matière organique ne résulterait pas tant d'une production végétale élevée, mais plutôt d'un déficit du taux de décomposition en raison des conditions anaérobiques et du niveau élevé de la nappe phréatique (Damman, 1979). Des changements au sein du bilan hydrique régional ont des répercussions sur le niveau de la nappe phréatique, sur le taux de décomposition et le rythme d'accumulation de la tourbe. Puisque la dynamique de l'entourbement est régie en partie par le climat, les fluctuations hydriques passées sont susceptibles d'avoir été enregistrées par les sédiments organiques. Les tourbières constituent ainsi des archives pour les reconstitutions paléoclimatiques, notamment pour les aspects hydriques. Exploitées depuis longtemps en Europe (Weber, 1900; Granlund, 1932) et plus récemment par de nombreuses études détaillées (Aaby et Tauber, 1974; Barber, 1981; Svensson, 1988; Barber *et al.*, 1994; Chambers *et al.*, 1997), les informations paléohydriques livrées par les tourbières sont encore rarement dégagées des études nord-américaines (Tolonen *et al.*, 1985; Zoltai et Vitt, 1990; Warner et Charman, 1994; Hu et Davis, 1995).

Au Canada, les tourbières et les terres humides occupent d'importantes superficies, couvrant au total 170 millions d'hectares, ce qui représente 18% du territoire (Zoltai et Pollett, 1983). Au Québec, elles sont particulièrement abondantes dans les régions boréales, pouvant couvrir en certains endroits plus de 75% des terres, notamment dans les basses terres de la Baie James. Les tourbières possèdent une variété de physionomies et de biotopes, reflétant en partie les conditions climatiques propres aux différentes régions.

L'actuelle répartition géographique des tourbières illustre l'influence du climat sur l'entourbement. La hauteur des bogs est liée aux précipitations, la convexité des tourbières bombées diminuant dans les régions où les précipitations sont moins importantes (Granlund, 1932). Des gradients de latitude et de continentalité régissent la répartition des modèles physionomiques des tourbières (Damman, 1979; Glaser et Janssens, 1986). Damman (1979) a décrit les changements physionomiques des tourbières selon ces deux gradients. En milieu continental, malgré d'importantes précipitations, l'évapotranspiration élevée et la courte durée de la saison de croissance entraînent la formation de tourbières minérotrophes et ombrotrophes topogènes. Vers l'est, les précipitations augmentent et l'évapotranspiration diminue. Combinés à une plus longue saison de croissance, ces paramètres favorisent l'accumulation de la tourbe, et la formation de tourbières bombées. En milieu maritime, un surplus hydrique provoque la formation de tourbières à plateaux comportant des mares. Du sud vers le nord, le climat est marqué par une baisse graduelle des températures, des précipitations annuelles et de l'évapotranspiration potentielle. La saison de croissance devient aussi moins longue. Les tourbières montrent d'abord un bombement graduel vers le nord, en raison de l'évaporation moins importante. Par contre, des fens ou des bogs en couverture dominant plus au nord, en réponse aux plus faibles précipitations et à la plus courte saison de croissance.

Le long d'un gradient ouest-est de continentalité, de l'Ontario et du Minnesota vers les provinces maritimes, Glaser et Janssens (1986) ont reconnu quatre principaux modèles physionomiques pour les tourbières ombrotrophes. Les bogs des régions de l'Ontario et du sud de la Baie

d'Hudson sont arborés et présentent une crête forestière linéaire. Au Québec méridional, les bogs sont semi-arborés et ont une topographie plus convexe. Ils comportent divers biotopes comme une alternance de buttes et de dépressions, et des mares. Finalement, des tourbières ombrotrophes non arborées en forme de plateaux et structurées par des mares, de même que des tourbières concentriques et excentriques, dominent les régions situées plus au nord du Québec et les provinces Maritimes. La disparition progressive des essences arborescentes de l'ouest vers l'est s'explique par une élévation progressive de la nappe phréatique restreignant la croissance des arbres aux biotopes les mieux drainés. Une pluviométrie supérieure au potentiel d'évapotranspiration entraîne une hausse de la nappe phréatique et une croissance vigoureuse des sphaignes. En raison de leur faible conductivité hydraulique, les sphaignes maintiennent la nappe à un niveau élevé, menant au bombement des tourbières et à l'apparition de mares.

Dans ces différents exemples, le rôle du régime des précipitations paraît assez bien circonscrit. Par contre, les aspects thermiques du climat sont négligés. Il en est de même lors des études paléoécologiques où les températures sont rarement invoquées comme principal facteur pour expliquer la dynamique de l'entourbement. Il s'agit d'une lacune importante. En effet, les températures peuvent être aussi importantes que les aspects pluviométriques car elles conditionnent la productivité végétale et la production nette de la tourbe. Les tourbières les plus épaisses du Québec sont d'ailleurs situées dans les régions méridionales où les précipitations ne sont pas limitatives et où les températures sont élevées. Les dépôts de tourbe ayant les épaisseurs les plus importantes sont localisés dans la région du Bas-Saint-Laurent où ils atteignent dix mètres (Gauthier et Grandtner, 1975). La négligence de la prise en compte du facteur thermique sur la croissance des tourbières et sur la dynamique de l'entourbement doit être corrigée lors des travaux paléoécologiques.

### ***1.2.2 Le rôle des facteurs authigènes***

Il est clair que la répartition géographique des tourbières semble régie en partie par le climat. Toutefois, le processus même de l'accumulation de la

tourbe et l'expansion spatiale des tourbières engendrent et modifient les conditions de drainage à la surface. Les processus authigènes paraissent souvent aussi importants que le climat sur la dynamique de l'entourbement (Frenzel, 1983; Glaser et Janssens, 1986; Foster *et al.*, 1988; Payette, 1988; Foster et Wright, 1990). Entre autres, la paludification des lacs menant à la formation de tourbières, l'établissement des régimes trophiques (fen, bog) et la formation de biotopes sont souvent sous le contrôle de facteurs autres que climatiques (Foster *et al.*, 1988; Kuhry *et al.*, 1992; 1993; Hu et Davis, 1995). Fréquemment, les facteurs allogènes et authigènes interagissent sur la dynamique de l'accumulation de la tourbe. La reconnaissance du rôle joué par ces différents facteurs demeure encore le principal problème limitant les interprétations paléoclimatiques et paléohydriques des données stratigraphiques et paléobotaniques des tourbières. Comme le mentionnent Foster et Wright (1990): *“The significant question is to what extent are the major changes recorded in peat stratigraphy a signal of autogenic development of the mire system and to what extent are they result of allogenic, primarily climatic factors? The conclusions are of interest not only for their bearing on paleoenvironmental reconstruction but for their relevance to understanding ecosystem development and integration. In order to understand the broader context for landform development, it is therefore essential to explore the formation and dynamics of entire bog ecosystems.”* (p. 456).

Les principaux indices permettant de retracer des changements paléohydrologiques locaux et régionaux à l'aide des tourbières sont leur initiation et développement spatio-temporel, le degré de décomposition de la matière organique, le taux d'accumulation sédimentaire net de la tourbe, la succession de la végétation tourbicole et des bryophytes, les assemblages fossiles des thécamoebiens et la détection de la présence ancienne de mares.

### **1.2.3 L'origine et le développement spatial des tourbières**

Les tourbières originent soit du comblement d'un lac (paludification), ou de l'entourbement des terres fermes. Lorsque plusieurs tourbières d'une même région ont un âge similaire, ou qu'une importante phase d'expansion

- Foster, D.R., Wright, H.E., Jr., Thelaus, M. et King, G.A., 1988. Bog development and landform dynamics in central Sweden and south-eastern Labrador, Canada. *Journal of Ecology*, 76: 1164-1185.
- Frenzel, B., 1983. Mires-repositories of climatic information or self-perpetuating ecosystems? Pages 35-65 in Gore, A.J.P. (éd.). *Ecosystems of the World: 4A. Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor*. Elsevier, Amsterdam.
- Gadd, N.R., McDonald, B.C. et Shilts, W.W., 1972. Deglaciation of southern Quebec. Geological Survey of Canada, Paper 71-47, 19 p.
- Gajewski, K., 1987. Climatic impacts on the vegetation of eastern North America during the past 2000 years. *Vegetatio*, 68: 179-190.
- Gajewski, K., 1988. Late Holocene climate changes in eastern North America estimated from pollen data. *Quaternary Research*, 29: 255-262.
- Gignac, L.D., 1994. Peatland species preferences: an overview of our current knowledge base. *Wetlands*, 14: 216-222.
- Glaser, P.H., 1987. The ecology of patterned boreal peatlands of northern Minnesota: a community profil. U.S. Fish and Wildlife Service, Department of the Interior, Washington, DC, USA. Biological Report 85(7.14).
- Glaser, P.H., 1992. Raised bogs in eastern North America-regional controls for species richness and floristic assemblages. *Journal of Ecology*, 80: 535-554.
- Glaser, P.H. et Janssens, J.A., 1986. Raised bogs in eastern North America: transitions in landforms and gross stratigraphy. *Canadian Journal of Botany*, 64: 395-415.
- Grimm, E.C., 1991. TILIA and TILIA-GRAPH. Illinois State Museum, Springfield.

- Harrison, S.P., 1989. Lake-level records and climatic change in eastern North America. *Climate Dynamics*, 3: 157-167.
- Hemond, H.F., 1980. Biogeochemistry of Thoreaus's bog, Concord, Massachusetts. *Ecological Monographs*, 50: 507-526.
- Hu, F.S. et Davis, R.B., 1995. Postglacial development of a Maine bog and paleoenvironmental implications. *Canadian Journal of Botany*, 73: 638-649.
- Janssens, J.A., Hansen, B.C.S., Glaser, P.H. et Whitlock, C., 1992. Development of a raised-bog complex. Pages 189-221 in Wright, H.E., Jr., Coffin, B.A. et Aaseng, N.E. (éd.). *The Patterned Peatlands of Minnesota*. University of Minnesota Press, Minneapolis.
- Johnson, L.C. et Damman, A.W.H., 1990. Species-controlled *Sphagnum* decay on a South Swedish raised bog. *Oikos*, 61: 234-242.
- Jowsey, P.C., 1966. An improved peat sampler. *New Phytologist*, 65: 245-248.
- Korhola, A., 1994. Radiocarbon evidence for rates of lateral expansion in raised mires in southern Finland. *Quaternary Research*, 42: 299-307.
- Korhola, A., 1995. Holocene climatic variations in southern Finland reconstructed from peat-initiation data. *The Holocene*, 5: 43-58.
- Kuhry, P., 1997. The palaeoecology of a treed bog in western boreal Canada: a study based on microfossils, macrofossils and physico-chemical properties. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 96: 183-224.
- Kuhry, P., Nicholson, B.J., Gignac, L.D., Vitt, D.H. et Bayley, S.E., 1993. Development of *Sphagnum*-dominated peatlands in boreal continental Canada. *Canadian Journal of Botany*, 71: 10-22.

- Lavoie, M., Larouche, A.C. et Richard, P.J.H., 1995. Conditions du développement de la tourbière de Farnham, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 49: 305-316.
- Middeldorp, A.A., 1982. Pollen concentration as a basis for indirect dating and quantifying net organic and fungal production in a peat bog ecosystem. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 37: 225-282.
- Middeldorp, A.A., 1986. Functional palaeoecology of the Hahnenmoor raised bog ecosystem - A study of vegetation history, production and decomposition by means of pollen density dating. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 49: 1-73.
- Moore, P.D., 1986. Hydrological changes in mires. Pages 91-107 in Berglund, B.E. (éd.). *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons, New York.
- Mott, R.J., 1977. Late-Pleistocene and Holocene palynology in southeastern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31: 139-149.
- Mott, R.J., 1978. *Populus* in Late-Pleistocene pollen spectra. *Canadian Journal of Botany*, 56: 1021-1031.
- Nicholson, B.J. et Vitt, D.H., 1990. The paleoecology of a peatland complex in continental western Canada. *Canadian Journal of Botany*, 68: 121-138.
- Parent, M., Dubois, J.-M.M., Bail, P., Larocque, A. et Larocque, G., 1985. Paléogéographie du Québec méridional entre 12 500 et 8000 ans BP. *Recherches Amérindiennes au Québec*, 15: 17-37.
- Parent, M. et Occhietti, S., 1988. Late Wisconsinian deglaciation and Champlain sea invasion in the St. Lawrence valley, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 42: 215-246.

- Payette, S., 1984. Peat inception and climatic change in northern Quebec. Pages 173-179 in Morner, N.-A. et Karlén, W. (éd.). *Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis*. D. Reidel Publishing Company.
- Payette, S., 1988. Late-Holocene development of subarctic ombrotrophic peatlands: allogenic and autogenic succession. *Ecology*, 69: 516-531.
- Richard, P.J.H., 1973. Histoire postglaciaire comparée de la végétation dans deux localités au sud de la ville de Québec. *Naturaliste canadien*, 100: 591-603.
- Richard, P.J.H., 1975a. 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: 267-284.
- Richard, P.J.H., 1975b. Contribution à l'histoire postglaciaire de la végétation dans la plaine du Saint-Laurent: Lotbinière et Princeville. *Revue de Géographie de Montréal*, 29: 95-107.
- Richard, P.J.H., 1976. Relations entre la végétation actuelle et le spectre pollinique au Québec. *Naturaliste canadien*, 103: 53-66.
- Richard, P.J.H., 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, P.J.H., 1978. Histoire tardiglaciaire et postglaciaire de la végétation au mont Shefford, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 32: 81-93.
- Richard, P.J.H., 1987. *Le Couvert Végétal au Québec-Labrador et son Histoire Postglaciaire*. Notes et Documents, n° 87-01, Université de Montréal, Montréal.

- Richard, P.J.H., 1994. Postglacial palaeophytogeography of the eastern St. Lawrence River Watershed and the climatic signal of the pollen record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109: 137-161.
- Richard, P.J.H., 1995. Le couvert végétal du Québec-Labrador il y a 6000 ans BP: essai. *Géographie physique et Quaternaire*, 49: 117-140.
- Stuiver, M. et Reimer, P.J., 1993. Extended  $^{14}\text{C}$  data base and revised CALIB 3.0  $^{14}\text{C}$  age calibration program. *Radiocarbon*, 35: 215-230.
- Svensson, G., 1988. Bog development and environmental conditions as shown by the stratigraphy of Store Mosse mire in southern Sweden. *Boreas*, 17: 89-111.
- Thibodeau, É. et Cailleux, A., 1973. Zonation en latitude de structures de thermokarst et de tourbières vers 75°ouest, Québec. *Revue de Géographie de Montréal*, 27: 117-138.
- Tolonen, K., 1986. Rhizopod analysis. Pages 645-666 in Berglund, B.E. (éd.). *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons, New York.
- Tolonen, K., Huttunen, P. et Jungner, H., 1985. Regeneration of two coastal raised bogs in eastern North America. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae Series A. III. Geologica-Geographica* 139: 1-51.
- Tolonen, K., Warner, B.G. et Vasander, H., 1992. Ecology of Testaceans (Protozoa: Rhizopoda) in mires in southern Finland: I. Autecology. *Archiv für Protistenkunde*, 142: 119-138.
- Van Geel, B., 1978. A palaeoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and the Netherlands. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 25: 1-120.

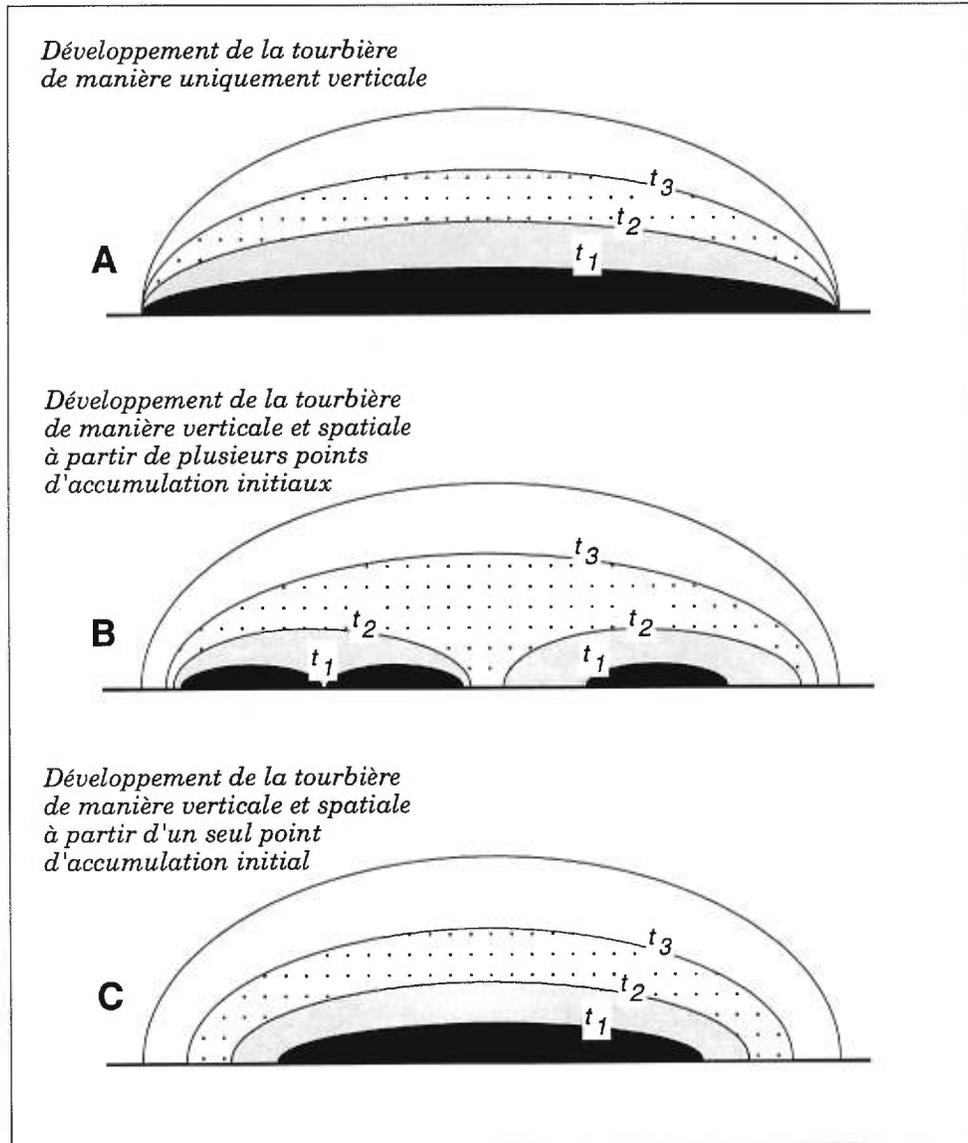
- Van Geel, B., Bohncke, S.J.P. et Dee, H., 1981. A palaeoecological study of an upper late glacial and Holocene sequence from "De Borchert", The Netherlands. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 31: 367-448.
- Vitt, D.H. et Slack, N.G., 1975. An analysis of the vegetation of *Sphagnum* dominated kettle-hole bogs in relation to environmental gradients. *Canadian Journal of Botany*, 53: 332-359.
- Warner, B.G., 1987. Abundance and diversity of testate amoebae (Rhizopoda: Testacea) in *Sphagnum* peatlands in southwestern Ontario. *Archiv für Protistenkunde*, 133: 173-189.
- Warner, B.G., 1990. Testate Amoebae (Protozoa). Pages 65-74 in Warner, B.G. (éd.). *Methods in Quaternary Ecology*. Geoscience Canada, Geological Association of Canada.
- Warner, B.G. et Charman, D.J., 1994. Holocene changes on a peatland in northwestern Ontario interpreted from testate amoebae (Protozoa) analysis. *Boreas*, 23: 270-279.
- Warner, B.G. et Chengalath, R., 1991. *Habrotrocha angusticollis* (Bdelloidea, Rotifera): a new paleoecological indicator in Holocene peat deposits in Canada. *Verhandlungen Internationale Vereinigung Limnologie*, 24: 2738-2740.
- Warner, B.G., Clymo, R.S. et Tolonen, K., 1993. Implications of peat accumulation at Point Escuminac, New Brunswick. *Quaternary Research*, 39: 245-248.
- Webb, R.S., Anderson, K.H. et Webb III, T., 1993. Pollen response-surface estimates of Late-Quaternary changes in the moisture balance of the northeastern United States. *Quaternary Research*, 40: 213-227.

- Webb III, T., Bartlein, P.J., Harrison, S.P. et Anderson, K.H., 1993. Vegetation, lake levels, and climate in eastern North America for the past 18,000 years. Pages 415-467 in Wright, H.E., Jr., Kutzbach, J.E., Street-Perrott, F.A., Ruddiman, W.F. et Webb III, T. (éd.). *Global Paleoclimates Since the Last Glacial Maximum*. University of Minnesota Press, Minneapolis.
- Witte, H.J.L. et Van Geel, B., 1985. Vegetational and environmental succession and net organic production between 4500 and 800 B.P. reconstructed from a peat deposit in the western Dutch coastal area (Assendelver Polder). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 45: 239-300.
- Zoltai, S.C. et Pollett, F.C., 1983. Wetlands in Canada: their classification, distribution, and use. Pages 245-268 in Gore, A.J.P. (éd.). *Ecosystems of the World: 4B. Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor. Regional Studies*. Elsevier, Amsterdam.
- Zoltai, S.C. et Vitt, D.H., 1990. Holocene climatic change and the distribution of peatlands in western interior Canada. *Quaternary Research*, 33: 231-240.

latérale est retracée, ce sont alors des indices pouvant témoigner, au premier abord, d'un changement climatique. Quelques travaux, autant en Amérique du Nord qu'en Europe, ont identifié de telles périodes qui ont été propices au déclenchement de l'entourbement et au développement spatial des tourbières.

Dans le cas des tourbières qui résultent du comblement d'anciens lacs, le passage entre les régimes lacustre et tourbeux n'est souvent pas d'origine climatique. La paludification d'un lac est un processus complexe et graduel. L'entourbement des berges et le rythme du comblement par le fond d'un lac dépendent entre autres de la chimie et de la profondeur d'eau, de la taille et de la morphométrie du bassin. Un lac aux pentes abruptes ne permettra pas une implantation facile des plantes aquatiques et tourbicoles sur les berges. Par contre, un épisode climatique plus sec associé à une augmentation de l'évaporation peut provoquer un abaissement du niveau d'eau du lac et accélérer l'entourbement des berges (Winkler, 1988; Hu et Davis, 1995).

L'initiation des tourbières sans phase lacustre et l'entourbement des terres résultent d'une hausse du niveau de la nappe phréatique induite par un changement paléohydrique vers des conditions climatiques plus humides, ou de la dynamique authigène de l'accumulation de la tourbe qui provoque des modifications de l'hydrologie locale. Il s'agit d'un processus important menant souvent à la formation de vastes tourbières (Heinselman, 1970; Foster *et al.*, 1988; Foster et Wright, 1990; Janssens *et al.*, 1992; Klinger, 1996). Foster et Wright (1990) ont proposé trois modèles concernant l'origine et la croissance des tourbières (Fig. 1.1). Ces modèles peuvent être vérifiés à l'aide de nombreuses dates basales de la tourbe. Dans un premier cas (A), une tourbière ( $t_1$ ) peut se développer verticalement ( $t_2, t_3$ ) sans jamais s'étendre latéralement. Les dates basales sont alors similaires d'un endroit à l'autre. Selon un second modèle (B), des points d'accumulation isolés ( $t_1$ ) se développent latéralement et verticalement. Leur fusion ultérieure ( $t_2$ ) entraîne la formation d'une seule tourbière ( $t_3$ ). Selon un dernier modèle (C), une tourbière peut prendre naissance en un endroit unique ( $t_1$ ), et ensuite croître verticalement et latéralement ( $t_2, t_3$ ). Les dates basales sont alors décroissantes du centre vers la périphérie de la tourbière.



**Figure 1.1.** Modèles de développement des tourbières d'après Foster et Wright (1990). Les différentes étapes de l'évolution des tourbières sont indiquées par les lettres et chiffres  $t_1$  à  $t_3$ .

Quelques travaux ont identifié des périodes durant l'Holocène qui ont été favorables au développement des tourbières. En Finlande, les dates basales de plusieurs sites ont permis de retracer deux épisodes d'instauration des tourbières: de 8000 à 7300 ans BP (années étalonnées) et entre 4300 et 3000 ans BP (Korhola, 1995). Ils tradiraient des conditions climatiques plus humides, celles-ci étant confirmées par de hauts niveaux lacustres (Digerfeldt, 1988). Un abaissement des niveaux d'eau des lacs est signalé vers 7500-7300 ans BP. Un maximum d'aridité a été atteint entre 5600 et 4400 ans BP (Digerfeldt, 1988; Harrison *et al.*, 1993), témoignant que les précipitations étaient alors moins importantes et l'évapotranspiration sans doute plus élevée, conditions moins favorables à l'accumulation de la tourbe. Le rythme du développement spatial de cinq tourbières fut également étudié (Korhola, 1992; 1994). Chacune des tourbières montre des périodes d'expansion rapide, mais elles ne sont pas nécessairement synchrones d'un site à l'autre. Cependant, entre 6000 et 4000 ans BP, les tourbières affichent un ralentissement général de leur progression, indiquant sans doute une réduction des précipitations à l'Holocène moyen. Les trois derniers millénaires montrent aussi une importante diminution du rythme de l'expansion. Elle ne résulte toutefois pas d'un contrôle climatique, mais plutôt de la topographie du substrat, le gradient des pentes ayant été suffisamment important pour provoquer un ralentissement de la croissance des tourbières (Korhola, 1994).

Dans l'ouest canadien, l'accumulation de la tourbe s'est amorcée généralement après 6000 ans BP (Zoltai et Vitt, 1990). Durant l'Holocène inférieur, des conditions climatiques chaudes et surtout plus sèches ont entraîné l'inhibition de l'entourbement. Par la suite, le développement des tourbières a débuté en réponse à l'établissement de conditions climatiques plus fraîches et plus humides (Zoltai et Vitt, 1990; Kuhry *et al.*, 1992; 1993). Au Minnesota, le déclenchement de l'entourbement témoigne aussi d'un événement hydrique de nature climatique. Les grandes tourbières de la plaine recouverte auparavant par le lac Agassiz datent d'environ 4500 ans BP, alors que le climat est devenu plus frais et plus humide (Heinselman, 1970; Glaser, 1987; Janssens *et al.*, 1992). Comme dans l'ouest canadien, l'Holocène inférieur était caractérisé par un climat chaud et sec défavorable à l'accumulation de la tourbe. À Terre-Neuve, des périodes plus importantes

d'entourbement se sont produites vers 6000-5000 ans BP, et surtout entre 4000 et 2500 ans BP, lorsque les conditions climatiques étaient humides mais chaudes (Davis, 1984). L'initiation d'une tourbière couverture vers 5500 ans avant l'actuel dans la péninsule d'Avalon a été attribuée à une élévation de la nappe phréatique sous un climat plus humide, suite au climat sec de l'Holocène inférieur (Irwin, 1994). Au Québec subarctique près du lac à l'Eau Claire, des périodes distinctes d'entourbement sur des substrats bien drainés se sont produites vers 5500, 5000, 4500-4400, 4000-3800, 3000-2800, 2100 et 1600 ans BP (Payette, 1984). Une durée d'environ 1500-2000 ans s'est écoulée entre le retrait des glaces et l'accumulation des premiers sédiments organiques. Ces épisodes d'entourbement refléteraient des conditions plus humides après 6000 ans BP, plus particulièrement entre 5500 et 3800 ans BP qui fut la période durant laquelle l'entourbement a été le plus important (Payette, 1984).

Au sud du Québec, les dates basales des tourbières actuellement connues ne révèlent pas de périodes paléoclimatiques et paléohydrologiques particulières qui auraient été plus propices à l'entourbement. Dans quelques cas, l'accumulation de la tourbe s'est amorcée suite au retrait des glaces, lorsque les conditions climatiques sont devenues suffisamment clémentes (Richard, 1977). Dans les basses terres du Saint-Laurent, certaines tourbières se sont mises en place suite à la disparition de la Mer de Champlain et du Lac à Lampsilis (Richard, 1977; Larouche, 1979; Lavoie *et al.*, 1995). La réorganisation du système fluvial et l'installation du fleuve Saint-Laurent dans son lit actuel furent aussi des éléments déclencheurs, plusieurs dépressions humides alors abandonnées ayant permis la formation de tourbières (Macpherson, 1967; Comtois, 1982; Laframboise, 1987). Seule l'initiation d'un dépôt de tourbe interdunaire dans les basses terres du Saint-Laurent fut attribuée à un changement climatique (Filion, 1987; Bhiry et Filion, 1996). L'accumulation organique a débuté au sein d'une dépression interdunaire vers 7500 ans BP sur des sables podzolisés. Des vents catabatiques secs en provenance de l'inlandsis situé plus au nord sont responsables du remaniement du sable des anciens littoraux de la Mer de Champlain et du façonnement des dunes. Le début de l'accumulation de la tourbe résulterait de l'arrêt de l'influence des vents catabatiques dans les basses terres et d'un rehaussement du niveau de la nappe phréatique en

réponse à l'établissement de conditions climatiques plus humides (Filion, 1987).

#### ***1.2.4 Le taux d'accumulation sédimentaire net et le degré de décomposition de la tourbe***

Le taux d'accumulation sédimentaire net et le degré de décomposition de la tourbe sont des indices importants pour la détection de fluctuations paléohydriques. Le processus de décomposition par les champignons et les bactéries survient essentiellement au-dessus du niveau de la nappe phréatique au sein de l'acrotelme (Dickinson, 1983; Clymo, 1991). Un bilan hydrique positif est nécessaire afin de permettre le maintien élevé de la nappe phréatique et des conditions anaérobiques. Celles-ci retardent la décomposition de la tourbe, alors qu'un abaissement du niveau de la nappe phréatique aura pour conséquences une plus grande oxygénation de la tourbe, une décomposition accrue de la matière organique et un ralentissement du rythme d'accumulation sédimentaire de la tourbe. Le taux d'accumulation est ainsi souvent corrélé avec le degré de décomposition (Aaby et Tauber, 1974; Svensson, 1988). Ce sont donc les conditions présentes dans l'acrotelme qui régissent la décomposition et le taux d'accumulation. Des modifications du bilan hydrique régional auront des répercussions sur le degré de décomposition de la tourbe et sur le rythme d'accumulation sédimentaire. Cependant, il a été démontré que le rythme de décomposition variait d'une plante à l'autre (Coulson et Butterfield, 1978; Johnson et Damman, 1991; Clymo, 1991) et que le processus de décomposition se poursuivait aussi dans les couches inférieures non oxygénées du catotelme (Clymo, 1991). De plus, comme nous l'avons mentionné précédemment, les températures sont également primordiales. Des températures élevées favoriseront une plus grande productivité végétale, et une importante production de tourbe.

Les horizons de tourbe fortement décomposée reflètent des périodes climatiques plus sèches. L'interprétation climatique de ces horizons remonte au début du siècle alors que Weber (1900) observa dans plusieurs tourbières du nord-ouest de l'Europe un horizon de tourbe très humifiée de couleur

noire, le Grenzhorizont, surmonté d'une tourbe plus pâle et peu décomposée. La transition entre le Grenzhorizont et la tourbe sus-jacente fut interprétée par Weber comme le passage d'un climat chaud et sec, vers des conditions plus humides entre les périodes Sub-boréale et Sub-atlantique. Une des raisons pour l'acceptation de l'interprétation climatique du Grenzhorizont est qu'un tel horizon fut observé dans la stratigraphie de plusieurs tourbières européennes à la même époque. Subséquemment, d'autres travaux ont révélé la présence de plusieurs niveaux fortement humifiés, ceux-ci ayant aussi été interprétés par une décomposition intense et une accumulation plus lente de la tourbe sous des conditions climatiques sèches, d'où le concept de surfaces récurrentes.

### **1.2.5 La succession des bryophytes**

L'analyse des restes fossiles des bryophytes livre de précieuses informations sur les conditions d'humidité à la surface des tourbières aux différentes époques de leur histoire. Puisque les sphaignes et les mousses brunes sont des composantes importantes de la tourbe, qu'elles ont des niches écologiques bien circonscrites en ce qui concerne l'humidité et les paramètres chimiques de la tourbe (Gauthier, 1980; Vitt et Chee, 1990; Gignac *et al.*, 1991a,b; Gorham et Janssens, 1992), et qu'elles sont souvent identifiables au niveau de l'espèce, les bryophytes sont des indicateurs sensibles des conditions d'humidité de la tourbe. Elles livrent des informations sur la position de la nappe phréatique et sur la présence ancienne de biotopes tels les mares, les buttes, les dépressions et les lanières.

Plusieurs travaux portant sur l'identification des sphaignes fossiles ont été réalisés en Europe par l'équipe de Keith Barber. À la tourbière Bolton Fen Moss au nord-ouest de l'Angleterre, Barber (1981) a étudié en détail plusieurs sections excavées à l'aide de l'analyse pollinique et des macrorestes végétaux. Les résultats ont été comparés aux données climatiques connues des 2000 dernières années. Des relations étroites furent établies entre la succession des sphaignes, le type de tourbe, l'humification et les paramètres climatiques, notamment l'humidité. La succession générale des bryophytes dans la portion supérieure des sections étudiées traduit le

passage de conditions relativement sèches à la surface de la tourbe, révélées par la formation de buttes (*Sphagnum imbricatum*, éricacées), vers des conditions beaucoup plus humides et la formation de mares (*Sphagnum cuspidatum*, *Sphagnum papillosum*), et finalement vers des conditions intermédiaires et la formation de tapis humides (*Sphagnum magellanicum*). Six périodes humides et six périodes plus sèches de durées inégales ont été identifiées, les événements les plus humides ayant eu lieu vers 900-1100, 1320-1585 et 1745-1800 ans BP. En raison de la correspondance étroite entre la succession des sphaignes et les données climatiques des deux derniers millénaires, Barber (1981) a émis l'hypothèse que l'alternance des phases climatiques sèches et humides était le principal facteur responsable des changements stratigraphiques observés, et que la tourbière réagissait rapidement aux oscillations climatiques, notamment au régime des précipitations.

### **1.2.6 Les thécamoebiens**

Les Thécamoebiens sont des Protozoaires appartenant à la classe des Rhizopodes. Ce sont des organismes unicellulaires, de taille généralement comprise entre 10 et 300µm, qui ont la faculté de construire une coquille protégeant leur cytoplasme. Selon les espèces, la coquille est constituée de silice, de carbonate de calcium, de protéines, de particules minérales, de diatomées et d'hyphes de champignons (Ogden et Hedley, 1980). Ces matériaux sont cimentés par un vernis de chitine d'origine cytoplasmique. Les rhizopodes possèdent aussi des pseudopodes, organes servant à la locomotion et à la préhension de nourriture. La taxonomie des organismes repose sur la dimension, la forme et l'ornementation des coquilles. Abondants au sein des tourbières où ils constituent une part importante de la microfaune, les rhizopodes sont présents essentiellement dans les premiers centimètres supérieurs et oxygénés de l'acrotelme, là où les bactéries et les champignons sont abondants. Heal (1962) a estimé à 16 millions le nombre d'individus présents par mètre carré dans la tourbe. Après leur mort, ces organismes s'incorporent aux sédiments, et en raison de sa résistance aux processus de décomposition, leur thèque est préservée sur plusieurs milliers d'années.

Récemment, plusieurs travaux ont porté sur l'écologie actuelle des rhizopodes dans les tourbières de l'est de l'Amérique du Nord (Louisier, 1974; Tolonen *et al.*, 1985; Warner, 1987; Charman et Warner, 1992; Warner et Charman, 1994, Perera, 1995; Charman et Warner, 1997) et en Europe (Tolonen *et al.*, 1992; 1994). Les analyses statistiques multivariées indiquent une correspondance étroite entre les différentes espèces et l'humidité de la tourbe qui est le principal facteur régissant la distribution, l'abondance et la diversité des rhizopodes. D'autres paramètres influencent aussi leur distribution. Des variations selon le pH de la tourbe, les concentrations des éléments minéraux, la disponibilité en lumière, la composition floristique et le statut trophique ont été observées (Heal, 1962; Ogden et Hedley, 1980; Tolonen *et al.*, 1992). Il est par contre souvent difficile de discerner l'importance de ceux-ci par rapport à l'humidité. Les études récentes (Tolonen *et al.*, 1992; 1994; Warner et Charman, 1994) suggèrent cependant qu'aucun de ces facteurs n'a autant d'importance que l'humidité de la tourbe et la position de la nappe phréatique. Bien que l'optimum d'humidité diffère pour une même espèce entre les régions où les études ont été menées (Charman et Warner, 1992; 1997; Tolonen *et al.*, 1992; 1994), le rang des espèces selon un gradient d'humidité et la position de la nappe phréatique demeure sensiblement le même.

L'identification des rhizopodes au sein des profils stratigraphiques apporte des renseignements supplémentaires concernant les conditions d'humidité et la position de la nappe phréatique aux différentes époques de l'évolution des tourbières, principalement durant les phases ombrotrophes (Tolonen, 1986; Warner, 1990). En effet, peu d'espèces sont identifiées durant les périodes de minérotrophie. Souvent, les espèces minérotrophes ont une coquille qui est dissoute lors de la décomposition de la tourbe (Tolonen, 1986). La bonne préservation des coquilles des espèces ombrotrophes, leur résistance aux processus de décomposition, les paramètres écologiques contrastés entre les différentes espèces, et l'identification souvent au niveau de l'espèce, font que les rhizopodes constituent un outil important pour les reconstitutions des conditions hydrologiques passées des tourbières. Au Canada, environ 40 espèces ont été identifiées jusqu'à ce jour dans les profils stratigraphiques (Warner, 1990).

L'identification routinière des thécamoebiens demeure encore peu fréquente lors des études paléoécologiques (Tolonen, 1966; Aaby et Tauber, 1974; Tolonen *et al.*, 1985; Warner, 1990; Ikonen, 1993; Warner et Charman, 1994). Au Canada, peu de travaux ont été réalisés depuis le premier diagramme des rhizopodes publié par Ogden (1960) sur une tourbière de la Nouvelle-Écosse. Ce n'est que récemment que les études ont été plus nombreuses. Généralement, la représentation des espèces dans les diagrammes est exprimée en pourcentage par rapport à la somme pollinique. Cette façon de présenter les résultats ne rend pas compte de l'abondance et des fluctuations réelles des rhizopodes. Dans ces cas, les interprétations paléohydrologiques doivent être considérées avec circonspection. Il est essentiel que la représentation de chacune des espèces repose sur la somme totale des rhizopodes du même échantillon, et non sur la somme pollinique.

### **1.2.7 La détection d'anciennes mares**

Dans les mares des tourbières, la productivité biologique est faible. L'accumulation de matière organique y est moindre comparativement aux lanières herbacées jouxtant les mares. Les lanières présentent un gain annuel en carbone, alors que les dépressions humides et les mares affichent un déficit (Moore, 1989). Le fond des mares est colonisé par une flore algaire. La persistance des mares sur de longues durées résulterait d'une décomposition accrue de la matière organique en raison de l'oxygène libéré par les algues bleues lors de la photosynthèse (Seppälä et Koutaniemi, 1985; Hamilton *et al.*, 1994). L'élargissement et la coalescence de ces biotopes seraient entre autres conditionnés par l'activité microbienne (Foster *et al.*, 1983; 1988). La corrosion de la tourbe au contact de l'eau provoque la dégradation des lanières, et la coalescence subséquente des mares.

Les mares sont d'importants biotopes indicateurs de changements hydrologiques pouvant être retracés par les analyses paléobotaniques (bryophytes, macrorestes de plantes aquatiques). Malgré la relation actuelle entre la fréquence des mares et les précipitations régionales, leur origine demeure sujette à plusieurs interprétations. Diverses hypothèses ont été

proposées. Elles incluent entre autres les changements climatiques, les processus biotiques, le gel et la gravité (Seppälä et Koutaniemi, 1985). Foster et Wright (1990) ont proposé trois modèles afin d'expliquer la présence des mares. Le modèle allogène implique un contrôle climatique, l'apparition des mares ayant lieu à la même époque d'un endroit à l'autre sur la tourbière. Toutes les mares ont alors un âge similaire. Le modèle authigène traduit une apparition progressive des mares avec le développement de la tourbière. Les premières formées se situent au centre du site, et les plus récentes vers la périphérie. Finalement, le modèle neutre invoque la présence des mares dès l'origine de la tourbière, et leur persistance tout au long de l'évolution de l'écosystème.

L'explication classique pour l'origine des mares est l'hypothèse hydroclimatique. Celle-ci fait d'abord intervenir une microtopographie de creux et de bosses (hollows, hummocks). Lors de l'établissement de conditions plus humides, l'augmentation des précipitations et le ruissellement en provenance des buttes provoqueraient un rehaussement du niveau de la nappe phréatique et l'inondation des dépressions. Il y aurait alors inhibition de la croissance des sphaignes dans les dépressions et création des mares.

Un modèle proposé par Glaser et Janssens (1986) est fondé sur l'âge et la répartition géographique des modèles physiologiques des tourbières. Selon ces auteurs, les mares se forment progressivement, en réponse aux changements hydrologiques sur la tourbière engendrés par l'augmentation du degré de décomposition de la tourbe, la réduction de la conductivité hydraulique et le drainage déficient. Les tourbières ayant une crête linéaire arborée représentent le premier stade d'évolution. La formation d'un acrotelme épais facilite l'écoulement de l'eau vers la périphérie. Lorsque la croissance des sphaignes diminue au niveau de la crête centrale, il se produit une accentuation de la convexité de la tourbière en raison d'une accumulation toujours vive sur les flancs. Le changement du gradient des pentes provoque un ralentissement du drainage de l'eau. Les premières mares apparaissent au centre de la tourbière, où l'écoulement de l'eau est déficient. La stagnation de la croissance des sphaignes se poursuit et se déplace latéralement. Il s'ensuit la formation d'une tourbière à plateau,

accompagnée d'une multiplication des mares. Ce modèle implique une apparition des mares suite à des changements hydrologiques conditionnés par des processus uniquement biotiques. Il s'apparente au modèle authigène de Foster et Wright (1990).

L'âge des mares actuelles peut être déterminé en datant le contact entre la gyttja s'accumulant dans celles-ci, si une telle sédimentation a lieu, et la tourbe sus-jacente. C'est le cas des tourbières suédoises où ont été menées les études de Foster et Wright (1990), et où l'âge des mares est décroissant en direction des bordures des tourbières. La reconnaissance des modèles théoriques est par contre très difficile lors des travaux paléoécologiques. La présence de gyttja dans les dépôts tourbeux ne fut observée que très rarement (Moore, 1977). Pour être confirmés, ces modèles impliquent l'étude d'un nombre élevé de séquences sédimentaires et la détermination des mares par l'analyse macrofossile des restes de plantes aquatiques ou des sphaignes (Barber, 1981). Si les analyses macrofossiles peuvent permettre d'affirmer la présence de tels biotopes à une époque donnée, la date de leur formation et leur durée demeurent néanmoins difficile à établir avec exactitude.

### ***1.2.8 Les travaux paléoécologiques réalisés sur les tourbières du Québec méridional***

Nos connaissances sur l'histoire des tourbières du Québec sont encore très fragmentaires. Depuis les premiers travaux de Auer (1930), peu d'études paléoécologiques ont été réalisées (Larouche, 1979; Comtois, 1982; Laframboise, 1987; Lavoie *et al.*, 1995; Bhiry et Filion, 1996), et les aspects paléohydrologiques peu abordés (Comtois, 1982; Lavoie *et al.*, 1995). Les données paléoécologiques disponibles proviennent surtout des sites échantillonnés pour les reconstitutions postglaciaires de la végétation régionale (Richard, 1977). L'analyse pollinique n'apporte toutefois que très peu de renseignements sur la succession de la flore tourbicole, sur l'établissement des régimes trophiques, et sur l'hydrologie locale. Ces éléments sont déduits de la description des carottes sédimentaires et exprimés en termes très généraux. Par ailleurs, l'analyse macrofossile a été

rarement employée. Quelques travaux (Larouche, 1979; Garneau, 1987; Lavoie *et al.*, 1995; Bhiry et Filion, 1996) ont conjugué les apports de l'analyse macrofossile et de la palynologie afin de retracer plus en détail l'histoire de ces écosystèmes. Les tourbières n'ayant pas été étudiées dans un contexte de dynamique de l'accumulation de la tourbe, leur potentiel paléohydrique et paléoclimatique est encore fortement sous-exploité. À la tourbière de Farnham (Lavoie *et al.*, 1995), d'abondants restes végétaux de plantes aquatiques ont permis de confirmer la formation de mares entre 6900 et 5800 ans BP. Leur formation a été interprétée par une hausse des précipitations à cette époque, associée ou non à une baisse de l'évapotranspiration.

### 1.3 LES FLUCTUATIONS DES NIVEAUX LACUSTRES

Les lacs sont aussi très sensibles aux variations du régime pluviométrique. Les bassins sans affluents ni effluents ont un budget hydrique contrôlé essentiellement par le ratio entre les précipitations et l'évapotranspiration. Des fluctuations synchrones du niveau d'eau entre des lacs d'une même région indiquent non seulement des oscillations du climat, mais aussi des modifications dans l'interaction des masses d'air (Harrison et Metcalfe, 1985; Yu, 1995; Ritchie et Harrison, 1993; Yu et Harrison, 1995). L'étude des changements des niveaux lacustres est un atout majeur pour le raffinement des études paléoclimatiques et de la circulation atmosphérique postglaciaire.

Les lacs peuvent fluctuer en volume et en superficie en réponse à des changements saisonniers ou de plus longues durées du bilan hydrique régional. La sensibilité et le temps de réponse d'un lac face à une modification du régime pluviométrique ou de l'évapotranspiration dépendent de la taille et de la morphométrie du bassin, de la présence d'affluents ou d'effluents, et d'une recharge ou non du lac par des apports souterrains d'eau (Street-Perrot et Harrison, 1985). Divers indices géomorphologiques, sédimentologiques, paléobotaniques et chimiques permettent une reconstitution des fluctuations passées. Dans le cas des lacs qui ont connu des fluctuations majeures de plusieurs mètres comme ceux des régions arides, les reconstitutions sont fondées sur des observation

géomorphologiques, stratigraphiques (alternance de sédiments lacustres et d'horizons de sols), ou par la présence d'anciennes lignes de rivage (Street-Perrot et Harrison, 1985). Dans les régions tempérées comme le Québec méridional, les fluctuations ont sans doute été de moindre ampleur, de l'ordre de quelques mètres tout au plus. L'étude de Digerfeldt (1988) au lac Bysjön en Suède a révélé un des plus importants changements du niveau d'eau en milieu tempéré au cours de l'Holocène. Une baisse rapide de sept mètres se produisit entre 9500 et 9200 ans BP, en réponse à des conditions sèches.

### 1.3.1 *Les indices des fluctuations des niveaux lacustres*

L'étude d'une seule carotte centrale peut être suffisante pour les reconstitutions paléolimnologiques des lacs. Il en est toutefois souvent autrement en ce qui a trait à la détection des fluctuations des niveaux d'eau. Il est possible que les sédiments au centre du lac n'aient pas enregistré les changements du niveau d'eau. Aussi, les indices livrés par l'étude d'un seul profil peuvent être sujets à plus d'une interprétation. En effet, des processus de focalisation sédimentaire, d'érosion et de redépôt des sédiments se produisent dans les lacs (Davis *et al.*, 1984; Tolonen, 1984). Il n'est pas toujours possible, à l'aide d'une seule carotte en position centrale, de déterminer si le remaniement des sédiments résulte d'une hausse ou d'une baisse du plan d'eau. Les interprétations doivent donc reposer sur une étude détaillée de plusieurs profils disposés le long d'un transect de la zone littorale vers le centre du lac à l'aide de différents indicateurs sédimentologiques et paléobotaniques (Digerfeldt, 1988; Dearing, 1997). Cette méthode est la plus efficace et elle repose sur trois fondements (Digerfeldt, 1988): (1) l'accumulation des sédiments lacustres ne peut avoir lieu que sous une profondeur d'eau minimale, (2) les matériaux allochtones transportés dans le lac sont déposés selon un patron qui est fonction de la taille des particules, et (3) la distribution des plantes aquatiques est régie essentiellement par la profondeur d'eau.

La lithologie des sédiments fournit les premiers indices. Une alternance de sédiments lacustres et tourbeux est une information claire

d'un changement de la profondeur d'eau. Une augmentation du contenu en matière minérale peut aussi refléter une fluctuation. D'une manière générale, les sédiments près des berges comportent une plus grande proportion de sédiments minéraux. Lors d'une baisse du niveau d'eau, il peut se produire une augmentation de l'érosion et un apport de matière minérale vers le centre si ces sources de particules sont disponibles (Digerfeldt, 1986). La marne représente souvent un environnement lacustre peu profond qui favorise la concentration du carbonate de calcium. Il est possible qu'un changement stratigraphique de la marne vers la gyttja témoigne d'une augmentation de la profondeur d'eau, et *vice versa*. La marne peut cependant être produite par des processus biologiques comme la photosynthèse des plantes aquatiques et du phytoplancton qui utilisent le dioxyde de carbone (Wetzel, 1983). Des laminations sont d'autres indices pouvant traduire un milieu de dépôt non perturbé et une profondeur d'eau plus importante.

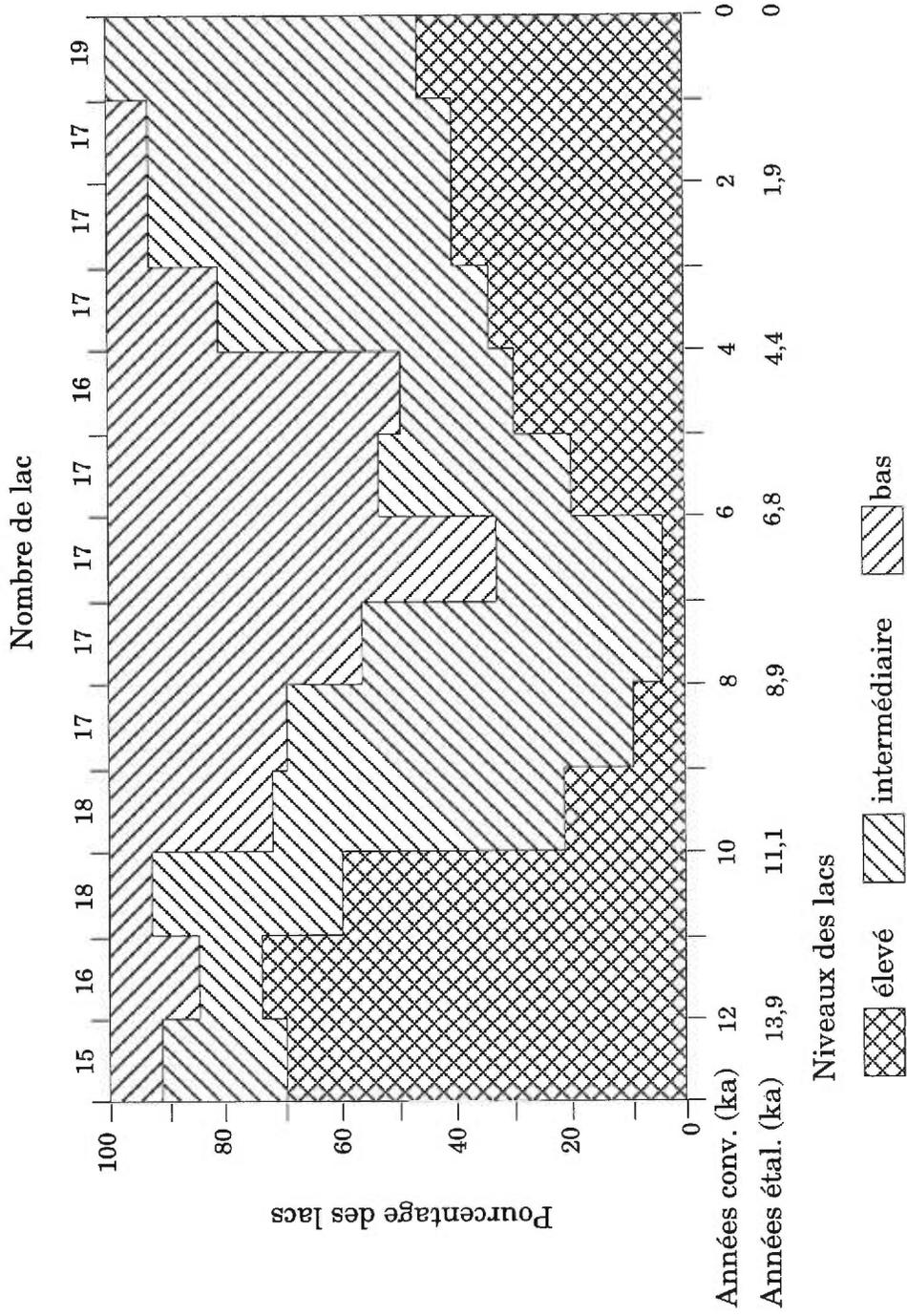
La détermination de la profondeur d'eau minimale permettant l'accumulation des sédiments lacustres s'avère forte utile pour retracer les anciens niveaux d'eau (Digerfeldt, 1988). Cette limite, contrôlée en partie par la morphométrie du bassin, est la profondeur d'eau au-dessous de laquelle les sédiments organiques peuvent se déposer sans être érodés par l'action des vagues et du vent. Au-dessus de cette limite, seuls des sédiments minéraux sont mis en place s'ils existent et qu'ils peuvent être transportés. Les corrélations palynostratigraphiques entre les carottes d'un transect permettent de retracer des hiatus stratigraphiques et de suivre les déplacements de la limite sédimentaire. Le remaniement des sédiments entraîne la distorsion d'assemblages polliniques ou des particularités palynostratigraphiques, de sorte que certains assemblages polliniques ne sont pas représentés dans toutes les carottes d'un même transect (Digerfeldt, 1986; Yu et McAndrews, 1994; Almquist-Jacobson, 1995).

Les principaux indices écologiques autorisant les reconstitutions des niveaux d'eau reposent sur la flore aquatique. L'histoire de la végétation aquatique est retracée à l'aide de l'analyse macrofossile. Les reconstitutions des niveaux d'eau s'appuient alors sur la distribution des espèces émergées, flottantes et submergées, la profondeur d'eau régissant cette distribution

(Hannon et Gaillard, 1997). Elles supposent un dépôt des pièces macrofossiles près des plantes émettrices, bien que certaines plantes aient un grand pouvoir de dispersion. Lors d'une baisse du niveau d'eau, de nouveaux espaces sont disponibles et susceptibles de permettre un déplacement de la flore aquatique vers le centre du lac. Parfois, une baisse assez importante peut engendrer l'implantation d'essences arborescentes sur le littoral anciennement submergé, comme c'était le cas durant le Petit Âge Glaciaire au Québec subarctique (Payette et Fillion, 1993). Toutefois, en raison de la morphométrie des bassins, il n'est pas toujours possible pour la végétation de se déplacer en raison des pentes trop abruptes, même s'il se produit une baisse du plan d'eau. De plus, il est nécessaire de distinguer les changements floristiques engendrés par des variations lacustres de ceux résultant d'une succession végétale hydrarche ou du comblement naturel des lacs. Une inversion de la succession végétale hydrarche est par contre un indice fiable d'un changement du niveau d'eau.

### ***1.3.2 Les fluctuations des niveaux lacustres dans l'est des États-Unis***

Des synthèses des fluctuations holocènes des niveaux lacustres ont été établies pour l'est des États-Unis à partir de données portant sur 25 lacs, et généralisées à l'ensemble de l'Amérique du Nord (Harrison, 1989; T. Webb *et al.*, 1993). La figure 1.2 illustre l'évolution des niveaux d'eau depuis 12 000 ans. Le statut des niveaux d'eau (bas, intermédiaire, élevé) de ces synthèses est cependant très peu précis. L'objectif initial de l'étude de la plupart des sites était la reconstitution postglaciaire de la végétation régionale à l'aide d'une carotte en position centrale. Les données publiées furent ré-examinées pour en inférer des changements du niveau d'eau (Harrison, 1989; T. Webb *et al.*, 1993). D'autres travaux effectués spécifiquement pour la détection des oscillations des niveaux lacustres à l'aide de l'étude de plusieurs profils ont néanmoins indiqué des résultats généralement similaires à ceux des synthèses (Webb, 1990; R.S. Webb *et al.*, 1993). Cependant, quel que soit le statut dominant des lacs à une époque donnée, celui-ci est toujours accompagné de lacs aux statuts opposés (Fig. 1.2). Les reconstitutions climatiques suivantes ressortent de ces travaux préliminaires.



**Figure 1.2.** Variations temporelles des niveaux lacustres dans l'est de l'Amérique du Nord d'après Harrison (1989) et T.Webb *et al.* (1993).

Vers 12 000 ans BP, la plupart des lacs étaient à des niveaux élevés ou intermédiaires. Des incursions fréquentes d'air chaud et humide auraient été favorisées par l'affaiblissement de la circulation zonale sur le continent, et un déplacement vers le nord du front arctique lors du retrait progressif de l'inlandsis laurentidien (Harrison et Metcalfe, 1985). Le climat, généralement humide au début du postglaciaire, est devenu sans doute plus sec dès 10 000 ans BP.

Des conditions climatiques plus sèches auraient d'abord été ressenties le long de la côte est américaine et en Floride. Vers 9000 ans BP, la plupart des lacs de ces régions étaient à des niveaux bas ou intermédiaires (R.S. Webb *et al.*, 1993), alors qu'un climat plus humide caractérisait le centre-nord américain (Minnesota, Wisconsin) où les niveaux lacustres étaient élevés ou intermédiaires. Entre 9000 et 6000 ans BP, un déplacement graduel de l'aridité à travers le centre-nord américain se produisit, correspondant à l'expansion vers l'est de la prairie (Bartlein *et al.*, 1984). Ce climat moins humide, attribué à la pénétration de l'air chaud et sec en provenance du Pacifique, aurait entraîné une diminution de l'ordre de 12 à 19% des précipitations (Winkler *et al.*, 1986). La dominance de l'air du Pacifique a eu pour effet de bloquer la pénétration de l'air tropical vers l'intérieur du continent, reflétant un déplacement vers le nord de la zone frontale entre les masses d'air arctique et polaire (Harrison et Metcalfe, 1985). L'air tropical aurait ainsi été confiné au sud-est des États-Unis. Le maximum d'aridité aurait culminé vers 6000 ans BP, alors que le niveau d'eau de la plupart des lacs était bas.

Un rehaussement général des niveaux lacustres vers 5000 ans BP indique un retour vers des conditions sans doute plus humides. Au centre-nord des États-Unis, ceci se traduit par le remplacement de la prairie par une forêt de chênes. Ces événements refléteraient un déplacement latitudinal vers le sud du front arctique, et la mise en place de l'actuelle circulation atmosphérique (Harrison et Metcalfe, 1985).

Ce schéma des fluctuations des niveaux d'eau, généralisé à l'ensemble nord américain, corrobore en partie les modèles de circulation atmosphérique et les simulations portant sur les changements d'humidité et

des paramètres orbitaux (Kutzbach et Guetter, 1986). Ces modèles indiquent un maximum de l'aridité vers 9000 ans BP, alors que la radiation solaire estivale était supérieure de 8% à celle d'aujourd'hui dans les moyennes latitudes de l'hémisphère nord. Les lacs indiquent par contre un maximum d'aridité beaucoup plus tard, vers 6000 ans BP. À cette dernière époque, les températures auraient été dans l'ensemble de 1 à 2°C supérieures à celles d'aujourd'hui (COHMAP, 1988). Si ils permettent une reconstitution très générale des environnements lacustres pour l'ensemble de l'est de l'Amérique du Nord, les changements des niveaux d'eau ne sont sans doute pas les mêmes pour toutes les régions, dont le Québec méridional. En effet, des 25 lacs retenus pour la production des synthèses, plusieurs sont situés dans le centre-nord des États-Unis, une région ayant connu des événements paléoclimatiques distincts de ceux du Québec.

### ***1.3.3 Les fluctuations des niveaux lacustres en Ontario, dans l'ouest canadien et au Québec subarctique***

Une attention particulière a été portée récemment aux reconstitutions des anciens niveaux lacustres en Ontario (Flint *et al.*, 1988; McCarthy et McAndrews, 1988; Dalrymple et Carey, 1990; Yu et McAndrews, 1994, Yu, 1995; Campbell *et al.*, 1997; Yu *et al.*, 1997). Le synchronisme des fluctuations des lacs ontariens témoigne sans doute d'un contrôle climatique. Entre 6000-5000 et 3000-2000 ans BP, plusieurs plans d'eau se sont abaissés. Des hiatus sédimentaires, un ralentissement du taux d'accumulation sédimentaire et une baisse du contenu en matière organique des sédiments sont des éléments caractérisant plusieurs lacs ontariens, et traduisant un épisode climatique plus sec à l'Holocène moyen. Toutefois, des divergences demeurent en ce qui a trait au déclenchement et à la durée de cette période moins humide. Les isotopes stables des bois fossiles et des sédiments lacustres indiquent qu'elle aurait eu lieu entre 7400 et 5800 ans BP (Edwards et Fritz, 1988; Edwards et McAndrews, 1989), alors que les niveaux lacustres témoignent de conditions sèches débutant seulement vers 6000 ans BP (Yu et McAndrews, 1994; Yu, 1995).

Dans l'ouest canadien, des études portant sur douze lacs ont permis de dresser un premier bilan général (Ritchie et Harrison, 1993). Les données ne reposent cependant que sur l'étude d'une seule carotte pour chacun des lacs, et seulement cinq d'entre-eux présentent une chronologie atteignant plus de 10 000 ans. Jusque vers 6000 ans BP, les niveaux lacustres étaient bas. Un maximum d'aridité sur l'ensemble de l'ouest canadien aurait atteint son apogée vers 6000 ans BP. L'établissement subséquent de conditions plus humides vers 5000 ans BP s'est traduite par une élévation graduelle des plans d'eau. Ces résultats corroborent étroitement les informations paléoclimatiques livrées par la chronologie de l'entourbement dans cette région (Zoltai et Vitt, 1990). Ils s'accordent également avec les modèles de la circulation atmosphérique qui indiquent une augmentation des températures estivales de l'ordre de 2,5°C pour l'ouest canadien à l'Holocène inférieur.

Quelques lacs du Québec subarctique ont aussi été étudiés sous l'angle des fluctuations des niveaux lacustres, notamment par les méthodes dendrochronologiques (Payette, 1980; Bégin et Payette, 1988; Payette et Delwaide, 1991; Lepage et Bégin, 1996). Grâce aux dates d'établissement et de mortalité de l'épinette noire, et des patrons de croissance radiale de cette espèce, il fut démontré que les périodes d'installation massive de l'épinette en bordure des lacs au cours des derniers siècles étaient le résultat d'une diminution des précipitations de neige. L'enneigement serait le principal facteur responsable des changements des niveaux lacustres, du moins au cours des trois derniers siècles (Bégin et Payette, 1988; Payette et Delwaide, 1991). Il a entre autres été possible de distinguer deux épisodes distincts durant le Petit Âge Glaciaire: une première période relativement sèche et de bas niveau d'eau de la fin du XVI<sup>e</sup> siècle jusque vers 1720-1740, suivie d'une deuxième période plus humide et de hauts niveaux lacustres (Payette et Delwaide, 1991). Depuis le XVII<sup>e</sup> siècle, une hausse générale des plans d'eau correspond à des hivers plus neigeux (Bégin et Payette, 1988).

L'étude de Payette et Filion (1993) menée au lac des Pluviers à la limite des arbres a permis de retracer des changements paléohydriques du climat pour les 6000 dernières années. De bas niveaux sont identifiés de 5400 à 3500 ans BP, alors que de hauts niveaux caractérisent les 3600 dernières années.

L'abaissement le plus important se situe entre 4600 et 4100 ans BP, alors que d'autres épisodes de bas niveaux sont enregistrés vers 2600-2400, 2100-2000, 1300 et 300-250 ans BP. Les bas niveaux antérieurs à 3600 ans BP ont été attribués par ces auteurs à un climat chaud et sec. Les fluctuations retracées au lac des Pluviers sont en grande partie synchrones avec celles des lacs ontariens (Flint *et al.*, 1988; McCarthy et McAndrews, 1988; Dalrymple et Carey, 1990; Yu et McAndrews, 1994), suggérant des fluctuations d'origine climatique.

#### **1.4 LES MASSES D'AIR ET LES FRONTS AU QUÉBEC MÉRIDIONAL**

Si la position des niveaux lacustres et la dynamique de l'entourbement reflètent un contrôle climatique, alors la circulation atmosphérique peut être invoquée pour expliquer les changements paléohydriques et paléothermiques survenus dans le passé. Il y a des différences significatives d'humidité et de chaleur entre les masses d'air. La distribution et la fréquence de ces dernières régissent le régime climatique actuel.

Une masse d'air est une vaste portion de l'atmosphère qui présente une homogénéité horizontale de température et d'humidité. Elle acquiert ses propriétés en stagnant plusieurs jours au-dessus d'un territoire à conditions thermiques et hygrométriques plus ou moins constantes. Cette masse d'air est dite primaire. Par la suite, elle se déplace et ses propriétés thermodynamiques se modifient en fonction des conditions géographiques des régions qu'elle traverse. Il y a alors formation d'une masse d'air dite secondaire. Lors de ses déplacements, elle peut perdre ou acquérir de la chaleur, absorber de l'eau par évaporation ou en céder par précipitations. Les grandes zones anticycloniques stables (zones de pression supérieure à la normale) sont des régions sources pour la formation des masses d'air primaires. Le Québec méridional n'est pas un territoire qui favorise leur formation puisqu'il s'agit d'une zone trop perturbée par les systèmes cycloniques de pression inférieure à la normale. L'absence d'importantes barrières topographiques facilite toutefois l'incursion des masses d'air.

Le Québec est sous l'influence de trois principales masses d'air (Fig. 1.3): l'air arctique (**A**), l'air polaire (**P**) et l'air tropical (**T**) (Proulx *et al.*, 1987). Leur lieu d'origine et leur trajectoire déterminent deux variétés à l'intérieur de chacune d'elle: continental (**c**) et maritime (**m**). Cinq masses d'air régissent ainsi le climat du Québec méridional (Fig. 1.3): l'air arctique continental (**Ac**), l'air arctique maritime (**Am**), l'air polaire continental (**Pc**), l'air polaire maritime (**Pm**) et l'air tropical maritime (**Tm**). Originant du sud-ouest des États-Unis, l'air tropical continental n'atteint pas le Québec en raison de son éloignement ou de sa rencontre avec d'autres masses d'air (Pc, Tm). Aucune région du Québec n'est affectée plus de 50% de l'année par l'une ou l'autre des masses d'air (Bryson, 1966).

#### **1.4.1 L'air arctique continental (Ac)**

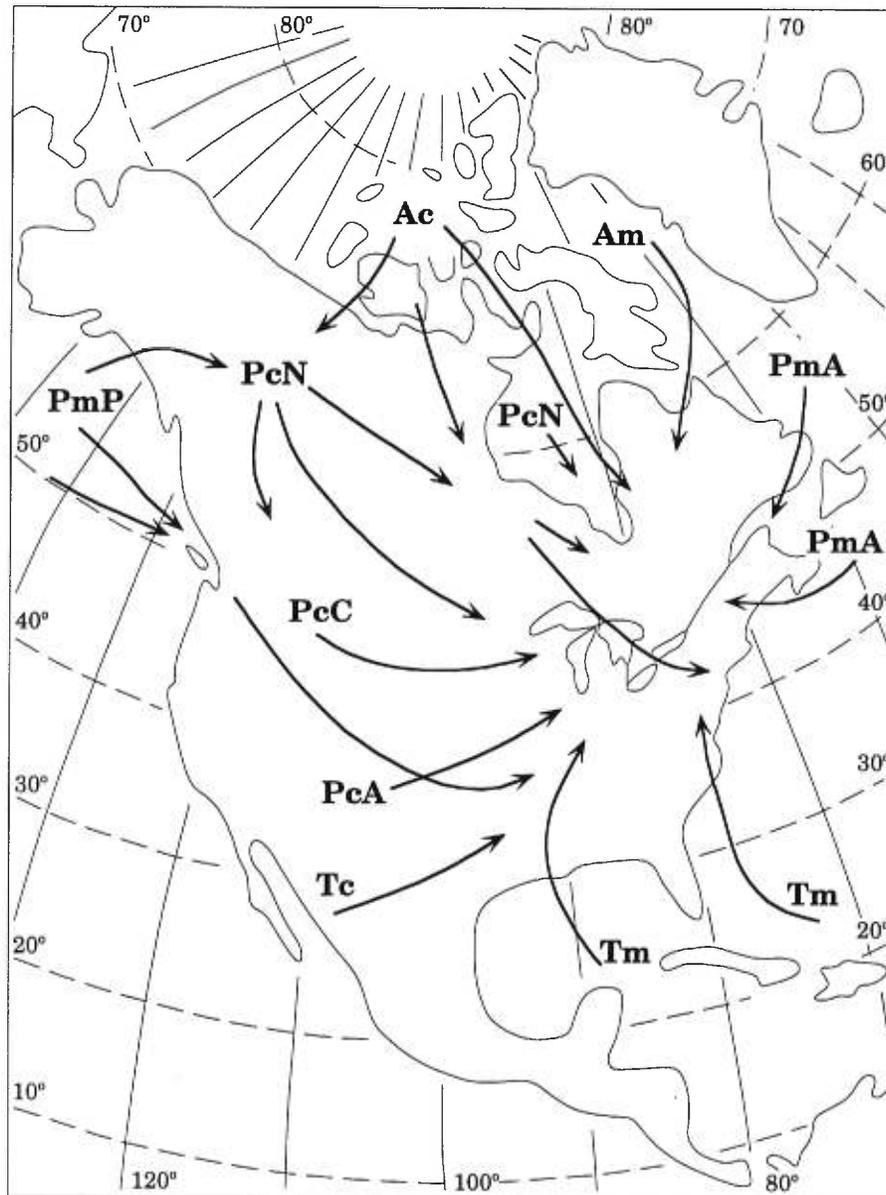
L'air arctique continental origine de l'océan Arctique, de l'archipel canadien et du détroit de Keewatin (Fig. 1.3). Il suit une trajectoire vers le sud-ouest en passant par la Baie d'Hudson. Très fréquente en hiver, cette masse d'air provoque des températures de 10 à 20°C inférieures aux normales saisonnières, ainsi qu'un faible taux d'humidité.

#### **1.4.2 L'air arctique maritime (Am)**

La région source de cette masse d'air est le détroit et la mer de Davis (Fig. 1.3). L'hiver, l'air traverse le Québec septentrional et s'humidifie lors de son passage au-dessus de mers partiellement englacées. Toutefois, en raison des basses températures, son taux d'humidité reste bas. Moins fréquent que l'air arctique continental, il provoque des températures de l'ordre de 5 à 10°C inférieures aux normales, et de faibles chutes de neige.

#### **1.4.3 L'air polaire continental (Pc)**

Cet air peut arriver au Québec méridional selon trois régions sources (Fig. 1.3): du nord-ouest canadien (60°N), du centre canadien (40-55°N), ou du



**Figure 13.** Origine et trajectoire des masses d'air régissant actuellement le climat nord-américain: arctique continental (**Ac**), arctique maritime (**Am**), polaire continental du nord-ouest canadien (**PcN**), polaire continental du centre-canadien (**PcC**), polaire continental du centre américain (**PcA**), polaire maritime atlantique (**PmA**), polaire maritime pacifique (**PmP**), tropical maritime (**Tm**) et tropical continental (**Tc**) (d'après Proulx *et al.*, 1987).

centre américain (35°N). Contrairement aux masses d'air arctique qui sévissent surtout l'hiver, l'air polaire continental affecte le Québec méridional durant toute l'année.

En hiver, l'air du nord-ouest canadien (**PcN**) se déplace au-dessus de surfaces enneigées, apportant des conditions sèches et froides (-20 à -35°C). En raison d'une trajectoire plus méridionale, l'air du centre canadien (**PcC**) provoque des températures plus douces (-10 à -15°C) et plus sèches. Finalement, l'air du centre américain (**PcA**) se caractérise par des températures supérieures à 0°C, et par un taux élevé d'humidité.

En été, l'air PcN se forme dans la région de la Baie d'Hudson. Les températures sont alors fraîches et l'humidité faible. L'air PcC est une source de chaleur importante se caractérisant par des températures de 25 à 30°C, et par un faible taux d'humidité. Finalement, l'air PcA est généralement chaud (maximum de 30°C), et très humide. Il engendre d'importantes précipitations en raison de son passage au-dessus des Grands Lacs.

#### 1.4.4 *L'air polaire maritime (Pm)*

L'air polaire maritime prend naissance au-dessus d'étendues d'eaux froides telles le Pacifique nord et l'Atlantique nord (Fig. 1.3).

L'air polaire maritime atlantique (**PmA**) se forme entre le Labrador et le Groenland. En hiver, cette masse d'air s'humidifie fortement apportant des températures de 0 à 10°C supérieures à la normale. Sa rencontre avec de l'air plus froid provoque son soulèvement en altitude, engendrant d'abondantes précipitations de neige sur l'est du Québec. Par contre, en été, elle n'affecte que rarement le sud du Québec, provoquant alors des précipitations.

L'air polaire maritime pacifique (**PmP**) origine de la région des Aléoutiennes. Il suit deux trajectoires: l'une septentrionale par le nord du Canada, l'une plus méridionale, traversant le sud de l'Alberta, le Wyoming

et le Mississippi, pour finalement atteindre l'Ontario et le Québec. En hiver, cette masse d'air circule sur des surfaces enneigées, impliquant des conditions humides et plus douces que les normales saisonnières. Les précipitations sont toutefois peu abondantes. En été, le déplacement de l'air est plus lent, permettant à la masse de se réchauffer, de provoquer des températures chaudes et des précipitations. Les différences thermiques entre les deux trajectoires sont de l'ordre de 5 à 10°C.

#### **1.4.5 L'air tropical maritime (*T<sub>m</sub>*)**

L'air tropical parvient du golfe du Mexique et des Bermudes (Fig. 1.3). Du golfe du Mexique, il circule vers le nord par le Mississippi, alors que des Bermudes, l'air traverse le Gulf Stream pour ensuite pénétrer à l'intérieur des terres. L'air tropical se dirige vers le Québec en suivant la vallée qui sépare les chaînes des Montagnes Vertes et des Montagnes Blanches.

Cette masse d'air, très fréquente de mai à octobre, est chaude (22 à 30°C) et très humide. En juillet, sa fréquence au Québec méridional varie de 20 à 30% (Bryson, 1966). En hiver, l'air tropical apporte des températures fortement supérieures aux normales saisonnières (de 10 à 15°C). Lors de son déplacement au-dessus de surfaces froides et enneigées, sa rencontre avec d'autres masses d'air plus froides engendre d'importantes précipitations sous forme de neige.

#### **1.4.6 Les fronts**

Un front est un plan de discontinuité séparant deux masses d'air. L'individualisation de ces dernières implique un changement rapide des propriétés physiques de l'air sur de courtes distances quand on passe d'une masse à l'autre. Généralement, l'air le plus dense glisse sous celui plus léger, de sorte que le front est oblique. Les fronts sont mieux marqués si les masses d'air sont contrastées et si leurs déplacements sont opposés. Le front arctique, qui est le plus septentrional, sépare l'air polaire de l'air arctique; le front polaire atlantique sépare l'air tropical de l'air polaire; le front pacifique

sépare l'air polaire maritime et l'air polaire continental américain (Proulx *et al.*, 1987). En hiver, les fronts arctique et polaire atlantique sont localisés au sud du Québec en raison des incursions de l'air arctique. Inversement, en été, la position des fronts se déplace vers le nord en raison de la pénétration de l'air chaud polaire continental et tropical maritime. Les zones frontales occupent des positions qui correspondent en général aux limites des formations végétales (Bryson, 1966).

Dans notre travail, nous ferons référence aux données qualitatives de la circulation atmosphérique actuelle nord-américaine et aux propriétés thermiques et hydriques des différentes masses d'air pour expliquer la dynamique de l'entourbement, les fluctuations des niveaux lacustres, et pour établir les conditions hydriques postglaciaires du climat au Québec méridional.

## 1.5 OBJECTIFS DE LA THÈSE

Dans le cadre de cette thèse, nous voulons tester l'hypothèse que la dynamique de l'entourbement et les fluctuations des niveaux lacustres postglaciaires au Québec méridional sont contrôlées par le bilan hydrique régional. Les objectifs principaux sont (1) d'établir la dynamique de l'entourbement de deux tourbières, (2) de retracer les fluctuations du niveau d'un lac, et (3) d'inférer, à l'aide de ces données, des conditions hydriques du climat. Les trois sites à l'étude sont localisés dans deux régions aujourd'hui caractérisées par des conditions climatiques contrastées, et ayant connu une histoire climatique différente (Richard, 1994). La tourbière du parc de Frontenac et le lac Albion sont situés au sud du Québec dans les Cantons-de-l'Est, et la tourbière du lac Malbaie dans le massif des Laurentides. À l'aide d'un échantillonnage sédimentaire multiple et de différents indicateurs, nous avons étudié, pour chacune des tourbières, la succession de la végétation locale, les étapes de l'établissement des régimes trophiques et les conditions d'humidité à la surface de la tourbe. Le rythme de croissance spatiale des tourbières depuis leur origine fut retracé. Le volume accumulé de tourbe par millénaire et la productivité ont aussi été déterminés pour chacun des sites. Ceci permettra d'étudier les tourbières dans leur ensemble,

et d'en inférer plus facilement des conditions du climat. Des événements synchrones entre les deux sites militeront en faveur d'un contrôle climatique. Les fluctuations du niveau d'eau du lac Albion ont été retracées grâce à l'étude de cinq profils sédimentaires. La comparaison des informations paléohydriques livrées par deux écosystèmes permettra de vérifier le rôle des processus allogènes et authigènes sur leur évolution, plus particulièrement pour les tourbières.

La thèse est subdivisée en cinq parties. Les deux premières portent sur la paléoécologie des tourbières. À l'aide d'analyses paléobotaniques (pollen, macrorestes végétaux) et des assemblages fossiles des rhizopodes, nous avons reconstitué la succession de la végétation tourbicole, l'établissement des régimes trophiques (étang, fen, bog), et les conditions d'humidité à la surface des tourbières en trois points d'échantillonnage. L'étude de plusieurs carottes permettra de reconstituer fidèlement l'histoire des tourbières, et de mettre en lumière le rôle du climat et des facteurs authigènes sur l'accumulation de la matière organique. Dans la troisième partie, nous avons étudié le développement spatial, le rythme d'accumulation volumique et la productivité de la tourbière du parc de Frontenac et de la tourbière du lac Malbaie. La superficie recouverte par les deux tourbières, la quantité de biomasse produite et la productivité furent calculées par périodes de 1000 ans afin de déceler qu'elles ont été les époques les plus et les moins productives pour l'accumulation de la tourbe. Ces données, indépendantes des analyses paléoécologiques, permettent d'étudier la dynamique de l'entourbement pour l'ensemble de l'écosystème, et non en des lieux ponctuels comme c'est le cas lors de l'étude de profils sédimentaires. La quatrième partie aborde les fluctuations postglaciaires du niveau d'eau du lac Albion. Grâce à l'étude de cinq profils sédimentaires, dont trois localisés le long d'un transect, et de divers indicateurs stratigraphiques et paléobotaniques, nous avons reconstitué les changements de la position du niveau d'eau du lac. Finalement, la cinquième partie consiste en une synthèse des informations paléoclimatiques et paléohydriques livrées par les deux tourbières et le lac. Le signal paléohydrique des tourbières est confronté à celui des niveaux lacustres. Les résultats sont aussi comparés à ceux disponibles pour l'ensemble du nord-est de l'Amérique du Nord. Nous proposons un schéma

postglaciaire de la circulation atmosphérique pour le Québec méridional afin d'expliquer les conditions hydriques du climat.

## 1.6 RÉFÉRENCES

- Aaby, B. et Tauber, H., 1974. Rates of peat formation in relation to the degree of humification and local environment, as shown by studies of a raised bog in Denmark. *Boreas*, 4: 1-17.
- Almquist-Jacobson, H., 1995. Lake-level fluctuations at Ljustjärnen, central Sweden and their implications for the Holocene climate of Scandinavia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 118: 269-290.
- Auer, V., 1930. Peat bogs in southeastern Canada. Ministère des Mines, Ottawa, Mémoire 162, 32 p.
- Barber, K.E., 1981. *Peat stratigraphy and climatic change: a palaeoecological test of the theory of cyclic peat bog regeneration*. Balkema, Rotterdam.
- Barber, K.E., Chambers, F.M., Maddy, D., Stoneman, R. et Brew, J.S., 1994. A sensitive high-resolution record of late Holocene climatic change from a raised bog in northern England. *The Holocene*, 4: 198-205.
- Bartlein, P.J., Prentice, I.C. et Webb III, T., 1986. Climatic response surfaces from pollen data for some eastern North American taxa. *Journal of Biogeography*, 13: 35-57.
- Bartlein, P.J., Webb III, T. et Fleri, E., 1984. Holocene climatic change in the northern Midwest: pollen derived estimates. *Quaternary Research*, 22: 361-374.
- Bégin, Y. et Payette, S., 1988. Dendroecological evidence of lake-level changes during the last three centuries in subarctic Québec. *Quaternary Research*, 30: 210-220.
- Bhiry, N. et Filion, L., 1996. Holocene plant succession in a dune-swale environment of southern Québec: a macrofossil analysis. *Écoscience*, 3: 330-342.

- Birks, H.J.B. et Birks, H.H., 1980. *Quaternary Palaeoecology*. Edward Arnold.
- Bryson, R.A., 1966. Air masses, steamlines, and the boreal forest. *Geographical Bulletin*, 8: 228-269.
- Campbell, D., Duthie, H. et Warner, B.G., 1997. Post-glacial development of a kettle-hole peatland in southern Ontario. *Écoscience*, 4: 404-418.
- Chambers, F.M., Barber, K.E., Maddy, D. et Brew, J., 1997. A 5500-year proxy-climate and vegetation record from blanket mire at Talla Moss, Borders, Scotland. *The Holocene*, 7: 391-399.
- Charman, D.J. et Warner, B.G., 1992. Relationship between testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) and microenvironmental parameters on a forested peatland in northwestern Ontario. *Canadian Journal of Zoology*, 70: 2474-2482.
- Charman, D.J. et Warner, B.G., 1997. The ecology of testate amoebae (Protozoa:Rhizopoda) in oceanic peatlands in Newfoundland, Canada: modelling hydrological relationships for palaeoenvironmental reconstruction. *Écoscience*, 4: 555-562.
- Clymo, R.S., 1991. Peat growth. Pages 76-112 in Shane, L.C.K. et Cushing, E.J. (éd.). *Quaternary Landscapes*. Minnesota University Press, Minneapolis.
- COHMAP Members, 1988. Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations. *Science*, 241: 1043-1052.
- Comtois, P., 1982. Histoire holocène du climat et de la végétation à Lanoraie (Québec). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19: 1938-1952.
- Coulson, J.C. et Butterfield, J.E., 1978. An investigation of the biotic factors determining the rates of plant decomposition on blanket bog. *Journal of Ecology*, 66: 631-650.

- Dalrymple, R.W. et Carey, J.S., 1990. Water-level fluctuations in Lake Ontario over the last 4000 years as recorded in the Cataraque River lagoon, Kingston, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27: 1330-1338.
- Damman, A.W.H., 1979. Geographic patterns in peatland development in eastern North America. Pages 42-57 *in* Proceedings of the Internationale Symposium on Classification of Peat and Peatlands. International Peat Society, Hyytiala, Finland.
- Davis, A.M., 1984. Ombrotrophic peatlands in Newfoundland, Canada: their origins, development and trans-atlantic affinities. *Chemical Geology*, 44: 287-309.
- Davis, M.B., Moeller, R.E. et Ford, J., 1984. Sediment focusing and pollen influx. Pages 261-293 *in* Haworth, E.Y. et Lund, J.W.G. (éd.). *Lake Sediments and Environmental History*. University of Minnesota Press, Minneapolis.
- Dearing, J.A., 1997. Sedimentary indicators of lake-level changes in the humid temperate zone: a critical review. *Journal of Paleolimnology*, 18: 1-14.
- Dickinson, C.H., 1983. Micro-organisms in peat. Pages 225-345 *in* Gore, A.J.P. (éd.). *Ecosystems of the World: 4A. Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor*. Elsevier, Amsterdam.
- Digerfeldt, G., 1986. Studies on past lake-level fluctuations. Pages 127-143 *in* Berglund, B.E. (éd.). *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons, New York.
- Digerfeldt, G., 1988. Reconstruction and regional correlation of Holocene lake-level fluctuations in Lake Bysjon, south Sweden. *Boreas*, 17: 165-182.

- Dyke, A.S. et Prest, V.K., 1987. Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet *Géographie physique et Quaternaire*, 41: 237-263.
- Edwards, T.W.D. et Fritz, P., 1988. Stable-isotope paleoclimate records for southern Ontario, Canada: comparison of results from marl and wood. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25: 1397-1406.
- Edwards, T.W.D. et McAndrews, J.H., 1989. Paleohydrology of a Canadian Shield lake inferred from  $^{18}\text{O}$  in sediment cellulose. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26: 1850-1859.
- Filion, L., 1987. Holocene development of parabolic dunes in the central St. Lawrence Lowland, Québec. *Quaternary Research*, 28: 196-209.
- Flint, J.E., Dalrymple, R.W. et Flint, J.J., 1988. Stratigraphy of the Sixteen Mile Creek lagoon, and its implications for Lake Ontario water levels. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25: 1175-1183.
- Foster, D.R., King, G.A., Glaser, P.H. et Wright, H.E., Jr., 1983. Origin of string patterns in boreal peatlands. *Nature*, 306: 256-258.
- Foster, D.R. et Wright, H.E., Jr., 1990. Role of ecosystem development and climate change in bog formation in central Sweden. *Ecology*, 71: 450-463.
- Foster, D.R., Wright, H.E., Jr., Thelaus, M. et King, G.A., 1988. Bog development and landform dynamics in central Sweden and southeastern Labrador, Canada. *Journal of Ecology*, 76: 1164-1185.
- Frenzel, B., 1983. Mires-repositories of climatic information or self-perpetuating ecosystems? Pages 35-65 in Gore, A.J.P. (ed.). *Ecosystems of the World: 4A. Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor*. Elsevier, Amsterdam.
- Garneau, M., 1987. Reconstitution paléoécologique d'une tourbière littorale de l'estuaire du Saint-Laurent: analyse macrofossile et sporopollinique. *Géographie physique et Quaternaire*, 41: 109-125.

- Gauthier, R., 1980. La végétation des tourbières et les sphaignes du Parc des Laurentides, Québec. *Études Écologiques* no. 3. Laboratoire d'écologie forestière, Université Laval, Sainte-Foy.
- Gauthier, R. et Grandtner, M. M., 1975. Étude phytosociologique des tourbières du Bas Saint-Laurent, Québec. *Naturaliste canadien*, 102: 109-153.
- Gignac, L.D., Vitt, D.H. et Bayley, S.E., 1991a. Bryophyte response surfaces along ecological and climatic gradients. *Vegetatio*, 93: 29-45.
- Gignac, L.D., Vitt, D.H., Zoltai, S.C. et Bayley, S.E., 1991b. Bryophyte response surfaces along climatic, chemical, and physical gradients in peatlands of western Canada. *Nova Hedwigia*, 53: 27-71.
- Glaser, P.H., 1987. The ecology of patterned boreal peatlands of northern Minnesota: A community profile. U.S. Fish and Wildlife Service Biological Report, 85(7.14): 98 p.
- Glaser, P.H. et Janssens, J.A., 1986. Raised bogs in eastern North America: transitions in landforms and gross stratigraphy. *Canadian Journal of Botany*, 64: 395-415.
- Gorham, E. et Janssens, J.A., 1992. Concepts of fen and bog re-examined in relation to bryophyte cover and the acidity of surface waters. *Acta Societatis Botanicorum Poloniae*, 61: 7-20.
- Granlund, E., 1932. De svenska högmossarnas geologi. *Sveriges Geologiska Undersökning Afhandlingar och Uppsatser*, 26: 1-193.
- Guiot, J., Harrison, S.P. et Prentice, I.C., 1993. Reconstruction of Holocene precipitation patterns in Europe using pollen and lake-level data. *Quaternary Research*, 40: 139-149.

- Hamilton, J.D., Kelly, C.A., Rudd, J.W., Hesslein, R.H. et Roulet, N.T., 1994. Flux to the atmosphere of CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> from wetland ponds on the Hudson Bay lowlands (HBLs). *Journal of Geophysical Research*, 99(D1): 1495-1510.
- Hannon, G.E. et Gaillard, M.-J., 1997. The plant-macrofossil record of past lake-level changes. *Journal of Paleolimnology*, 18: 15-28.
- Harrison, S.P., 1989. Lake levels and climatic change in eastern North America. *Climate Dynamics*, 3: 157-167.
- Harrison, S.P. et Digerfeldt, G., 1993. European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. *Quaternary Science Reviews*, 12: 233-248.
- Harrison, S.P. et Metcalfe, S.E., 1985. Variations in lake levels during the Holocene in North America: an indicator of changes in atmospheric circulation patterns. *Géographie physique et Quaternaire*, 39: 141-150.
- Harrison, S.P., Prentice, I.C. et Guiot, J., 1993. Climatic controls on Holocene lake-levels changes in Europe. *Climate Dynamics*, 8: 189-200.
- Heal, O.W., 1962. The abundance and microdistribution of testate amoebae (Rhizopoda: Testacea) in *Sphagnum*. *Oikos*, 13: 35-47.
- Heinselman, M.L., 1970. Landscape evolution, peatland types, and the environment in the Lake Agassiz Peatlands. *Ecological Monographs*, 40: 235-261.
- Huntley, B., 1993. The use of climate response to reconstruct palaeoclimate from Quaternary pollen and plant macrofossil data. *Philosophical Transactions of Royal Society of London*, 341: 215-224.
- Hu, F.S. et Davis, R.B., 1995. Postglacial development of a Maine bog and paleoenvironmental implications. *Canadian Journal of Botany*, 73: 638-649.

- Ikonen, L., 1993. Holocene development and peat growth of the raised bog Pesänsuo in southwestern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 370, 58 p.
- Irwin, T.E., 1994. Development of a blanket bog at St. Shotts, Avalon peninsula, Newfoundland. Thèse de Ph.D., University of Toronto, Toronto.
- Janssens, J.A., Hansen, B.C.S., Glaser, P.H. et Whitlock, C., 1992. Development of a raised-bog complex. Pages 189-221 in Wright, H.E., Jr., Coffin, B.A. et Aaseng, N.E. (éd.). *The Patterned Peatlands of Minnesota*. University of Minnesota Press, Minneapolis.
- Johnson, L.C. et Damman, A.W.H., 1991. Species-controlled *Sphagnum* decay on a South Swedish raised bog. *Oikos*, 61: 234-242.
- Klinger, L.F., 1996. The myth of the classic hydrosere model of bog succession. *Arctic and Alpine Research*, 28: 1-9.
- Korhola, A., 1992. Mire induction, ecosystem dynamics and lateral extension on raised bogs in the southern coastal area of Finland. *Fennia*, 170: 25-94.
- Korhola, A., 1994. Radiocarbon evidence for rates of lateral expansion in raised mires in southern Finland. *Quaternary Research*, 42: 299-307.
- Korhola, A., 1995. Holocene climatic variations in southern Finland reconstructed from peat-initiation data. *The Holocene*, 5: 43-58.
- Kuhry, P., Halsey, L.A., Bayley, S.E. et Vitt, D.H. 1992. Peatland development in relation to Holocene climatic change in Manitoba and Saskatchewan (Canada). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29: 1070-1090.
- Kuhry, P., Nicholson, B.J., Gignac, L.D., Vitt, D.H. et Bayley, S.E., 1993. Development of *Sphagnum*-dominated peatlands in boreal continental Canada. *Canadian Journal of Botany*, 71: 10-22.

- Kutzbach, J.E. et Guetter, P.J., 1986. The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18 000 years. *Journal of Atmospheric Sciences*, 43: 1727-1759.
- Laframboise, M., 1987. Origine et évolution de deux terres noires de la MRC du Haut-Saint-Laurent, Québec. Mémoire de M.Sc., Université de Montréal, Montréal.
- Larouche, A.C., 1979. Histoire postglaciaire comparée de la végétation à Sainte-Foy et au mont des Éboulements, Québec, par l'analyse macrofossile et l'analyse pollinique. Mémoire de M.Sc., Université Laval, Sainte-Foy.
- Lavoie, M., Larouche, A.C. et Richard, P.J.H., 1995. Conditions du développement de la tourbière de Farnham, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 49: 305-316.
- Lepage, H. et Bégin, Y., 1996. Tree-ring dating of extreme water level events at Lake Bienville, subarctic Québec. *Arctic and Alpine Research*, 28: 77-84.
- Louisier, J.D., 1974. Response of soil testacea to soil moisture fluctuations. *Soil Biology and Biogeochemistry*, 6: 235-239.
- Macpherson, J.B., 1967. Raised shoreline and drainage evolution in the Montreal Lowland. *Cahiers de Géographie du Québec*, 23: 343-360.
- McCarthy, F.G. et McAndrews, J.W., 1988. Water levels in lake Ontario 4230-2000 BP: evidence from Grenadier Pond, Toronto, Canada. *Journal of Paleolimnology*, 1: 99-113.
- Moore, P.D., 1977. Stratigraphy and pollen analysis of Claish Moss, north-west Scotland: significance for the origin of surface pools and forest history. *Journal of Ecology*, 65: 375-398.

- Moore, T.R., 1989. Plant production, decomposition, and carbon efflux in a subarctic patterned fen. *Arctic and Alpine Research*, 21: 156-162.
- Ogden, C.G. et Hedley, R.H., 1980. *An Atlas of Freshwater Testate Amoebae*. Oxford University Press, London.
- Ogden, J.G., 1960. Recurrence surfaces and pollen stratigraphy of a postglacial raised bog, Kings County, Nova Scotia. *American Journal of Science*, 258: 341-353.
- Payette, S., 1980. Les grandes crues glacielles de la rivière aux Feuilles (Nouveau-Québec): une analyse dendrochronologique. *Naturaliste canadien*, 107: 215-225.
- Payette, S., 1984. Peat inception and climatic change in northern Quebec. Pages 173-179 in Morner, N.-A. et Karlén, W (éd.). *Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis*. D. Reidel Publishing Company.
- Payette, S., 1988. Late-Holocene development of subarctic ombrotrophic peatlands: allogenic and autogenic succession. *Ecology*, 69: 516-531.
- Payette, S. et Delwaide, A., 1991. Variations séculaires du niveau d'eau dans le bassin de la rivière Boniface (Québec nordique): une analyse dendroécologique. *Géographie physique et Quaternaire*, 45: 59-67.
- Payette, S. et Filion, L., 1993. Holocene water-level fluctuations of a subarctic lake at the tree line in northern Québec. *Boreas*, 22: 7-14.
- Perera, M.E., 1995. Rhizopods (Protozoa: Sarcodina) and their environments in Maine peatlands: application for paleoenvironmental reconstructions. Mémoire de M.Sc., University of Maine, Orono.
- Prentice, I.C., Bartlein, P.J. et Webb III, T., 1991. Vegetation and climate changes in eastern North America since the last glacial maximum: a response to continuous climatic forcing. *Ecology*, 72: 2038-2056.

- Proulx, H., Jacques, G., Lamothe, A.-M. et Litynski, J., 1987. *Climatologie du Québec méridional*. Ministère de l'Environnement du Québec, Direction de la météorologie, M.P. 65.
- Richard, P.J.H., 1976. Relations entre la végétation actuelle et le spectre pollinique au Québec. *Naturaliste canadien*, 103: 53-66.
- Richard, P.J.H., 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, P.J.H., 1993. Origine et dynamique de la forêt mixte au Québec. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 79: 31-68.
- Richard, P.J.H., 1994. Postglacial palaeophytogeography of the eastern St. Lawrence River Watershed and the climatic signal of the pollen record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109: 137-161.
- Richard, P.J.H., 1995. Le couvert végétal du Québec-Labrador il y a 6000 ans BP: essai. *Géographie physique et Quaternaire*, 49: 117-140.
- Ritchie, J.C. et Harrison, S.P., 1993. Vegetation, lake levels, and climate in western Canada during the Holocene. Pages 401-414 in Wright, H.E., Jr., Kutzbach, J.E., Webb III, T., Ruddiman, W.F., Street-Perrott, F.A. et Bartlein, P.J. (éd.). *Global Climates Since the Last Glacial Maximum*. University of Minnesota Press, Minneapolis.
- Seppälä, M. et Koutaniemi, L., 1985. Formation of a string and pool topography as expressed by morphology, stratigraphy and current processes on a mire in Kuusamo, Finland. *Boreas*, 14: 287-309.
- Street-Perrott, F.A. et Harrison, S.P., 1985. Lake levels and climate reconstruction. Pages 291-340 in Hecht, A.D. (éd.). *Paleoclimate Analysis and Modeling*. John Wiley & Sons, New York.

- Svensson, G., 1988. Bog development and environmental conditions as shown by the stratigraphy of Store Mosse mire in southern Sweden. *Boreas*, 17: 89-111.
- Tolonen, K., 1966. Stratigraphic and rhizopod analyses on an old raised bog, Varrassuo, in Hollola, South Finland. *Annales Botanici Fennici*, 3: 147-166.
- Tolonen, K., 1986. Rhizopod analyses. Pages 645-666 in Berglund, B.E. (éd.). *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons, Chichester.
- Tolonen, K., Huttunen, P. et Junger, H., 1985. Regeneration of two coastal raised bogs in eastern North America. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Series A*, 139: 1-51.
- Tolonen, K., Warner, B.G. et Vasander, H., 1992. Ecology of testaceans (Protozoa: Rhizopoda) in mires in southern Finland: I. Autecology. *Archiv für Protistenkunde*, 142: 119-138.
- Tolonen, K., Warner, B.G. et Vasander, H., 1994. Ecology of testaceans (Protozoa: Rhizopoda) in mires in southern Finland: II. Multivariate analyses. *Archiv für Protistenkunde*, 144: 97-112.
- Tolonen, M., 1984. Differences in pollen and macrophytic remains in sediments from various depths in a small kettle-hole lake in southern Finland. *Boreas*, 13: 403-412.
- Vitt, D.H. et Chee, W.-L., 1990. The relationships of vegetation to surface water chemistry and peat chemistry in fens of Alberta, Canada. *Vegetatio*, 89: 87-106.
- Warner, B.G., 1987. Abundance and diversity of testate amoebae (Rhizopoda, Testacea) in *Sphagnum* peatlands in southwestern Ontario, Canada. *Archiv für Protistenkunde*, 133: 173-189.

- Warner, B.G., 1990. Testate Amoebae (Protozoa). Pages 65-74 in Warner, B.G. (éd.). *Methods in Quaternary Ecology*. Geoscience Canada, Geological Association of Canada.
- Warner, B.G. et Charman, D.J., 1994. Holocene changes on a peatland in northwestern Ontario interpreted from testate amoebae (Protozoa) analysis. *Boreas*, 23: 270-279.
- Webb, R.S., 1990. Late Quaternary water-level fluctuations in the northeastern United States. Thèse de Ph.D., Brown University, New York.
- Webb, R.S., Anderson, K.H. et Webb III, T., 1993. Pollen response surface estimates of late Quaternary changes in the moisture balance of the northeastern United States. *Quaternary Research*, 40: 213-227.
- Webb III, T., 1986. Is vegetation in equilibrium with climate? How to interpret late-Quaternary pollen data. *Vegetatio*, 67: 75-91.
- Webb III, T., Bartlein, P.J., Harrison, S.P. et Anderson, K.H., 1993. Vegetation, lake levels, and climate in eastern North America for the past 18,000 years. Pages 415-467 in Wright, H.E., Jr., Kutzbach, J.E., Webb III, T., Ruddiman, W.F., Street-Perrott, F.A. et Bartlein, P.J. (éd.). *Global Climates Since the Last Glacial Maximum*. University of Minnesota Press, Minneapolis.
- Weber, C.A., 1900. Über die Moore mit besondere Berücksichtigung der Zwischen Unterweser und Unterelbe liegenden. *Jahresbericht der Manner von Morgenstern*, 3: 3-23.
- Wetzel, R.G., 1983. *Limnology*. Saunders College Publishing, Philadelphia.
- Winkler, M.G., 1988. Effect of climate on development of two *Sphagnum* bogs in south-central Wisconsin. *Ecology*, 69: 1032-1043.

- Winkler, M.G., Swain, A.M. et Kutzbach, J.E., 1986. Middle Holocene dry period in the northern midwestern United States: lake levels and pollen stratigraphy. *Quaternary Research*, 25: 235-250.
- Yu, G. et Harrison, S.P., 1995. Holocene changes in atmospheric circulation patterns as shown by lake status changes in northern Europe. *Boreas*, 24: 260-268.
- Yu, Z., 1995. Mid-Holocene dry period in southern Ontario?: responses of lake hydrology and upland pollen to climate change. Pages 97-104 *in Climate, Landscape, and Vegetation Change in the Canadian Prairie Provinces*, Proceedings, Edmonton, Alberta. Canadian Forest Service, Edmonton, Alberta.
- Yu, Z. et McAndrews, J.H., 1994. Holocene water levels at Rice Lake, Ontario, Canada: sediment, pollen and plant-macrofossil evidence. *The Holocene*, 4: 141-152.
- Yu, Z., McAndrews, J.H. et Eicher, U., 1997. Middle Holocene dry climate caused by change in atmospheric circulation patterns: evidence from lake levels and stable isotopes. *Geology*, 25: 251-254.
- Zoltai, S.C. et Pollett, F.C., 1983. Wetlands in Canada: their classification, distribution and use. Pages 245-268 *in* Gore, A.J.P. (éd.). *Ecosystems of the World 4B. Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor. Regional Studies*. Elsevier, New York.
- Zoltai, S.C. et Vitt, D.H., 1990. Holocene climatic change and the distribution of peatlands in western interior Canada. *Quaternary Research*, 33: 231-240.

## CHAPITRE II

# ÉTUDE PALÉOÉCOLOGIQUE DE LA TOURBIÈRE DU PARC DE FRONTENAC, QUÉBEC MÉRIDIONAL, ET IMPLICATIONS PALÉOHYDRIQUES

### 2.1 INTRODUCTION

L'accumulation de la tourbe est un processus complexe où interagissent plusieurs facteurs. Le climat est important sur la dynamique de l'entourbement puisque la position de la nappe phréatique est contrôlée en partie par le ratio entre les précipitations et l'évapotranspiration. Un bilan hydrique positif est nécessaire afin de maintenir des conditions anaérobiques propices à l'accumulation de la tourbe. L'actuelle distribution géographique des tourbières illustre d'ailleurs l'influence du climat, des gradients de latitude et de continentalité régissant la répartition des modèles physiologiques des tourbières (Thibodeau et Cailleux, 1973; Damman, 1979; Zoltai et Pollett, 1983; Foster et Glaser, 1986; Glaser et Janssens, 1986). L'origine synchrone des tourbières dans une même région (Davis, 1984; Payette, 1984; Glaser, 1987; Zoltai et Vitt, 1990; Kuhry *et al.*, 1993; Korhola, 1995) et la détection d'importantes phases d'expansion spatiale durant l'Holocène (Janssens *et al.*, 1992; Korhola, 1994), sont d'autres indices militant en faveur d'un contrôle climatique, notamment paléohydrique, sur l'entourbement. L'étude de la stratigraphie des tourbes permet ainsi de retracer des changements paléohydriques survenus au cours de l'Holocène (Barber, 1981; Barber *et al.*, 1994; Aaby, 1986; Moore, 1986; Svensson, 1988), puisque les changements d'humidité sont susceptibles d'avoir été enregistrés par les sédiments tourbeux.

Il est par contre bien établi que d'autres facteurs se révèlent souvent déterminants sur l'accumulation de la tourbe (Glaser et Janssens, 1986; Foster et Wright, 1990). La composition du cortège floristique dépend entre autres des paramètres chimiques et hydrologiques de la tourbe, des biotopes

et de la tolérance des espèces à l'ombre (Vitt et Slack, 1975; Hemond, 1980; Damman, 1986, Payette, 1988; Nicholson et Vitt, 1990; Glaser, 1992; Belland et Vitt, 1995). De plus, l'accumulation continue de la matière organique crée et modifie les conditions de drainage à la surface des tourbières, pouvant provoquer des changements du rythme d'accumulation sédimentaire, et mener, par exemple, à la création de biotopes comme les mares (Glaser et Janssens, 1986).

Le climat et les facteurs authigènes interagissent sur le développement des tourbières. Cette interaction rend délicate l'interprétation des indices paléohydriques tirés de la stratigraphie des tourbes, car il est souvent difficile de reconnaître avec exactitude le rôle des différents facteurs, notamment lorsqu'un seul profil sédimentaire est étudié. Lorsque les aspects climatiques sont abordés par l'étude des tourbes, il est impératif que les interprétations reposent sur l'étude de plusieurs profils sédimentaires d'une même tourbière. Des événements synchrones entre les points d'échantillonnage fournissent alors des indices militant en faveur d'un contrôle climatique.

L'objectif de cette étude est d'exploiter le potentiel d'une tourbière en tant que milieu indicateur de changements paléohydriques régionaux. À l'aide d'un échantillonnage sédimentaire multiple et de l'emploi de différents indicateurs paléoécologiques et paléohydriques, nous tenterons de reconstituer les étapes du développement de la tourbière du parc de Frontenac située au sud du Québec méridional (Fig. 2.1). Cette tourbière se compose de la juxtaposition d'un bog bombé et d'un fen structuré par des mares. Des carottes ont été prélevées dans chacune de ces deux zones afin de retracer la succession de la végétation locale et des régimes trophiques en chacun des points d'échantillonnage, ainsi que les conditions d'humidité de la tourbe. L'étude de plusieurs profils permettra de reconstituer fidèlement l'histoire de la tourbière, d'identifier plus efficacement le rôle des facteurs allogènes et authigènes sur l'accumulation de la tourbe, et de déceler, s'il y a lieu, des changements des conditions hydrologiques, pouvant témoigner de fluctuations du bilan hydrique régional.

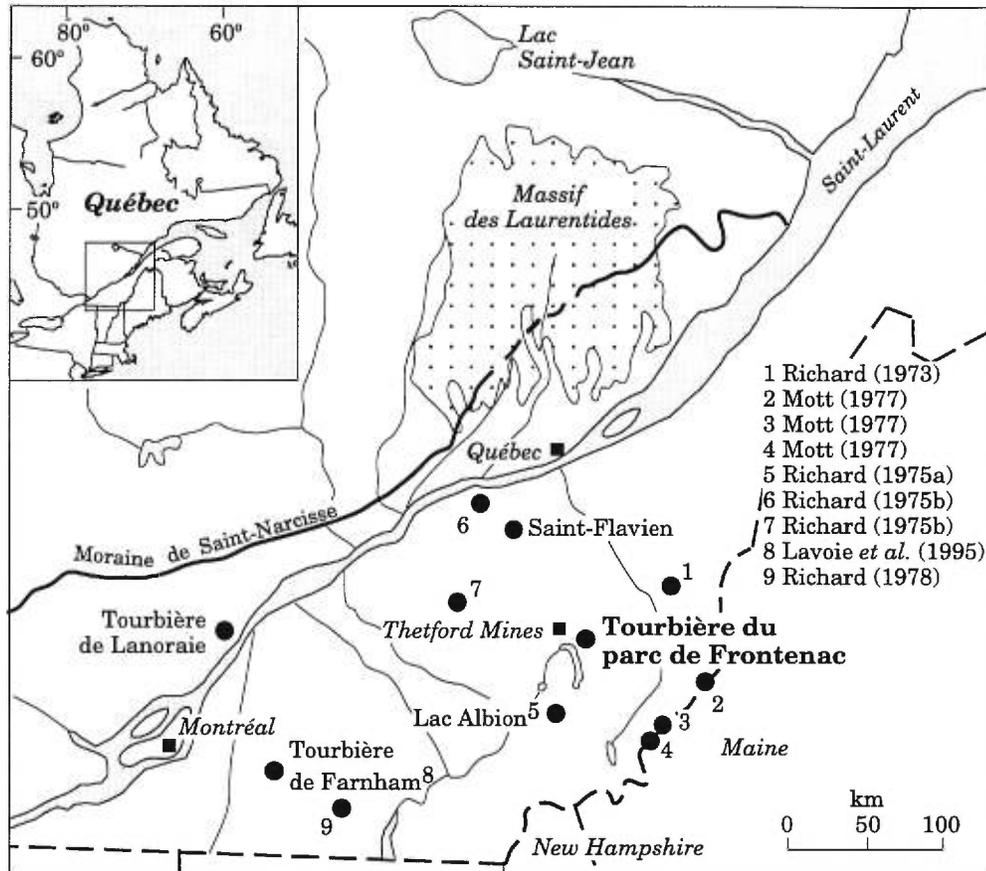
## 2.2 SITE À L'ÉTUDE

La tourbière du parc de Frontenac est située au sud du Québec méridional (45°58'N; 71°08'O) (Fig. 2.1). De forme plus ou moins circulaire, elle couvre une superficie d'environ un km<sup>2</sup> (Fig. 2.2 et 2.3). Il s'agit d'une tourbière mixte, composée de la juxtaposition d'un bog bombé et d'un fen structuré par des mares. La tourbière repose sur un till argileux et caillouteux. La surface du till est irrégulière, présentant de petites dépressions qui ont accueilli les premiers sédiments organiques. Des carrs dominés par l'épinette noire et le mélèze ceinturent le site (Fig. 2.3).

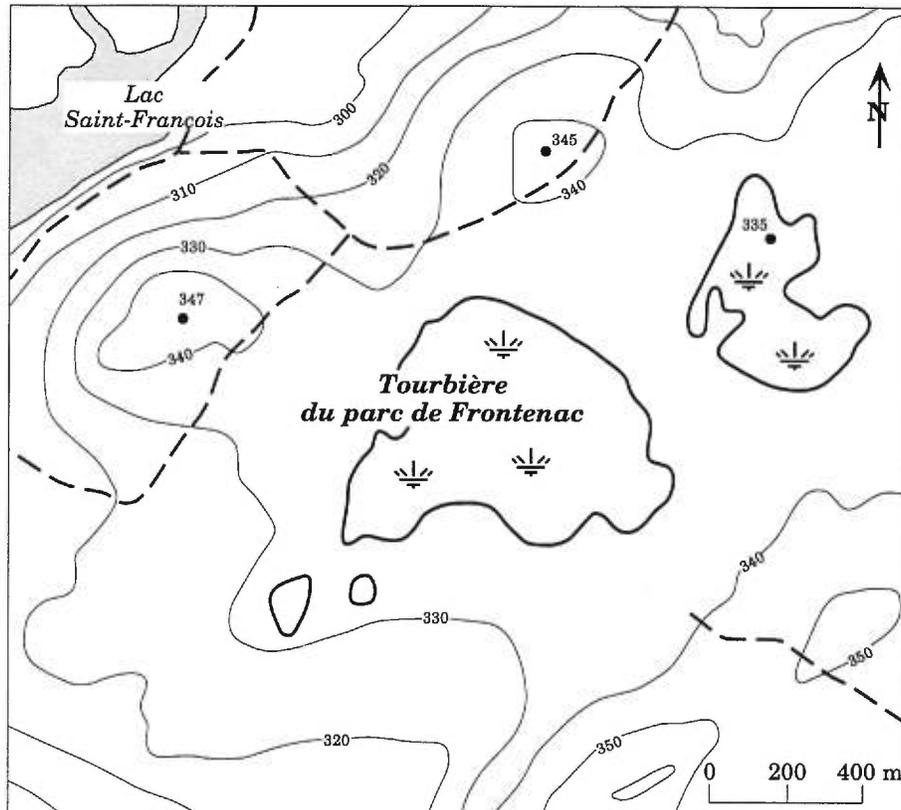
La portion ombrotrophe de la tourbière représente environ 80% de la superficie totale du site. L'épinette noire et le mélèze sont les essences arborescentes présentes sur le site, les épinettes formant un îlot plus densément boisé vers le centre de la tourbière (Fig. 2.3). Le secteur boisé présente une alternance de buttes allongées de *Sphagnum fuscum* et de platières herbacées (*Sphagnum magellanicum*). La portion ombrotrophe moins boisée correspond à un bog tacheté (Buteau *et al.*, 1994). Les arbres y sont plus clairsemés et restreints à des buttes de *Sphagnum fuscum*, alors que les éricacées (*Cassandra calyculata*, *Andromeda glaucophylla*, *Kalmia angustifolia*, *Ledum groenlandicum*) sont abondantes. Le milieu boisé est l'endroit où l'épaisseur de tourbe est la plus importante, atteignant 5,60 m. La différence de dénivellation maximale entre le point le plus élevé et la périphérie du côté est de la tourbière est de 2,50 m.

La zone minérotrophe à l'est et au nord-est de la tourbière héberge principalement des cypéracées. Il s'agit d'un milieu beaucoup plus humide où les essences arborescentes sont rares. Des mares, disposées selon deux orientations (NO-SE, NE-SO), donnent un aspect côtelé au fen (Fig. 2.3). Elles sont de dimensions variables, de l'ordre de quelques dizaines de mètres, certaines étant partiellement comblées. Les mares sont séparées par des lanières et des platières herbacées. Dans ce secteur, l'épaisseur de matière organique est inférieure à quatre mètres.

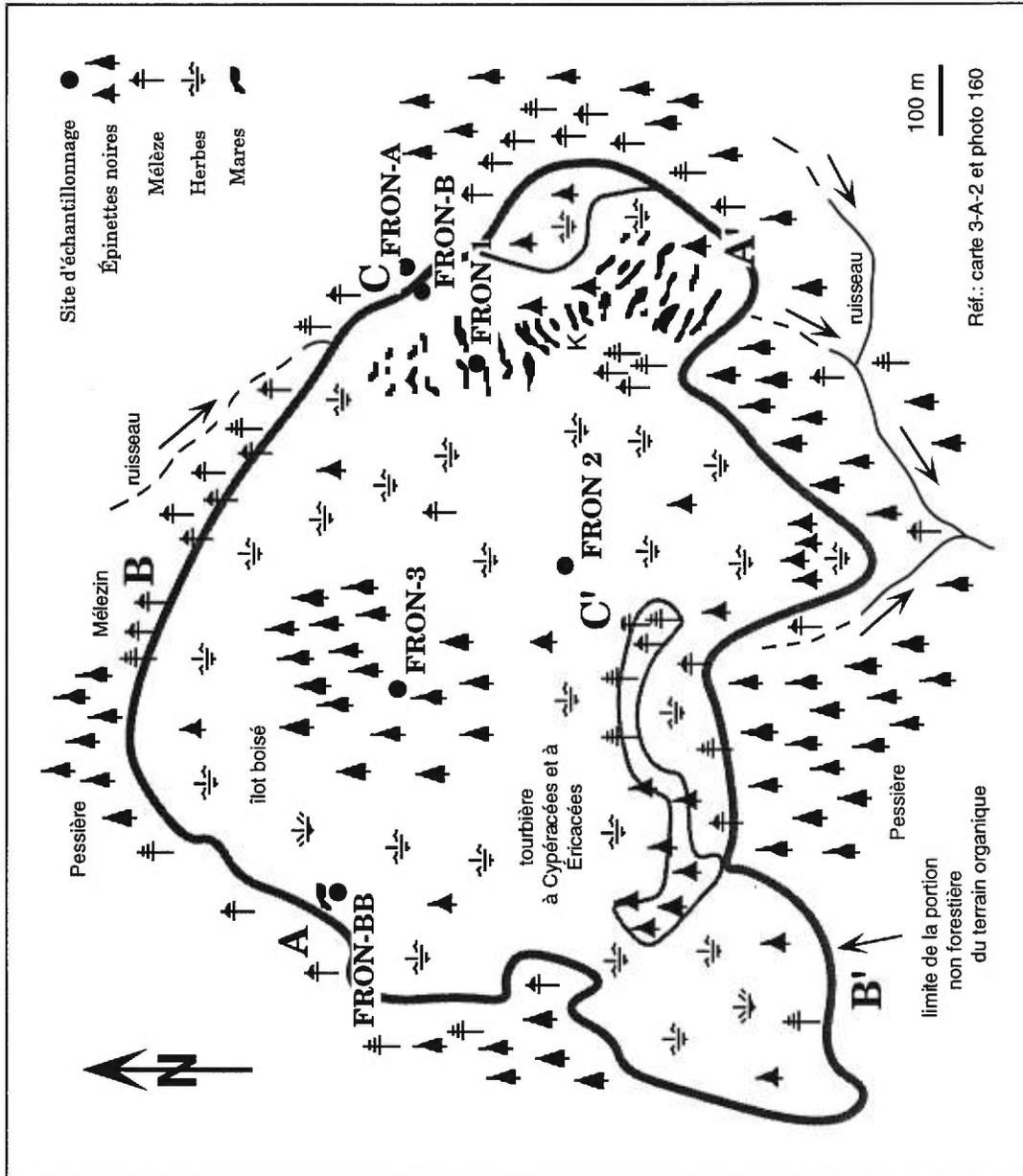
L'Érablière à bouleau jaune caractérise la forêt régionale. Ce domaine climacique comporte 23 essences arborescentes. L'érable à sucre (*Acer*



**Figure 2.1.** Localisation de la tourbière du parc de Frontenac et des autres sites du Québec méridional mentionnés dans le texte: Lanoraie (Comtois, 1979; 1982); Saint-Flavien (Filion, 1987; Bhiry et Filion, 1996). Les sites numérotés réfèrent aux diagrammes polliniques réalisés dans la région de la tourbière: (1) lac Saint-Benjamin; (2) lac Dufresne; (3) Unknown pond; (4) Boundary pond; (5) lac Albion; (6) tourbière de Lotbinière; (7) tourbière de Princeville; (8) tourbière de Farnham; (9) tourbière du mont Shefford.



**Figure 2.2.** Topographie du secteur immédiat de la tourbière du parc de Frontenac. Les courbes de niveau sont exprimées en mètres. Les lignes en tireté représentent les chemins routiers près de la tourbière.



**Figure 2.3.** Schéma de la tourbière du parc de Frontenac, et localisation des points FRON-1, FRON-2 et FRON-3 où ont été effectuées les analyses paléobotaniques. Les mesures pachymétriques et la topographie de la surface de la tourbière furent réalisées selon les transects A-A', B-B' et C-C'.

*saccharum*), le bouleau jaune (*Betula alleghaniensis*), le bouleau blanc (*Betula papyrifera*), le hêtre à grandes feuilles (*Fagus grandifolia*), la pruche du Canada (*Tsuga canadensis*), le pin blanc (*Pinus strobus*) et le chêne rouge (*Quercus rubra*) comptent parmi les ligneux manifestes des stations xériques et mésiques. Le thuya de l'est (*Thuja occidentalis*), le sapin baumier (*Abies balsamea*), l'épinette noire (*Picea mariana*) et le mélèze laricin (*Larix laricina*) occupent les stations hydriques (Richard, 1987).

Dans la région, la température moyenne annuelle est de 4,2°C. En janvier, elle est de -11,4°C, et de 18,5°C en juillet. Les précipitations totales annuelles atteignent 1132 mm, 24% de celles-ci étant sous forme solide. Le nombre de degré-jours au-dessus de 5 et 18°C est respectivement de 1692 et de 120 (Environnement Canada, 1993).

## 2.3 MÉTHODES

### 2.3.1 Travaux de terrain et de laboratoire

Les travaux sur le terrain ont été effectués principalement selon trois transects. Deux d'entre eux (A-A', B-B') traversent la tourbière, alors qu'un troisième (C-C') est localisé dans le secteur des mares (Fig. 2.3). L'épaisseur de tourbe a été mesurée à tous les 100 m ou moins ainsi qu'en des points situés de part et d'autre du site à l'aide d'une sonde Hiller. La planimétrie de la surface de la tourbière fut aussi déterminée selon les trois transects. La conjugaison des données planimétriques et pachymétriques a permis d'établir la microtopographie du till sous-jacent sur lequel repose la tourbière. Trois carottes comprenant la totalité des sédiments ont été récoltées à l'aide d'une sonde Russe (Jowsey, 1966) (Fig. 2.3): une dans la portion minérotrophe (FRON-1), une dans le secteur ombrotrophe moins densément boisé (FRON-2), et une autre dans l'îlot ombrotrophe boisé (FRON-3). Trois sections basales de 50 cm (FRON-A, FRON-B et FRON-BB) ont aussi été échantillonnées à la périphérie de la tourbière.

Au laboratoire, des échantillons d'un cm<sup>3</sup> ont été prélevés à tous les dix centimètres et moins sur chacune des carottes pour les analyses

sporopolliniques (Faegri et Iversen, 1989), les pertes au feu à 600°C (Dean, 1974), le comptage des charbons de bois microscopiques (Clark, 1982) et l'identification des rhizopodes. Pour chacun des spectres sporopolliniques, une somme minimale de 500 grains de pollen de plantes vasculaires terricoles a été utilisée pour le calcul des pourcentages polliniques des espèces. Les concentrations polliniques, exprimées en nombre de grains de pollen par centimètre cube de sédiment, ont été calculées à l'aide de l'ajout d'une contamination connue de pollen d'*Eucalyptus globulus* (Benninghoff, 1962). La représentation des rhizopodes est exprimée en pourcentage selon la somme totale des rhizopodes du même niveau. Le rotifère *Habrotrocha angusticollis* et certains microfossiles indicateurs de conditions d'humidité de la tourbe (type 69, type 354, *Closterium idiosporum*) (Van Geel, 1978; Van Geel *et al.*, 1981) ont aussi été identifiés parce qu'ils fournissent des indications concernant l'humidité de la tourbe. Les dénombrements du rotifère sont inclus dans la somme des rhizopodes. La représentation en pourcentage des autres microfossiles repose sur la somme pollinique.

Les analyses macrofossiles ont été effectuées sur des sections de 2,5 ou cinq centimètres selon les niveaux. Afin de standardiser les dénombrements et de pouvoir comparer les spectres macrofossiles entre eux, tous les résultats sont exprimés au sein de diagrammes de concentrations macrofossiles par unité de 100 cm<sup>3</sup>, quel que soit le volume de tourbe analysé. Les diagrammes macrofossiles et sporopolliniques ont été réalisés à l'aide des logiciels informatiques TILIA et TILIA-GRAPH (Grimm, 1991).

Les datations (Tab. II-1) furent effectuées sur des sédiments en vrac. Des tests à l'acide chlorhydrique au laboratoire ont indiqué l'absence de contamination par des carbonates anciens ayant pu mener à un vieillissement de la matière organique à la base des profils. Les âges radiocarbone conventionnels ont été transformés en âges étalonnés selon les tables de Stuiver et Reimer (1993) afin d'évaluer les taux de changement en années réelles (Tab. II-1). Nous ferons référence aux âges étalonnés tout au long de ce travail.

**Tableau II-1**  
Données chronologiques

Profil et niveau (cm)	Date (années BP conv.)	Date (années BP étal.)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	No laboratoire
<b>FRON-1</b>				
165-168	1240 ± 70	1150	-27,0	Beta-50189
207-212	4100 ± 80	4560	-28,9	Beta-66354
227-232	5320 ± 90	6125	-29,8	Beta-66355
257-262	5590 ± 100	6370	-29,5	Beta-66356
277-282	6310 ± 90	7210	-28,5	Beta-66357
337-342	6670 ± 100	7520	-28,9	Beta-66358
358-363	7670 ± 110	8405	-28,5	Beta-50190
<b>FRON-2</b>				
100-105	1330 ± 80	1270	-28,0	Beta-66359
145-150	2390 ± 90	2370	-28,5	Beta-66360
227-232	4260 ± 100	4845	-28,0	Beta-66361
317-322	5990 ± 120	6825	-28,4	Beta-66362
367-372	7260 ± 100	8010	-27,5	Beta-66363
467-472	10 140 ± 220	11 810	-25,4	Beta-66364
505-510	10 930 ± 140	12 850	-24,3	Beta-50191
<b>FRON-B</b>				
160-165	5650 ± 130	6435	-26,3	Beta-50187
<b>FRON-BB</b>				
070-075	3910 ± 100	4360	-26,9	Beta-50188

### ***2.3.2 L'interprétation des étapes du développement et des conditions locales de la tourbière***

Les reconstitutions de la succession de la végétation locale pour chacun des points d'échantillonnage reposent sur les analyses polliniques et macrofossiles. À l'aide de la nature de la tourbe et des assemblages floristiques, nous avons identifié le régime trophique correspondant (étang, fen, bog). Les régimes trophiques représentent des systèmes tourbigènes différents, les bogs étant alimentés exclusivement par les précipitations atmosphériques, les fens et les étangs par les éléments nutritifs contenus dans les eaux ayant circulé sur les sols minéraux. La physionomie du milieu fut spécifiée (fen ou bog herbacé, arbustif, boisé), ainsi que les conditions d'humidité aux environs des points d'échantillonnage. Puisqu'ils fournissent des renseignements sur l'humidité de la tourbe, les rhizopodes ont été identifiés afin de retracer, s'il y a lieu des changements des conditions hydrologiques (Tolonen, 1986; Warner, 1990). Présentes dans les premiers centimètres oxygénés de l'acrotelme, certaines espèces sont adaptées à des conditions très humides de la tourbe, alors que d'autres sont indicatrices de conditions plus sèches, ou de biotopes moins humides. L'humidité et la position de la nappe phréatique sont les deux principaux facteurs régissant la distribution et l'abondance des rhizopodes. Ceux-ci sont donc susceptibles de fournir des renseignements concernant d'éventuels changements d'humidité de la tourbe et de la position de la nappe phréatique.

## **2.4 RÉSULTATS**

### ***2.4.1 Histoire postglaciaire de la végétation régionale***

Dans la région des Cantons-de-l'Est, l'âge du retrait des glaces est encore mal connu, mais il pourrait se situer autour de 12 000 ans BP (années conventionnelles) (Dyke et Prest, 1987; Gadd *et al.*, 1972; Parent *et al.*, 1985). Toutefois, une masse de glace résiduelle (calotte des Bois-Francs) a pu persister jusque vers 11 000 ans BP sur la région de Thetford Mines (Parent *et al.*, 1985; Parent et Occhietti, 1988). Les limites spatiales et l'époque exacte de la disparition définitive de la calotte des Bois-Francs restent encore à être

précisées. Il est par contre certain que le secteur où se situe la tourbière fut recouvert par cette masse de glace.

Plusieurs diagrammes sporopolliniques ont été dressés dans les Cantons-de-l'Est et au sud du Québec méridional (Fig. 2.1), et l'histoire postglaciaire de la végétation y est relativement bien connue (Richard, 1973, 1975a, 1975b, 1978; Mott, 1977; Davis et Jacobson, 1985; Lavoie *et al.*, 1995). Le tableau II-2 brosse un résumé des grandes phases du développement de la végétation et des principales essences arborescentes dominantes pour la région immédiate de la tourbière. Nous discuterons du développement de la végétation régionale à l'aide du diagramme sporopollinique du profil FRON-2 (Diag. 2.1), car celui-ci représente la plus longue séquence temporelle obtenue pour la tourbière (12 850 ans; années étalonnées) (Tab. II-1). Les analyses macrofossiles du même profil (Diag. 2.3) permettront de préciser certains aspects de la colonisation végétale, notamment en ce qui concerne la composition initiale du couvert forestier. Afin d'étayer les discussions, nous ferons aussi référence au diagramme sporopollinique du profil central du lac Albion (Richard, 1975a), situé à environ 30 km au sud-ouest de la tourbière (Fig. 2.1). Contrairement aux diagrammes sporopolliniques de la tourbière du parc de Frontenac, les courbes de représentation des taxons arbustifs, herbacés, et des plantes aquatiques du diagramme du lac Albion ne montrent que de rares dominances. Il reflète donc essentiellement des apports polliniques de sources extra-locale et régionale.

L'histoire postglaciaire de la végétation dans la région de la tourbière du parc de Frontenac comporte six étapes principales (I-VI), déterminées selon l'évolution des courbes polliniques en pourcentage des taxons arborescents, arbustifs et herbacés extra-tourbicoles (Tab. II-2 et Diag. 2.1). L'identification la plus probable du domaine de végétation correspondant pour chacune des étapes a été effectuée par comparaison avec la pluie pollinique actuelle produite par chacun de ces domaines (Richard, 1976; 1977).

À la base du diagramme, la zone I (>12 100 ans BP) se caractérise par d'importantes concentrations polliniques, celles-ci atteignant 100 000 grains/cm<sup>3</sup> au niveau 490 cm (Diag. 2.1). Initialement, la représentation élevée (20%) du pin gris (*Pinus banksiana*), reflétant des apports polliniques

Tableau II-2

Résumé de l'histoire postglaciaire de la végétation  
dans la région de la tourbière du parc de Frontenac

Zone pollinique	Dates (années BP étal.)	Durée (années)	Espèces dominantes	Domaine de végétation*
VI	<250	<250	<i>Ambrosia, Rumex Poaceae</i>	Phase anthropique
V	5500-250	5250	<i>Acer saccharum, Tsuga canadensis, Fagus grandifolia, Betula alleghaniensis</i>	Érablière à bouleau jaune et hêtre
IV	6850-5500	1350	<i>Acer saccharum, Tsuga canadensis, Betula alleghaniensis</i>	Érablière à bouleau jaune
III	10 550-6850	3700	<i>Acer saccharum, Pinus strobis, Betula papyrifera, Quercus</i>	Érablière initiale
II	12 100-10 550	1550	<i>Abies balsamea, Betula papyrifera, Quercus, Populus</i>	Sapinière à bouleau blanc
I	>12 100	750	<i>Picea mariana, Pinus banksiana, Betula</i>	Pessière

\* Selon Richard (1976, 1977)

de longue distance, diminue graduellement au profit de l'épinette noire (*Picea mariana*), dont les pourcentages oscillent entre 10 et 25%. Le pollen de l'épinette noire est surtout attribué à des apports extra-tourbicoles en raison de la faible abondance des macrorestes de cette espèce au point d'échantillonnage (Diag. 2.3). La représentation pollinique des herbes et des arbustes (*Salix*, *Alnus crispa*, *Poaceae*, *Artemisia*) est maximale à cette époque. L'analyse macrofossile confirme que le pollen du saule est attribué à l'espèce *Salix herbacea* (Diag. 2.3). Le bouleau (*Betula*) affiche des pourcentages d'environ 30%, les assemblages macrofossiles témoignant de la présence du bouleau glanduleux (*Betula glandulosa*) et du bouleau blanc (*Betula papyrifera*).

Les valeurs élevées des concentrations polliniques, les pourcentages polliniques de *Picea mariana*, et la présence de *Betula papyrifera* durant la zone I, témoignent de la présence des arbres dans la région immédiate de la tourbière dès l'accumulation des premiers sédiments organiques. La colonisation forestière a débuté par une pessière, sans doute ouverte, comportant le bouleau blanc, des arbustes et des herbes héliophiles. Il n'y a pas d'indices dans les assemblages polliniques et macrofossiles permettant de retracer une phase initiale de toundra, telle qu'identifiée au lac Albion. En effet, le diagramme sporopollinique de la carotte centrale du lac Albion comporte initialement de faibles concentrations polliniques (<10 000 grains/cm<sup>3</sup>), et la présence de pollen de plantes arctiques comme *Dryas*, *Oxyria digyna* et *Saxifraga oppositifolia* (Richard, 1975a). Les sédiments, plus minéraux à la base du profil, traduisent aussi un milieu très ouvert aux abords du lac Albion à cette époque. Il est ainsi probable que la calotte résiduelle des Bois-Francs était encore présente sur le secteur de la tourbière à l'époque où un paysage de toundra se constituait au sud du Québec.

Au cours de la zone II (12 100-10 550 ans BP), les concentrations polliniques augmentent d'une façon marquée pour atteindre des valeurs d'environ 300 000 grains/cm<sup>3</sup> (450 cm) (Diag. 2.1). À l'exception de l'aulne crispé (*Alnus crispa*), la représentation des arbustes et des herbes diminue, signifiant une densification du couvert végétal. Les pourcentages polliniques de l'épinette noire sont alors moins importants (10%), alors que ceux du sapin baumier (*Abies balsamea*) montrent une augmentation (2-3%). Le

chêne (*Quercus*) et le peuplier faux-tremble (*Populus tremuloides*) affichent des maximums respectifs de 10 et 3%. Le peuplier devait sans doute être une essence importante à cette époque dans les peuplements, compte tenu qu'il s'agit d'une espèce fortement sous-représentée par son pollen (Mott, 1978; Comtois et Payette, 1984). Selon le diamètre des grains de pollen, les apports polliniques du bouleau (20-40%) sont attribués essentiellement au bouleau blanc (*Betula papyrifera*). D'autres essences comme l'orme (*Ulmus*) et le frêne noir (*Fraxinus nigra*) apparaissent également au sein des forêts durant la zone II, alors que les assemblages macrofossiles indiquent la présence locale du mélèze près du point d'échantillonnage (Diag. 2.3). La zone II traduit sans doute la constitution d'une sapinière à bouleau blanc, de 12 100 à 10 550 ans avant l'actuel.

La zone III (10 550-6850 ans BP) se caractérise par la formation des premières érablières. La représentation pollinique continue de l'érable à sucre (*Acer saccharum*), supérieure à 2%, milite en effet en ce sens (Richard, 1976). Les pourcentages du pin blanc (*Pinus strobus*) augmentent significativement, atteignant un important maximum (45%) vers 8000 ans BP. La représentation pollinique du sapin et du chêne demeure constante malgré une légère diminution par rapport à la zone II, alors que celle du peuplier faux-tremble devient erratique. Les pourcentages du bouleau diminuent essentiellement en raison de l'importante augmentation du pin blanc.

Durant les zones II et III, les pourcentages de l'épinette noire sont relativement stables (10%) dans le diagramme sporopollinique FRON-2, de même que dans les deux autres diagrammes de la tourbière. Or, comme nous le verrons plus loin, aucun macroreste de cette espèce ne fut identifié dans les sédiments suite à la zone pollinique II, indiquant que les épinettes n'étaient sans doute pas abondantes sur la tourbière. De plus, l'abondance de l'épinette noire dans le diagramme pollinique du lac Albion diminue fortement suite à l'épisode de la pessière régionale. La représentation de cette espèce à la tourbière du parc de Frontenac durant les zones II et III pourrait alors signifier des apports polliniques provenant d'individus localisés sur les stations humides à la périphérie de la tourbière.

Vers 6850 ans BP, la pruche (*Tsuga canadensis*) connaît un déploiement majeur (5-20%) pour devenir une essence importante dans les peuplements forestiers régionaux (Diag. 2.1). La migration de la pruche durant la zone IV est concomitante au déclin graduel du pin blanc qui s'était amorcé vers la fin de la zone III, ainsi que du sapin et du chêne. Selon le diamètre des grains de pollen du bouleau, une part de la représentation pollinique de *Betula* provient du bouleau jaune (*Betula alleghaniensis*), indiquant l'implantation de cette espèce au sein des Cantons-de-l'Est à cette époque, et la constitution d'une érablière à bouleau jaune ou d'une prucheraie à érable à sucre, de 6850 à 5500 ans avant l'actuel.

La zone V (5500-250 ans BP) se caractérise par plusieurs événements. Initialement, les pourcentages de *Tsuga canadensis* chutent rapidement, atteignant un minimum (2%) vers 4800 ans BP. Événement enregistré par la plupart des diagrammes polliniques du nord-est américain, le déclin de la pruche, causé par l'activité d'un insecte défoliateur (Bhiry et Fillion, 1996), est accompagné d'une représentation croissante (10%) du hêtre (*Fagus grandifolia*). Vers 4000 ans BP (200 cm), une recrudescence de la pruche est observée (Diag. 2.1), sans toutefois que celle-ci atteigne des valeurs aussi prononcées qu'au cours de la zone IV. Le diagramme pollinique comporte aussi une plus grande abondance d'essences décidues thermophiles telles le tilleul (*Tilia americana*), le caryer (*Carya ovata*) et le noyer (*Juglans cinerea*), cette dernière espèce étant toutefois présente depuis la zone IV.

Au cours des 1200 dernières années, une importante augmentation des pourcentages polliniques de l'épinette noire atteste de l'implantation des épinettes sur la tourbière (voir plus loin dans le texte), et sans doute de la constitution des carrs qui ceinturent actuellement la tourbière. Le diagramme du lac Albion n'affiche pas une telle manifestation pollinique de l'épinette noire à l'Holocène supérieur, témoignant d'une augmentation des populations d'épinettes noires aux abords et sur la tourbière même.

La dernière étape (VI; <250 ans) traduit l'action anthropique (défrichage des forêts, agriculture). Elle est identifiée essentiellement par l'apparition d'espèces rudérales (*Ambrosia*, *Rumex*) et des graminées (*Poaceae*). Les concentrations polliniques sont alors minimales pour

l'ensemble du profil, mais ces faibles valeurs résultent surtout de la faible décomposition de la tourbe et la compaction moins importante de la matière organique dans la portion supérieure du profil. Comme c'est le cas pour les épinettes noires, la recrudescence du sapin baumier est attribuée sans doute à des individus situés dans les carrs périphériques.

L'histoire postglaciaire de la végétation retracée par les diagrammes sporopolliniques de la tourbière du parc de Frontenac est relativement similaire à celle de la région du lac Albion. L'absence d'une phase de toundra à la base du diagramme FRON-2 permet de proposer que la calotte résiduelle des Bois-Francs a persisté sur le secteur de Thetford Mines jusque vers 13 000 ans avant l'actuel (11 000 ans BP conventionnels). L'analyse macrofossile témoigne de la participation du bouleau blanc lors de la pessière régionale, alors que le peuplier faux-tremble devait sans doute être une essence plus importante dans les peuplements de la région immédiate de la tourbière durant l'Holocène inférieur, la courbe pollinique de cette essence étant erratique dans le diagramme de la carotte centrale du lac Albion. Finalement, les analyses polliniques et macrofossiles des sédiments de la tourbière confirment que l'importante recrudescence de la représentation pollinique de l'épinette noire à l'Holocène supérieur traduit essentiellement l'implantation des épinettes sur la tourbière, et sans doute la constitution des carrs ceinturant les tourbières ombrotrophes. Au lac Albion, la portion supérieure du diagramme ne montre pas une telle manifestation pollinique de l'épinette noire, confortant l'hypothèse d'une implantation des épinettes restreinte aux tourbières, ou sur les bordures entourées d'autres lacs.

#### ***2.4.2 Stratigraphie des sédiments***

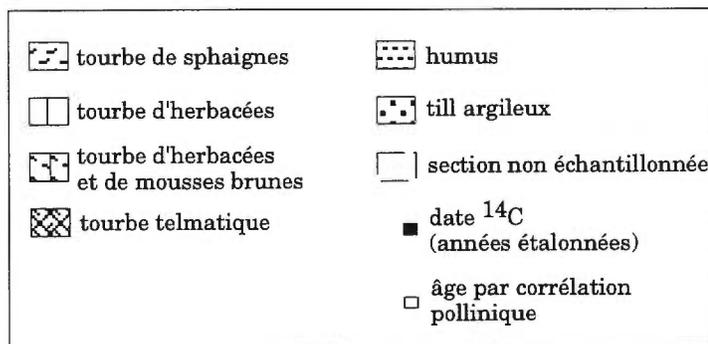
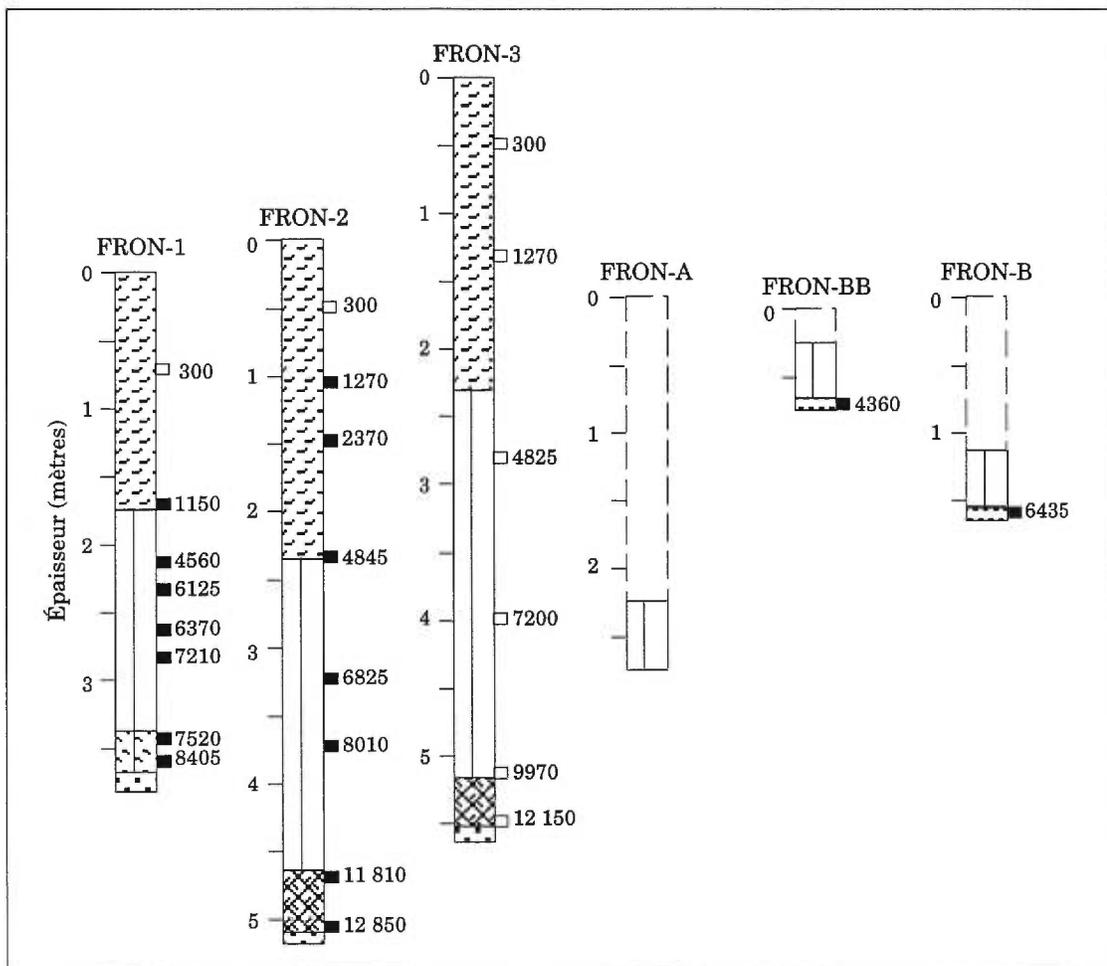
Trois carottes comprenant la totalité des sédiments (FRON-1, FRON-2 et FRON-3) furent récoltées (Fig. 2.3). Dans la zone minérotrophe, le profil FRON-1 a été extrait d'une platière herbacée entre deux mares. La carotte FRON-2 provient de la portion ombrotrophe plus ouverte de la tourbière, alors que la carotte FRON-3 fut récoltée dans l'îlot ombrotrophe plus densément boisé.

Les profils FRON-2 et FRON-3 couvrent respectivement une épaisseur de 520 et 563 cm, et présentent une stratigraphie similaire (Fig. 2.4). À la base, une tourbe telmatique, dont le contenu en matière organique est inférieur à 70% (Fig. 2.5), repose sur un till argileux et caillouteux. Elle couvre une épaisseur de 45 cm à FRON-2 (510-465 cm) et de 40 cm (555-515 cm) à FRON-3 (555-515 cm) (Fig. 2.4). La tourbe telmatique est surmontée d'une tourbe d'herbacées d'une épaisseur de 230 cm à FRON-2 (465-235 cm) et de 280 cm à FRON-3 (515-235 cm). La portion supérieure des dépôts se compose essentiellement d'une tourbe de sphaignes. Le contenu en matière organique de la tourbe d'herbacées et de sphaignes est supérieur à 90% (Fig. 2.5). Au point d'échantillonnage FRON-1, les sédiments couvrent une épaisseur de 383 cm (Fig. 2.4). Ils comprennent une tourbe d'herbacées et de mousses brunes à la base (380-340 cm), surmontée d'une tourbe d'herbacées (340-175 cm). Les sphaignes composent les 175 cm supérieurs du profil. Les sections basales de 50 cm des points FRON-A, FRON-B et FRON-BB, récoltées pour obtenir l'âge de la tourbe à la périphérie du site (Fig. 2.3), se caractérisent essentiellement par une tourbe d'herbacées (Fig. 2.4).

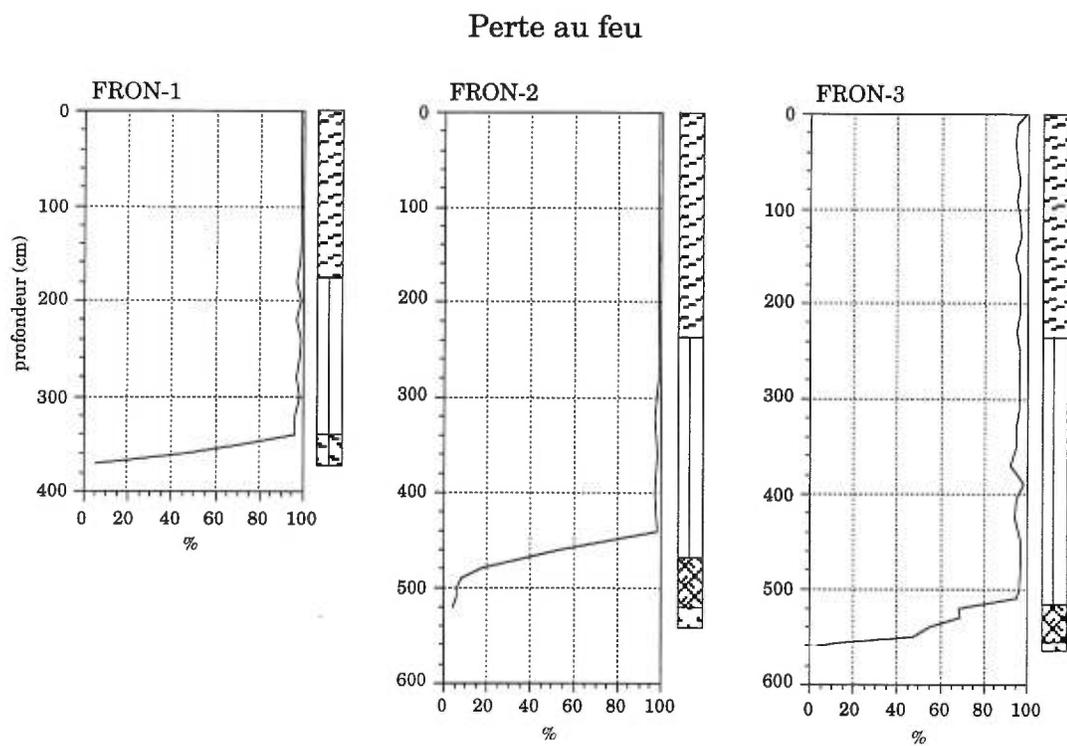
### ***2.4.3 Données chronologiques et taux d'accumulation net de la tourbe***

Seize échantillons ont été soumis à la datation au radiocarbone (Tab. II-1). Les carottes FRON-1 et FRON-2 ont été datées sur plusieurs niveaux, ainsi que la base des profils FRON-B et FRON-BB. La chronologie de la carotte FRON-3 fut obtenue par corrélation sporopollinique avec les profils FRON-1 et FRON-2. Les courbes polliniques des essences forestières extra-tourbicoles présentent des fluctuations bien marquées, autorisant des corrélations fiables entre les carottes.

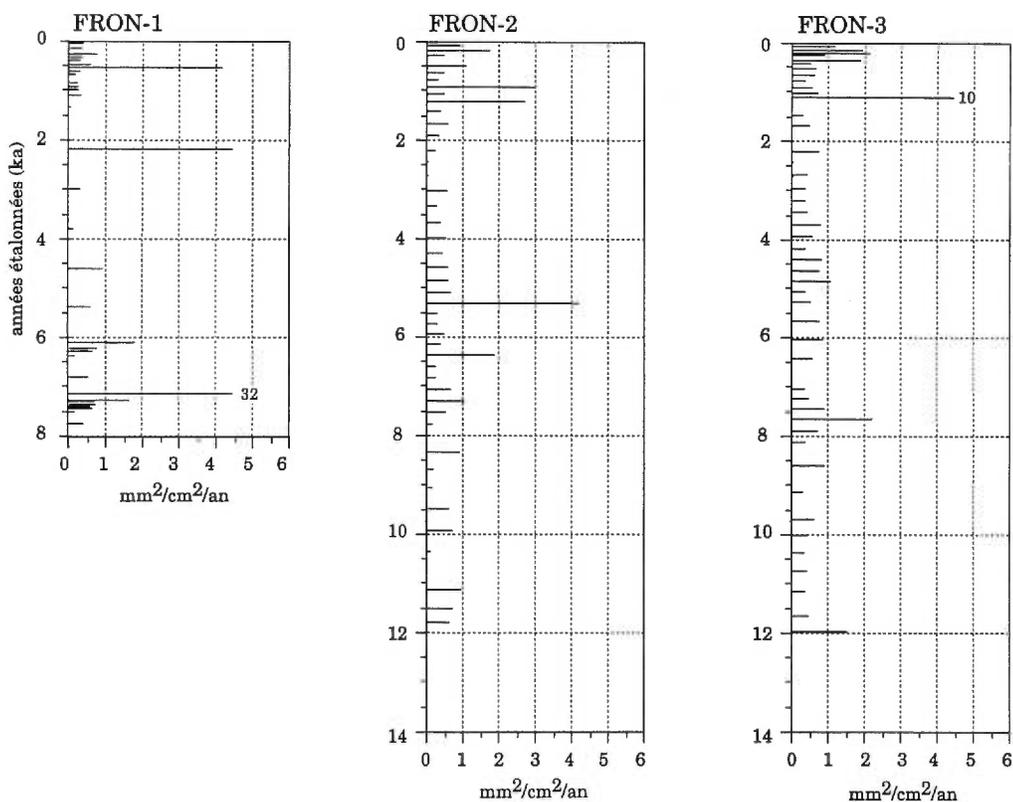
Lors du choix des niveaux à dater, une attention particulière fut portée aux endroits où les concentrations polliniques montraient d'importantes variations, celles-ci pouvant représenter des changements du taux d'accumulation sédimentaire net de la tourbe (Middeldorp, 1982, 1986; Witte et Van Geel, 1985). Lors d'une accumulation lente de la tourbe, le pollen se concentre davantage, provoquant une augmentation de la valeur des concentrations polliniques. Inversement, une accumulation rapide entraîne



**Figure 2.4.** Stratigraphie des profils échantillonnés à la tourbière du parc de Frontenac. La position relative des profils correspond à la topographie actuelle de la surface de la tourbière. Les niveaux datés sont présentés à la droite des carottes. Les âges sont exprimés en années étalonnées.



**Influx des charbons de bois microscopiques**



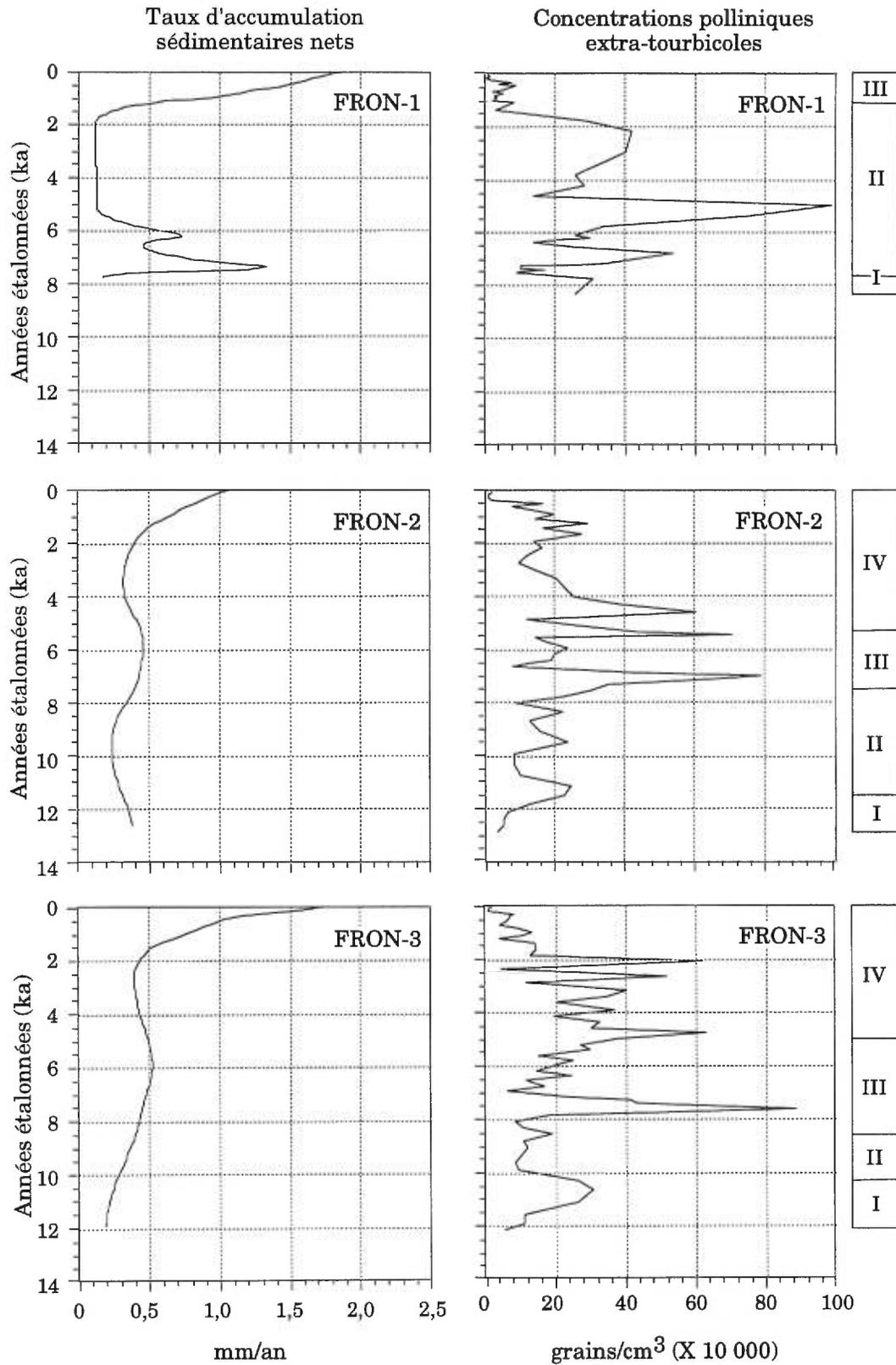
**Figure 2.5.** Perte au feu et influx des charbons de bois microscopiques des profils FRON-1, FRON-2 et FRON-3. La nature des sédiments est illustrée à la droite de la courbe de la perte au feu.

une dilution du pollen, et de plus faibles concentrations polliniques. Si elles ne peuvent être expliquées par des modifications dans la composition des peuplements forestiers, les fluctuations des concentrations polliniques traduisent alors des changements du rythme d'accumulation sédimentaire qui ne peuvent pas toujours être détectées à l'aide des seules données chronologiques, en raison de l'intervalle entre les niveaux datés.

La figure 2.6 présente les courbes du taux d'accumulation sédimentaire net des profils FRON-1, FRON-2 et FRON-3, et les valeurs des concentrations polliniques de ces mêmes profils. Afin de s'assurer que les fluctuations des concentrations polliniques résultaient de changements du taux d'accumulation sédimentaire net de la tourbe, et non de variations dans les apports polliniques de la végétation croissant sur la tourbière, nous avons exclu les espèces tourbicoles (*Picea mariana*, *Larix laricina*, *Ericaceae*, *Cyperaceae*) de la somme pollinique de chacun des niveaux analysés, et calculé des concentrations polliniques extra-tourbicoles (Fig. 2.6).

Le taux d'accumulation sédimentaire net des profils FRON-2 et FRON-3 est similaire, demeurant généralement inférieur à 0,50 mm/an, à l'exception des 1500 dernières années où il est beaucoup plus élevé, atteignant un taux maximal de 1,7 mm/an au point FRON-3 (Fig. 2.6). Entre 12 000 et 9000 ans BP, l'évolution du rythme d'accumulation sédimentaire net est différente entre les deux profils, le rythme d'accumulation diminuant graduellement à FRON-2, alors qu'il augmente au point FRON-3. Par la suite, un premier maximum survient pour les deux profils vers 6000 ans BP (0,45-0,50 mm/an). De 5000 à 1500 ans BP, le taux d'accumulation de la tourbe diminue aux deux points d'échantillonnage, s'établissant en moyenne à 0,35 mm/an à FRON-2 et à 0,42 mm/an à FRON-3. Une accumulation très rapide caractérise le sommet des profils, celle-ci étant toutefois en partie le résultat d'une compaction moins importante de la tourbe.

Le rythme d'accumulation sédimentaire a cependant varié plusieurs fois sur de plus courtes durées, comme l'indiquent les fluctuations des concentrations polliniques extra-tourbicoles (Fig. 2.6). En effet, il est peu probable que les apports polliniques d'essences extra-tourbicoles telles *Acer saccharum*, *Quercus*, ou *Fagus grandifolia* aient pu varier sur de courtes



**Figure 2.6.** Taux d'accumulation sédimentaire net et concentrations polliniques extra-tourbicoles des profils FRON-1, FRON-2 et FRON-3. Les chiffres romains à la droite réfèrent aux étapes du développement de la tourbière aux trois points d'échantillonnage.

durées au point d'engendrer des changements significatifs des concentrations polliniques. Si tel était le cas, l'évolution des concentrations polliniques serait similaire pour les trois profils, et les fluctuations synchrones entre chacune des carottes, ce qui n'est pas le cas. Les fluctuations traduisent donc essentiellement des modifications du rythme d'accumulation de la tourbe. Au point FRON-2, les concentrations polliniques atteignent d'importants maximums vers 7000, 5400 et 4500 ans BP, traduisant des périodes d'accumulation plus lente de la tourbe. À FRON-3, de tels maximums sont atteints vers 7600, 4800, 3900, 3300, 2700 et 2100 ans avant l'actuel.

La carotte FRON-1 présente aussi des changements importants du taux net d'accumulation de la tourbe, ceux-ci étant corroborés par les concentrations polliniques extra-tourbicoles (Fig. 2.6). Trois périodes se caractérisent par une accumulation lente et de fortes concentrations polliniques: de la base jusque vers 7500 ans BP, de 7200 à 6400 ans BP, et de 5800 à 1600 ans BP. En corollaire, trois périodes montrent des taux nets élevés et de faibles concentrations polliniques, de 7500 à 7200 ans BP, de 6400 à 5800 ans BP, et depuis 1000 ans.

#### ***2.4.4 Les étapes du développement de la tourbière***

Nous discuterons successivement de l'évolution locale des points FRON-2, FRON-3 et FRON-1, car elles représentent des durées décroissantes.

##### **2.4.4.1 Secteur FRON-2**

Le développement de la végétation locale au point d'échantillonnage FRON-2 comporte quatre étapes principales (Diag. 2.2 et 2.3).

## I- Étang initial

12 850-11 500 ans BP; 520-460 cm

L'accumulation des premiers sédiments organiques a débuté vers 12 850 ans BP. Une tourbe telmatique, riche en algues planctoniques (*Pediastrum*), témoigne d'un plan d'eau initial au point d'échantillonnage (Fig. 2.4 et Diag. 2.2). Le cortège floristique se composait de plantes aquatiques telles *Najas flexilis*, *Potamogeton*, *Nuphar*, *Chara* spp., *Scirpus lacustris*, *Eleocharis palustris*, *Ranunculus* type *trichophyllus* et *Myriophyllum* (Diag. 2.3). En périphérie du plan d'eau, le milieu comportait déjà le mélèze et des cypéracées (*Carex*). Bien que quelques épinettes noires étaient présentes localement, les forts pourcentages polliniques de *Picea mariana* témoignent surtout de la présence de la pessière régionale à cette époque (Tab. II-2), car on ne retrouve que trop peu de macrorestes de cette espèce pour en inférer des apports polliniques strictement locaux. Le saule (*Salix herbacea*) et le bouleau glanduleux (*Betula glandulosa*) témoignent du caractère ouvert du milieu environnant (Diag. 2.3).

## II- Fen humide à mélèzes

11 500-7550 ans BP; 460-350 cm

Suite au comblement de l'étang initial, l'entourbement sub-aérien a débuté par l'accumulation d'une tourbe d'herbacées. Un fen comportant sans doute des mares permettait la présence de plantes aquatiques telles *Potamogeton* (pollen), *Nymphaea*, *Scirpus lacustris* et *Eleocharis palustris* (Diag. 2.2 et 2.3). Le mélèze est présent localement, de même que les cypéracées, *Alnus rugosa*, *Cassandra calyculata*, *Glyceria* et *Myrica gale*. Les sphaignes sont aussi présentes, mais elles n'ont pu être identifiées au niveau de l'espèce.

III- Fen moins humide à mélèzes  
7550-5300 ans BP; 350-250 cm

La raréfaction des plantes hydrophiles au cours de l'étape III indique des conditions locales plus sèches en raison de l'épaississement progressif du substrat organique, toujours constitué essentiellement de plantes herbacées. Le rythme net d'accumulation de la tourbe est alors plus rapide comparativement aux périodes précédentes, atteignant un maximum (0,48 mm/an) vers 6000 ans BP (Fig. 2.6). Les sphaignes, les cypéracées et quelques éricacées, notamment *Andromeda glaucophylla*, deviennent plus abondantes, de même que *Larix laricina*, très fortement représenté par ses macrorestes.

IV- Bog non arboré  
5300-0 ans BP; 250-0 cm

Vers 5300 ans BP, l'accumulation d'une tourbe de sphaignes et l'apparition des rhizopodes témoignent du passage vers l'ombrotrophie aux environs de FRON-2. Les cypéracées et le mélèze diminuent ou disparaissent au profit des éricacées. Ce passage vers l'ombrotrophie s'accompagne d'une diminution graduel du rythme d'accumulation sédimentaire net (Fig. 2.6). Depuis environ 1500 ans, une importante recrudescence de la représentation pollinique de *Picea mariana* est observée (Diag. 2.2). Toutefois, les macrorestes de cette espèce sont absents au point FRON-2. Les forts pourcentages de l'épinette noire pourraient indiquer sa présence ailleurs sur la tourbière. Ils pourraient également traduire la constitution des carrs périphériques qui ceinturent actuellement la tourbière (Fig. 2.3).

L'acidité accrue causée par une plus grande abondance des sphaignes et l'établissement des conditions ombrotrophes ont favorisé l'apparition des rhizopodes. Les assemblages sont composés en majeure partie d'espèces associées à des conditions très humides de la tourbe (Diag. 2.2). *Amphitrema flavum* est l'espèce dominante, atteignant à certains niveaux une représentation de 80%. La représentation de ce taxon affiche toutefois plusieurs fluctuations. Bien que moins abondante, l'espèce *Amphitrema*

*wrightianum*, également associée à des conditions d'humidité très élevée, présente quatre maximums (220, 200, 175 et 120 cm), dont trois surviennent lors de déclin d'*Amphitrema flavum* (Diag. 2.2). Le rotifère *Habrotrocha angusticollis*, indicateur d'un niveau élevé de la nappe phréatique (Warner et Chengalath, 1991), prolifère lors des périodes de moindre abondance d'*Amphitrema flavum*, et présente un maximum (35%) vers 150 cm (2450 ans BP). Le déclin synchrone d'*Amphitrema flavum* et d'*Amphitrema wrightianum* à la même époque, et la somme peu élevée des rhizopodes (<50) (Diag. 2.2), sont des indices suggérant que les conditions locales étaient alors très humides, et la nappe phréatique sans doute en surface, pour permettre la présence des rhizopodes. Adaptée à des conditions d'humidité élevée, *Amphitrema flavum* est toutefois affectée par une nappe phréatique à la surface. D'autres espèces comme *Assulina muscorum* et *Assulina seminulum* affichent une représentation marquée de quelques fluctuations. Ces espèces occupent toutefois une gamme variée d'habitats et de conditions hydrologiques (Warner, 1987).

*Hyalosphenia subflava* et *Trigonopyxis arcula* sont les seules espèces indicatrices de conditions plus sèches de la tourbe dans les assemblages du profil FRON-2 (Warner, 1990). *Hyalosphenia subflava* affiche des maximums de représentation vers 170 cm (3000 ans BP), 130 cm (1900 ans BP), 110 cm (1300 ans BP) et dans les 20 cm supérieurs du profil (<200 ans). Lors de ces maximums, la représentation des espèces associées aux conditions humides telles *Amphitrema flavum* et *Amphitrema wrightianum* diminue, traduisant des abaissements de la nappe phréatique. Durant l'étape IV, les concentrations polliniques extra-tourbicoles montrent quelques fluctuations (Fig. 2.6). L'important maximum des concentrations atteint vers 4600 ans, indiquant un ralentissement du rythme d'accumulation, n'est toutefois pas corroboré par une dominance de rhizopodes de milieux plus secs.

#### 2.4.4.2 Secteur FRON-3:

Comme à FRON-2, quatre étapes sont également reconnues dans le développement de la tourbière au point d'échantillonnage FRON-3 (Diag. 2.4 et 2.5).

### I- Étang initial

12 150-10 300 ans BP; 560-515 cm

Le dépôt d'une tourbe telmatique a débuté au sein d'un étang vers 12 150 ans BP. Les algues planctoniques (*Pediastrum*) abondent (Diag. 2.4), et plusieurs plantes aquatiques comme *Najas flexilis*, *Potamogeton*, *Scirpus* type *atrocinctus*, *Sagittaria*, *Hypericum virginicum*, *Nuphar* et *Chara* spp. composent la flore locale (Diag. 2.5). Quelques mélèzes et épinettes noires ceinturaient cet étang initial, de même que le myrique baumier (*Myrica gale*) et les cypéracées. Un fragment de feuille de *Taxus canadensis* fut aussi retrouvé au sein des sédiments.

### II- Fen humide à mélèzes

10 300-8600 ans BP; 515-460 cm

Suite à la paludification de l'étang, l'initiation de la tourbière a débuté par l'accumulation d'une tourbe d'herbacées. Les conditions locales étaient alors très humides, et le milieu colonisé principalement par les cypéracées (*Carex*) et *Larix laricina*, les macrorestes de l'épinette noire étant absents dès le niveau 500 cm. La position de la nappe phréatique était élevée (*Nymphaea*), mais les conditions locales permettaient la présence de *Myrica gale* et des cypéracées (Diag. 2.4 et 2.5). L'algue *Closterium idiosporum* atteste également d'une nappe phréatique près de la surface (Van Geel, 1978; Van Geel *et al.*, 1981), et sans doute la présence de mares aux environs du point d'échantillonnage en raison des restes de plantes aquatiques (Diag. 2.4).

### III- Fen moins humide à mélèzes

8600-5000 ans BP; 460-290 cm

L'étape III se caractérise par une présence plus importante des sphaignes et l'apparition des premiers macrorestes d'éricacées (*Andromeda glaucophylla*, *Cassandra calyculata*) (Diag. 2.4 et 2.5). Les cypéracées abondent toujours en compagnie du mélèze. La disparition des taxons

aquatiques et du myrique baumier témoigne de conditions locales moins humides et de l'épaississement continue du substrat organique. Au cours des étapes II et III, la courbe pollinique des cypéracées montre deux maximums (505-500 et 430-380 cm). Dans les assemblages macrofossiles, ils correspondent respectivement aux graines à deux et trois côtés. Ceci implique qu'au moins deux espèces différentes se sont succédées au point d'échantillonnage FRON-3. Lors de l'étape III, le taux d'accumulation sédimentaire net atteint un premier maximum vers 6000 ans avant l'actuel (0,50 mm/an) (Fig. 2.6). L'augmentation générale du taux d'accumulation depuis la mise en place des premiers sédiments organiques fut toutefois entrecoupée d'un ralentissement vers 7600 ans BP, tel que révélé par un important maximum des concentrations polliniques extra-tourbicoles (Fig. 2.6).

#### IV- Bog non arboré

5000-0 ans BP; 290-0 cm

Vers 290 cm (5000 ans BP), il y a ombrotrophisation au point FRON-3. La représentation du mélèze diminue pour laisser place à un milieu dominé par les éricacées (*Andromeda glaucophylla*, *Cassandra calyculata*) et les sphaignes, bien que la représentation des spores de sphaignes soit faible entre 290 et 120 cm (Diag. 2.4 et 2.5). La sporulation des sphaignes est un processus encore mal connu. La chaleur et la lumière sont cependant deux facteurs essentiels. L'hypothèse la plus probable pour expliquer la faible représentation des spores de sphaignes est que les éricacées, surtout *Cassandra calyculata*, aient constitué une arbustaie basse et dense, limitant la quantité de lumière disponible pour les sphaignes. Au cours de l'étape précédente (III), les éricacées étaient sans doute moins abondantes, ce qui favorisait la sporulation des sphaignes (Diag. 2.4). Les pourcentages polliniques élevés de *Picea mariana* durant les derniers 1000 ans, de même que les restes macrofossiles de cette espèce, indiquent son implantation sur la tourbière, et sans doute l'époque de la constitution de l'îlot boisé actuel.

Abondants depuis 4800 ans (275 cm), l'apparition des rhizopodes survient lors de l'établissement des conditions ombrotrophes. Comme à

FRON-2, les assemblages sont dominés par *Amphitrema flavum*, indiquant des conditions relativement humides de la tourbe. Cependant, la représentation de cette espèce est ponctuée d'importantes fluctuations, les pourcentages variant de 5 à 80% selon les niveaux. Quatre minimums d'*Amphitrema flavum* surviennent aux niveaux 220 cm (3425 ans BP), 170 cm (2150 ans BP), 120 cm (1140 ans BP), et dans les 75 cm supérieurs du profil (derniers 600 ans). Au niveau 220 cm, le rotifère *Habrotrocha angusticollis* montre une représentation atteignant 80%. Toutefois, la somme des rhizopodes à ce niveau est très faible. Un rehaussement de la nappe phréatique à la surface expliquerait l'absence des rhizopodes à cette époque. À 170 cm, *Amphitrema flavum* est remplacée par *Amphitrema wrightianum* (50%) et par *Habrotrocha angusticollis* (40%). Cet assemblage témoigne encore une fois de conditions très humides et d'une nappe phréatique près de la surface de la tourbe. Lors du troisième minimum d'*Amphitrema flavum* (120 cm), les assemblages se composent essentiellement d'*Arcella rotundata* (60%), une espèce souvent associée à une humidité élevée (Tolonen *et al.*, 1992; Warner et Charman, 1994), et de *Hyalosphenia subflava* (30%), caractéristique de conditions sèches. Bien que les conditions écologiques de ces deux espèces sont au premier abord fortement contrastées, il semble qu'*Arcella rotundata* puissent s'adapter à une gamme variée d'habitats (Tolonen *et al.*, 1985). Au sein d'une tourbière côtière du nord-est américain, Tolonen *et al.* (1985) ont identifié la présence d'*Arcella rotundata* avec *Hyalosphenia subflava* dans un horizon fortement décomposé de tourbe. La faible abondance d'autres taxons caractéristiques de conditions humides à la même époque à la profondeur 120 cm, et surtout la présence de *Hyalosphenia subflava*, militent en faveur d'un assèchement des conditions locales. Depuis 600 ans (75 cm), une importante représentation de *Hyalosphenia subflava* indique un assèchement progressif du substrat.

#### 2.4.4.3 Secteur FRON-1

Trois principales étapes caractérisent la succession de la végétation locale au point d'échantillonnage FRON-1 (Diag. 2.6 et 2.7).

### I- Fen humide à mélèzes et épinettes noires

8400-7800 ans BP; 380-350 cm

Les premiers sédiments organiques reposant directement sur le till sont constitués d'un mélange de plantes herbacées, de mousses brunes (*Drepanocladus exannulatus*) et de sphaignes. L'analyse macrofossile rend compte d'un milieu où la nappe phréatique persistait à la surface sur des périodes prolongées. Les cypéracées, *Scirpus lacustris*, *Potamogeton*, *Najas flexilis*, *Nuphar*, *Hypericum virginicum*, *Myriophyllum* et les *Pediastrum* colonisaient le milieu local (Diag. 2.6 et 2.7). Les macrorestes de *Larix laricina* et de *Picea mariana* témoignent de leur présence aux environs du point d'échantillonnage. Le milieu devait par contre être relativement ouvert pour permettre la présence de *Viola*, une espèce héliophile (Diag. 2.7).

### II- Fen humide à mélèzes

7800-1350 ans BP; 350-170 cm

Cette longue étape minérotrophe est caractérisée par d'importantes variations des concentrations polliniques et du taux d'accumulation net de la tourbe (Fig. 2.6). Les taxons aquatiques qui caractérisaient la flore locale durant l'étape I disparaissent ou diminuent fortement, alors que les cypéracées (*Carex* sp., *Carex chordorrhiza*) sont abondantes, accompagnées des sphaignes (Diag. 2.6 et 2.7). La présence de *Carex chordorrhiza* traduit la constitution d'un fen riche (Glaser, 1987; Gignac, 1994). Le mélèze demeure présent, bien que ses macrorestes soient moins abondants qu'au cours de l'étape précédente. Par contre, l'épinette noire est absente des assemblages macrofossiles, ce qui est corroboré par sa faible représentation pollinique. Entre 240 et 230 cm, la présence de *Scirpus lacustris* (Diag. 2.7) indique sans doute un rehaussement du niveau de la nappe phréatique.

### III- Fen humide non arboré 1350-0 ans BP; 170-0 cm

La portion supérieure du profil FRON-1 se compose essentiellement de sphaignes (*Sphagnum papillosum*). La tourbe s'accumule alors beaucoup plus rapidement (Fig. 2.6). Cette étape débute par de courtes fluctuations de la nappe phréatique, indiquées par la brève apparition du rhizopode de milieu sec *Hyalosphenia subflava* (Diag. 2.6). Les éricacées (*Andromeda glaucophylla*, *Cassandra calyculata*), le mélèze et *Menyanthes trifoliata* représentent les principales espèces végétales sur place, alors qu'il y a disparition des restes de cypéracées (Diag. 2.6 et 2.7). Plus tard, ces dernières montrent une représentation pollinique croissante jusqu'au sommet du profil (Diag. 2.6).

## 2.5 DISCUSSION

### 2.5.1 *Les implications paléohydriques locales et régionales*

Des variations du rythme d'accumulation sédimentaire net de la tourbe et des concentrations polliniques extra-tourbicoles, sont des indices pouvant refléter des changements d'humidité de la tourbe, en réponse à des fluctuations du bilan hydrique régional (Aaby et Tauber, 1974; Barber, 1981; Middeldorp, 1986; Moore, 1986; Svensson, 1988). La décomposition de la matière organique par les champignons et les bactéries s'effectue essentiellement dans la portion supérieure et oxygénée des tourbières (Dickinson, 1983; Clymo, 1991). Ce sont les conditions présentes dans l'acrotelme qui régissent la décomposition et le taux d'accumulation sédimentaire. Généralement, une augmentation des précipitations ou une baisse de l'évapotranspiration permettront un maintien élevé de la nappe phréatique et une croissance active de la tourbe. Inversement, un climat plus sec entraînera un abaissement de la nappe phréatique, une plus grande oxygénation de l'acrotelme, une accentuation de la décomposition, et un ralentissement du taux d'accumulation sédimentaire. Cependant, il a aussi été démontré que le rythme de décomposition pouvait varier d'une plante à l'autre (Coulson et Butterfield, 1978; Johnson et Damman, 1990; Clymo,

1991), et que le processus de décomposition se poursuivait lentement dans les couches inférieures non oxygénées des tourbières (Clymo, 1991; Warner *et al.*, 1993). Bien que le régime pluviométrique est déterminant sur l'accumulation de la tourbe, les aspects thermiques sont également importants car ils conditionnent la productivité végétale et la production de matière organique.

Chacun des profils de la tourbière du parc de Frontenac présente des fluctuations du taux d'accumulation sédimentaire net de la tourbe et des concentrations polliniques extra-tourbicoles (Fig. 2.6). Dans l'actuelle portion ombrotrophe, l'évolution du taux d'accumulation sédimentaire a initialement été divergent entre les profils FRON-2 et FRON-3. À FRON-3, le rythme d'accumulation a augmenté graduellement depuis le dépôt des premiers sédiments organiques jusque vers 6000 ans avant l'actuel, atteignant alors un premier maximum. Par contre, au point d'échantillonnage FRON-2, le rythme d'accumulation sédimentaire net a d'abord diminué entre 12 800 et 10 000 ans BP, pour ensuite demeurer constant jusque vers 8500 ans avant l'actuel. Par la suite, il a augmenté et, comme à FRON-3, a atteint un maximum vers 6000 ans BP (Fig. 2.6).

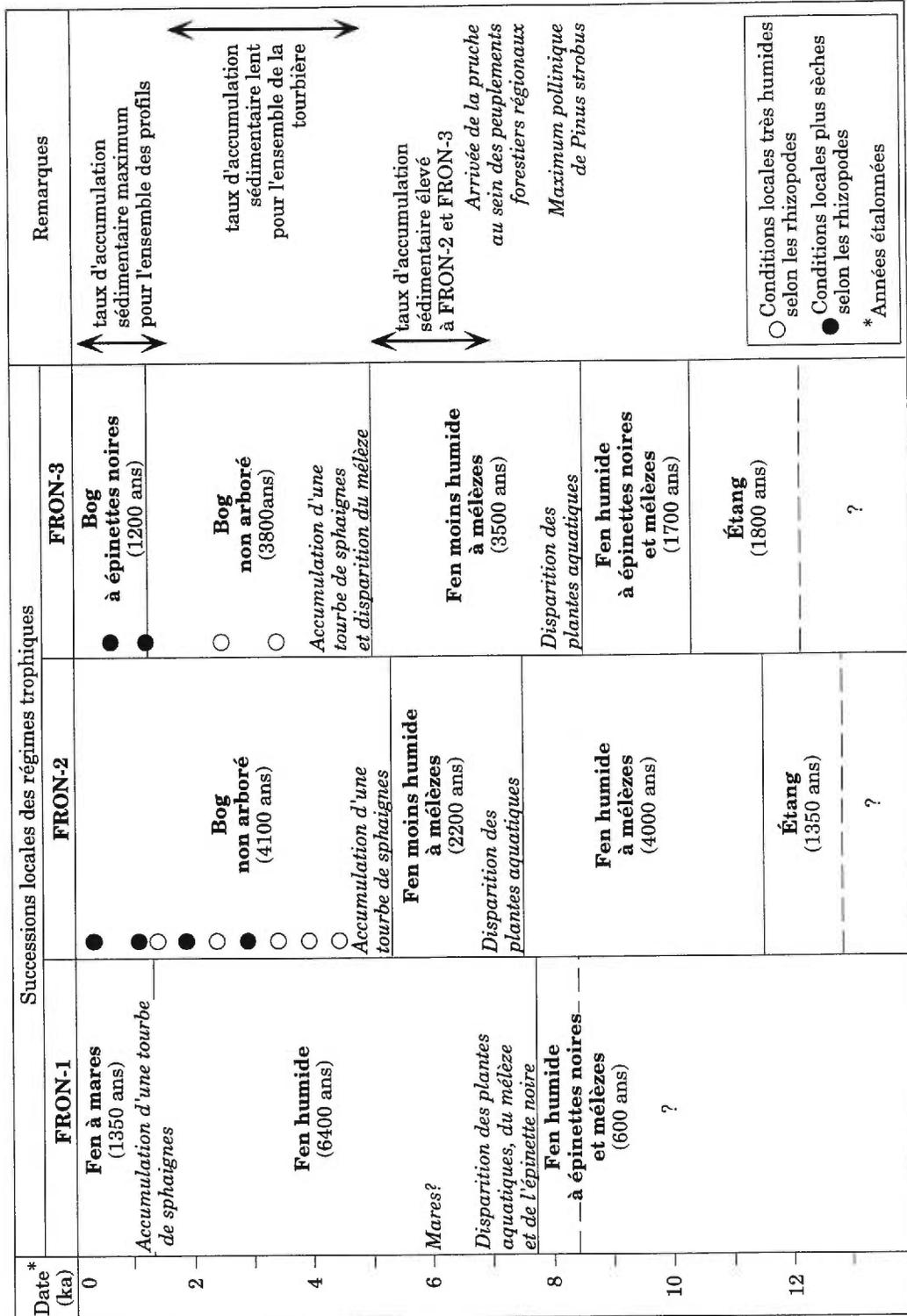
Suite à la paludification des étangs initiaux, les conditions locales sur la tourbière étaient minérotrophes. Un fen très humide caractérisait alors les deux points d'échantillonnage. La position élevée de la nappe phréatique, et sans doute des mares, permettaient la présence de plantes hygrophiles jusque vers 8600 ans BP à FRON-3 et 7500 ans BP à FRON-2. Alimentée par les eaux de ruissellement, la tourbière se serait graduellement accrue spatialement d'une façon centrifuge pour atteindre le point d'échantillonnage FRON-1 vers 8500 ans BP.

Il est difficile d'établir des relations directes entre la dynamique de l'entourbement et le climat, notamment les précipitations, à l'Holocène inférieur. Les sédiments lacustres et tourbeux analysés pour leur contenu en charbons de bois microscopiques au Québec méridional affichent à cette époque d'importantes concentrations, indiquant une incidence plus élevée des feux (Richard, 1995), et un climat plus sec favorable au déclenchement des feux. La représentation pollinique du pin gris (*Pinus banksiana*) est

aussi maximale à cette époque, confortant l'hypothèse de feux plus fréquents. Au lac Albion (Fig. 2.1), un important maximum des charbons de bois microscopiques survient entre 11 000 et 9000 ans BP, témoignant aussi d'un climat plus sec (Lavoie et Richard, en préparation). Les influx des charbons de bois microscopiques des trois profils de la tourbière du parc de Frontenac (Fig. 2.5) ne révèle cependant pas de valeurs prononcées à l'Holocène inférieur, bien qu'ils semblent plus élevés entre 8000 et 7000 ans BP dans les profils FRON-1 et FRON-3, et que la représentation pollinique du pin gris soit maximale à l'Holocène inférieur (Diag. 2.1). Aucun charbon macroscopique ne fut identifié lors des analyses macrofossiles, permettant d'attribuer à des feux surtout régionaux les influx plus importants entre 8000 et 7000 ans BP.

L'étape de fen très humide aux points FRON-2 et FRON-3 survient, au sein des forêts régionales, au cours de la période de la Sapinière à bouleau blanc et durant la constitution des premières érablières, comportant un maximum de représentation du pin blanc (*Pinus strobus*). Les pourcentages élevés du pin indiqueraient des conditions climatiques plus chaudes et un peu plus humides que celles qui prévalaient au cours des périodes antérieures (Richard, 1994). Toutefois, les bas niveaux lacustres du nord-est américain à la même époque témoignent de conditions climatiques qui étaient plus sèches qu'actuellement et d'une évapotranspiration sans doute plus élevée (Harrison, 1989; T. Webb *et al.*, 1993). Ces synthèses nord-américaines des niveaux lacustres sont cependant très générales, et elles ne s'appliquent pas nécessairement au Québec méridional. Si un climat plus sec caractérisait effectivement le Québec, alors les températures auraient été déterminantes sur la dynamique de l'entourbement. L'augmentation graduelle des températures ont conditionné la productivité végétale, et ainsi la production de tourbe. Malgré un climat plus sec, les précipitations et les eaux de ruissellement auraient été néanmoins suffisantes au sein du fen pour permettre le maintien de conditions très humides et la présence de mares.

Entre 7000 et 5000 ans BP, le rythme d'accumulation de la tourbe atteint un premier maximum à FRON-2 et à FRON-3 (Fig. 2.6), durant la constitution d'un fen aux conditions moins humides (Fig. 2.7). Au point FRON-1 dans le secteur des mares, une courte période d'accumulation très



**Figure 2.7.** Synthèse des événements locaux à la tourbière du parc de Frontenac. Les chiffres entre parenthèses indiquent la durée de chacune des étapes.

rapide survient également de 6300 à 6000 ans BP (Fig. 2.6). Cette fluctuation du taux d'accumulation sédimentaire net pourrait indiquer une élévation de la nappe phréatique à la surface aux environs du point d'échantillonnage, puisque des restes de *Scirpus lacustris* ont été trouvés (Diag. 2.7). Malgré une accumulation plus rapide de la tourbe aux deux autres points d'échantillonnage à la même époque, aucun indice dans les assemblages macrofossiles ne permet de retracer la présence d'eau à la surface à ces endroits. Une accentuation du drainage des eaux de surface du centre de la tourbière (FRON-3) vers l'extérieur, ou un rehaussement du niveau de la nappe phréatique périphérique alimentant le fen, sous un climat plus humide, pourraient expliquer la probable formation de mares au point FRON-1 à cette époque.

Vers 6800 ans BP, la pruche (*Tsuga canadensis*) connaît un déploiement important pour devenir une essence majeure dans les peuplements forestiers régionaux (Tab. II-2 et Diag. 2.1). L'établissement de la pruche milite aussi en faveur de conditions climatiques chaudes, mais surtout plus humides qu'antérieurement (R.S. Webb *et al.*, 1993; Richard, 1994). L'expansion régionale de *Tsuga canadensis* semble correspondre à un changement paléohydrique important, se manifestant par la création de mares à la tourbière de Farnham (Lavoie *et al.*, 1995) (Fig. 2.1). Le contenu en charbons de bois microscopiques de la plupart des séquences sédimentaires du sud du Québec traduit aussi une plus faible incidence des feux à cette époque (Richard, 1995), sans doute en raison d'un climat plus humide. Il est par contre possible que le type de combustible (forêts décidues) ait également été moins favorable au déclenchement des feux comparativement à l'Holocène inférieur (Clark *et al.*, 1996). Le déploiement de la pruche, l'augmentation du taux d'accumulation sédimentaire net de la tourbe des profils FRON-2 et FRON-3, et la formation probable de mares aux environs de FRON-1 entre 7000 et 5000 ans BP, sont des indices indiquant une hausse des précipitations à l'Holocène moyen, associée ou non à une baisse de l'évapotranspiration.

Vers 5000 ans BP, une diminution du taux d'accumulation sédimentaire net caractérise les trois points d'échantillonnage (Fig. 2.6). À FRON-2 et FRON-3, elle correspond étroitement au passage vers

l'ombrotrophie. Cette baisse est toutefois ponctuée de quelques fluctuations des concentrations polliniques extra-tourbicoles. Au premier abord, la diminution du rythme d'accumulation sédimentaire milite en faveur d'un climat moins humide ayant accentué la décomposition de la matière organique. Or, aux points FRON-2 et FRON-3, les assemblages des rhizopodes sont surtout dominés par des espèces associées à des conditions d'humidité très élevée.

L'espèce *Amphitrema flavum*, indicatrice de conditions humides (Tolonen *et al.*, 1992), est le rhizopode le plus abondant. Sa représentation montre de nombreuses variations, indiquant des fluctuations de la position de la nappe phréatique. Les périodes de moindre abondance d'*Amphitrema flavum* ne sont toutefois pas nécessairement caractérisées par la présence de taxons indicateurs de conditions plus sèches de la tourbe comme *Hyalosphenia subflava* et *Trigonopyxis arcula*. Au point FRON-2, quatre maximums de représentation d'*Amphitrema wrightianum* (220, 200, 175 et 120 cm) et un maximum du rotifère *Habrotrocha angusticollis* à 150 cm (2450 ans BP) indiquent des conditions locales très humides, et une nappe phréatique près ou en surface de la tourbe, notamment lors du maximum d'*Habrotrocha angusticollis* (Warner et Chengalath, 1991). À FRON-3, deux des quatre minimums d'*Amphitrema flavum* correspondent à une représentation élevée d'*Habrotrocha angusticollis* vers 220 cm (3425 ans BP), et à un maximum d'*Amphitrema wrightianum* et d'*Habrotrocha angusticollis* vers 170 cm (2150 ans BP), témoignant aussi de conditions locales très humides. Quatre périodes plus sèches (*Hyalosphenia subflava*) ont été identifiées par les rhizopodes au point d'échantillonnage FRON-2: vers 3000, 1900, 1300 et depuis 200 ans BP (Fig. 2.7). À FRON-3, deux seules périodes moins humides ont été identifiées lors de la phase ombrotrophe (1140 ans BP et depuis 600 ans).

Malgré une diminution graduelle du taux d'accumulation sédimentaire net, les conditions locales sur la tourbière étaient, selon les assemblages des rhizopodes, relativement humides. Les fluctuations de la nappe phréatique ne sont souvent pas synchrones entre les profils FRON-2 et FRON-3, indiquant une accumulation de la tourbe régie par des processus authigènes. Au point FRON-1, les conditions locales sont demeurées

minérotrophes et très humides. À la lumière de ces éléments, nous ne pouvons attribuer à un climat plus sec la diminution générale du rythme d'accumulation sédimentaire de la tourbe, ou à un climat plus frais ayant ralenti la production de matière organique.

Au cours des 2000 dernières années, une importante augmentation du taux d'accumulation sédimentaire net caractérise les trois points d'échantillonnage (Fig. 2.6). Au point FRON-1, depuis 1350 ans, la tourbe, composée essentiellement de sphaignes (*Sphagnum papillosum*), traduit la structuration actuelle de mares, de lanières, et de platières herbacées dans le secteur actuellement minérotrophe. Les lanières et les platières ont permis l'implantation des éricacées (*Andromeda glaucophylla*, *Cassandra calyculata*), alors que les cypéracées étaient confinées aux zones plus humides près de l'eau des mares. Ceci explique l'absence des cypéracées dans les assemblages macrofossiles au point FRON-1, mais leur importante représentation pollinique, notamment dans le mètre supérieur du profil (Diag. 2.6 et 2.7).

L'établissement d'un climat plus frais et plus humide a sans doute été l'élément déclencheur de la création des mares, et de l'importante augmentation du taux d'accumulation sédimentaire net. Des mares se sont également formées à la même époque à la tourbière de Farnham (Fig. 2.1) (Lavoie *et al.*, 1995), renforçant l'hypothèse d'un contrôle climatique et d'un changement du régime pluviométrique. L'analyse pollinique à haute résolution de quelques lacs du nord-est américain révèle une augmentation générale des précipitations et une baisse des températures depuis 1500 ans, en réponse à des incursions plus fréquentes de l'air arctique (Gajewski, 1987; 1988). Il ne faut toutefois pas écarter l'influence des facteurs authigènes sur l'origine des mares, notamment l'hydrologie locale et la topographie de surface de la tourbière. Aujourd'hui, une différence de dénivellation de plus de deux mètres sépare le secteur le plus élevé de la tourbière (FRON-3), et la périphérie de la tourbière du côté est où sont situées les mares à l'extrémité du transect A-A' (Fig. 2.3). Le bombement du secteur ombrotrophe a sans doute contribué à un écoulement centrifuge de l'eau vers l'extérieur, contribuant à maintenir un niveau élevé de la nappe phréatique dans l'actuelle zone minérotrophe et à la bordure de la tourbière, en association

avec un apport d'eau tellurique provenant des terres, et à une élévation de la nappe phréatique périphérique.

L'installation des épinettes noires sur les buttes allongées de sphaignes dans la zone ombrotrophe est survenue vers 1200 ans BP selon les analyses polliniques et macrofossiles. À titre d'hypothèse, il est possible que les conditions climatiques plus fraîches et plus humides de l'Holocène supérieur soient à l'origine de l'actuelle structuration de buttes allongées de *Sphagnum fuscum* et de platières herbacées aux environs de FRON-3. La croissance vigoureuse des sphaignes, telle que traduite par l'augmentation du taux d'accumulation sédimentaire, aurait permis la formation des buttes. Ces biotopes plus sec présentent une plus grande oxygénation de la tourbe, favorable à l'installation des épinettes noires et au déploiement des racines (Foster *et al.*, 1988). L'origine de l'îlot boisé actuel résulterait donc aussi en partie d'un contrôle paléohydrique régional.

### ***2.5.2 La succession de la végétation locale et la formation des régimes trophiques***

Les points d'échantillonnage FRON-2 et FRON-3 présentent une succession similaire de la végétation tourbicole et des régimes trophiques (Fig. 2.7). Initialement, un étang peu profond s'est graduellement paludifié par l'accumulation d'une tourbe telmatique. L'entourbement sub-aérien par une tourbe d'herbacées s'est d'abord caractérisé par la constitution d'un fen très humide, comportant des mares pour permettre la présence des plantes aquatiques. Un fen aux conditions moins humides, hébergeant entre autres le mélèze et des cypéracées, s'est ensuite formé. Finalement, l'accumulation d'une tourbe de sphaignes, l'acidification des conditions locales, et le bombement de la tourbière, ont entraîné l'établissement de conditions ombrotrophes, les secteurs FRON-2 et FRON-3 étant alors alimentés par les seules précipitations atmosphériques.

Le secteur où est localisé la carotte FRON-1 présente un développement différent (Fig. 2.7). À cet endroit, les conditions locales sont toujours demeurées très humides et minérotrophes, sous l'influence des eaux ayant

circulé sur les terres périphériques, et du ruissellement provenant des zones plus élevées de la tourbière. L'accumulation de la matière organique a débuté vers 8400 ans BP à cet endroit par une tourbe d'herbacées et de mousses brunes (*Drepanocladus exannulatus*). Il n'y a pas d'indices dans les assemblages polliniques et macrofossiles à la base du profil permettant d'émettre des hypothèses concernant la végétation qui était présente avant le déclenchement de l'entourbement aux environs de FRON-1. Un fen très humide comportant l'épinette noire et le mélèze a laissé place, vers 7800 ans BP, à un fen plus ouvert jusqu'à nos jours où le mélèze était moins abondant, et à la constitution de mares, de lanières et de platières herbacées vers 1350 ans BP.

Cette succession des régimes trophiques est-elle indicatrice de changements climatiques régionaux, notamment sur le plan hydrique? Bien que similaires aux points FRON-2 et FRON-3, les étapes sont métachrones entre les deux profils, à l'exception du passage vers l'ombrotrophie qui a eu lieu vers 5300-5000 ans BP (Fig. 2.7). La formation d'un fen humide a débuté vers 11 500 ans BP à FRON-2, soit 1200 ans plus tôt qu'à FRON-3. D'une durée de 4000 ans à FRON-2, cette étape de fen très humide a persisté jusque vers 7500 ans BP. Par contre, à FRON-3, elle fut beaucoup plus brève (1700 ans), les conditions locales devenant déjà moins humides dès 8600 ans avant l'actuel. Ce métachronisme entre les deux points d'échantillonnage durant les étapes d'étang et de fen illustre une succession authigène, contrôlée notamment par le rythme d'accumulation de la tourbe à chacun des points d'échantillonnage, la position topographique des points d'échantillonnage (Fig. 2.4) et l'hydrologie locale (Hu et Davis, 1995; Kuhry *et al.*, 1993). Les conditions moins humides dès 8600 ans BP au point FRON-3 traduit une isolation plus rapide de la tourbe des apports d'eau de ruissellement en raison de la position topographique plus élevée de FRON-3 par rapport à FRON-2 (Fig. 2.4). De plus, le rythme d'accumulation sédimentaire de la matière organique au point FRON-3 a augmenté graduellement suite à la paludification, alors qu'il a d'abord diminué à FRON-2, favorisant ainsi l'établissement plus rapide de conditions moins humides à FRON-3, et ce, sans influence paléohydrique particulière.

Le passage des tourbières vers l'ombrotrophie est souvent associé à un changement paléohydrique vers un climat plus humide (Berglund *et al.*, 1983; Frenzel, 1983). Une augmentation des précipitations ou une réduction de l'évapotranspiration auront pour effet de favoriser l'accumulation de la tourbe, d'engendrer une augmentation du taux d'accumulation sédimentaire, et ainsi d'accélérer l'établissement de conditions ombrotrophes. À la tourbière du parc de Frontenac, ce passage a eu lieu vers 5300 et 5000 ans BP à FRON-2 et à FRON-3. Cette transition, relativement synchrone entre les deux profils, pourrait témoigner d'un contrôle paléohydrique. L'augmentation des précipitations entre 7000 et 5000 ans, suggérée par le maximum du taux d'accumulation sédimentaire net synchrone aux deux points d'échantillonnage, et par le maximum de *Tsuga canadensis* dans les diagrammes polliniques, a certainement contribué au bombement et à l'ombrotrophisation de la tourbière, provoquant l'isolation subséquente de la tourbe des eaux de ruissellement.

Aux environs du point d'échantillonnage FRON-1, la succession des régimes trophiques reflète surtout un contrôle authigène. L'humidité initiale élevée vers 8400 ans BP résulte du front de progression spatiale de la tourbe, sous un régime minérotrophe. Par la suite, le milieu a été sous l'influence du drainage des eaux de surface provenant du secteur central de la tourbière, et d'apports d'eau telluriques des terres et forêts périphériques.

À l'exception de la formation du bog, l'établissement des régimes trophiques reflète essentiellement une dynamique authigène. D'autres travaux paléoécologiques menés sur l'étude de plusieurs carottes au sein d'une même tourbière, ou sur les étapes du développement de plusieurs tourbières d'une même région, ont révélé que la succession des régimes trophiques était aussi essentiellement sous le contrôle de processus authigènes. Au Québec, quatre profils récoltés dans le complexe tourbeux de Lanoraie (Fig. 2.1) ont été étudiés (Comtois, 1979; 1982). Suite à la paludification de vastes marais vers 5000 ans BP, l'entourbement a débuté par la formation de fens herbacés. Des carrs dominés par le mélèze ont succédé aux fens. Finalement, l'accumulation continue de la tourbe a mené à la formation de tourbières ombrotrophes à éricacées (Comtois, 1979; 1982). Cette succession caractérise chacun des lobes du complexe, mais les étapes

ne sont pas synchrones, témoignant du rôle de facteurs autres que climatiques sur la dynamique de l'entourbement. Dans l'ouest canadien (Kuhry *et al.*, 1993; Kuhry, 1997), quelques tourbières de l'Alberta, de la Saskatchewan et du Manitoba, présentent une succession similaire des régimes trophiques (marais, fen riche, fen pauvre, bog). Le déclenchement de l'entourbement est attribué à l'établissement de conditions climatiques plus humides vers 6000-5000 ans BP (Zoltai et Vitt, 1990). Par contre, des facteurs authigènes ont ensuite régi le processus d'accumulation de la tourbe et la formation des régimes trophiques. À la tourbière Caribou au Maine (Hu et Davis, 1995), la dynamique de l'entourbement après la paludification d'un lac initial (fen herbacé, fen boisé, bog) a aussi été métachrone entre les profils étudiés, indiquant l'importance des facteurs autres que climatiques.

## 2.6 CONCLUSION

La reconnaissance du rôle joué par les facteurs authigènes et allogènes est le principal problème limitant l'interprétation climatique des indices tirés de la stratigraphie des tourbes. Souvent, les facteurs authigènes exercent un rôle déterminant, pouvant masquer un éventuel signal paléoclimatique et paléohydrique régional, ou reléguer au second plan l'influence du climat. L'étude de plusieurs séquences sédimentaires dans une même tourbière est donc essentielle afin de discerner plus efficacement l'importance du climat.

La tourbière du parc de Frontenac fut le siège d'une dynamique contrastée entre les trois points d'échantillonnage. Les reconstitutions paléoécologiques effectuées sur les trois profils sédimentaires indiquent que les facteurs authigènes furent sans doute aussi importants que le climat sur son évolution. La succession des régimes trophiques (étang, fen très humide, fen moins humide, bog) est similaire entre les deux points d'échantillonnage de la portion ombrotrophe. Toutefois, les différentes étapes sont métachrones entre les deux profils, à l'exception du passage vers l'ombrotrophie vers 5000 ans avant l'actuel.

Les résultats indiquent que l'Holocène moyen (7000-5000 ans BP) et les 1500 dernières années furent des périodes où les précipitations étaient sans doute plus importantes, permettant une croissance active de la tourbe et en retardant la décomposition. Vers 7000 ans avant l'actuel, l'augmentation du taux d'accumulation sédimentaire net, et un rehaussement à la surface de la nappe phréatique dans la portion minérotrophe de la tourbière (FRON-1), sont synchrones avec l'arrivée de la pruche dans les peuplements forestiers du sud du Québec. Des mares se sont aussi constituées à la tourbière de Farnham (Lavoie *et al.*, 1995) à la même époque, témoignant d'une hausse des précipitations ou d'une baisse de l'évapotranspiration. L'importante recrudescence du taux d'accumulation sédimentaire durant l'Holocène supérieur à la tourbière du parc de Frontenac, la formation des mares actuelles, et l'implantation des épinettes noires sur la tourbière, sont des indices traduisant des conditions climatiques plus humides au cours des 1500 dernières années.

Cette étude paléoécologique soulève d'autres questions. Différents éléments comme les charbons de bois microscopiques et les niveaux lacustres du nord-est américain suggèrent un climat plus sec à l'Holocène inférieur. Or, les conditions locales sur la tourbière étaient très humides. Si un climat sec caractérisait aussi le Québec méridional à cette époque, c'est alors l'augmentation des températures qui aurait été l'élément moteur le plus important sur la dynamique de l'entourbement, permettant une productivité végétale élevée et une importante accumulation de tourbe. Les données portant sur les niveaux d'eau au Québec sont encore rares. L'étude du lac Albion permettra de vérifier si, comme pour l'ensemble du nord-est américain, le niveau d'eau du lac était bas à l'Holocène inférieur, et de voir le rôle des températures et des précipitations sur l'accumulation de la tourbe.

Entre 5000 et 2000 ans BP, une baisse graduelle du taux d'accumulation sédimentaire net caractérise l'ensemble de la tourbière, indiquant au premier abord, un climat plus sec. Or, les assemblages des rhizopodes indiquent plusieurs fluctuations de la nappe phréatique, et une dominance d'espèces associées à des conditions d'humidité élevée. Nous ne pouvons, à l'aide de ces seuls résultats, confirmer le rôle ou non du climat sur l'entourbement à cette époque. Encore une fois, la comparaison de ces

résultats avec ceux des fluctuations du niveau d'eau au lac Albion permettra de vérifier le rôle du climat.

## 2.7 RÉFÉRENCES

- Aaby, B., 1986. Palaeoecological study of mires. Pages 145-164 in Berglund, B.E. (éd.). *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons, New York.
- Aaby, B. et Tauber, H., 1974. Rates of peat formation in relation to degree of humification and local environment, as shown by studies of a raised bog in Denmark. *Boreas*, 4: 1-17.
- Barber, K.E., 1981. *Peat Stratigraphy and Climatic Change. A Palaeoecological Test of the Theory of Cyclic Peat Bog Regeneration*. Balkema, Rotterdam.
- Barber, K.E., Chambers, F.M., Maddy, D., Stoneman, R. et Brew, J.S. 1994. A sensitive high-resolution record of late Holocene climatic change from a raised bog in northern England. *The Holocene*, 4: 198-205.
- Belland, R.J. et Vitt, D.H., 1995. Bryophyte vegetation patterns along environmental gradients in continental bogs. *Écoscience*, 2: 395-407.
- Benninghoff, W.S., 1962. Calculation of pollen and spore density in sediments by addition of exotic pollen in known quantities. *Pollen et Spores*, 6: 332-333.
- Berglund, B.E., Aaby, B., Digerfeldt, G., Fredskild, B., Huttunen, P., Hyvarinen, H., Kaland, P.E., Moe, D. et Vasari, Y., 1983. Paleoclimatic changes in Scandinavia and on Greenland - a tentative correlation based on lake and bog stratigraphical studies. *Quaternary Studies in Poland*, 4: 27-44.
- Bhiry, N. et Filion, L., 1996. Mid-Holocene hemlock decline in eastern North America linked with phytophagous insect activity. *Quaternary Research*, 45: 312-320.

- Buteau, P., Dignard, N. et Grondin, P., 1994. *Système de Classification des Milieux Humides du Québec*. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 94-01, 25 p.
- Clark, J.S., Royall, P.D. et Chumbley, C., 1996. The role of fire during climate change in an eastern deciduous forest at Devil's Bathbub, New York. *Ecology*, 77: 2148-2166.
- Clark, R.L., 1982. Point count estimation of charcoal in pollen preparation and thin section of sediments. *Pollen et Spores*, 24: 523-535.
- Clymo, R.S., 1991. Peat growth. Pages 76-112 in Shane, L.C.K. et Cushing, E.J. (éd.). *Quaternary Landscapes*. Minnesota University Press, Minneapolis.
- Comtois, P., 1979. Histoire holocène du climat et de la végétation à Lanoraie. Mémoire de M.Sc., Université de Montréal, Montréal.
- Comtois, P., 1982. Histoire holocène du climat et de la végétation à Lanoraie (Québec). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19: 1938-1952.
- Comtois, P. et Payette, S., 1984. Représentation pollinique actuelle et subactuelle des peuplieraies boréales au Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 38: 123-133.
- Coulson, J.C. et Butterfield, J.E., 1978. An investigation of the biotic factors determining the rates of plant decomposition on blanket bog. *Journal of Ecology*, 66: 631-650.
- Damman, A.W.H., 1979. Geographic patterns in peatland development in eastern North America. Pages 42-57 in Kivinen, E., Heikurainen, L. et Pakarinen, P. (éd.). *Proceedings of the International Symposium on Classification of Peat and Peatlands*. International Peat Society, Hyytiälä, Finland.

- Damman, A.W.H., 1986. Hydrology, development, and biogeochemistry of ombrogenous peat bogs with special reference to nutrient relocation in a western Newfoundland bog. *Canadian Journal of Botany*, 64: 384-394.
- Davis, A.M., 1984. Ombrotrophic peatlands in Newfoundland, Canada: their origins, development and trans-atlantic affinities. *Chemical Geology*, 44: 287-309.
- Davis, R.B. et Jacobson, G.L., Jr., 1985. Late glacial and early Holocene landscapes in northern New England and adjacent areas of Canada. *Quaternary Research*, 23: 341-368.
- Dean, W.E., 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44: 242-248.
- Dickinson, C.H., 1983. Micro-organisms in peat. Pages 225-345 in Gore, A.J.P. (éd.). *Ecosystems of the World: 4A. Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor*. Elsevier, Amsterdam.
- Dyke, A.S. et Prest, V.K., 1987. Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41: 237-263.
- Environnement Canada, 1993. *Normales Climatiques au Canada, 1961-1990*. Service de l'Environnement atmosphérique, Ottawa, 157 p.
- Faegri, K. et Iversen, J., 1989. *Textbook of Pollen Analysis*. John Wiley & Sons, London.
- Foster, D.R. et Glaser, P.H., 1986. The raised bogs of south-eastern Labrador, Canada: classification, distribution, vegetation and recent dynamics. *Journal of Ecology*, 74: 47-71.
- Foster, D.R. et Wright, H.E., Jr., 1990. Role of ecosystem development and climate change in bog formation in central Sweden. *Ecology*, 71: 450-463.

## CHAPITRE III

# PALÉOÉCOLOGIE DE LA TOURBIÈRE DU LAC MALBAIE, MASSIF DES LAURENTIDES: IMPLICATIONS PALÉOHYDRIQUES LOCALES ET RÉGIONALES

### 3.1 INTRODUCTION

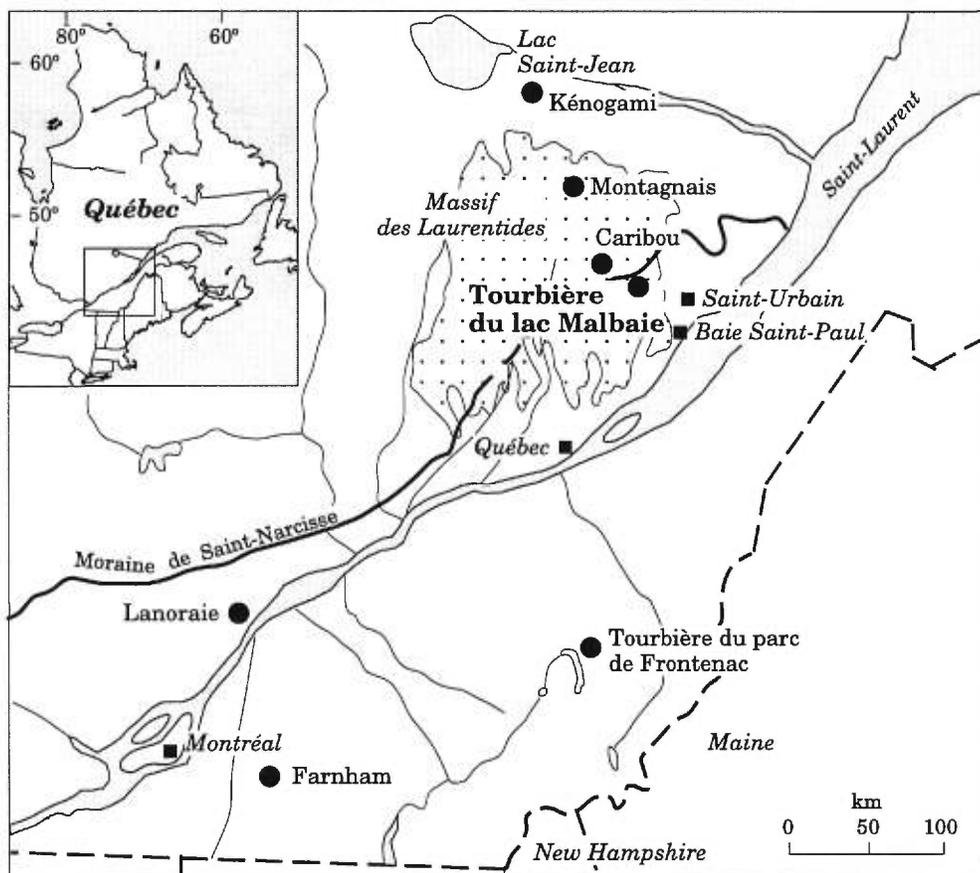
Cette étude présente les résultats des analyses paléobotaniques (pollen, macrorestes végétaux) et des rhizopodes de trois profils sédimentaires de la tourbière du lac Malbaie au Québec méridional. Jusqu'à maintenant, les tourbières québécoises ont surtout été étudiées pour les reconstitutions postglaciaires de la végétation régionales à l'aide de l'analyse pollinique (Richard, 1977). Rares sont les travaux ayant conjugué différentes techniques d'analyses paléoécologiques pour établir les étapes du développement des tourbières et la dynamique holocène de l'entourbement (Larouche, 1979; Comtois, 1979; 1982; Garneau, 1987; 1993; Lavoie *et al.*, 1995; Bhiry et Filion, 1996). Les tourbières recèlent un important potentiel paléohydrologique pour les reconstitutions paléoclimatiques. Celui-ci n'a toutefois suscité que très peu d'intérêt en Amérique, comparativement à l'Europe (Aaby et Tauber, 1974; Barber, 1981; Svensson, 1988; Barber *et al.*, 1994; Chambers *et al.*, 1997). Le bilan hydrique régional (précipitations, évapotranspiration) est en partie responsable de la position et des fluctuations de la nappe phréatique au sein des tourbières, et de l'accumulation de la tourbe. Les tourbières sont donc susceptibles de livrer des modifications postglaciaires du bilan hydrique.

Plusieurs auteurs ont démontré le rôle déterminant des facteurs authigènes sur l'accumulation de la tourbe (Frenzel, 1983; Glaser et Janssens, 1986; Foster *et al.*, 1988; Foster et Almquist-Jacobson, 1990; Foster et Wright, 1990; Kuhry *et al.*, 1993; Hu et Davis, 1995). En raison de l'importance des facteurs autres que climatiques, des conditions hydrologiques contrastées peuvent s'établir entre différents points d'une même tourbière. Le signal paléohydrique du climat ne peut donc pas

toujours être retracé efficacement à l'aide d'une seule carotte. L'étude de plusieurs profils s'avère le meilleur moyen pour une interprétation adéquate du rôle du climat sur l'entourbement (Foster et King, 1984; Svensson, 1988; Kubiw *et al.*, 1989; Nicholson et Vitt, 1990).

Au Québec, des travaux intégrant une étude de plusieurs profils au sein d'une même tourbière ont été effectués au complexe tourbeux de Lanoraie (Comtois, 1979; 1982) (Fig. 3.1). Il fut démontré que les différents lobes du complexe avaient connu une évolution similaire, mais que les étapes étaient métachrones d'un lobe à l'autre. Notre étude paléoécologique de la tourbière du parc de Frontenac dans les Cantons-de-l'Est (Fig. 3.1) a aussi révélé un métachronisme entre les différents points d'échantillonnage en ce qui a trait à la succession de la végétation tourbicole et à l'établissement des régimes trophiques (étang, fen, bog). Au cours du présent travail, nous avons voulu examiner si de telles différences avaient aussi caractérisé le développement de la tourbière du lac Malbaie dans le massif des Laurentides (Fig. 3.1), et retracer les conditions d'humidité qui ont prévalu à la surface de la tourbe. Il s'agit d'une tourbière ombrotrophe de taille similaire à celle du parc de Frontenac, mais située dans une région où les conditions climatiques actuelles contrastent avec celles de la tourbière du parc de Frontenac, et ayant connu une histoire paléoclimatique différente (Richard, 1994).

Le massif des Laurentides constitue une enclave montagneuse de haute altitude (>700 m) au Québec méridional (Fig. 3.1). D'une superficie de 9580 km<sup>2</sup>, il est caractérisé par la présence de forêts similaires à celles des régions plus boréales, dominées par l'épinette noire (*Picea mariana*) et le sapin baumier (*Abies balsamea*). Le massif possède un climat distinct des régions voisines, enregistrant d'importantes précipitations. Celles-ci, associées à des températures annuelles fraîches, favorisent le développement des tourbières. Malgré leur fréquence élevée, les tourbières sont généralement de petite dimension (< un km<sup>2</sup>) et couvrent moins de 5% du territoire en raison du relief accidenté (Couillard et Grondin, 1986). La majorité des tourbières sont ombrotrophes et caractérisées par la présence de nombreuses mares.



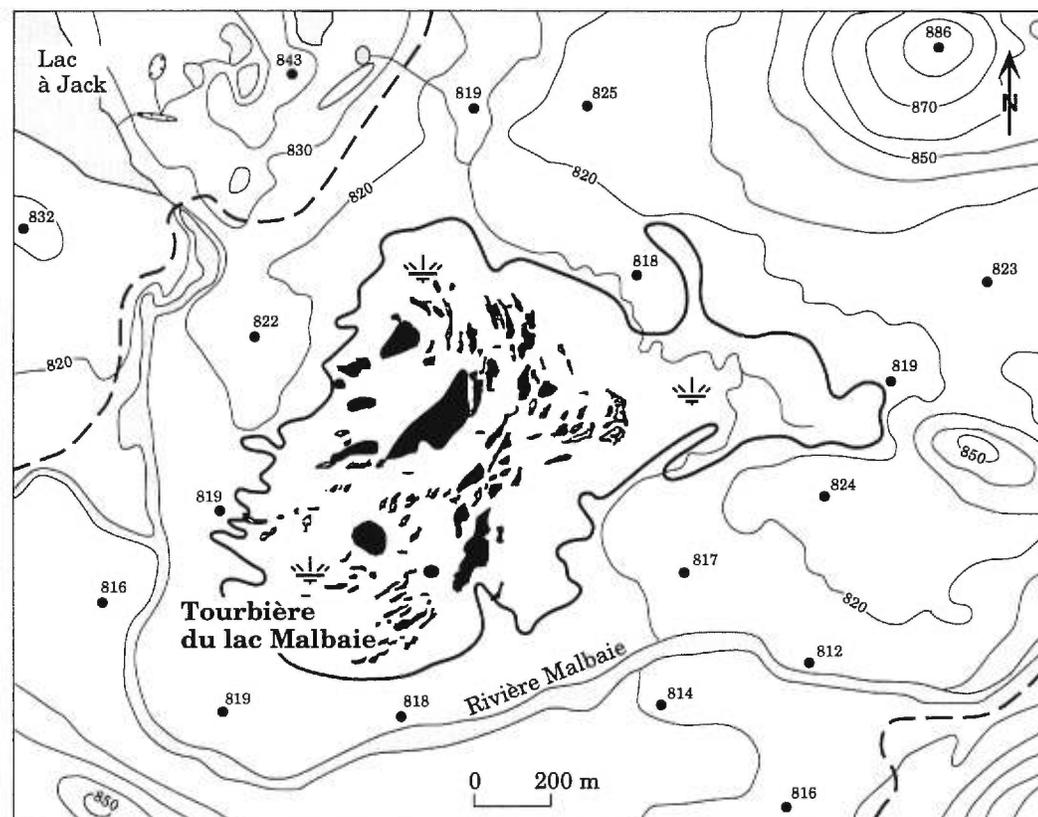
**Figure 3.1.** Localisation de la tourbière du lac Malbaie et des autres sites du Québec méridional mentionnés dans le texte.

Aucune tourbière de la région n'a été à ce jour l'objet d'une étude paléoécologique détaillée. Les seuls renseignements concernant la stratigraphie de ces dépôts et leur développement se réduisent aux diagrammes sporopolliniques des tourbières du lac Malbaie, Caribou, Montagnais et Kénogami (Fig. 3.1), effectués pour les reconstitutions postglaciaires de la végétation régionale (Richard, 1973; 1975). En outre, aucune étude macrofossile n'ayant non plus été effectuée, leur évolution locale nous est encore inconnue. En ce qui concerne la flore actuelle de ces écosystèmes, Gauthier (1980) a effectué un inventaire des exigences écologiques et des habitats caractéristiques de chacune des espèces rencontrées.

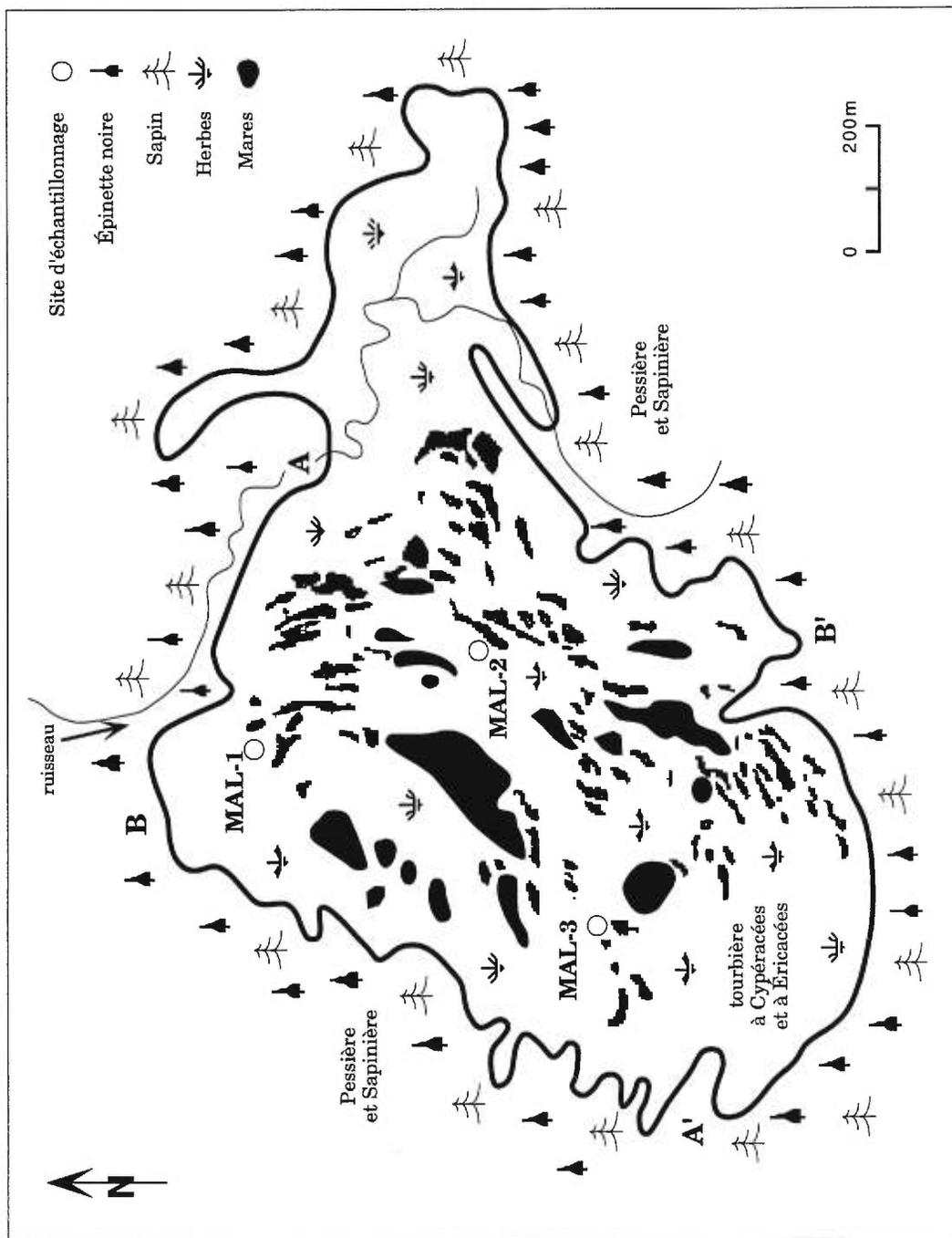
D'une superficie d'environ un km<sup>2</sup>, la tourbière ombrotrophe du lac Malbaie (Fig. 3.2 et 3.3) est l'une des plus importantes de la région. Elle est située près de la moraine de récession de Saint-Narcisse (Fig. 3.1), celle-ci marquant une halte lors du retrait des glaces vers 11 000-10 800 ans BP (12 900-12 700 ans BP étalonnés) (Occhiatti, 1989), en raison d'un refroidissement climatique (Lasalle et Elson, 1975; Lasalle et Chapdelaine, 1990) ou d'une rééquilibration de la glace par ancrage au substrat après un retrait glaciaire accéléré (Hillaire-Marcel et Occhiatti, 1980). Cette tourbière fut étudiée pour la première fois par Richard (1975) afin d'établir l'histoire postglaciaire de la végétation régionale. Nous avons effectué une étude paléoécologique à l'aide d'indicateurs paléobotaniques et paléohydriques (pollen, macrorestes végétaux, rhizopodes) sur trois nouvelles carottes afin (1) de reconstituer les étapes de la succession locale de la végétation et l'établissement des régimes trophiques depuis l'origine de la tourbière, (2) de retracer les conditions d'humidité à la surface de la tourbe, et (3) d'exploiter le potentiel que recèle la tourbière en tant que milieu indicateur de changements paléohydriques régionaux

### **3.2 TOURBIÈRE À L'ÉTUDE**

La tourbière du lac Malbaie (47°36'N; 70°58'O) est localisée à une altitude de 800 m dans le massif des Laurentides (Fig. 3.1). Il s'agit d'une tourbière ombrotrophe comportant de nombreuses mares (Fig. 3.2 et 3.3). Les



**Figure 3.2.** Topographie du secteur immédiat de la tourbière du lac Malbaie. Les courbes de niveau sont exprimées en mètres. Les lignes en tireté représentent les chemins routiers.



**Figure 3.3.** Schéma de la tourbière du lac Malbaie, et localisation des points d'échantillonnage MAL-1, MAL-2 et MAL-3 où ont été effectuées les analyses paléobotaniques. Les mesures pachymétriques et la topographie de la surface de la tourbière furent réalisées selon les transects A-A' et B-B'.

mares sont séparées par des platières herbacées ou par des lanières plus étroites. La coalescence de certaines mares a entraîné la formation de plans d'eau plus vastes, notamment au centre du site (Fig. 3.3). Des buttes isolées de *Sphagnum fuscum* se situent sur les platières. Selon le système de classification des milieux humides du Québec de Buteau *et al.* (1994), la partie centrale de la tourbière est un bog à mares en raison de l'absence d'orientation précise et de signes de comblement de ces biotopes, alors que la portion périphérique est un bog structuré, les mares étant disposées concentriquement.

Les essences arborescentes sont rares sur la tourbière. Seules quelques épinettes noires (*Picea mariana*) croissent sur les buttes, mais elles sont de petite taille. Les éricacées (*Cassandra calyculata*, *Andromeda glaucophylla*) et les cypéracées sont abondantes, notamment *Eriophorum spissum* qui est présente autant sur les buttes que sur les platières. Une zone humide dominée par l'aulne rugueux (*Alnus rugosa*) ceinture la tourbière où se localisent de petits ruisseaux, formant une transition vers les forêts périphériques d'épinettes noires et de sapins baumiers.

L'épaisseur maximale des sédiments organiques est de 2,40 m. La tourbe repose sur un till argileux et caillouteux. Le relief du till est irrégulier, présentant de petites dépressions. Le contact organo-minéral est net à chacun des endroits sondés. Lors d'une étude antérieure, un profil de 235 cm avait été prélevé par Richard (1975). Une date de 8095 ans BP (8970 ans BP étalonnés) fut alors obtenue à 25 cm au-dessus du contact organo-minéral. Cette date ne reflète donc pas l'âge de la tourbière. Richard (1975) avait alors proposé un âge de 9000 ans BP pour le début de l'accumulation organique. Notre échantillonnage a permis de réviser à 9340 ans BP (10 330 ans BP étalonnés) le début de l'accumulation des premiers sédiments organiques.

Les forêts de la région sont essentiellement conifériennes. Le domaine de la Sapinière à épinette noire couvre les hautes terres du massif des Laurentides. Les essences arborescentes sont peu diversifiées, comptant sept espèces: le sapin baumier (*Abies balsamea*), l'épinette noire (*Picea mariana*), le mélèze laricin (*Larix laricina*), le bouleau blanc (*Betula papyrifera*), le

peuplier faux-tremble (*Populus tremuloides*), l'épinette blanche (*Picea glauca*) et le peuplier baumier (*Populus balsamifera*). Le sapin baumier et l'épinette noire sont les deux essences dominantes (Richard, 1987).

En raison de l'altitude élevée, le climat du parc des Laurentides est plus froid et plus humide que celui des régions voisines. La température moyenne est de  $-15,3^{\circ}\text{C}$  en janvier et de  $14,8^{\circ}\text{C}$  en juillet. Les précipitations moyennes annuelles atteignent 1527 mm, dont 39% sous forme de neige. Le nombre de degrés-jours au-dessus de 0 et  $5^{\circ}\text{C}$  est respectivement de 1902 et de 1016 (Environnement Canada, 1993). Par comparaison, la station météorologique de la municipalité de Saint-Urbain, sise à une altitude de 91 m à 35 km au sud-est de la tourbière du lac Malbaie (Fig. 3.1), présente une température moyenne de janvier de  $-12,9^{\circ}\text{C}$  et de  $18,2^{\circ}\text{C}$  en juillet. Les précipitations moyennes annuelles sont beaucoup moins importantes, de l'ordre de 940 mm (Environnement Canada, 1993). Le pergélisol a été observé à une altitude de 900 m au mont du lac des Cygnes, à environ quinze kilomètres au nord de Saint-Urbain (Payette, 1984; Allard et Fortier, 1990).

### 3.3 MÉTHODES

#### 3.3.1 *Les travaux de terrain et de laboratoire*

Sur le terrain, les travaux ont été menés principalement selon deux transects (A-A', B-B') (Fig. 3.3). À tous les 100 m et moins, ainsi qu'en des points situés de part et d'autre des transects, l'épaisseur de matière organique a été mesurée et les sédiments examinés. Le nivellement de la surface de la tourbière fut également effectué selon les deux transects. La conjugaison des données planimétriques et pachymétriques a permis d'établir la microtopographie du till sur lequel repose la tourbière. Trois carottes (MAL-1, MAL-2 et MAL-3) furent échantillonnées à l'aide d'une sonde russe (Jowsey, 1966) afin de reconstituer la succession de la végétation locale et les conditions d'humidité en différents points de la tourbière. Le choix des stations d'échantillonnage a été fondé sur l'épaisseur de la tourbe, sur la nature des sédiments au contact organo-minéral et sur le micro-relief du till sous-jacent, dans le but d'obtenir les plus longues séquences

temporelles possibles. Le point d'échantillonnage MAL-2 est le seul endroit où une tourbe telmatique fut identifiée à la base, celle-ci indiquant la présence d'un plan d'eau initial et peut-être le point d'origine de la tourbière. Malgré l'absence de tourbe telmatique aux points MAL-1 et MAL-3, l'accumulation de la matière organique s'est amorcée à ces endroits au sein de petites dépressions, celles-ci étant susceptibles d'avoir accueilli les premiers sédiments organiques.

Pour chacun des trois profils, des échantillons d'un  $\text{cm}^3$  ont été prélevés à tous les dix centimètres et moins pour les analyses sporopolliniques (Faegri et Iversen, 1989), la détermination de la teneur en matière organique (Dean, 1974), et le dénombrement des charbons de bois microscopiques (Clark, 1982). Pour chacun des spectres sporopolliniques, une somme minimale de 500 grains de pollen de plantes vasculaires terrioles a été employée pour les calculs de la représentation en pourcentage des espèces. Les concentrations polliniques (grains de pollen/ $\text{cm}^3$  de sédiment) furent déterminées à l'aide d'une contamination connue de pollen d'*Eucalyptus globulus* (Benninghoff, 1962). Lorsqu'ils étaient présents, l'identification des rhizopodes et des rotifères fut effectuée sur les mêmes préparations microscopiques que celles pour le pollen et les spores. La représentation en pourcentage des rhizopodes et des rotifères est exprimée sur la somme totale de ceux-ci au sein du même échantillon. Les résultats sont présentés sous la forme de diagrammes sporopolliniques et des rhizopodes. Pour les données sporopolliniques de chacun des profils, seules les espèces croissant sur la tourbière sont présentées dans les diagrammes. Les rhizopodes et les rotifères sont illustrés dans les mêmes diagrammes, à la suite des espèces locales.

Les analyses macrofossiles ont été effectuées sur des sections sédimentaires de 2,5 ou cinq centimètres selon les niveaux. Les résultats sont présentés dans des diagrammes de concentrations macrofossiles par unité de  $100 \text{ cm}^3$ , quel que soit le volume analysé de tourbe, ce qui permet une standardisation des résultats.

Neuf échantillons firent l'objet de datations radiocarbones pour l'ensemble des carottes MAL-2 et MAL-3 (Tab. III-1). La chronologie de la

**Tableau III-1**  
Données chronologiques

Profil et niveau (cm)	Date <sup>1</sup> (années BP conv.)	Date (années BP étal.)	δ <sup>13</sup> C (‰)	No laboratoire
<b>MAL-2<sup>2</sup></b>				
055-060	1360 ± 100	1280	-27,5	GSC-6053
085-090	4160 ± 100	4800	-27,3	GSC-5933
135-140	6730 ± 130	7545	-28,5	GSC-6023
172-177	7350 ± 100	8110	-26,1	GSC-5913
235-240	9340 ± 120	10 300	-23,3	GSC-5878
<b>MAL-3<sup>2</sup></b>				
055-060	1200 ± 110	1100	-28,9	GSC-6062
105-110	3100 ± 90	3325	-27,6	GSC-5964
150-155	5540 ± 160	6360	-26,8	GSC-5947
210-215	8020 ± 180	8950	-26,3	GSC-5889
<b>MAL<sup>3</sup></b>				
135-145	3855 ± 90	4240	n. d.	I-8138
190-200	8095 ± 155	8960	n. d.	I-8137

<sup>1</sup>Matériel daté: tourbe

<sup>2</sup> Profils de cette étude

<sup>3</sup>Richard (1975)

n.d.: non disponible

carotte MAL-1 a été établie par corrélation pollinique des espèces extra-tourbicoles avec les profils MAL-2 et MAL-3. Les âges  $^{14}\text{C}$  conventionnels ont été transformés en âges étalonnés à l'aide du programme CALIB 3.0 de Stuiver et Reimer (1993) parce que les taux de changements doivent être comparables tout au long de l'Holocène, ce que les données chronologiques exprimées en années conventionnelles ne permettent pas. Les dates issues d'autres travaux auxquels nous ferons référence sont aussi présentées en années étalonnées.

### ***3.3.2 La reconstitution des étapes du développement de la tourbière***

Les reconstitutions de la succession de la végétation locale aux trois points d'échantillonnage reposent sur la nature des sédiments, sur les analyses polliniques, et sur les macrorestes végétaux. Les assemblages floristiques ont permis d'identifier les régimes trophiques (étang, fen, bog) et de préciser le caractère physiognomique de la tourbière (herbaciaie, arbustaie, arboriaie). L'analyse macrofossile des sphaignes et des mousses brunes fournit également des repères importants pour établir les conditions d'humidité à la surface de la tourbe et la position de la nappe phréatique. Les rhizopodes contribuent grandement aux reconstitutions paléohydriques des tourbières, puisque l'humidité et la position de la nappe phréatique sont les deux principaux facteurs qui régissent leur distribution. Ils s'avèrent d'excellents indicateurs en ce qui concerne la détection d'éventuelles fluctuations de la nappe phréatique (Tolonen, 1986; Warner, 1990). La reconnaissance d'événements synchrones entre les trois points d'échantillonnage à l'aide des différents indices militeront en faveur d'un contrôle paléohydrique de nature climatique sur l'accumulation de la tourbe.

En raison de l'espacement entre les niveaux datés, il est difficile d'établir avec exactitude les fluctuations du rythme d'accumulation nette de la tourbe. À l'aide des concentrations polliniques des plantes extra-tourbicoles, il est possible de préciser l'évolution du taux d'accumulation sédimentaire net de la tourbe. Lors d'une accumulation lente de la matière organique, le pollen se concentre davantage à la surface de la tourbe, engendrant une augmentation de la valeur de la concentration pollinique

(Middeldorp, 1982; Witte et Van Geel, 1985). En corollaire, une accumulation rapide entraîne une dilution du pollen, et des concentrations polliniques extra-tourbicoles moins importantes. Afin de vérifier que les fluctuations des concentrations polliniques étaient le résultat de changements du taux d'accumulation sédimentaire, et non de variations dans les apports polliniques des espèces croissant sur la tourbière, nous présentons séparément les concentrations des plantes extra-tourbicoles.

### 3.4 RÉSULTATS

#### 3.4.1 *Histoire postglaciaire de la végétation dans la région de la tourbière du lac Malbaie*

En raison de l'altitude du secteur de la tourbière du lac Malbaie (800 m), des conditions climatiques rigoureuses ont entraîné un délai dans l'arrivée des premières essences arborescentes (Richard, 1975; 1995). Une phase de toundra a persisté jusque vers 8800 ans avant l'actuel (8000 ans BP conv.), alors que dans les régions au sud du parc à de plus basses altitudes entre Québec et Baie Saint-Paul (Fig. 3.1), les premières forêts se sont constituées vers 10 500 ans BP (9500-10 000 ans BP conv.) (Richard et Poulin, 1976; Labelle et Richard, 1981).

Pour la reconstitution postglaciaire de la végétation régionale, nous ferons référence au diagramme pollinique de la station MAL-2 (Diag. 3.1), car il représente la plus longue séquence temporelle obtenue pour la tourbière (10 300 ans BP). Dans le massif des Laurentides, les interprétations des reconstitutions postglaciaires de la végétation reposent essentiellement sur les seules données polliniques (Richard, 1973; 1975; Bussièrès, 1992). Les analyses macrofossiles de la tourbière du lac Malbaie offrent l'occasion de préciser certains aspects de l'histoire des forêts, plus particulièrement en ce qui a trait au caractère initial de la végétation. Nous aurons donc recours aux données macrofossiles des trois points d'échantillonnage pour étayer l'histoire de la végétation régionale (Diag. 3.3, 3.5 et 3.7).

Suite au retrait des glaces, fixé entre 13 400 et 12 900 ans BP, une végétation de toundra a dominé la région jusque vers 8800 ans avant l'actuel (Diag. 3.1; zone I). À cette époque, les concentrations polliniques sont minimums. Malgré l'absence de plantes arctiques dans les diagrammes polliniques et macrofossiles, la représentation pollinique élevée des herbes (*Poaceae*, *Artemisia*, *Cyperaceae*) témoigne d'un milieu très ouvert. Celles-ci étaient abondantes, notamment les *Cyperaceae* dont les pourcentages oscillent entre 20 et 40%. Le bouleau (*Betula*) affiche une représentation atteignant 40% au niveau 210 cm. Selon les assemblages macrofossiles, il s'agit du bouleau glanduleux (*Betula glandulosa*), dont les restes sont abondants dès l'accumulation des premiers sédiments organiques (Diag. 3.3). Le saule (*Salix*) était également présent localement comme l'indique sa courbe pollinique (10%). Les données macrofossiles attestent qu'il s'agissait d'un saule nain. La représentation de l'aulne crispé (*Alnus crispa*) augmente graduellement vers la fin de cette zone, atteignant 15% (Diag. 3.1). Des grains de pollen de *Shepherdia canadensis* et d'*Oxytropis* cf. *maydelliana*, des plantes fixatrices d'azote atmosphérique, avaient été identifiés dans le diagramme dressé antérieurement par Richard (1975). Bien qu'elles ne soient pas représentées dans le diagramme sporopollinique MAL-2, ces espèces fortement sous-représentées par leur pollen participaient sans doute au cortège floristique de l'époque.

L'importante représentation du bouleau glanduleux et du saule à la base des sédiments permet de jeter un nouveau regard sur la composition de la végétation initiale dans le massif des Laurentides. Les résultats indiquent que le secteur immédiat de la tourbière était constitué d'une toundra arbustive dès l'amorce de l'accumulation organique vers 10 300 ans BP. Il ne semble donc pas qu'il y ait eu une phase de végétation non-arboréenne à caractère strictement herbacé ayant précédé l'arrivée des arbustes, telle que suggérée par Richard (1975) à l'aide des seules données sporopolliniques.

L'immigration des arbres et la constitution des premières forêts surviennent vers 8800 ans BP (Diag. 3.1; zone II). Bien que la représentation pollinique de l'épinette noire (*Picea mariana*) n'augmente que sensiblement (Diag. 3.1), les analyses macrofossiles confirment la présence des épinettes aux environs du point d'échantillonnage (Diag. 3.3). Elles étaient

accompagnées du mélèze (*Larix laricina*) (pollen et macrorestes) et du sapin baumier (*Abies balsamea*). Ce dernier affiche une représentation pollinique continue d'environ 5%, ce qui témoigne de sa présence au sein des forêts. L'afforestation marque également l'arrivée du bouleau blanc (*Betula papyrifera*) dont des graines furent retrouvées à la base du diagramme macrofossile du point d'échantillonnage MAL-1 (Diag. 3.5). Abondant durant la période de toundra, le bouleau glanduleux est par contre absent des assemblages macrofossiles (Diag. 3.3). L'importante représentation pollinique de l'aulne crispé (20%), atteinte vers 190 cm (8400 ans BP), témoigne du caractère ouvert du couvert forestier, nécessaire au déploiement de cet arbuste héliophile. L'immigration rapide du sapin baumier et du bouleau blanc peu de temps après l'établissement de l'épinette noire indique que les forêts initiales étaient composées d'un mélange d'épinettes noires, de sapins et de bouleaux, et qu'il n'y a pas eu de pessière pure telle que retracée pour plusieurs régions du Québec méridional (Richard, 1994).

La diminution de l'aulne crispé, des arbustes et des herbes (*Poaceae*, *Artemisia*) vers 8000 ans BP traduit la densification progressive du couvert forestier (Diag. 3.1; zone III). Celui-ci a toujours eu, jusqu'à nos jours, un caractère boréal. Les épinettes noires et le sapin baumier ont été les deux espèces dominantes. La région devait sans doute être dominée par une Sapinière à épinette noire comportant le bouleau blanc sur les stations mésiques, et par une pessière noire sur les stations xériques et hygriques (Richard, 1975). Une part du pollen de l'épinette noire est attribuable à des apports locaux provenant d'individus présents sur la tourbière. Les données macrofossiles aux trois points d'échantillonnage témoignent en effet de la présence locale mais peu abondante de l'épinette en quelques endroits sur la tourbière jusque vers 3000 ans BP. Malgré une forte représentation pollinique, le bouleau (*Betula*) ne devait sans doute pas être plus important qu'actuellement. La baisse des pourcentages du bouleau entre 8000 et 7000 ans BP est liée, en raison du jeu des pourcentages, aux apports polliniques locaux des cypéracées à la même époque (voir plus loin dans le texte). La représentation du pin blanc (*Pinus strobus*) reflète pour sa part des apports essentiellement lointains provenant des régions plus au sud. En effet, au nord-est de la ville de Québec, un maximum pollinique de *Pinus strobus* entre 8400 et 6500 ans BP (7600-5700 ans BP conv.) traduit l'immigration du

pin blanc dans cette région (Labelle et Richard, 1981). Le pollen d'essences telles *Tsuga canadensis*, *Fagus grandifolia* ou *Ulmus* reflète aussi des apports polliniques lointains.

Depuis environ 3000 ans, une importante augmentation de la représentation pollinique du sapin baumier et de l'épinette noire est enregistrée dans les trois diagrammes de la tourbière. Le sapin montre un maximum de représentation entre 3000 et 500 ans BP (Diag. 3.1), indiquant sans aucun doute une période de plus grande abondance au sein des peuplements forestiers. L'augmentation de l'épinette noire à l'Holocène supérieur pourrait refléter en partie la constitution des carrs qui ceinturent actuellement la tourbière.

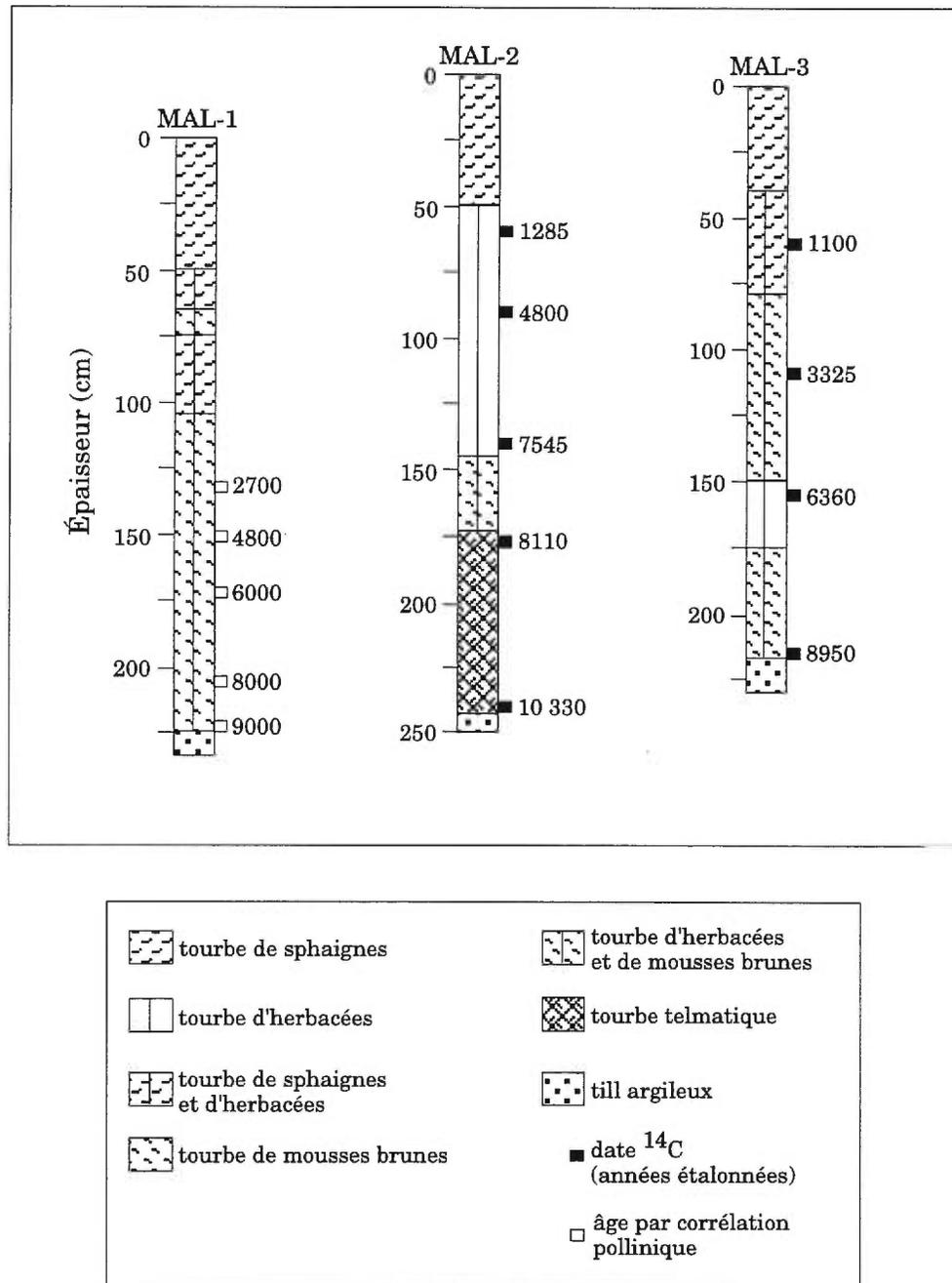
### **3.4.2 Développement de la tourbière**

Nous discuterons d'abord de la dynamique de l'entourbement au point d'échantillonnage MAL-2, puisque cet endroit représente la plus longue séquence temporelle obtenue pour la tourbière (10 300 ans BP; Tab. III-1).

#### **3.4.2.1 Profil MAL-2**

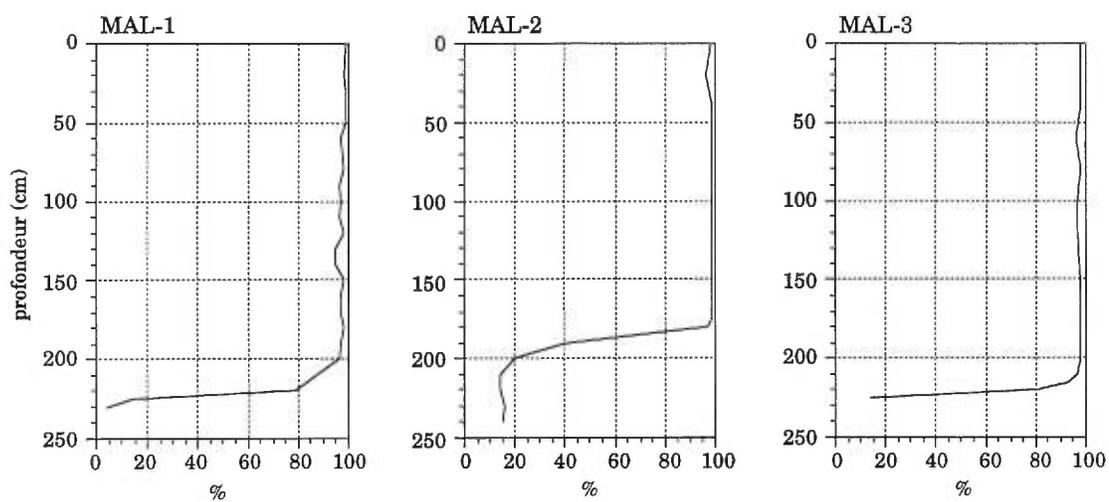
Le point d'échantillonnage MAL-2 (Fig. 3.3) représente l'endroit où la date basale la plus ancienne fut obtenue (10 300 ans BP) (9340 ans BP conv.; Tab. III-1). D'une épaisseur de 240 cm, les sédiments sont constitués à la base d'une tourbe telmatique d'une épaisseur de 68 cm (240-172 cm) reposant sur le till argileux, et dont le contenu en matière organique est inférieur à 70% (Fig. 3.4 et 3.5). Une tourbe d'herbacées et de mousses brunes (172-145 cm) fait suite à la tourbe telmatique, alors qu'une tourbe d'herbacées (145-50 cm) et une tourbe de sphaignes (50-0 cm) constituent la portion supérieure du profil.

Le taux d'accumulation sédimentaire net montre des fluctuations corroborées par des changements des concentrations polliniques extra-tourbicoles (Fig. 3.6). Durant le dépôt de la tourbe telmatique, le rythme

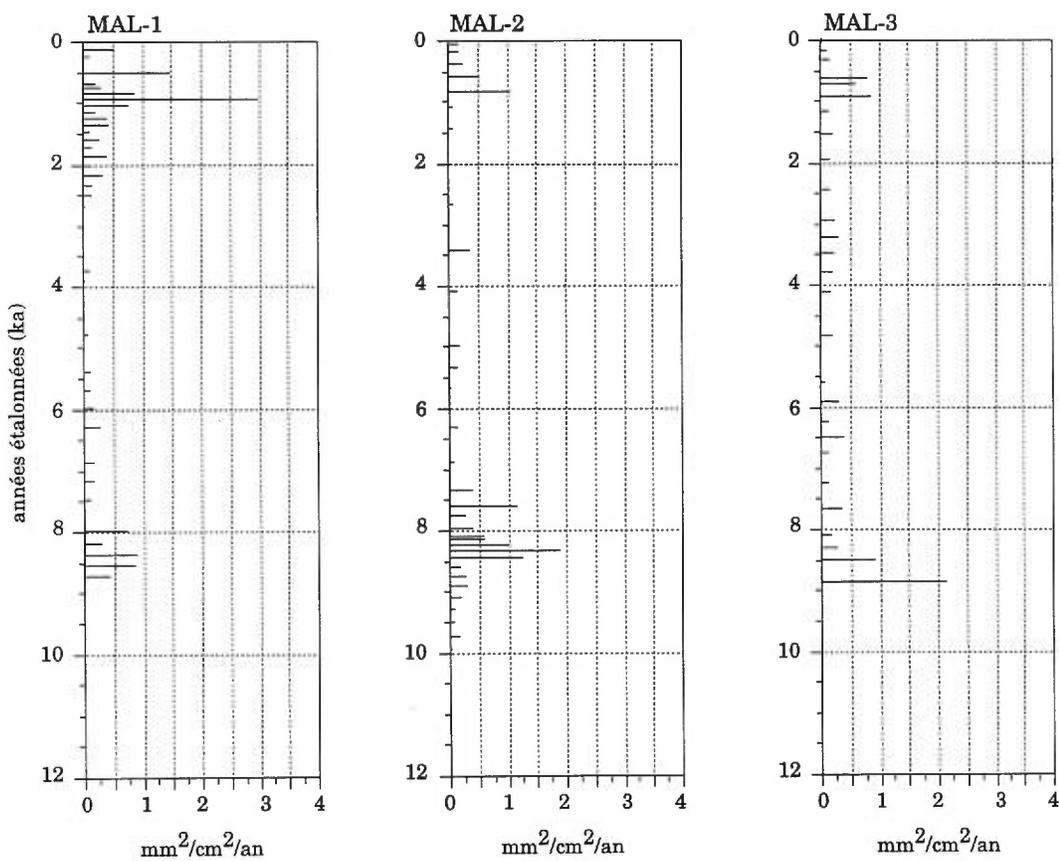


**Figure 3.4.** Nature des sédiments des profils échantillonnés à la tourbière du lac Malbaie. La position relative des profils correspond à la topographie actuelle de la surface de la tourbière. Les niveaux datés sont exprimés à la droite des carottes. Les âges sont présentés en années étalonnées.

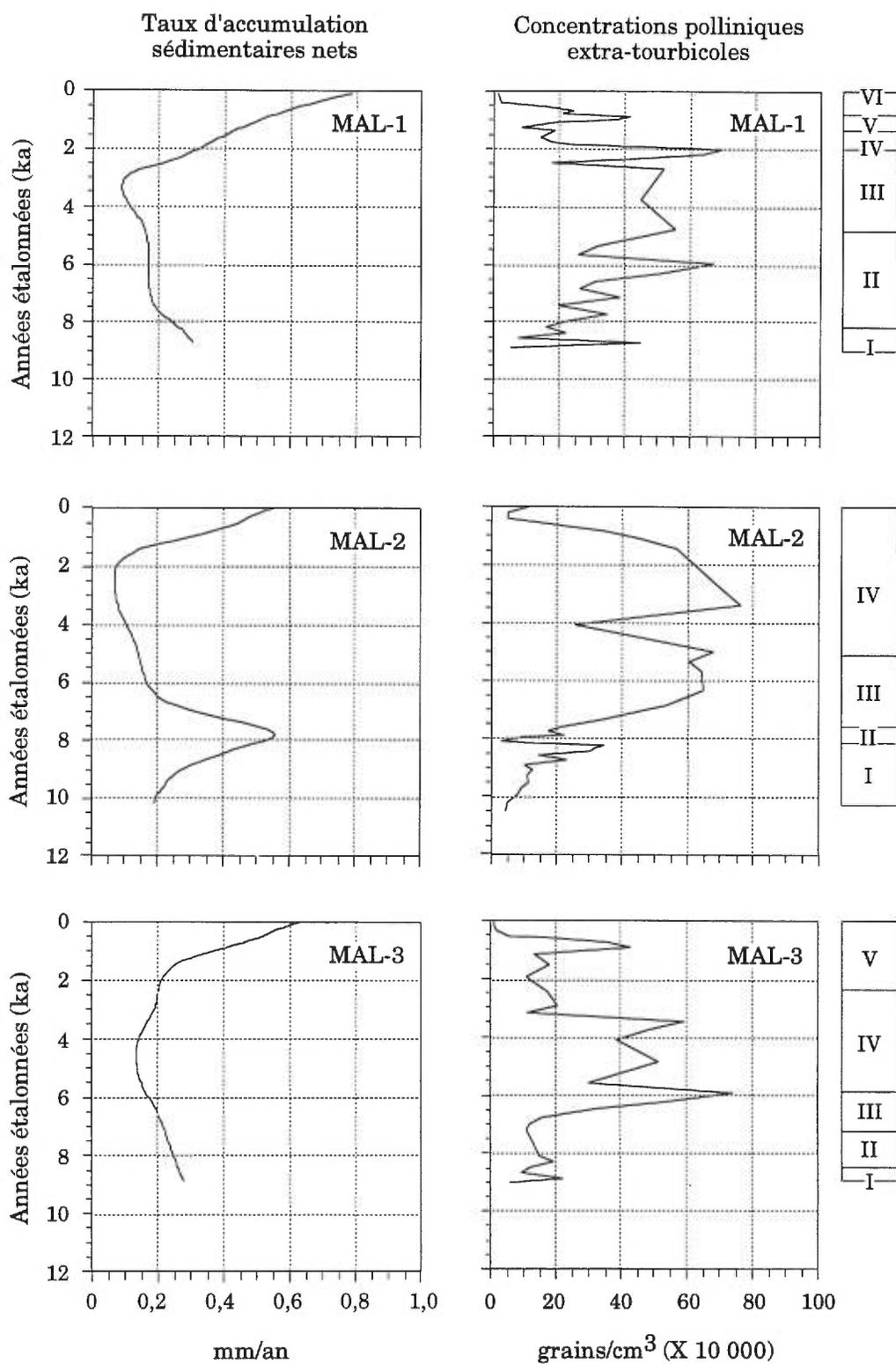
## Perte au feu



## Influx des charbons de bois microscopiques



**Figure 3.5.** Perte au feu et influx des charbons de bois microscopiques des profils MAL-1, MAL-2 et MAL-3.



**Figure 3.6.** Taux d'accumulation sédimentaire net et concentrations polliniques extra-tourbicoles des profils MAL-1, MAL-2 et MAL-3. Les chiffres romains à la droite correspondent aux étapes du développement de la tourbière aux trois points d'échantillonnage.

d'accumulation a augmenté graduellement pour atteindre un premier maximum de 0,55 mm/an entre 8000 et 7500 ans BP, alors que les concentrations polliniques affichent un minimum à la même époque. La période s'échelonnant de 7500 à 1500 ans BP montre une importante diminution du taux d'accumulation sédimentaire net et une augmentation des valeurs des concentrations polliniques. Entre 3000 et 1200 ans BP, le taux d'accumulation a atteint un minimum (0,06 mm/an). Cette diminution du rythme d'accumulation durant l'Holocène moyen fut sans doute entrecoupée d'une période d'accumulation plus rapide entre 5000 et 4000 ans BP, là où les concentrations polliniques affichent une importante diminution (Fig. 3.6). Une augmentation du taux d'accumulation sédimentaire net caractérise la portion supérieure du dépôt depuis 1200 ans, atteignant 0,55 mm/an.

La succession de la végétation locale et des régimes trophiques montre quatre étapes principales (I-IV) (Diag. 3.2 et 3.3). Initialement (Ia), un étang (240-195 cm; 10 300-8600 ans BP), au sein duquel s'accumulait une tourbe telmatique, hébergeait des plantes aquatiques (*Scirpus atrocinctus*, *Hippuris vulgaris*, *Isoetes*) et des algues planctoniques (*Pediastrum*) (Diag. 3.2 et 3.3). Les assemblages macrofossiles témoignent de la présence d'arbustes en périphérie (*Betula glandulosa*, *Salix*) et des cypéracées (*Carex* sp.). De 195 à 172 cm (Ib; 8600-8100 ans BP), la représentation des arbustes diminue, alors que l'épinette noire (*Picea mariana*) et le mélèze (*Larix laricina*) sont présents en périphérie de l'étang en raison de leur représentation dans les assemblages macrofossiles. Les plantes aquatiques abondent (*Potamogeton*, *Nuphar*, *Menyanthes trifoliata*, *Myriophyllum*, *Isoetes*), de même que les mousses brunes (*Drepanocladus exannulatus*), alors qu'il y a disparition des *Pediastrum*. Malgré une importante représentation des spores d'*Isoetes*, aucune mégaspore ne fut retrouvée.

De 8100 à 7600 ans BP (étape II; 172-140 cm), suite au comblement de l'étang, l'entourbement a débuté par la constitution d'un fen pauvre, traduit par la mousse brune *Drepanocladus exannulatus* (Vitt et Chee, 1990). La nappe phréatique était près ou en surface de la tourbe, le fen comportant sans doute des mares pour permettre la présence de *Menyanthes trifoliata* (macrorestes) et des *Potamogeton*, dont la représentation pollinique est importante (Diag. 3.2 et 3.3). Les cypéracées abondent (pollen et macrorestes),

alors que l'épinette noire et le mélèze, présents initialement, disparaissent presque totalement au niveau 150 cm (7740 ans BP). Les éricacées (*Cassandra calyculata*, *Andromeda glaucophylla*) apparaissent également lors de l'étape II (macrorestes).

Un fen aux conditions moins humides (étape III) se constitue de 7600 à 5000 ans BP (140-90 cm). La représentation pollinique des cypéracées diminue alors que les éricacées et les spores de sphaignes augmentent d'une façon importante. Les sphaignes et les éricacées ne sont toutefois pas représentées dans les assemblages macrofossiles. Les conditions locales deviennent graduellement moins humides, se traduisant par la disparition de *Drepanocladus exannulatus* et des plantes aquatiques, sans doute en raison de l'épaississement du substrat organique constitué alors d'une tourbe d'herbacées. Le taux d'accumulation sédimentaire, très lent durant l'étape III (Fig. 3.6), résulte probablement d'une importante décomposition de la matière organique, expliquant les faibles concentrations macrofossiles totales (Diag. 3.3).

La dernière étape (5000-0 ans BP; 90-0 cm) témoigne de conditions ombrotrophes (étape IVa et IVb). Le cortège floristique est alors essentiellement représenté par les éricacées (*Cassandra calyculata*, *Andromeda glaucophylla*) et *Eriophorum spissum*. Il est possible que les éricacées aient formé une arbustaie dense, limitant la quantité de lumière au sol nécessaire pour la sporulation des sphaignes, expliquant ainsi la faible représentation de ces dernières (Diag. 3.2). La portion supérieure du dépôt (50-0 cm; IVb) se compose essentiellement de sphaignes (*Sphagnum magellanicum*), et marque l'apparition des rhizopodes (Diag. 3.2).

La représentation des rhizopodes augmente durant la zone IVa à partir du niveau 60 cm, mais leur abondance demeure faible. Ce n'est que dans les 30 cm supérieurs du profil que la quantité de rhizopodes s'accroît d'une manière significative. Les premiers assemblages (zone IVa) sont dominés par *Hyalosphenia subflava*, une espèce associée à des conditions plus sèches de la tourbe (Warner, 1990; Warner et Charman, 1994). La représentation de *Hyalosphenia subflava* diminue par la suite durant l'étape IVb au profit d'*Amphitrema flavum*, de *Hyalosphenia papilio* et de

*Hyalosphenia elegans*, ces espèces témoignant de conditions locales très humides et d'une nappe phréatique.

### 3.4.2.2 Profil MAL-1

Les sédiments organiques au point d'échantillonnage MAL-1 couvrent une épaisseur de 225 cm (Fig. 3.4). La portion inférieure du profil (225-105 cm) se compose d'une tourbe d'herbacées et de mousses brunes. Une tourbe d'herbacées et de sphaignes prédomine entre 105 et 50 cm, à l'exception d'un horizon d'une épaisseur de 10 cm (75-65 cm) constitué de mousses brunes et d'herbacées. Les 50 centimètres supérieurs du profil sont composés essentiellement de sphaignes. À l'exception de la base de la carotte, le contenu en matière organique est supérieur à 90% (Fig. 3.5).

Le taux d'accumulation sédimentaire net a diminué graduellement depuis l'accumulation organique initiale (8900 ans BP; 0,30 mm/an) jusque vers 3000 ans BP (0,10 mm/an), cette baisse étant corroborée par des valeurs élevées des concentrations polliniques extra-tourbicoles (Fig. 3.6). Ces dernières montrent toutefois plusieurs fluctuations, dont des minimums vers 8500, 8100, 7500, 6800 et 5600 ans BP, indiquant des périodes où l'accumulation de la tourbe était sans doute plus rapide. Une importante recrudescence du taux d'accumulation sédimentaire net caractérise les trois derniers millénaires, celui-ci augmentant pour atteindre un maximum de 0,80 mm/an.

Six étapes (I-VI) caractérisent la dynamique de l'accumulation de la tourbe aux environs de MAL-1 (Diag. 3.4 et 3.5).

La présence des *Pediastrum*, des *Isoetes* et des *Potamogeton* (pollen) traduit initialement la constitution d'un plan d'eau peu profond, de 8900 à 8200 ans BP (étape I; 230-210 cm) (Diag. 3.4), au sein duquel s'accumulait une tourbe composée de *Drepanocladus exannulatus* et de plantes herbacées. *Picea mariana*, *Larix laricina* et les *Carex* (macrorestes) sont présents localement (Diag. 3.5). Les macrorestes de bouleau blanc (*Betula papyrifera*)

indiquent la présence de cette essence non loin de la tourbière, et sa participation dans les peuplements forestiers régionaux.

De 210 à 105 cm (8200-1900 ans BP), des conditions essentiellement minérotrophes ont régi l'accumulation de la tourbe, dont nous pouvons distinguer deux étapes. Des conditions d'abord très humides (étape II; 210-150 cm; 8200-4800 ans BP) sont indiquées par la mousse brune *Drepanocladus exannulatus* et par les macrorestes de *Menyanthes trifoliata* et de *Sparganium*, indiquant la constitution d'un fen pauvre comportant sans aucun doute des mares. *Picea mariana* et *Larix laricina* étaient également présents. Les rhizopodes sont très faiblement représentés durant la zone II (Diag. 3.4). *Amphitrema flavum* et *Amphitrema wrightianum* sont les deux espèces les plus abondantes. Elles atteignent selon les niveaux une représentation de 100%. La dominance d'*Amphitrema wrightianum* entre 185 et 165 cm indique des conditions très humides de la tourbe, et une nappe phréatique près ou en surface.

De 150 à 105 cm (étape III; 4800-1900 ans BP), les mousses brunes prédominent toujours (*Drepanocladus exannulatus*), mais elles sont accompagnées des éricacées (*Cassandra calyculata*, *Andromeda glaucophylla*). Les cypéracées augmentent leur représentation (pollen et macrorestes), de même que les sphaignes et *Menyanthes trifoliata* (Diag. 3.4 et 3.5). Un fen pauvre caractérisait les environs du point d'échantillonnage MAL-1 à cette époque. La présence de *Drepanocladus exannulatus* indique le maintien de la nappe phréatique près ou en surface de la tourbe (Kubiw *et al.*, 1989; Nicholson et Vitt, 1990; Vitt, 1994). Les macrorestes d'épinette noire sont absents durant cette phase, malgré une augmentation de la représentation pollinique de cette espèce. L'augmentation des pourcentages de l'épinette noire reflète essentiellement des apports polliniques extra-tourbicoles, puisqu'une telle augmentation se manifeste aussi dans les deux autres diagrammes sporopolliniques à la même époque. Le mélèze semble être absent de la tourbière à partir du niveau 120 cm (2350 ans BP). Les rhizopodes demeurent peu abondants durant la zone III. Ils sont essentiellement dominés par *Amphitrema wrightianum* et le rotifère *Habrotrocha angusticollis*, ce dernier atteignant un maximum de représentation (60%) à 140 cm (3750 ans BP). *Habrotrocha angusticollis*

témoigne de la présence d'eau en surface au cours de cette période (Warner et Chengalath, 1988; 1991). Par la suite (140-105 cm), les assemblages sont dominés par *Amphitrema wrightianum*, impliquant aussi un haut niveau de la nappe phréatique.

Les mousses brunes disparaissent entre 105 et 80 cm (étape IV; 1900-1250 ans BP) alors que s'accumule une tourbe de sphaignes et d'herbacées. Les conditions locales sont moins humides qu'antérieurement, alors que dominent les rhizopodes *Hyalosphenia subflava*, *Amphitrema flavum* et *Trigonopyxis arcula*, tandis qu'*Amphitrema wrightianum* et *Habrotrocha angusticollis* disparaissent des assemblages (Diag. 3.4). La présence des sphaignes et la plus grande abondance des rhizopodes indiquent également l'établissement de conditions ombrotrophes et une acidification du milieu. Vers la fin de la zone IV, l'augmentation de la représentation de *Hyalosphenia subflava*, associée au déclin d'*Amphitrema flavum*, témoigne d'un abaissement de la position de la nappe phréatique.

Une inversion se produit entre 80 et 55 cm (étape V; 1250-800 ans BP) par l'apparition de *Drepanocladus revolvens*, une mousse brune présente dans les fens riches (Vitt et Chee, 1990). Cette bryophyte, associée à des conditions basiques de la tourbe (pH>6; Gorham et Jannsens, 1992), s'accompagne de la disparition presque complète des rhizopodes, mais d'un maximum de représentation du rotifère *Habrotrocha angusticollis* (Diag. 3.4), suggérant un retour certain vers des conditions locales très humides. Les forts pourcentages de *Hyalosphenia subflava* (65 cm) sont trompeurs en raison de la quasi-absence des rhizopodes à cette époque. *Drepanocladus revolvens* traduit d'ailleurs la formation probable de mares aux environs du point d'échantillonnage (Kubiw *et al.*, 1989).

La dominance de *Sphagnum magellanicum*, des éricacées et d'*Eriophorum spissum* (Diag. 3.5) témoigne d'un retour à des conditions ombrotrophes depuis 800 ans (zone VI; 55-0 cm). Dans les assemblages des rhizopodes, l'ombrotrophie s'accompagne d'un maximum d'*Amphitrema flavum* (70 cm), entrecoupé d'une courte période (40-30 cm; 550-400 ans BP) dominée par *Hyalosphenia subflava*, indiquant un assèchement des conditions de surface.

### 3.4.2.3 Profil MAL-3

D'une épaisseur de 215 cm, les sédiments organiques sont constitués à la base (215-175 cm) d'une tourbe d'herbacées et de mousses brunes surmontant le till argileux (Fig. 3.4). Un horizon de tourbe d'herbacées (175-150 cm) fait ensuite place à un retour des mousses brunes (150-80 cm). La portion supérieure du profil se caractérise par un mélange de sphaignes et de plantes herbacées (80-40 cm) et par une tourbe de sphaignes (40-0 cm).

Comme à MAL-1, le taux d'accumulation sédimentaire a diminué depuis l'accumulation initiale de la tourbe (8950 ans BP; 0,26 mm/an) jusque vers 4000 ans avant l'actuel (0,13 mm/an) (Fig. 3.6). Les concentrations polliniques extra-tourbicoles indiquent toutefois des fluctuations, notamment entre 8000 et 7000 ans BP, et vers 5600 ans BP. Depuis 4000 ans BP, une augmentation du rythme d'accumulation est observée jusqu'au sommet du profil, accompagnée de plus faibles valeurs des concentrations polliniques. Un ralentissement est sans doute survenu vers 800 ans BP, les concentrations étant alors beaucoup plus élevées.

Cinq étapes (I-V) caractérisent le développement de la tourbière au point d'échantillonnage MAL-3 (Diag. 3.6 et 3.7).

L'accumulation organique a débuté par une courte phase aquatique (I) d'une durée de 450 ans (220-200 cm; 8950-8500 ans BP). Les *Pediastrum* et les *Isoetes* témoignent d'un plan d'eau ou d'un étang ceinturé de *Carex*, de quelques mélèzes et épinettes noires (Diag. 3.6 et 3.7). La tourbe est alors composée principalement de mousses brune (*Drepanocladus exannulatus*) et de plantes herbacées.

L'entourbement sub-aérien s'est amorcé par la constitution d'un fen humide comportant l'épinette noire et le mélèze (étape II) (200-170 cm; 8500-7200 ans BP). *Drepanocladus exannulatus*, les *Carex*, *Viola* et *Potamogeton* (pollen) sont présents localement. L'algue *Closterium idiosporum* (Van Geel, 1978; Van Geel *et al.*, 1981) et *Drepanocladus exannulatus* attestent d'un niveau élevé de la nappe phréatique et sans doute de la présence de mares à cette époque près du point d'échantillonnage (Diag. 3.6 et 3.7).

De 7200 à 5900 ans BP (étape III; 170-145 cm), les conditions locales demeurent minérotrophes, mais sont toutefois un peu moins humides qu'antérieurement en raison de la disparition des mousses brunes et de l'accumulation d'une tourbe d'herbacées. Le milieu comporte toujours l'épinette noire, le mélèze et les cypéracées (macrorestes), alors que de nouvelles espèces telles *Menyanthes trifoliata* et *Andromeda glaucophylla* font leur apparition (Diag. 3.7). La présence de *Menyanthes trifoliata* atteste d'un fen pauvre à cette époque.

Des conditions locales très humides (étape IV) sont indiquées par un retour des mousses brunes (*Drepanocladus exannulatus*), de 5900 à 2400 ans avant l'actuel (145-90 cm). L'épinette noire et le mélèze demeurent présents, et il y a une représentation continue de *Menyanthes trifoliata* (macrorestes) et des cypéracées (pollen et macrorestes). Une telle représentation continue de *Menyanthes trifoliata*, de même que la présence des mousses brunes, sont des indices signifiant la présence d'eau en surface, et sans doute la formation de mares. À cette époque, le taux d'accumulation atteint un minimum pour l'ensemble du profil. Jusqu'à la fin de l'étape IV, les rhizopodes sont pratiquement absents. Malgré leur très faible abondance, *Amphitrema wrightianum* et *Habrotrocha angusticollis* confirment la présence d'eau à la surface.

La dernière étape (V) (2400-0 ans BP; 90-0 cm) traduit l'établissement de conditions ombrotrophes, les sphaignes étant les principales responsables de l'entourbement, dont *Sphagnum magellanicum* dans la portion supérieure du profil. Ce passage vers l'ombrotrophie s'accompagne de la disparition des essences arborescentes, de *Menyanthes trifoliata*, et d'une plus grande abondance des rhizopodes (Diag. 3.6 et 3.7). *Amphitrema flavum* ainsi qu'*Habrotrocha angusticollis* sont d'abord les rhizopodes les plus abondants. De 80 à 60 cm (1950-1150 ans), un assèchement se traduit par la disparition d'*Amphitrema flavum* et l'apparition d'espèces associées à des conditions moins humides (*Hyalosphenia subflava*, *Trigonopyxis arcula*). De 60 à 30 cm (1150-500 ans BP), les rhizopodes sont pratiquement absents. Cela pourrait indiquer une hausse à la surface de la nappe phréatique, impliquant des conditions trop humides pour les rhizopodes. Malgré une abondance restreinte, la présence d'*Arcella artocrea*, une espèce pouvant

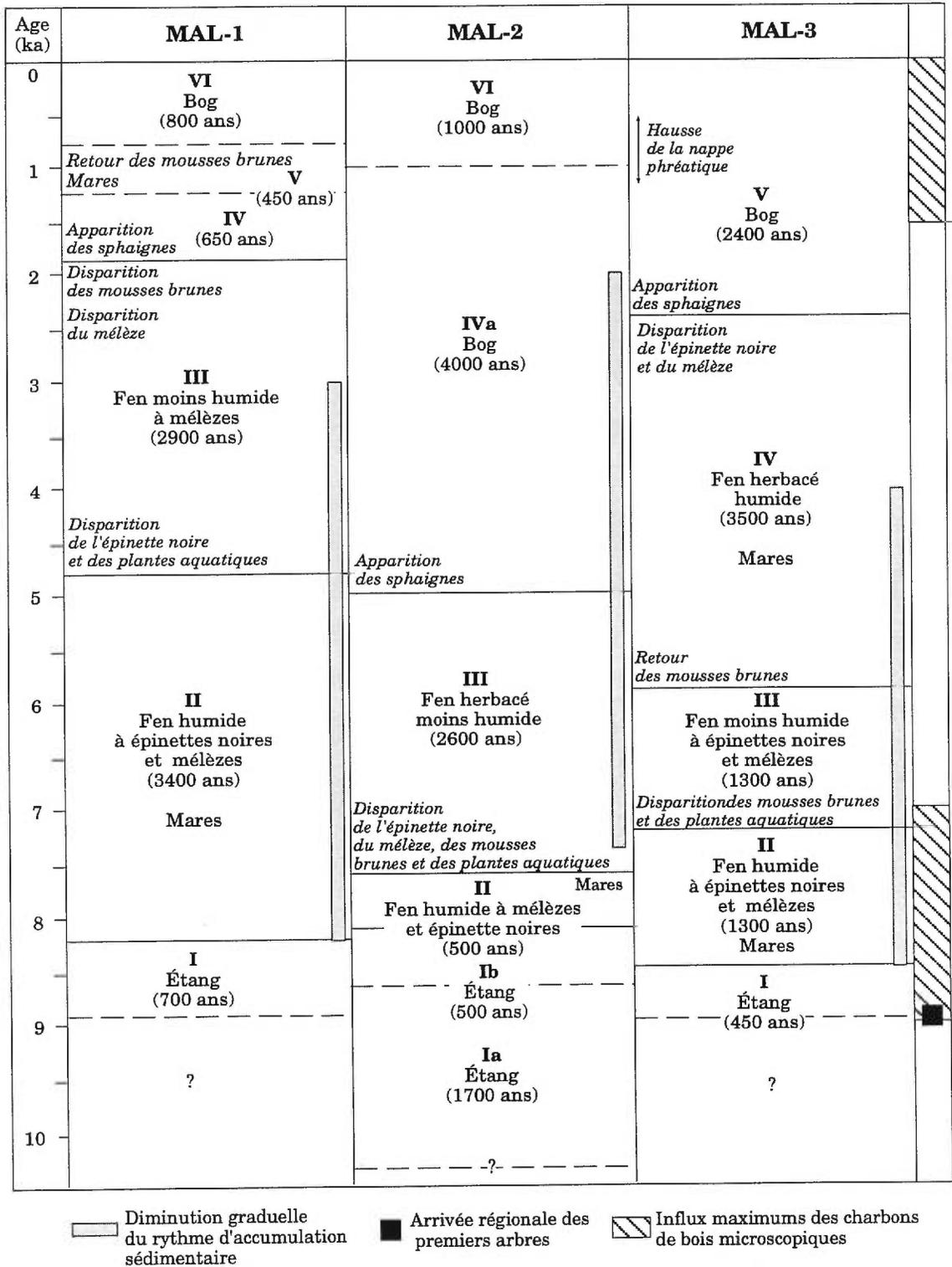
être présente dans les mares et dans les tapis flottants (Warner, 1990), milite en faveur d'une élévation de la nappe phréatique à cette époque. Cet événement est relativement synchrone avec l'étape V du point MAL-1, où un retour vers des conditions beaucoup plus humides a également été retracé. Les 30 centimètres supérieurs du profil sont dominés essentiellement par des espèces d'humidité élevée (*Amphitrema flavum*, *Centropyxis*, *Hyalosphenia papilio*; *Habrotrocha angusticollis*).

### 3.5 DISCUSSION

Le développement de la tourbière du lac Malbaie a comporté quatre grandes périodes depuis son origine. Le métachronisme de la succession de la végétation locale et de l'établissement des régimes trophiques entre les trois points d'échantillonnage (Fig. 3.7) indique un important contrôle des facteurs authigènes sur l'accumulation de la tourbe.

#### 3.5.1 13 500-9000 ans BP

Dans le massif des Laurentides, l'âge du retrait des glaces a été estimé entre 13 400 et 12 900 ans BP (années étalonnées) (Lasalle *et al.*, 1977; Parent *et al.*, 1985). Il s'est écoulé une durée d'environ 2500 ans entre la déglaciation et le début de l'accumulation des sédiments organiques vers 10 300 ans BP. Les travaux portant sur le retrait des glaces dans cette région sont cependant peu nombreux, et l'âge du retrait des glaces est mal connu. Néanmoins, un climat alors trop rigoureux, ou encore des glaces stagnantes occupant les creux du terrain, inhibaient vraisemblablement toute production de tourbe. Vers 10 000 ans BP, les conditions climatiques sont devenues suffisamment clémentes pour permettre le déclenchement de l'entourbement et l'installation, dans la région immédiate de la tourbière, des premiers arbustes comme le bouleau glanduleux (*Betula glandulosa*) et le saule (*Salix*). L'accumulation de la tourbe s'est amorcée au sein d'une petite cuvette aux environs de MAL-2 par le dépôt d'une tourbe telmatique, riche en restes de plantes aquatiques, indiquant la présence d'un étang initial. Cette cuvette représente sans doute le point d'origine de la tourbière. C'est l'endroit



**Figure 3.7.** Synthèse des événements locaux à la tourbière du lac Malbaie. Les chiffres entre parenthèses indiquent la durée de chacune des étapes.

où la plus vieille date basale fut obtenue, et où une tourbe telmatique fut retracée à la base des sédiments. Le milieu environnant de l'étang était très ouvert et la végétation sans doute peu dense.

### 3.5.2 9000-7000 ans BP

La période comprise entre 9000 et 7000 ans BP se caractérise par le début de l'entourbement aux points MAL-1 et MAL-3. L'accumulation verticale de la tourbe atteint un premier maximum au point d'échantillonnage MAL-2, suite à la paludification de l'étang initial (Fig. 3.6). Les conditions locales sur la tourbière étaient très humides, se traduisant pour l'ensemble du site par la constitution d'un fen à épinette noire et mélèze (Fig. 3.7). Les mousses brunes étaient alors les principales responsables de l'accumulation de la tourbe. *Drepanocladus exannulatus* indique la présence d'eau à la surface de la tourbière (Kubiw *et al.*, 1989; Nicholson et Vitt, 1990; Vitt et Chee, 1990), cette espèce étant associée aux tapis flottants des fens pauvres (Vitt et Chee, 1990; Vitt, 1994). La tourbière était ainsi sans doute parsemée de mares car d'abondants restes de plantes aquatiques y sont trouvés.

Cet épisode correspond à la formation des premières forêts ouvertes dans la région (8800 ans BP), constituées alors de l'épinette noire, du sapin baumier et du bouleau blanc. L'arrivée des essences arborescentes indique des températures plus chaudes que celles qui prévalaient antérieurement durant la toundra arbustive. Les influx de charbons de bois microscopiques des trois profils de la tourbière sont toutefois maximums dès 9000 et jusque vers 7500 ans BP (Fig. 3.5), traduisant une incidence élevée des feux à cette époque. Ces résultats corroborent ceux du Québec méridional (Richard, 1995). Ils témoignent d'un climat qui était peut-être plus sec et certainement plus orageux pour permettre le déclenchement des feux. Les bas niveaux lacustres nord-américains indiquent aussi des précipitations moins abondantes, ou une évapotranspiration plus élevée (Harrison, 1989; Webb *et al.*, 1993). Quoi qu'il en ait été, les apports d'eau de ruissellement et les précipitations auront été suffisants pour alimenter le fen et maintenir des conditions humides sur la tourbière malgré un climat éventuellement plus

sec. Il semble donc que ce soit avant tout l'augmentation des températures et non l'humidité qui ait été le facteur déterminant sur l'activité photosynthétique, la productivité des plantes tourbicoles et la formation de tourbe durant l'Holocène inférieur à la tourbière du lac Malbaie. Cette interprétation de l'importance de la température diverge de l'idée générale concernant l'initiation des tourbières selon laquelle des conditions fraîches et humides sont nécessaires à l'accumulation de la tourbe.

### 3.5.3 7000-3000 ans BP

D'une manière générale, après 8000 ans BP, le rythme d'accumulation sédimentaire de la tourbe a diminué pour l'ensemble de la tourbière jusque vers 4000 ans BP au point MAL-3, 3000 ans BP au point MAL-1, et 2000 ans BP à MAL-2 (Fig. 3.6). Cette diminution générale du taux d'accumulation net s'accompagne par contre d'événements distincts ou métachrones entre les trois points d'échantillonnage (Fig. 3.7). Aux environs de MAL-2 au centre de la tourbière, suite à une phase de fen très humide comportant des mousses brunes et des plantes aquatiques (8100-7600 ans BP), une transition vers des conditions moins humides se traduit par la formation d'un fen herbacé, d'une durée de 2600 ans (7600-5000 ans BP) (Fig. 3.7). La formation d'un fen aux conditions similaires au point MAL-3 vers 7200 ans BP, où les mousses brunes et les plantes aquatiques sont absentes, traduit également un certain assèchement des conditions locales par rapport à l'étape antérieure, mais sur une plus courte durée (1300 ans), jusque vers 5900 ans BP. Par contre, un fen très humide comportant *Drepanocladus exannulatus* et sans doute des mares a persisté dans le secteur de MAL-1 sur période beaucoup plus longue (6300 ans), de 8200 à 1900 ans BP (Fig. 3.7).

Ce contraste des conditions hydrologiques entre les différents secteurs de la tourbière pourrait refléter des apports d'eau de ruissellement plus importants aux environs de MAL-1, permettant le maintien d'un niveau élevé de la nappe phréatique à cette station située plus près de la bordure de la tourbière. L'altitude plus élevée du secteur environnant de la tourbière (Fig. 3.2) a sûrement contribué en des apports d'eau au sein de la tourbière. Au centre du site, l'accumulation de la matière organique a entraîné une

isolation plus rapide de la tourbe des eaux de ruissellement. L'établissement de conditions ombrotrophes est d'ailleurs survenu beaucoup plus tôt au point MAL-2, vers 5000 ans BP (Fig. 3.7). Aux points MAL-1 et MAL-3, les conditions locales sont demeurées minérotrophes jusque vers 1900 et 2400 ans respectivement, indiquant que les conditions ombrotrophes se sont constituées graduellement du centre vers la périphérie de la tourbière.

Au point MAL-3, de 5900 à 2400 ans BP, suite à l'étape de fen herbacé, un retour vers des conditions très humides est indiqué par l'apparition de la mousse brune *Drepanocladus exannulatus* qui était absente lors de l'étape précédente, et de *Menyanthes trifoliata*. Cet événement, sans doute le résultat d'une modification de l'hydrologie locale, survient au moment où le taux d'accumulation sédimentaire net atteint un minimum pour l'ensemble du profil (Fig. 3.6). La représentation continue de *Menyanthes trifoliata* pourrait traduire la formation de mares aux environs du point d'échantillonnage, ou du moins la présence d'eau à la surface de la tourbe, cette espèce favorisant les tapis flottants à la bordure des mares. À la tourbière de Farnham au sud du Québec (Lavoie *et al.*, 1995; Fig. 3.1), une telle représentation de *Menyanthes trifoliata* a également été interprétée par les auteurs comme la formation de mares sous un climat plus humide. À la tourbière du lac Malbaie, cet événement résulterait de facteurs authigènes, puisqu'à la même époque, aucun indice ne permet de retracer la formation de mares ou une fluctuation similaire de la nappe phréatique aux points MAL-1 et MAL-2, bien que des conditions minérotrophes persistaient à MAL-1.

Un ralentissement du taux d'accumulation sédimentaire net est souvent le reflet d'un climat plus sec, celui-ci entraînant un abaissement de la nappe phréatique et une augmentation de la décomposition de la matière organique (Aaby et Tauber, 1974; Svensson, 1988; Ikonen, 1993). Le déclin du taux d'accumulation à la tourbière du lac Malbaie durant l'Holocène moyen ne reflète par contre pas nécessairement l'établissement de telles conditions climatiques. Sur la tourbière, les conditions sont demeurées très humides, et la nappe phréatique près ou en surface de la tourbe. Les influx de charbons microscopiques des trois profils (Fig. 3.5) sont nettement inférieurs à ceux des millénaires précédents (9000-7000 ans), et ils sont minimums jusque vers

1000 ans BP. Les faibles influx de charbons traduiraient au contraire des conditions climatiques plus humides, moins favorables au déclenchement des feux. Cette baisse des influx s'accorde avec les autres séquences sédimentaires du sud du Québec, qui affichent elles aussi un contenu minimum en charbons microscopiques à la même époque (Richard, 1995). Pour les régions plus méridionales, la formation de forêts décidues pourrait expliquer en partie les feux moins fréquents (Clark *et al.*, 1996). Toutefois, les forêts du massif des Laurentides près de la tourbière étaient dominées par l'épinette noire et le sapin baumier comme c'était le cas à l'Holocène inférieur, indiquant que la diminution des influx de charbons de bois reflète sans doute un climat plus humide que celui qui prévalait antérieurement.

Une hypothèse qui expliquerait la diminution graduelle du taux d'accumulation sédimentaire net est la présence de cyanobactéries dans les mares et dans l'acrotelme des tourbières minérotrophes dont la nappe phréatique est à la surface. Hamilton *et al.* (1994) ont proposé que la décomposition de la tourbe dans les tourbières structurées par des mares était engendrée et maintenue par l'activité des cyanobactéries fixatrices d'azote. La dégradation de la matière organique se manifeste par une forte corrosion exercée par les cyanobactéries et par l'oxygénation de l'eau par les algues lors de la photosynthèse (Sjörs, 1961; Seppälä et Koutaniemi, 1985; Hamilton *et al.*, 1994). Sous ces conditions, l'accumulation de la tourbe est alors fortement ralentie. Un processus similaire est également responsable de la dégradation de la tourbe dans les fens à mares, causant la coalescence de celles-ci (Foster et King, 1984). Au Labrador, Foster et King (1984) ont observé une importante décomposition de la tourbe dans les mares des tourbières minérotrophes. À la tourbière de Farnham (Fig. 3.1), un important maximum des concentrations polliniques est survenu lors de la formation de mares, indiquant une accumulation très lente de la tourbe et sans doute d'une décomposition importante de la tourbe au sein de ces biotopes par les cyanobactéries (Lavoie *et al.*, 1995). Par ailleurs, des mesures des flux de carbone effectuées par Moore (1989) pour différents biotopes d'une même tourbière ont montré que les lanières plus sèches présentaient un important gain en carbone, alors que les dépressions et les platières où la nappe phréatique est près ou en surface de la tourbe sont caractérisées par un déficit en carbone, impliquant un important processus de décomposition

dans ces biotopes recouvert d'eau ou très humides. Puisque les conditions locales sur la tourbière étaient très humides, il est probable que le ralentissement généralisé de l'accumulation sédimentaire à la tourbière du lac Malbaie durant l'Holocène moyen ne soit pas d'origine climatique, reflétant plutôt l'action des cyanobactéries qui ont exercé une activité corrosive sur la tourbe.

#### **3.5.4 3000-0 ans BP**

Les derniers millénaires (3000 ans BP à l'actuel) ont été particulièrement favorables à l'accumulation de la tourbe. Une importante augmentation du taux d'accumulation sédimentaire net caractérise les trois profils de la tourbière, atteignant des maximums (Fig. 3.6). Le passage vers l'ombrotrophie survient progressivement au cours de cette période pour l'ensemble de la tourbière vers 2400 ans BP à MAL-3 et 1900 ans BP aux environs de MAL-1 (Fig. 3.7). Au point MAL-1, un horizon constitué de mousses brunes (*Drepanocladus revolvens*) s'est constitué entre 1250 et 800 ans BP. Cet horizon, formé après l'établissement de conditions ombrotrophes, témoigne d'une fluctuation certaine de l'hydrologie, d'un retour à des conditions locales très humides, et sans doute de la constitution de mares à cette époque. Un événement similaire survient aussi à la même époque au point MAL-3, entre 1150 et 500 ans BP.

Ces différents indices, ainsi que l'importante représentation pollinique de l'épinette noire et du sapin baumier, militent en faveur d'un climat plus frais et plus humide à l'Holocène supérieur. L'épinette noire étant absente de la tourbière à cette époque, les pourcentages de cette essence pourraient traduire la formation des forêts sur tourbe très humides qui ceinturent actuellement la tourbière, et peut-être même une avancée de la tourbière et un entourbement des forêts périphériques. Un autre élément militant en faveur de telles conditions du climat est l'importante augmentation, depuis 2000 ans, des influx de charbons microscopiques (Fig. 3.5). Des incursions plus fréquentes vers le sud de l'air arctique, et la position plus méridionale du front arctique, auraient provoqué des conditions climatiques instables, en raison de la rencontre de l'air froid avec les masses d'air polaire et tropical.

Cette instabilité aurait favorisé la formation d'orages et le déclenchement des feux.

Cette interprétation d'un climat plus frais et plus humides au cours des derniers millénaires s'accorde avec les observations de Gajewski (1987; 1988) proposant, pour le nord-est américain, une hausse graduelle des précipitations et une baisse générale des températures de l'ordre de 0,5°C au cours des deux derniers millénaires. Des conditions climatiques fraîches et humides sont aussi traduites par l'accumulation de tourbe sur les hauts sommets de la région de Charlevoix depuis 1250 ans avant l'actuel (Bussièrès, 1992; Bussièrès *et al.*, 1996). Sur ces sommets, des incendies fréquents ont provoqué une déforestation progressive du milieu depuis 3000 ans, créant des conditions propices à l'installation de plantes héliophiles et à la formation de la tourbe. Le délai de l'entourbement suite au passage des feux témoigne d'un climat frais et humide ayant autorisé l'accumulation de la tourbe, plus particulièrement depuis 600 ans (Bussièrès *et al.*, 1996).

### 3.6 CONCLUSION

L'étude paléoécologique de trois profils sédimentaires de la tourbière du lac Malbaie à l'aide de différents indicateurs paléobotaniques et paléohydriques a permis de reconstituer les étapes de son développement. Les résultats présentés à la figure 3.7 indiquent clairement que l'évolution de la tourbière ne peut être correctement retracée et interprétée par les analyses d'une seule carotte. À l'intérieur du même système tourbigène, plusieurs différences ont été mises en lumière entre les trois points d'échantillonnage en ce qui a trait à la végétation tourbicole, aux statuts trophiques et aux conditions d'humidité. Nul doute que l'étude de plus de carottes aurait contribué au raffinement des reconstitutions. Néanmoins, grâce aux analyses paléobotaniques et des rhizopodes de trois carottes en position triangulaire, l'essentiel des étapes de développement de la tourbière est sans aucun doute saisi. La succession de la végétation locale et des régimes trophiques a été complexe, et des inversions se sont produites comme la création de mares. Les facteurs authigènes se sont avérés être les plus

déterminants sur l'accumulation de la tourbe (Glaser et Janssens, 1986; Foster et Wright, 1990; Kuhry *et al.*, 1993; Hu et Davis, 1995).

Les travaux de la tourbière du lac Malbaie ont entre autres révélé les points suivants:

- Des conditions climatiques rigoureuses ont entraîné un délai d'au moins 2600 ans entre le retrait estimé des glaces (13 400-12 900 ans BP) et l'accumulation des premiers sédiments organiques (10 300 ans BP).

- Vers 10 300 ans BP, l'augmentation des températures a permis l'amorce de la sédimentation organique au sein d'un étang au centre du site (MAL-2), dans le contexte d'une végétation de toundra arbustive régionale.

- Entre 9000 et 7000 ans avant l'actuel, le début de l'entourbement aux deux autres points d'échantillonnage (MAL-1 et MAL-3), et un maximum du taux d'accumulation sédimentaire net au point MAL-2, correspondent à la formation des premières forêts régionales d'épinettes noires et de sapins baumiers. Le maximum des influx de charbons de bois microscopiques à la même époque témoigne cependant d'une incidence élevée des feux. Le climat, plus chaud qu'antérieurement, était sans doute plus sec. L'augmentation des températures aurait ainsi été un facteur déterminant et plus important que le bilan hydrique régional sur la productivité végétale et l'accumulation de la tourbe.

- Vers 7000 ans BP, un déclin général du taux d'accumulation sédimentaire net survient jusque vers 4000-2000 ans BP selon les points d'échantillonnage. Une dynamique contrastée et des conditions locales très humides caractérisaient les différents secteurs de la tourbière. Ce ralentissement du rythme de l'accumulation verticale de la tourbe s'expliquerait par une décomposition anaérobie par des cyanobactéries fixatrices d'azote, processus similaire à celui ayant cours dans les mares des tourbières.

- Les 3000 dernières années marquent une importante recrudescence de l'accumulation verticale de la tourbe, traduisant des conditions plus

fraîches et plus humides, en réponse à des incursions plus fréquentes de l'air arctique. Les diagrammes sporopolliniques révèlent une représentation accrue de l'épinette noire et du sapin baumier, reflétant sans doute la constitution des carrs qui ceinturent aujourd'hui la tourbière et un entourbement progressif des forêts périphériques. Des conditions climatiques instables, provoquées par la rencontre de l'air chaud et de l'air froid, auraient mené au déclenchement de feux plus fréquents dans le massif des Laurentides.

À l'exception de l'Holocène supérieur, les analyses paléobotaniques n'ont pas révélé de contrôles hydriques clairs sur le développement de la tourbière et sur la dynamique de l'accumulation de la tourbe. Au contraire, durant l'Holocène inférieur, les températures auraient été plus déterminantes que le régime pluviométrique. Si des changements importants au sein des précipitations ou de l'évapotranspiration se sont produits, ils auraient été masqués par les facteurs authigènes, ou ils n'auraient pas eu de répercussions majeures sur l'accumulation de la matière organique.

### 3.7 RÉFÉRENCES

- Aaby, B. et Tauber, H., 1974. Rates of peat formation in relation to degree of humification and local environment, as shown by studies of a raised bog in Denmark. *Boreas*, 4: 1-17.
- Allard, M. et Fortier, R., 1990. The thermal régime of a permafrost body at Mont du lac des Cygnes, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27: 694-697.
- Barber, K.E., 1981. *Peat Stratigraphy and Climatic Change. A Palaeoecological Test of the Theory of Cyclic Peat Bog Regeneration*. Balkema, Rotterdam.
- Barber, K.E., Chambers, F.M., Maddy, D., Stoneman, R. et Brew, J.S., 1994. A sensitive high-resolution record of late Holocene climatic change from a raised bog in northern England. *The Holocene*, 4: 198-205.
- Benninghoff, W.S., 1962. Calculation of pollen and spore density in sediments by addition of exotic pollen in known quantities. *Pollen et Spores*, 6: 332-333.
- Bhiry, N. et Filion, L., 1996. Holocene plant succession in a dune-swale environment of southern Québec: a macrofossil analysis. *Écoscience*, 3: 330-342.
- Bussi eres, B., 1992. La déforestation subalpine au mont du lac   L'Emp eche, Charlevoix, Québec. Thèse de Ph.D., Université Laval, Sainte-Foy.
- Bussi eres, B., Payette, S. et Filion, L., 1996. D eboisement et entourage des hauts sommets de Charlevoix   l'Holocène supérieur: origine des étages alpin et subalpin. *Géographie physique et Quaternaire*, 50: 257-269.
- Buteau, P., Dignard, N. et Grondin, P., 1994. *Système de Classification des Milieux Humides du Québec*. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 94-01.

- Chambers, F.M., Barber, K.E., Maddy, D. et Brew, J., 1997. A 5500-year proxy-climate and vegetation record from blanket mire at Talla Moss, Borders, Scotland. *The Holocene*, 7: 391-399.
- Clark, J.S., Royall, P.D. et Chumbley, C., 1996. The role of fire during climate change in an eastern deciduous forest at Devil's Bathbub, New York. *Ecology*, 77: 2148-2166.
- Clark, R.L., 1982. Point count estimation of charcoal in pollen preparation and thin section of sediments. *Pollen et Spores*, 24: 523-535.
- Comtois, P., 1979. Histoire holocène du climat et de la végétation à Lanoraie. Mémoire de M.Sc., Université de Montréal, Montréal.
- Comtois, P., 1982. Histoire holocène du climat et de la végétation à Lanoraie (Québec). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19: 1938-1952.
- Couillard, L. et Grondin, P., 1986. *La Végétation des Milieux Humides du Québec*. Les Publications du Québec.
- Dean, W.E., 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44: 242-248.
- Environnement Canada, 1993. *Normales Climatiques au Canada, 1961-1990*. Service de l'Environnement atmosphérique, Ottawa.
- Faegri, K. et Iversen, J., 1989. *Textbook of Pollen Analysis*. John Wiley & Sons, London.
- Foster, D.R. et Almquist-Jacobson, H.A., 1990. The comparative development of bogs and fens in central Sweden: evaluating the role of climate change and ecosystem development. *Aquilo Serie Botanica*, 28: 15-26.

- Foster, D.R. et King, G.A., 1984. Landscape features, vegetation and developmental history of a patterned fen in south-eastern Labrador, Canada. *Journal of Ecology*, 72: 115-143.
- Foster, D.R. et Wright, H.E., Jr., 1990. Role of ecosystem development and climate change in bog formation in central Sweden. *Ecology*, 71: 450-463.
- Foster, D.R., Wright, H.E., Jr., Thelaus, M. et King, G.A., 1988. Bog development and landform dynamics in central Sweden and south-eastern Labrador, Canada. *Journal of Ecology*, 76: 1164-1185.
- Frenzel, B., 1983. Mires-repositories of climatic information or self-perpetuating ecosystems? Pages 35-65 in Gore, A.J.P. (éd.). *Ecosystems of the World: 4A. Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor*. Elsevier, Amsterdam.
- Gajewski, K., 1987. Climatic impacts on the vegetation of eastern North America during the past 2000 years. *Vegetatio*, 68: 179-190.
- Gajewski, K., 1988. Late Holocene climatic change in eastern North America estimated from pollen data. *Quaternary Research*, 29: 255-262.
- Garneau, M., 1987. Reconstitution paléoécologique d'une tourbière littorale de l'estuaire du Saint-Laurent: analyse macrofossile et sporopollinique. *Géographie physique et Quaternaire*, 40: 109-125.
- Garneau, M., 1993. Reconstitution paléoécologique d'une tourbière en position littorale sur la rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent, Isle-Verte, Québec, Canada. Thèse de Ph.D., Université d'Amsterdam, Amsterdam.
- Gauthier, R., 1980. La végétation des tourbières et les sphaignes du parc des Laurentides, Québec. *Études Écologiques n°3*, Laboratoire d'écologie forestière, Université Laval, Sainte-Foy.

- Glaser, P.H. et Janssens, J.A., 1986. Raised bogs in eastern North America: transitions in landforms and gross stratigraphy. *Canadian Journal of Botany*, 64: 395-415.
- Gorham, E. et Janssens, J.A., 1992. Concepts of fen and bog re-examined in relation to bryophyte cover and the acidity of surface waters. *Acta Societatis Botanicorum Poloniae*, 61: 7-20.
- Hamilton, J.D., Kelly, C.A., Rudd, J.W., Hesslein, R.H. et Roulet, N.T., 1994. Flux to the atmosphere of CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> from wetland ponds on the Hudson Bay lowlands (HBLs). *Journal of Geophysical Research*, 99(D1): 1495-1510.
- Harrison, S.P., 1989. Lake-level records and climatic change in eastern North America. *Climate Dynamics*, 3: 157-167.
- Hillaire-Marcel, C. et Occhietti, S., 1980. Chronology paleogeography and paleoclimatic significance of the late and post-glacial events in eastern Canada. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 24: 373-392.
- Hu, F.S. et Davis, R.B., 1995. Postglacial development of a Maine bog and paleoenvironmental implications. *Canadian Journal of Botany*, 73: 638-649.
- Ikonen, L., 1993. Holocene development and peat growth of the raised bog Pesänsuo in southwestern Finland. *Geological Survey of Finland, Bulletin 370*, 58 p.
- Jowsey, P.C., 1966. An improved peat sampler. *New Phytologist*, 65: 245-248.
- Kubiw, H., Hickman, M. et Vitt, D.H., 1989. The developmental history of peatlands at Muskiki and Margurerite lakes, Alberta. *Canadian Journal of Botany*, 67: 3534-3544.

- Kuhry, P., Nicholson, B.J., Gignac, L.D., Vitt, D.H. et Bayley, S.E., 1993. Development of *Sphagnum*-dominated peatlands in boreal continental Canada. *Canadian Journal of Botany*, 71: 10-22.
- Labelle, C. et Richard, P.J.H., 1981. Végétation tardiglaciaire et postglaciaire au sud-est du Parc des Laurentides, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 35: 345-359.
- Larouche, A.C., 1979. Histoire postglaciaire comparée de la végétation à Sainte-Foy et au mont des Éboulements, Québec, par l'analyse macrofossile et par l'analyse pollinique. Mémoire de M. Sc., Université Laval, Sainte-Foy.
- Lasalle, P. et Chapdelaine, C., 1990. Review of late-glacial and Holocene events in the Champlain Seas areas and arrival of man in eastern Canada. Pages 1-19 in Lasca, N.P. et Donahue, J. (éd.). *Archaeological Geology of North America*. Geological Society of America, Centennial Special Volume 4. Boulder, Colorado.
- Lasalle, P. et Elson, J.A., 1975. Emplacement of the St. Narcisse moraine as a climatic event in eastern Canada. *Quaternary Research*, 5: 621-625.
- Lasalle, P., Martineau, G. et Chauvin, L., 1977. *Morphologie, Stratigraphie et Déglaciation dans la Région de Beauce-Monts Notre-Dame-Parc des Laurentides*. Ministère des Richesses naturelles du Québec, DPV-516, 74 p.
- Lavoie, M., Larouche, A.C. et Richard, P.J.H., 1995. Conditions du développement de la tourbière de Farnham, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 49: 305-316.
- Middeldorp, A.A., 1982. Pollen concentration as a basis for indirect dating and quantifying net organic and fungal production in a peat bog ecosystem. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 37: 225-282.

- Moore, T.R., 1989. Plant production, decomposition, and carbon efflux in a subarctic patterned fen. *Arctic and Alpine Research*, 21: 156-162.
- Nicholson, B.J. et Vitt, D.H., 1990. The paleoecology of a peatland complex in continental western Canada. *Canadian Journal of Botany*, 68: 121-138.
- Occhietti, S., 1989. Quaternary geology of St. Lawrence Valley and adjacent Appalachian sub-region. Pages 350-388 in Fulton, R.J. (éd.). *Quaternary Geology of Canada and Greenland*. Geological Survey of Canada, Geology of Canada, vol. 1.
- Parent, M., Dubois, J.M.M., Bail, P., Larocque, A. et Larocque, G., 1985. Paléogéographie du Québec méridional entre 12 500 et 8000 ans BP. *Recherches Amérindiennes au Québec*, 15: 17-37.
- Payette, S., 1984. Un îlot de pergélisol sur les hauts-sommets de Charlevoix, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 38: 305-307.
- Richard, P.J.H., 1973. Histoire postglaciaire comparée de la végétation dans deux localités au nord du parc des Laurentides, Québec. *Naturaliste canadien*, 100: 577-590.
- Richard, P.J.H., 1975. Histoire postglaciaire de la végétation dans la partie centrale du parc des Laurentides, Québec. *Naturaliste canadien*, 102: 669-681.
- Richard, P.J.H., 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, P.J.H., 1987. *Le Couvert Végétal au Québec-Labrador et son Histoire Postglaciaire*. Notes et Documents, n° 87-01, Université de Montréal, Montréal.

- Richard, P.J.H., 1994. Postglacial palaeophytogeography of the eastern St. Lawrence River Watershed and the climatic signal of the pollen record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109: 137-161.
- Richard, P.J.H., 1995. Le couvert végétal du Québec-Labrador il y a 6000 ans BP: essai. *Géographie physique et Quaternaire*, 49: 117-140.
- Richard, P.J.H. et Poulin, P., 1976. Un diagramme pollinique au Mont des Éboulements, région de Charlevoix, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13: 145-156.
- Seppälä, M. et Koutaniemi, L., 1985. Formation of a string and pool topography as expressed by morphology, stratigraphy and current processes on a mire in Kuusamo, Finland. *Boreas*, 14: 287-309.
- Sjörs, H., 1961. Surface patterns in boreal peatlands. *Endeavour*, 20: 217-224.
- Stuiver, M. et Reimer, P.J., 1993. Extended  $^{14}\text{C}$  data base and revised CALIB 3.0  $^{14}\text{C}$  age calibration program. *Radiocarbon*, 35: 215-230.
- Svensson, G., 1988. Bog development and environmental conditions as shown by the stratigraphy of Store Mosse mire in southern Sweden. *Boreas*, 17: 89-111.
- Tolonen, K., 1986. Rhizopod analysis. Pages 645-666 in Berglund, B.E. (éd.). *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons, New York.
- Van Geel, B., 1978. A palaeoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and the Netherlands. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 25: 1-120.
- Van Geel, B., Bohncke, S.J.P. et Dee, H., 1981. A palaeoecological study of an upper late glacial and Holocene sequence from "De Borchert", The Netherlands. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 31: 367-448.

- Vitt, D.H., 1994. An overview of factors that influence the development of canadian peatlands. *Memoirs of the Entomological Society of Canada*, 169: 7-20.
- Vitt, D.H. et Chee, W.L., 1990. The relationships of vegetation to surface water chemistry and peat chemistry in fens of Alberta, Canada. *Vegetatio*, 89: 87-106.
- Warner, B.G., 1990. Testate amoebae (Protozoa). Pages 65-74 in Warner, B.G. (éd.). *Methods in Quaternary Ecology*. Geoscience Canada, Geological Association of Canada.
- Warner, B.G. et Charman, D.J., 1994. Holocene changes on a peatland in northwestern Ontario interpreted from testate amoebae (Protozoa) analysis. *Boreas*, 23: 270-279.
- Warner, B.G. et Chengalath, R., 1988. Holocene fossil *Habrotrocha angusticollis* (Bdelloidea: Rotifera) in North America. *Journal of Paleolimnology*, 1: 141-147.
- Warner, B.G. et Chengalath, R., 1991. *Habrotrocha angusticollis* (Bdelloidea, Rotifera): a new paleoecological indicator in Holocene peat deposits in Canada. *Verhandlungen Internationale Vereinigung Limnologie*, 24: 2738-2740.
- Webb III, T., Bartlein, P.J., Harrison, S.P. et Anderson, K.H., 1993. Vegetation, lake levels, and climate in eastern North America for the past 18,000 years. Pages 415-467 in Wright, H.E., Jr., Kutzbach, J.E., Street-Perrott, F.A., Ruddiman, W.F. et Webb III, T. (éd.). *Global Paleoclimates Since the Last Glacial Maximum*. University of Minnesota Press, Minneapolis.

Witte, H.J.L. et Van Geel, B., 1985. Vegetational and environmental succession and net organic production between 4500 and 800 B.P. reconstructed from a peat deposit in the western Dutch coastal area (Assendelver Polder). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 45: 239-300.

## CHAPITRE IV

### DYNAMIQUE HOLOCÈNE DE L'ACCUMULATION DE LA BIOMASSE POUR DEUX TOURBIÈRES DU QUÉBEC MÉRIDIONAL

#### 4.1 INTRODUCTION

Les tourbières sont des écosystèmes qui se développent spatialement et verticalement. Les données et les modèles théoriques portant sur le rythme d'accumulation verticale de la matière organique sont nombreuses (Aaby et Tauber, 1974; Barber, 1981; Clymo, 1984; 1991; Svensson, 1988; Zoltai, 1991; Ikonen, 1993; Warner *et al.*, 1993; Tolonen et Turunen, 1996; Mäkilä, 1997; Clymo *et al.*, 1998). Peu de travaux ont toutefois été consacrés aux modalités du développement spatial des tourbières (Foster *et al.*, 1988; Foster et Wright, 1990; Korhola, 1994; Almquist-Jacobson et Foster, 1995; Mäkilä, 1997). Compte tenu de l'importante superficie couverte par ces écosystèmes, leur dynamique dans le temps comme dans l'espace mérite une attention particulière. Gorham (1991) a estimé qu'à elles seules, les tourbières des régions boréales représentaient un puits d'environ 455 Pg de carbone (1 Pg =  $10^{15}$ g), ce qui correspond à environ 20% du carbone total dans les sols.

Les modèles qui décrivent théoriquement l'hydrologie et la croissance des tourbières concentriques bombées (Ingram, 1982; Clymo, 1984) ont pour prémisses que (1) l'entourbement débute en un seul point d'accumulation initial, (2) que les tourbières se développent sur un substrat plat et imperméable sans barrières topographiques importantes, (3) que le drainage de l'eau à la surface s'effectue du centre bombé vers la périphérie, et (4) que la profondeur de la nappe phréatique et les paramètres climatiques sont toujours demeurés constants. Ces modèles hydrodynamiques décrivent l'accumulation de la tourbe comme un processus continu, sans fluctuations majeures. L'expansion spatiale des tourbières est ainsi intimement liée à l'accumulation verticale de la tourbe. Le drainage centrifuge de l'eau du centre de la tourbière vers la périphérie crée des conditions d'humidité élevée

à la bordure qui sont propices à l'avancée du front d'entourbement. Initialement, la production de tourbe est importante. Subséquemment, l'accumulation verticale tendra vers un état d'équilibre, alors que le taux de production de matière organique sera équivalent au taux de décomposition. Une épaisseur maximale de tourbe sera ainsi atteinte. La courbe de l'âge des sédiments en fonction de la profondeur devient curvilinéaire et adopte la forme d'une asymptote en raison d'une lente décomposition anaérobie continue dans les couches inférieures du catotélme (Damman, 1979; Clymo, 1984; 1991). De tels résultats furent obtenus pour quelques sites (Aaby et Tauber, 1974; Foster et Wright, 1990; Warner *et al.*, 1993), indiquant que les conditions de ces modèles peuvent s'appliquer aux bogs sur le terrain.

En l'absence de changements climatiques, un bog peut continuer de s'étendre latéralement après qu'un état d'équilibre ait été atteint au centre de la tourbière. Par contre, la vitesse de progression sera de moins en moins importante en raison des contraintes hydrologiques. En effet, la portion centrale deviendra plane, et les pentes latérales plus abruptes, provoquant une réduction de l'écoulement centrifuge des eaux de percolation vers l'extérieur. Il y aura éventuellement la formation d'un plateau et de mares. Ces dernières se développeront graduellement et seront de plus en plus jeunes vers la périphérie. Une origine similaire des mares fut aussi proposée par Glaser et Janssens (1986) pour les bogs de l'est de l'Amérique du Nord d'après l'âge des tourbières et la répartition géographique des physionomies de ces milieux. Les modèles hydrodynamiques traduisent une croissance des tourbières régie essentiellement par des processus authigènes.

Ces modèles théoriques ne s'appliquent toutefois que pour les tourbières ombrotrophes bombées. Or, c'est régulièrement sous un régime de minérotrophie que ces écosystèmes se développent spatialement, couvrant souvent d'importantes superficies (Heinselman, 1970; Janssens *et al.*, 1992; Ikonen, 1993; Korhola, 1994; Almquist-Jacobson et Foster, 1995; Mäkilä, 1997). De plus, le taux d'accumulation vertical de la matière organique peut varier considérablement temporellement, et d'un endroit à l'autre à l'intérieur d'un même système tourbigène. Les travaux de Korhola (1994) menés en Finlande soutiennent mal le modèle de croissance hydrodynamique. Ils ont clairement démontré que l'expansion spatiale de

ces écosystèmes n'était pas nécessairement liée à l'accumulation verticale de la tourbe, mais qu'il s'agissait de deux processus distincts. Les tourbières étudiées par Korhola se sont développées spatialement exclusivement sous forme de fen. Elles n'ont pas connu de croissance latérale sous forme de bog. De plus, leur expansion ne fut pas un processus continu, mais ponctué de fluctuations.

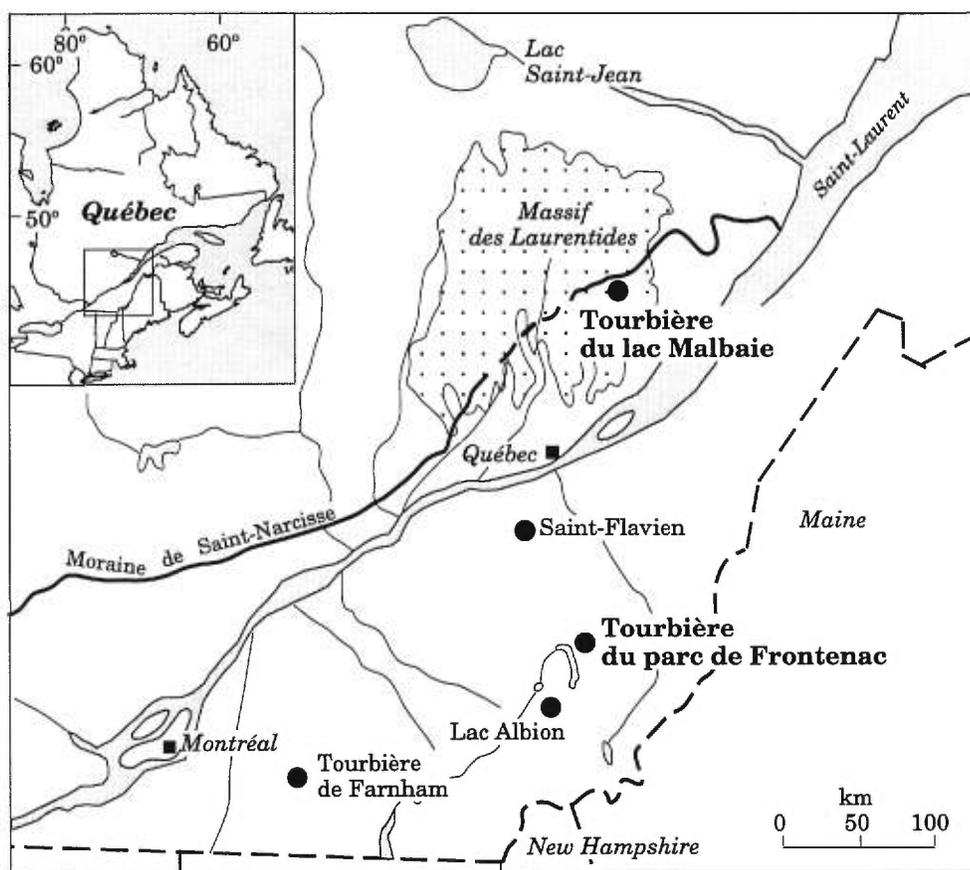
Les quelques travaux scandinaves qui ont porté sur le développement spatial des tourbières à l'aide de dates basales de la tourbe ont montré que l'entourbement des terres correspondait souvent à des conditions climatiques humides. Korhola (1994) a retracé le rythme de progression spatiale de cinq tourbières finlandaises. Un ralentissement généralisé du rythme de progression entre 6000 et 4000 ans BP témoigne sans doute d'un climat plus sec. En effet, un abaissement des niveaux lacustres survient à la même époque (Digerfeldt, 1988), confirmant l'hypothèse de conditions climatiques moins humides à l'Holocène moyen. Almquist-Jacobson et Foster (1995) ont aussi retracé une diminution de la croissance spatiale de quelques tourbières minérotrophes en Suède, mais entre 7500 et 6500 ans BP. L'entourbement moindre des terres fermes a aussi été attribué à un climat moins humide, également corroboré par de bas niveaux d'eau des lacs (Almquist-Jacobson, 1994; 1995). En Amérique du Nord, de tels travaux sont encore rares. Aucune étude n'a porté spécifiquement sur les modalités du développement spatial des tourbières durant l'Holocène. Au Labrador, l'âge décroissant des mares du centre d'une tourbière vers la périphérie tend à soutenir l'hypothèse du contrôle hydrologique authigène sur la formation de ces biotopes. Les mares se seraient constituées graduellement avec la croissance spatiale de la tourbière (Foster et King, 1984; Foster *et al.*, 1988; Foster et Wright, 1990).

À notre connaissance, peu de travaux se sont attardés à ce jour sur le rythme d'accumulation volumique de la matière organique produite par unité de temps par les tourbières. Des données portant sur la croissance volumique des tourbières devraient permettre d'obtenir une nouvelle image en ce qui concerne le développement de ces milieux, puisque la tourbière est alors étudiée dans son entièreté contrairement aux travaux plus ponctuels portant sur l'étude de carottes sédimentaires. À l'aide de dates basales de la tourbe, de nombreux profils sédimentaires et d'un système d'information

géographique, Korhola *et al.* (1996) ont modélisé l'accumulation spatiale et verticale du carbone par période de 2000 ans pour une tourbière finlandaise. Les résultats ont montré qu'environ 75% du carbone total de la tourbière s'était accumulé au cours des 3000 dernières années, d'une manière uniquement verticale sous forme de tourbe de bog, sans extension latérale de la tourbière.

Un volume de tourbe ( $m^3$ ) représente une quantité de biomasse produite par unité de temps. Il s'agit d'une production. Le volume dépend du taux d'accumulation sédimentaire net vertical de la matière organique ( $m/an$ ) et de la superficie ( $m^2$ ) de la tourbière. Pour une tourbière donnée, des volumes de tourbe accumulés à des époques différentes ne peuvent être comparés entre eux si la superficie de la tourbière n'était pas la même. La production de tourbe à une certaine époque peut être plus élevée que celle d'une période antérieure, tout simplement en raison de l'augmentation de la surface couverte par la tourbière. Ainsi, en raison de l'effet de la superficie croissante, les périodes les plus productrices en termes de volume ne sont pas nécessairement celles qui sont les plus productives. Afin d'éliminer les effets de la superficie croissante sur l'ajout de mètres cubes de tourbe, et de pouvoir en inférer plus facilement des conditions du climat sur la dynamique de l'entourbement, ce sont des productivités qui doivent être comparées, et non des productions. La productivité est un taux de production de matière organique ( $m^3/m^2$ ). Elle permet une standardisation des données et une comparaison adéquate des résultats dans le temps.

Nos travaux paléoécologiques ont permis de reconstituer les étapes du développement et les conditions hydriques de surface de la tourbière du parc de Frontenac et de la tourbière du lac Malbaie au Québec méridional (Fig. 4.1). Des analyses stratigraphiques, paléobotaniques (pollen, macrorestes végétaux) et paléohydriques (rhizopodes) ont permis de reconnaître la succession de la végétation locale et des régimes trophiques en trois points d'échantillonnage pour chacun des sites (Tab. IV-1 et IV-2). Les résultats montrent une dynamique contrastée entre les différents secteurs d'une même tourbière. À la tourbière du parc de Frontenac (Tab. IV-1), deux profils échantillonnés dans la portion ombrotrophe de la tourbière (FRON-2 et FRON-3) montrent une succession similaire mais métachrone des régimes



**Figure 4.1** Localisation de la tourbière du parc de Frontenac, de la tourbière du lac Malbaie, et des autres sites du Québec méridional mentionnés dans le texte.

**Tableau IV-1**

Synthèse générale de la succession des régimes trophiques à la tourbière du parc de Frontenac aux points d'échantillonnage FRON-1, FRON-2 et FRON-3. Les reconstitutions furent effectuées à l'aide de l'analyse pollinique et macrofossile. Les chiffres romains indiquent les différentes étapes, et les chiffres entre parenthèses leur durée. La chronologie est en années étalonnées.

Age (ka)	FRON-1		FRON-2		FRON-3	
0	III	Fen à mares (1350 ans)			IVb	Bog à épinettes noires (1200 ans)
2	II	Fen herbacé humide (6400 ans)	IV	Bog non arboré (5300 ans)	IVa	Bog non arboré (3800 ans)
4						
6			III	Fen moins humide à mélèzes (2200 ans)	III	Fen moins humide à mélèzes (3500 ans)
8	I	Fen humide à épinettes noires et mélèzes (600 ans)	II	Fen humide à mélèzes (4000 ans)	II	Fen humide à épinettes noires et mélèzes (1700 ans)
10	?					I
12			I	Étang (1350 ans)		
				?		?

**Tableau IV-2**

Synthèse générale de la succession des régimes trophiques à la tourbière du lac Malbaie aux points d'échantillonnage MAL-1, MAL-2 et MAL-3. Les reconstitutions furent effectuées à l'aide de l'analyse pollinique et macrofossile. Les chiffres romains indiquent les différentes étapes, et les chiffres entre parenthèses leur durée. La chronologie est en années étalonnées.

Age (ka)	MAL-1		MAL-2		MAL-3	
0	IV	Bog (1900 ans)			V	Bog (2400 ans)
2			IV	Bog (5000 ans)		
4	III	Fen moins humide à mélèzes (2900 ans)			IV	Fen herbacé humide (3500 ans)
6	II	Fen humide à épinettes noires et mélèzes (3400 ans)	III	Fen herbacé moins humide (2600 ans)	III	Fen moins humide à épinettes noires et mélèzes (1300 ans)
8			II	Fen humide à mélèzes et épinettes noires (500 ans)	II	Fen humide à épinettes noires et mélèzes (1300 ans)
	I	Étang (700 ans)			I	
10		?	I	Étang (2200 ans)		Étang (450 ans)
				?		?
12						

trophiques, à l'exception du passage vers l'ombrotrophie vers 5300-5000 ans BP. Pour sa part, une carotte provenant de la zone minérotrophe (FRON-1) présente une évolution très différente comparativement aux deux autres points d'échantillonnage, les conditions locales étant toujours demeurées minérotrophes (Tab. IV-1). La tourbière du lac Malbaie a aussi été caractérisée par une dynamique contrastée entre les différents secteurs (Tab. IV-2), et des fluctuations hydrologiques locales se sont produites. Le climat ne semble pas avoir été un facteur déterminant ni pour la constitution des régimes trophiques, ni pour la succession de la végétation tourbicole, sauf peut-être pour la généralisation des conditions ombrotrophes à la tourbière du parc de Frontenac aux points FRON-2 et FRON-3, où un épisode climatique plus humide aurait contribué à l'établissement des conditions ombrotrophes (Tab. IV-1). Les reconstitutions paléoécologiques ne permettent donc pas à elles seules de mettre en évidence des fluctuations claires du climat, en raison de l'importance des processus authigènes sur l'accumulation de la tourbe.

Afin de retracer les conditions hydriques du climat à l'aide des tourbières, nous avons, pour la tourbière du parc de Frontenac et pour la tourbière du lac Malbaie, étudié le rythme du développement spatial de l'entourbement ( $m^2$ ), le taux net de l'accumulation de la biomasse résiduelle en termes de volume ( $m^3$ ), le taux de production de la matière organique ( $m^3/m^2$ ), et le taux d'accumulation net du carbone ( $gC/m^2/an$ ). Ces données permettront de reconstituer le développement des tourbières indépendamment des données paléoécologiques, et d'identifier, s'il y a lieu, des fluctuations ayant eu lieu durant la croissance des tourbières. Plus spécifiquement, les objectifs de cette étude sont les suivants:

- retracer les modalités du développement spatial des tourbières via les superficies entourbées ( $m^2$ ) durant leur évolution;

- quantifier le rythme de l'accumulation du volume net de tourbe ( $m^3$ ) et la productivité ( $m^3/m^2$ ) aux différentes époques de l'Holocène;

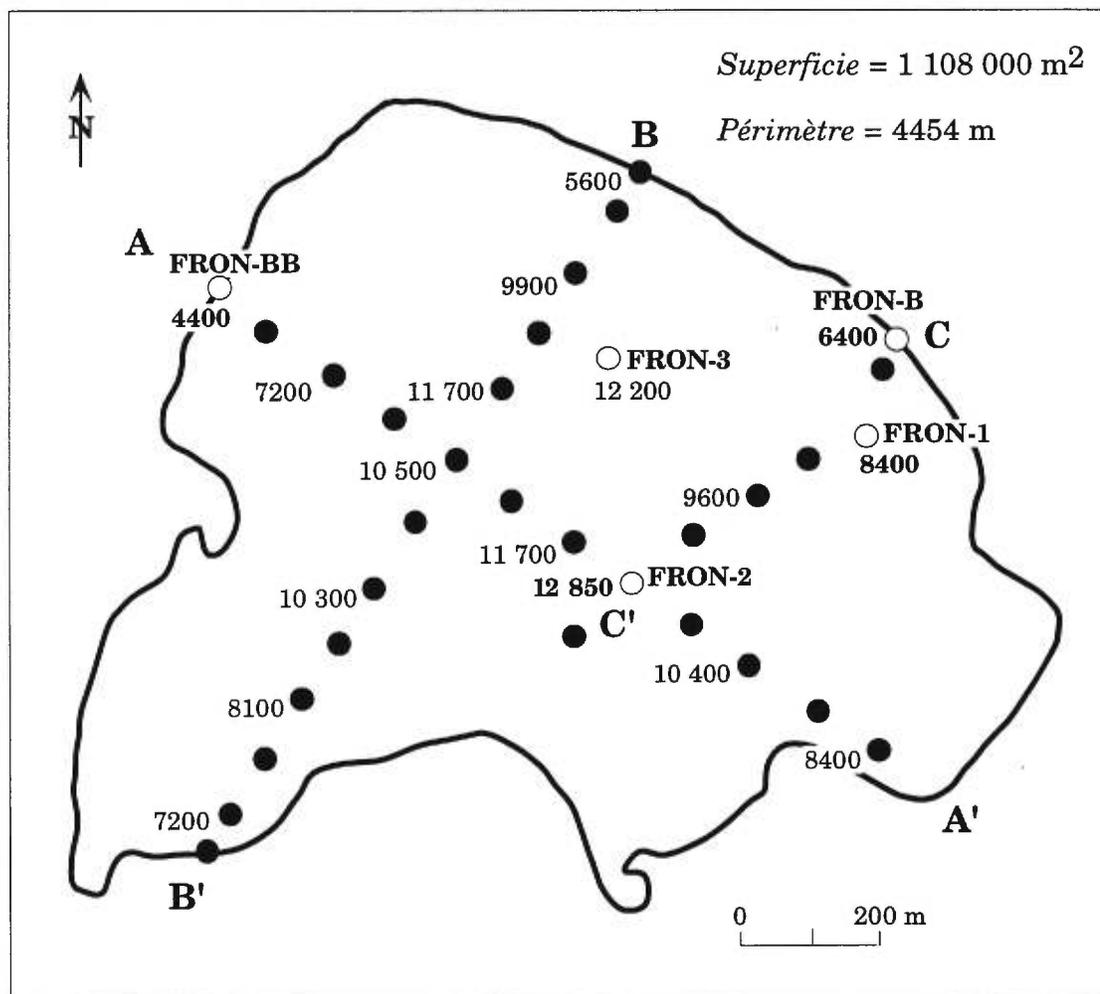
- déterminer le taux d'accumulation sédimentaire net du carbone ( $gC/m^2/an$ ) de chacun des profils échantillonnés;

- d'inférer, à l'aide de ces données, des conditions du climat sur l'évolution des tourbières, et de retracer d'éventuels changements du bilan hydrique régional.

## 4.2 SITES À L'ÉTUDE

Les tourbières du parc de Frontenac et du lac Malbaie sont deux tourbières ombrotrophes de taille similaire (un km<sup>2</sup>). La tourbière du parc de Frontenac est située à une altitude de 360 m au sud du Québec méridional (Fig. 4.1 et 4.2). Le début de l'accumulation des premiers sédiments organique date d'environ 13 000 ans BP (années étalonnées). Elle s'est amorcée suite à la disparition d'une masse de glace résiduelle (calotte des Bois-Francs). La majeure partie du site (80%) est ombrotrophe et colonisée par les sphaignes et les éricacées. L'épinette noire et le mélèze sont les essences arborescentes présentes sur place, les épinettes formant une zone plus densément boisée au sein de la portion plus bombée (secteur de FRON-3; Fig. 4.2), et où l'épaisseur de tourbe est maximale (5,60 m). La différence de dénivellation entre le point le plus élevé et la périphérie du côté sud-est de la tourbière est de 2,50 m. Une portion minérotrophe (20%) à l'est et au nord-est de la tourbière (secteur de FRON-1) se caractérise par la présence de mares, de lanières et de platières herbacées. Il s'agit d'une zone beaucoup plus humide qui héberge principalement des cypéracées, constituant une herbaçaie basse. L'épaisseur de tourbe y est d'au plus quatre mètres.

Localisée à une altitude de 800 m dans le massif des Laurentides, la tourbière ombrotrophe du lac Malbaie (Fig. 4.1 et 4.3) repose sur un till argileux. Il s'agit d'une tourbière comportant de nombreuses mares concentriques et des platières herbacées parsemées de buttes (hummocks), où les éricacées et les cypéracées sont dominantes. Les essences arborescentes y sont pratiquement absentes. L'épaisseur maximale des sédiments organiques (2,40 m) se trouve aux environs du point d'échantillonnage MAL-2 (Fig. 4.3). L'âge de la tourbière est de 10 300 ans BP (années étalonnées). Une durée d'environ 2500 ans s'est écoulée entre le retrait des glaces vers 12 900-12 700 (Lasalle *et al.*, 1977; Lasalle et Chapdelaine, 1990) et l'accumulation des premiers sédiments organiques.



**Figure 4.2.** Schéma de la tourbière du parc de Frontenac, localisation des transects A-A', B-B' et C-C', et dates basales (années étalonnées) de la tourbe. Les points noirs représentent les points de sondage, et les cercles blancs l'emplacement des profils sédimentaires. Les dates basales en caractères gras ont été obtenues par la datation radiocarbone, et les autres dates par corrélations sporopolliniques avec les profils FRON-1, FRON-2 et FRON-3.



### 4.3 MÉTHODES

Pour chacune des tourbières, l'épaisseur des sédiments organiques a été mesurée à tous les 100 m le long de deux principaux transects, ainsi qu'en divers points hors transects (Fig. 4.2 et 4.3). Un nivellement fut effectué afin de préciser la topographie de la surface des tourbières. Celle-ci, jumelée à la pachymétrie des sédiments organiques, a permis d'établir le micro-relief du substrat sous-jacent sur lequel reposent les tourbières.

À l'aide des informations stratigraphiques récoltées aux différents points de sondage, trois profils sédimentaires ont été échantillonnés à l'aide d'une sonde Russe (Jowsey, 1966) pour chacun des sites (FRON-1, FRON-2 et FRON-3; MAL-1, MAL-2 et MAL-3) (Fig. 4.2 et 4.3). Des analyses paléobotaniques (pollen, macrorestes végétaux) et paléohydriques (rhizopodes) ont permis de reconstituer la succession de la végétation locale et des régimes trophiques aux différents points d'échantillonnage. Les tableaux IV-1 et IV-2 présentent une synthèse de l'établissement des régimes trophiques pour chacun des profils.

#### 4.3.1 *Les données chronologiques*

Pour chacune des tourbières, deux carottes (FRON-1 et FRON-2, MAL-2 et MAL-3) ont fait l'objet de datations au  $^{14}\text{C}$  (Tab. IV-3). La chronologie des autres profils (FRON-3 et MAL-1), de même que la plupart des dates basales de la tourbe aux différents endroits des tourbières (Fig. 4.2 et 4.3), furent obtenues par corrélations polliniques avec les autres profils du même site. Les courbes polliniques des essences forestières extra-tourbicoles présentent des changements bien marqués, autorisant des corrélations fiables entre les carottes d'une même tourbière. Le taux d'accumulation net (après décomposition) des sédiments fut calculé pour chacun des profils (mm/an). Les données chronologiques en années conventionnelles ont été transformées en années étalonnées (Stuiver et Reimer, 1993). Les résultats sont présentés en années étalonnées car il est nécessaire d'utiliser des âges en années réelles (années dendrochronologiques) pour le calcul de taux de changement comparables dans le temps.

**Tableau IV-3**  
Données chronologiques

Profil et niveau (cm)	Date (années BP conv)	Date (années BP étal.)	No laboratoire
<b>FRONTENAC</b>			
<b>FRON-1</b>			
165-168	1240 ± 70	1150	Beta-50189
207-212	4100 ± 80	4560	Beta-66354
227-232	5320 ± 90	6120	Beta-66355
257-262	5590 ± 100	6370	Beta-66356
277-282	6310 ± 90	7200	Beta-66357
337-342	6670 ± 100	7500	Beta-66358
358-363	7670 ± 110	8400	Beta-50190
<b>FRON-2</b>			
100-105	1330 ± 80	1270	Beta-66359
145-150	2390 ± 90	2370	Beta-66360
227-232	4260 ± 100	4850	Beta-66361
317-322	5990 ± 120	6820	Beta-66362
367-372	7260 ± 100	8000	Beta-66363
467-472	10 140 ± 220	10 800	Beta-66364
505-510	10 930 ± 140	12 850	Beta-50191
<b>FRON-B</b>			
160-165	650 ± 130	6430	Beta-50187
<b>FRON-BB</b>			
070-075	3910 ± 100	4350	Beta-50188
<b>MALBAIE</b>			
<b>MAL-2</b>			
055-060	1360 ± 100	1300	GSC-6053
085-090	4160 ± 100	4800	GSC-5933
135-140	6730 ± 130	7550	GSC-6023
172-177	7350 ± 100	8100	GSC-5913
235-240	9340 ± 120	10 300	GSC-5878
<b>MAL-3</b>			
055-060	1200 ± 110	1100	GSC-6062
105-110	3100 ± 90	3320	GSC-5964
150-155	5540 ± 160	6350	GSC-5947
210-215	8020 ± 180	8950	GSC-5889

### **4.3.2 L'entourbement spatial**

Le contact organo-minéral fut échantillonné en plusieurs endroits afin de déterminer l'âge de l'accumulation initiale de la matière organique. L'âge basal de la tourbe a été obtenu en 17 points à la tourbière du parc de Frontenac, et en 15 points à la tourbière du lac Malbaie (Fig. 4.2 et 4.3), tant par datation directe que par corrélation palynostratigraphique. Des isochrones de l'entourbement spatial ont ensuite été tracés par période de 1000 ans. La superficie entourbée ( $m^2$ ) fut calculée pour chacun des millénaires.

### **4.3.3 Le volume net de tourbe et la productivité**

Le volume net de tourbe a été calculé pour chacun des millénaires ( $m^3/1000$  ans). La détermination des volumes repose sur la superficie recouverte par les tourbières aux différentes époques de leur évolution ( $m^2$ ), et sur le taux d'accumulation sédimentaire net de la tourbe (mm/an) de chacun des profils. Pour chacun des millénaires, la superficie totale des tourbières fut calculée, et un taux d'accumulation sédimentaire vertical moyen du millénaire a été déterminé à l'aide des différents profils. À la tourbière du parc de Frontenac, l'évolution du taux d'accumulation sédimentaire net a toujours été très différent entre les actuels secteurs ombrotrophe (FRON-2 et FRON-3) et minérotrophe (FRON-1). Les volumes de tourbe accumulés par ces deux secteurs ont été calculés séparément, en appliquant le taux d'accumulation sédimentaire de FRON-1 à l'ensemble de la zone minérotrophe, et les taux d'accumulation des points FRON-2 et FRON-3 pour la zone ombrotrophe. Toutes les données présentées sont des valeurs nettes, c'est-à-dire après décomposition de la matière organique.

Afin d'éliminer l'effet de la superficie croissante sur l'ajout de volume sur la tourbière, et pour pouvoir comparer les résultats d'un millénaire à l'autre, les volumes accumulés durant chacun des millénaires ont été standardisés en fonction de la surface ( $m^2$ ) correspondante de la tourbière. Le volume accumulé durant un millénaire fut divisé par la surface totale que couvrait la tourbière à la même époque. Un index de productivité ( $m^3/m^2$ ) a

ainsi été obtenu, celui-ci représentant un taux de production net de matière organique.

#### **4.3.4 *Le taux d'accumulation net du carbone***

Pour chacune des carottes, la concentration en matière organique fut déterminée à tous les 10 cm à l'aide de la perte au feu à 600°C (Dean, 1974). Par la suite, nous avons estimé à 50% le contenu en carbone présent dans la matière organique totale, ce qui constitue une valeur moyenne pour les matériaux tourbeux (Bengstonn et Enell, 1986).

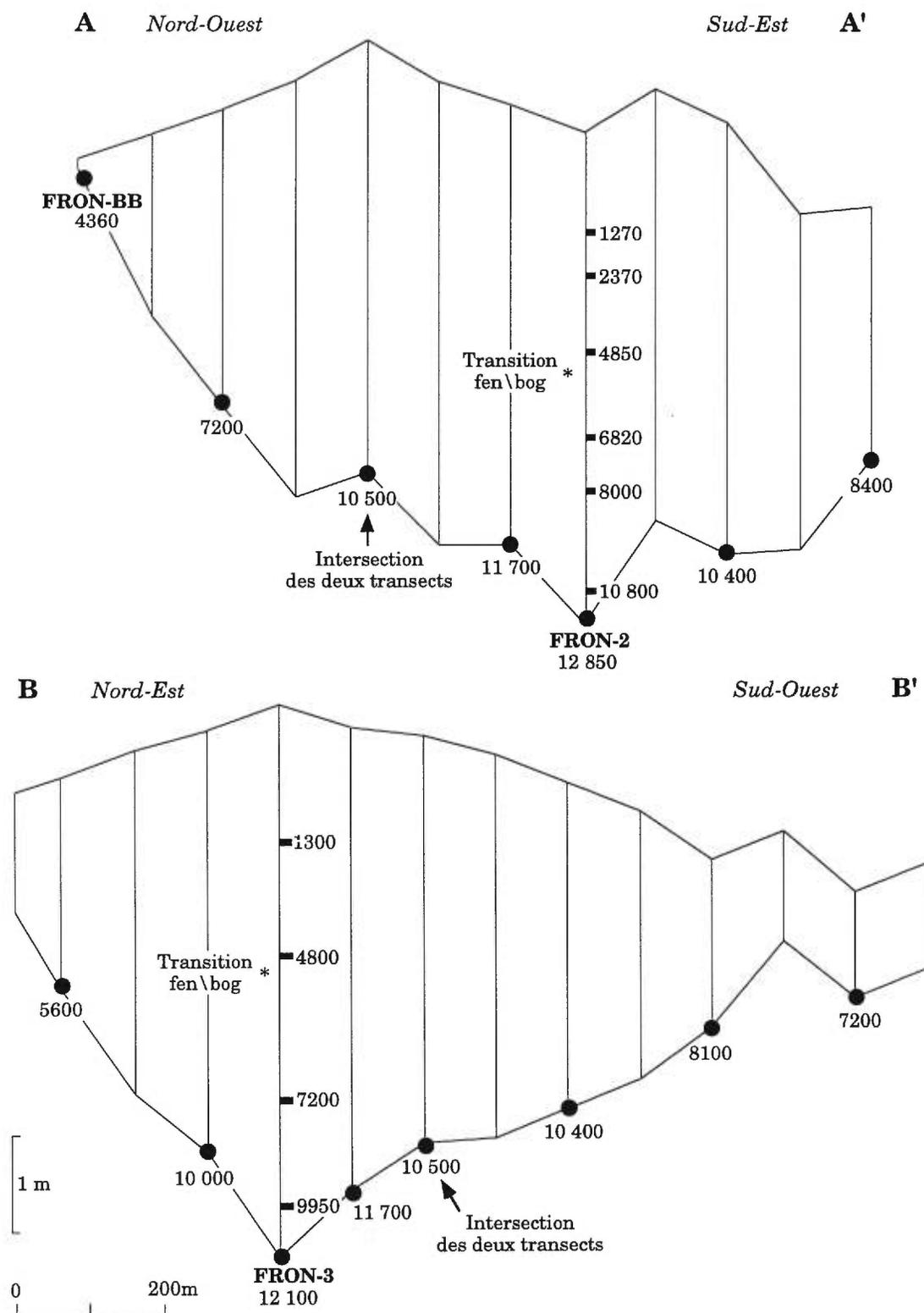
Le taux d'accumulation net du carbone fut ensuite calculé pour chacun des profils à l'aide de la relation suivante:

taux d'accumulation net du carbone ( $\text{gC}/\text{m}^2/\text{an}$ ) = contenu en carbone de l'échantillon (%) \* taux d'accumulation net des sédiments ( $\text{m}/\text{an}$ ) \* densité (poids sec) de l'échantillon ( $\text{g}/\text{m}^3$ ).

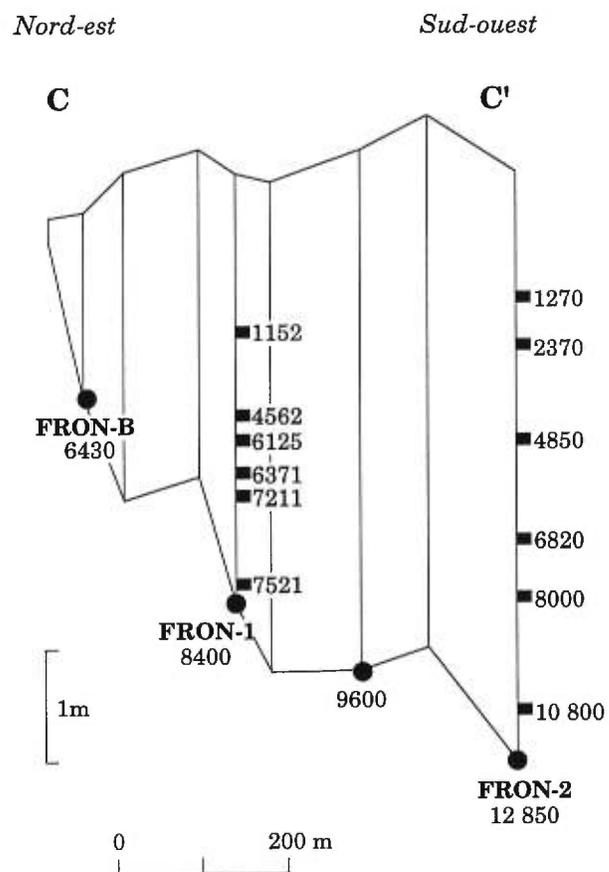
## **4.4 RÉSULTATS**

### **4.4.1 *Le développement spatial des tourbières***

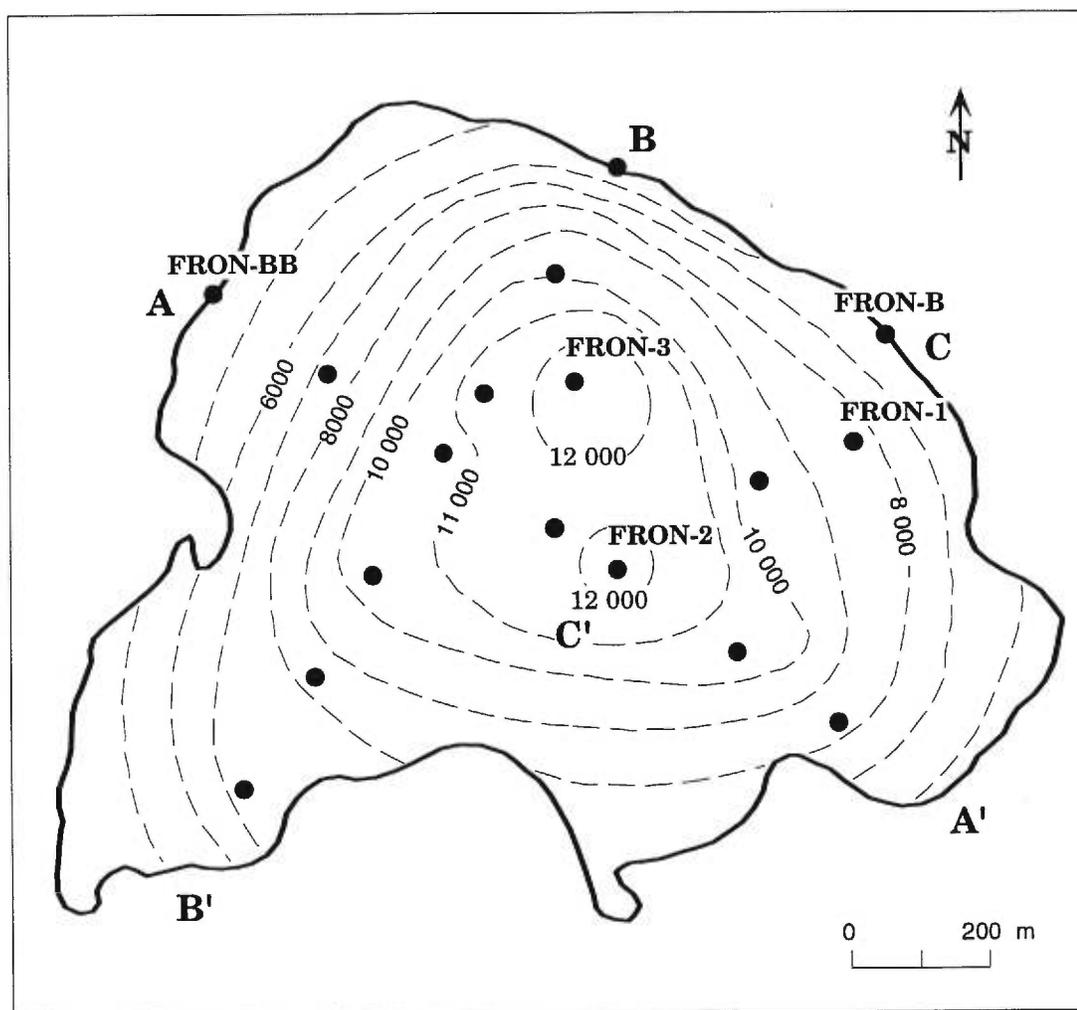
D'un âge de 12 800 ans, la tourbière du parc de Frontenac origine de deux points d'accumulation initialement isolés, localisés au sein de petites cuvettes aux environs des points d'échantillonnage FRON-2 et FRON-3 (Fig. 4.2, 4.4). Suite à la paludification des étangs vers 11 500 ans BP à FRON-2 et 10 300 ans BP à FRON-3 (Tab. IV-1), un entourage spatial centrifuge a permis la coalescence des deux systèmes initialement isolés (Fig. 4.5). L'expansion, régie essentiellement par des conditions minérotrophes, s'est effectuée à un rythme différent selon les directions et les époques, en partie en raison du gradient des pentes du substrat sur lequel progressait la tourbière (Fig. 4.4). L'avancée du front d'entourage fut particulièrement rapide vers l'ouest et le sud-ouest entre 12 000 et 11 000 ans BP (0,20-0,30



**Figure 4.4.** Vue en coupe de la tourbière du parc de Frontenac selon les transects A-A', B-B' et C-C'. Les lignes verticales représentent les points de sondage. Les dates basales de la tourbe sont indiquées, de même que la chronologie verticale des profils sédimentaires FRON-1, FRON-2 et FRON-3.



**Figure 4.4.** (suite)



**Figure 4.5.** Isochrones de l'entourbement spatial à la tourbière du parc de Frontenac. Les points noirs représentent les endroits où un âge basal de la tourbe a été déterminé. Les dates basales sont indiquées à la figure 4.2. Les transects A-A', B-B' et C-C' sont indiqués.

m/an), alors qu'elle était beaucoup plus lente à la même époque vers le nord et vers l'est (0,04-0,10 m/an) (Fig. 4.5).

La figure 4.8 illustre l'importance de la progression spatiale pour chacun des millénaires. Entre 13 000 à 12 000 ans BP, la superficie recouverte par les deux étangs initiaux aux points FRON-2 et FRON-3 était d'environ 35 000 m<sup>2</sup>, ce qui correspond à 3% de l'actuelle superficie. La tourbière a connu un déploiement important suite à la paludification de l'étang à FRON-2, et lors du début de l'entourbement centrifuge. De 12 000 à 11 000 ans BP, la tourbière a progressé d'environ 125 000 m<sup>2</sup> (Fig. 4.8). La superficie totale à cette époque étant alors de 15% de celle d'aujourd'hui. Après la coalescence des deux systèmes, l'importance de l'entourbement spatial a toujours augmenté jusque vers 7000 ans BP, sauf pour une légère baisse entre 11 000 et 10 000 ans BP. Vers 9000 ans avant l'actuel, 4000 ans après son origine, environ 40% de l'actuelle superficie de la tourbière était entourbée (Fig. 4.8).

La période s'échelonnant de 9000 à 7000 ans BP a été celle où l'expansion fut maximale, la surface augmentant de 30% (350 000 m<sup>2</sup>). Par la suite, une diminution graduelle de l'entourbement se produisit, se terminant au plus tard vers 4000 ans BP. Ce ralentissement et l'arrêt éventuel sont attribués en partie aux pentes du substrat en périphérie de la tourbière (Fig. 4.4). Le gradient des pentes, supérieur à 0,5%, semble avoir été suffisant pour ralentir l'entourbement. Aujourd'hui, la tourbière couvre une superficie de plus d'un million de mètres carrés (1 108 000 m<sup>2</sup>). En supposant une progression linéaire sans fluctuations du front d'entourbement suite aux phases initiales d'étang, l'expansion moyenne de la tourbière par millénaire aurait été de 138 500 m<sup>2</sup>. La période entre 10 000 et 7000 ans BP est caractérisée par une progression supérieure à cette expansion linéaire théorique.

Il n'y a pas d'indices à la base des sédiments aux différents points de sondage permettant d'identifier quelle était la nature de la végétation qui était présente lors de l'avancée du front de l'entourbement entre 13 000 et 4000 ans BP. Aucun tronc enfoui ne fut non plus retracé sous la tourbe. Il est possible qu'avant l'entourbement, la dépression où se localise la tourbière ait toujours été occupée par une prairie humide dominée par des plantes

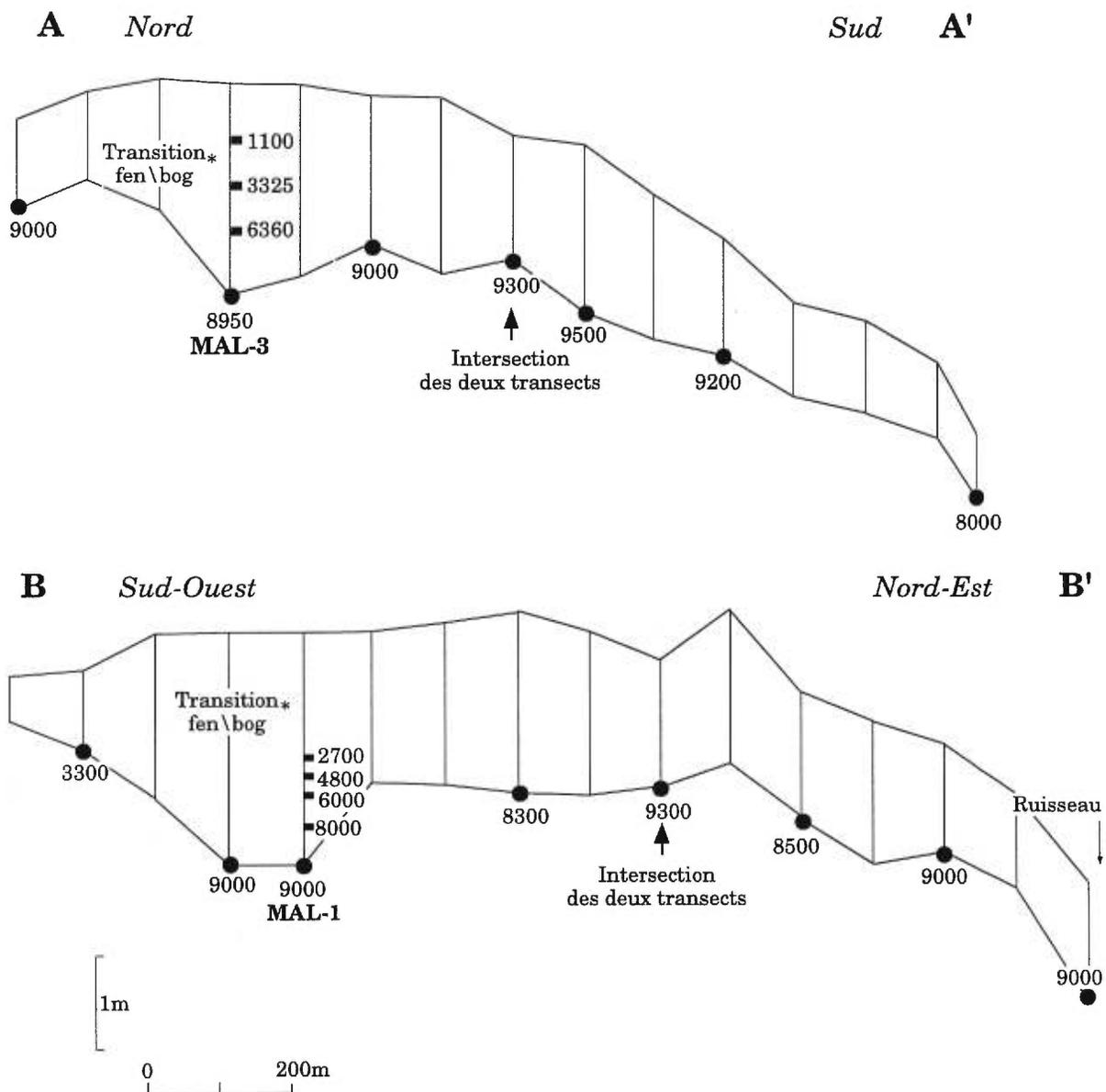
herbacées. Des forêts d'épinettes noires et de mélèzes jouxtent la tourbière actuellement. Elles présentent un début d'entourbement irrégulier, pouvant signifier une nouvelle avancée de la tourbière.

La dynamique de l'entourbement spatial à la tourbière Malbaie se divise en quatre périodes. Entre 10 300 et 9000 ans BP, le milieu se composait d'étangs localisés dans de petites cuvettes (Tab. IV-2; Fig. 4.6). Vers 9000 ans, environ 8% de la superficie actuelle était recouverte de sédiments organiques (Fig. 4.7 et 4.8). De 9000 à 8000 ans BP, une phase majeure d'entourbement se produisit, la superficie de la tourbière augmentant de près de 80% (830 000 m<sup>2</sup>) sur une durée d'un millénaire (Fig. 4.7 et 4.8). Régie par des conditions strictement minérotrophes, la croissance spatiale fut sans doute facilitée vers le sud et vers l'est, en raison de la pente régulièrement descendante du substrat (Fig. 4.6).

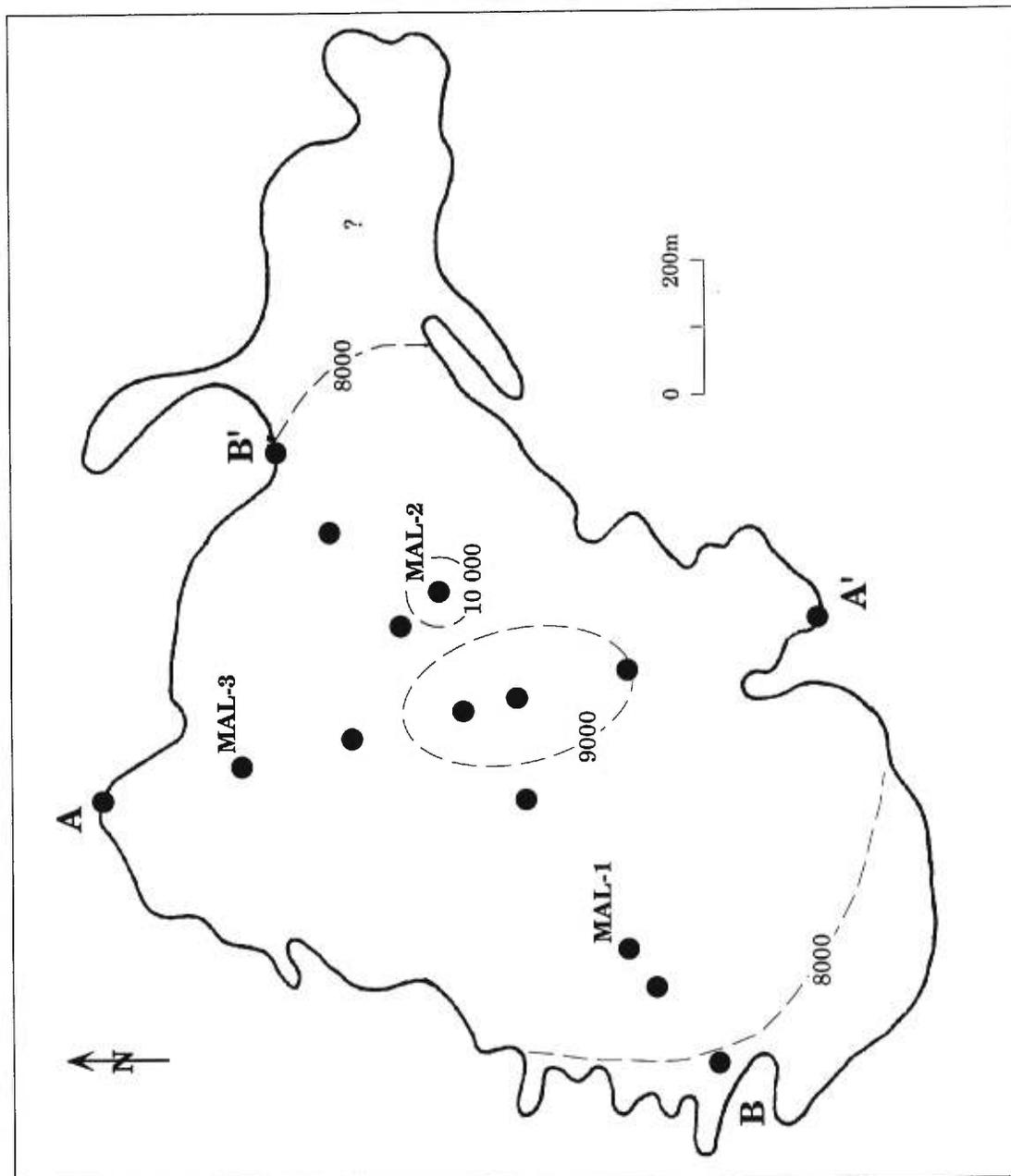
Par la suite, la progression fut très lente, voire nulle, une seule date basale d'environ 3500-3000 ans BP ayant été obtenue à la bordure ouest de la tourbière (Fig. 4.3 et 4.8). Les pentes du substrat ont peut être contribué à l'arrêt du développement spatial de la tourbe à la marge ouest entre 8000 et 4000 ans (Fig. 4.6). Toutefois, cela ne semble pas avoir été le cas à la bordure nord, où, malgré un gradient de pente similaire, la tourbe s'accumule à cet endroit depuis 9000 ans BP (Fig. 4.6). Comme à la tourbière du parc de Frontenac, les données paléoécologiques n'ont pas livrées d'indices sur le caractère de la végétation qui était présente avant l'entourbement. Le milieu était sans aucun doute très ouvert et dominé essentiellement par des plantes herbacées, puisque les premiers arbres se sont implantés dans la région vers 9000 ans BP selon les données polliniques et macrofossiles.

#### ***4.4.2 L'accumulation volumique de tourbe et la productivité***

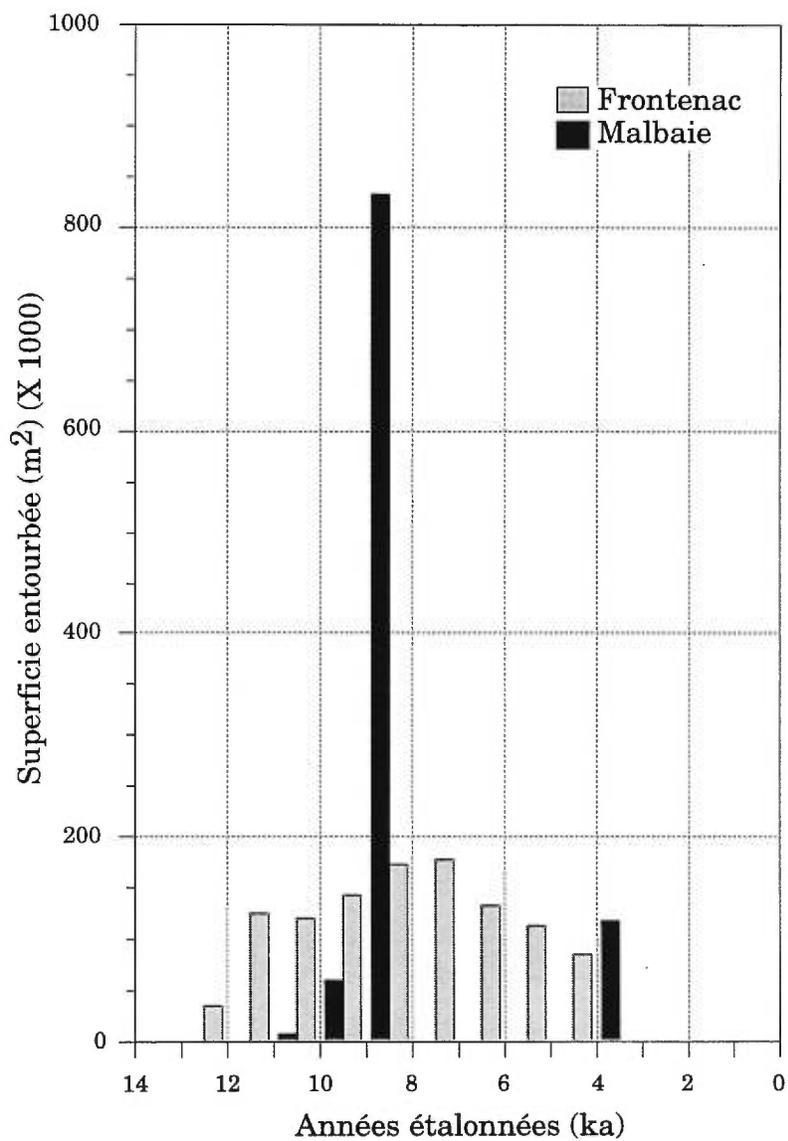
La figure 4.9 présente le taux d'accumulation sédimentaire net de chacun des profils des tourbières du parc de Frontenac et du lac Malbaie. À l'aide de ces données, et des surfaces recouvertes par les tourbières durant leur évolution, le volume net de tourbe (m<sup>3</sup>) par millénaire et la productivité (m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>) furent calculés pour les deux tourbières (Fig. 4.10). À la tourbière du



**Figure 4.6.** Vue en coupe de la tourbière du lac Malbaie selon les transects A-A' et B-B'. Les lignes verticales représentent les points de sondage. Les dates basales de la tourbe sont indiquées, de même que la chronologie verticale des profils sédimentaires MAL-1 et MAL-3.



**Figure 4.7.** Isochrones de l'entourbement spatial à la tourbière du lac Malbaie. Les points noirs représentent les endroits où un âge basal de la tourbe a été déterminé. Les dates basales sont indiquées à la figure 4.3. Les transects A-A' et B-B' sont indiqués.

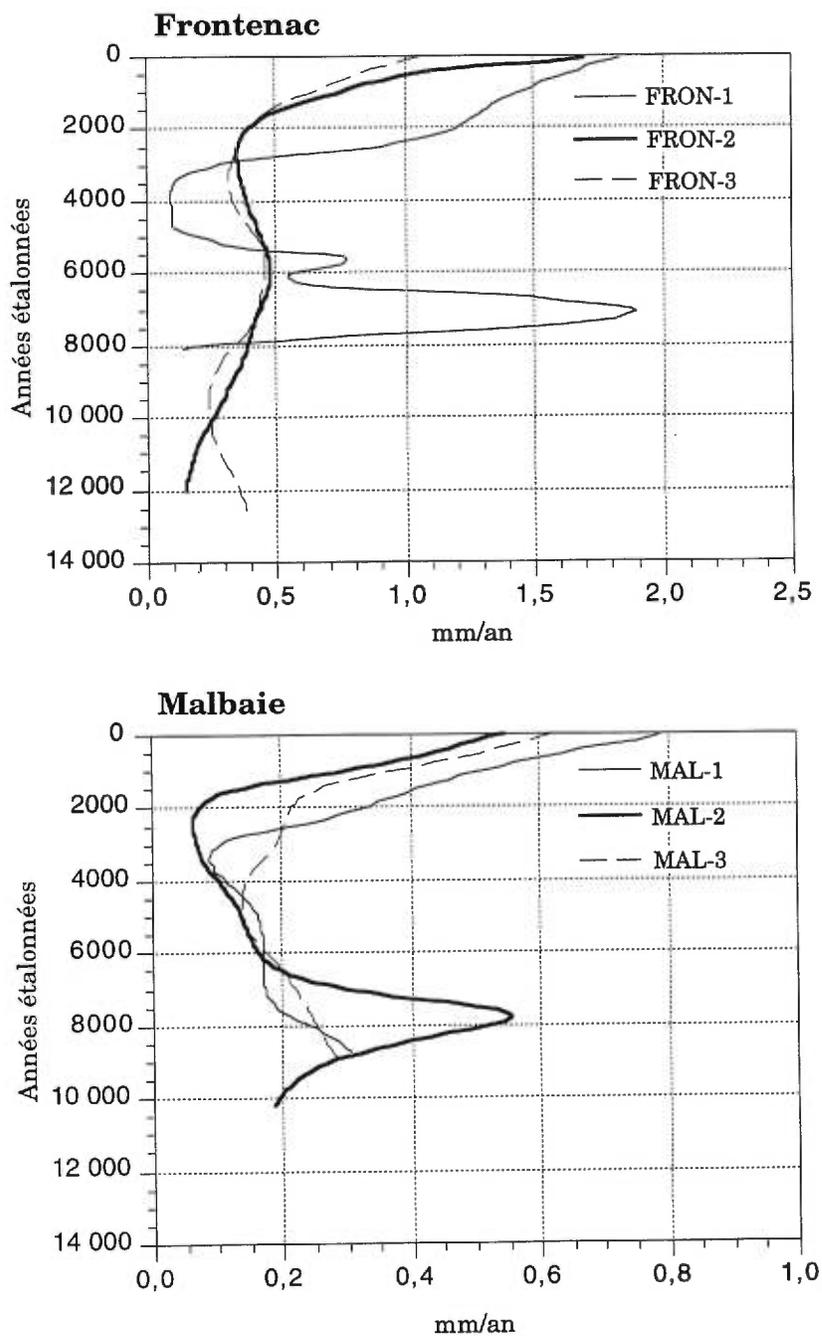


**Figure 4.8.** Histogrammes de l'entourbement spatial par millénaire (m<sup>2</sup>) à la tourbière du parc de Frontenac et à la tourbière du lac Malbaie.

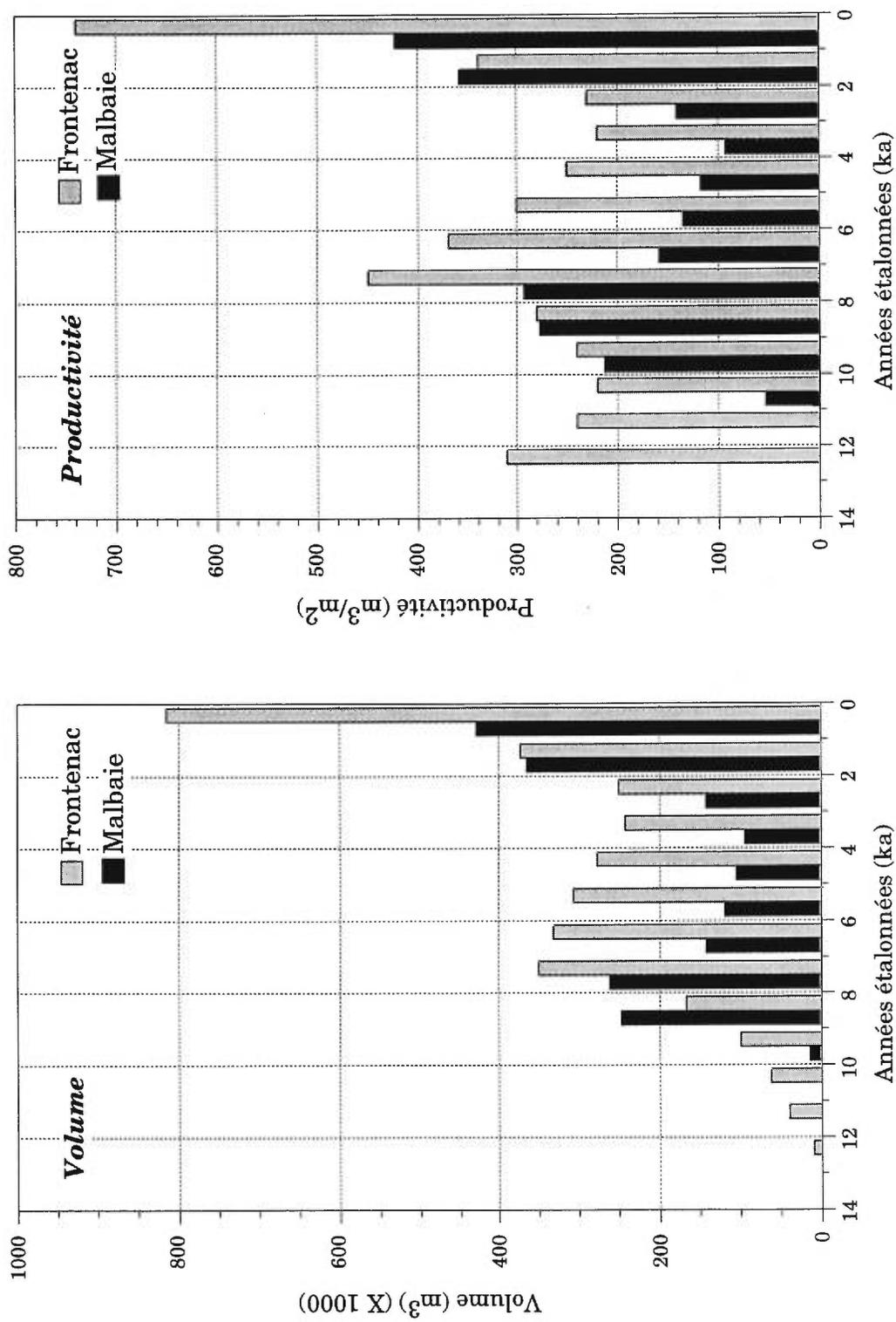
parc de Frontenac, l'accumulation volumique par millénaire fut peu importante entre 13 000 et 8000 ans BP, mais elle a toujours été croissante d'une période à l'autre, en raison de l'augmentation continue de la superficie entourée. Au cours des 5000 premières années, 11% du volume actuel (380 000 m<sup>3</sup>) a été accumulé, lors des phases d'étang et de fen très humide (Fig. 4.10 et Tab. IV-1). La productivité a augmenté de 11 000 à 8000 ans BP, indiquant que les conditions étaient de plus en plus favorables pour la productivité végétale et la formation de tourbe. De 8000 à 6000 ans BP, le volume accumulé fut très important, totalisant environ 20% du volume actuel de la tourbière. Cette importante accumulation survient alors que la croissance spatiale est aussi maximale (Fig. 4.8), et que le taux d'accumulation sédimentaire net est élevé aux trois points d'échantillonnage (Fig. 4.9). La productivité atteint également un maximum marqué entre 8000 et 7000 ans BP (Fig. 4.10). À cette époque, la tourbière était caractérisée par un fen à mélèzes aux conditions moins humides que celles qui prévalaient antérieurement (Tab. IV-1).

Une diminution graduelle du volume accumulé par millénaire et de la productivité se produisit ensuite jusque vers 3000 ans BP (Fig. 4.10). Ce déclin survient lors du ralentissement et de l'arrêt de la croissance spatiale entre 7000 et 4000 ans BP (Fig. 4.8). Une diminution générale du taux d'accumulation sédimentaire net est aussi observé pour les trois profils (Fig. 4.9). C'est durant cette période que survient le passage de la minérotrophie à l'ombrotrophie dans les secteurs FRON-2 et FRON-3 vers 5300-5000 ans BP (Tab. IV-1). Depuis 4000 ans, la tourbe ne s'accumule que verticalement, sans véritable croissance latérale. Une importante recrudescence caractérise les 2000 dernières années. Cette période a été particulièrement favorable à l'accumulation de la tourbe, période durant laquelle environ 35% du volume total de la tourbière s'est constitué. Le taux d'accumulation sédimentaire est alors maximal pour l'ensemble des profils (Fig. 4.9), de même que le taux de production de matière organique qui atteint un maximum pour l'ensemble de l'Holocène (Fig. 4.10).

À la tourbière du lac Malbaie, le volume net de tourbe accumulé par millénaire a été peu important entre 10 300 et 9000 ans en raison de la faible superficie recouverte par les étangs initiaux à cette époque (Fig. 4.10). La



**Figure 4.9.** Variation temporelle du taux d'accumulation sédimentaire net (mm/an) de chacun des profils de la tourbière du parc de Frontenac et de la tourbière du lac Malbaie.



**Figure 4.10** Histogrammes du volume net de tourbe par millénaire par  $m^2$  et de la productivité ( $m^3/m^2$ ) à la tourbière du parc de Frontenac et à la tourbière du lac Malbaie.

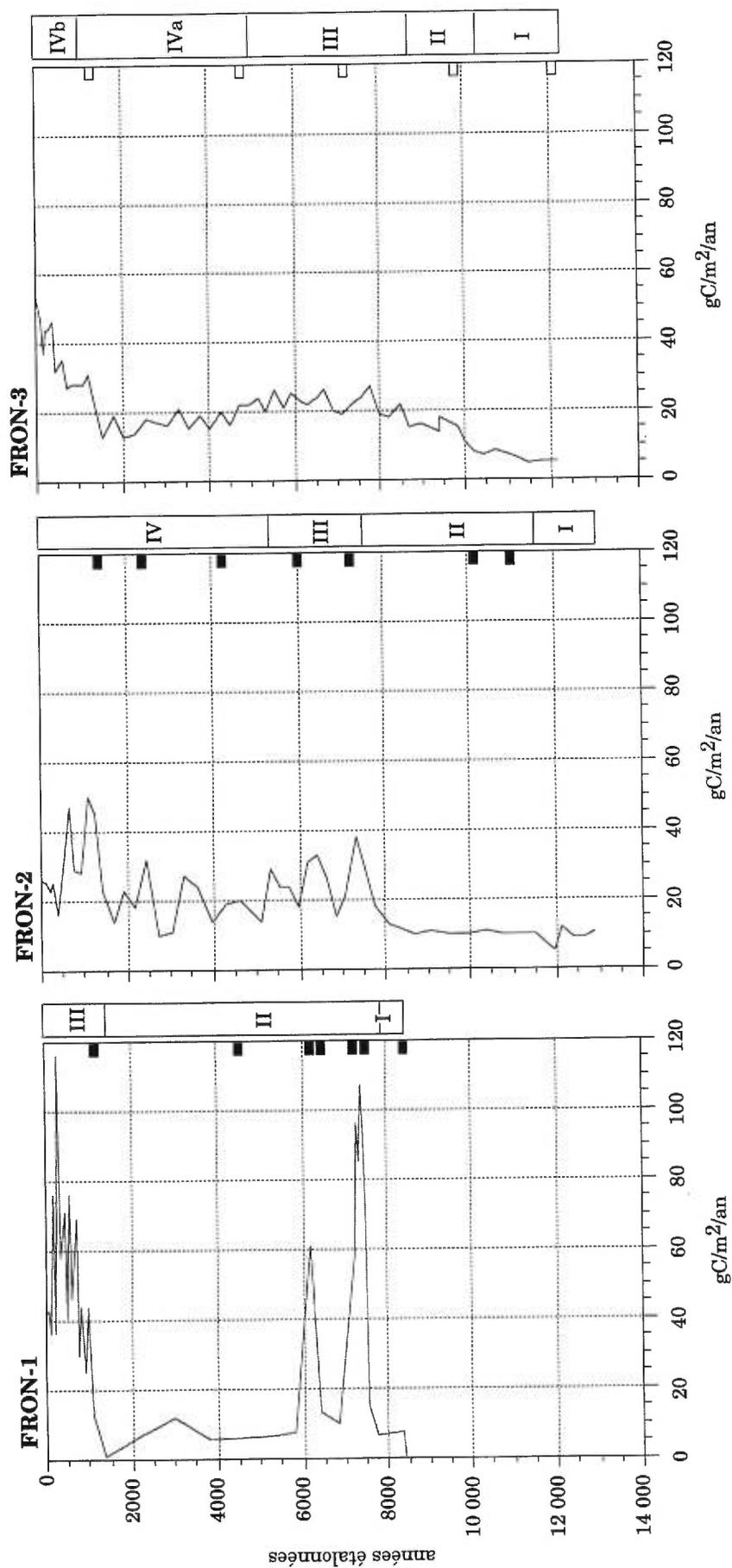
productivité était par contre relativement élevée au sein des étangs, atteignant des valeurs semblables à celles de la tourbière du parc de Frontenac à la même époque. Un important maximum de l'accumulation volumique et de la productivité survient entre 9000 et 7000 ans BP. Celui-ci correspond à l'épisode majeur de développement spatial ayant eu lieu de 9000 à 8000 ans BP. En seulement 2000 ans, environ le quart du volume actuel de la tourbière s'est constitué. Un fen très humide sans doute parsemé de mares dominait alors l'ensemble de la tourbière (Tab. IV-2).

Le rythme de l'accumulation volumique et le taux de production de matière organique ont chuté de près de la moitié entre 7000 à 6000 ans BP (Fig. 4.10). Ils diminueront progressivement jusque vers 3000 ans BP. Le taux d'accumulation sédimentaire net est alors aussi minimum pour les trois profils (Fig. 4.9). Le volume accumulé par millénaire est peu important entre 4000 et 3000 ans BP, où seulement 5% (95 000 m<sup>3</sup>) du volume s'est constitué, et ce, malgré une légère reprise de la croissance spatiale à la bordure ouest du site à la même époque. Finalement, comme à la tourbière du parc de Frontenac, l'Holocène supérieur montre une recrudescence majeure de l'accumulation de la tourbe et de la productivité végétale. Depuis 2000 ans, environ 40% du volume total de la tourbière s'est accumulé (Fig. 4.10).

#### **4.4.3 Le taux d'accumulation net du carbone**

À la tourbière du parc de Frontenac, le taux d'accumulation net du carbone des carottes FRON-2 et FRON-3 présente une évolution et des valeurs similaires, le taux moyen s'établissant à 21 gC/m<sup>2</sup>/an (Fig. 4.11). Pour l'ensemble des deux profils, les valeurs varient de 5 à 54 gC/m<sup>2</sup>/an. Bien que le taux moyen soit semblable, les valeurs montrent des fluctuations plus importantes au point FRON-2 depuis 8000 ans, alors qu'elles sont plus régulières au point FRON-3 (Fig. 4.11).

La succession des régimes trophiques est la même entre les deux points d'échantillonnage (Tab. IV-1). Le taux d'accumulation net moyen du carbone associé à chacun des régimes trophiques est également semblable



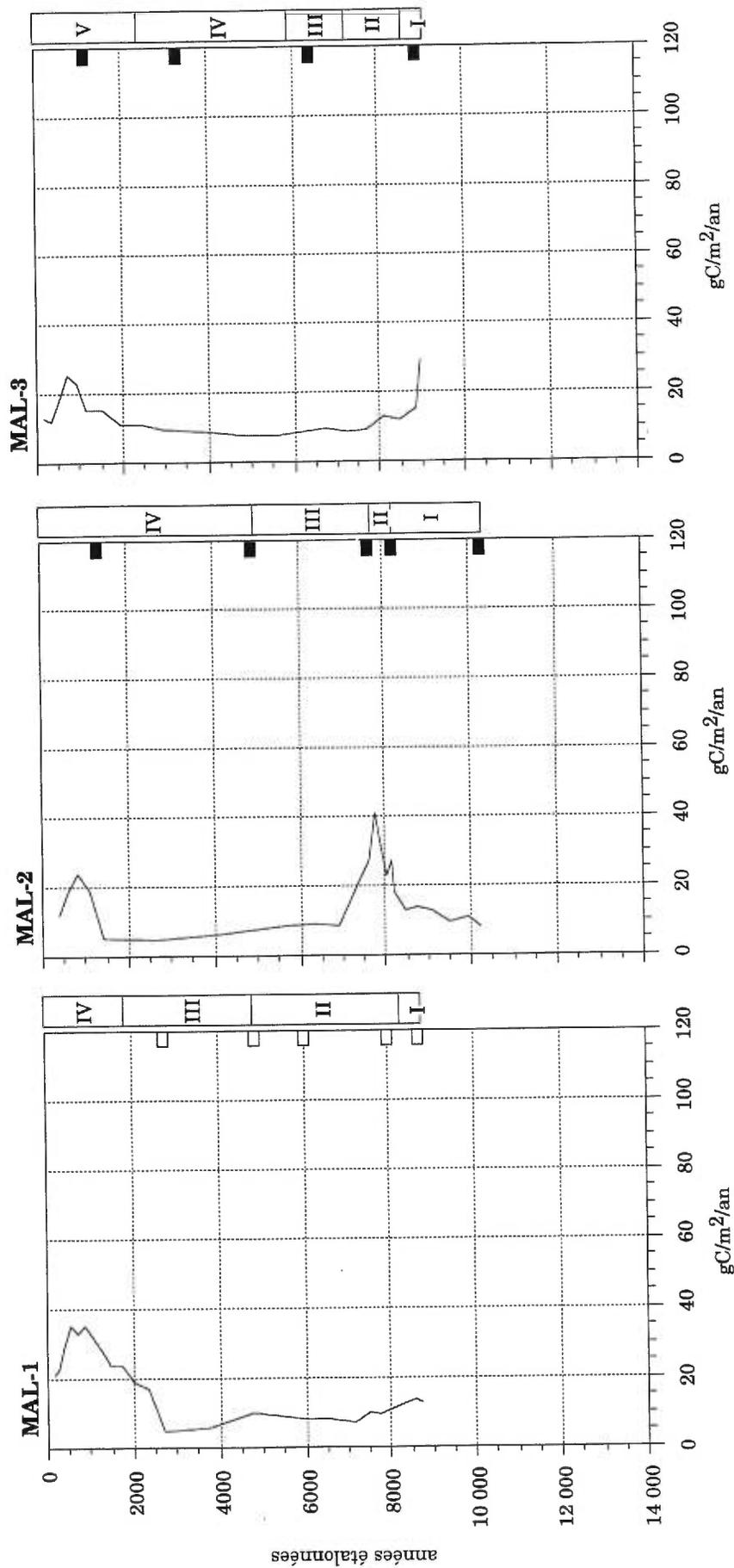
**Figure 4.11** Taux d'accumulation net du carbone à la tourbière du parc de Frontenac aux points d'échantillonnage FRON-1, FRON-2 et FRON-3. Les chiffres romains à la droite de chacune des courbes indiquent les étapes de la succession des régimes trophiques. Les carrés noirs marquent l'emplacement des niveaux datés, et les carrés blancs les dates obtenues par corrélations polliniques.

d'un profil à l'autre, en dépit du métachronisme qui a prévalu entre les profils FRON-2 et FRON-3. C'est dans la portion supérieure des carottes, depuis 1500 ans BP, que le taux est le plus élevé, celui-ci étant associé à taux d'accumulation sédimentaire net plus rapide de la tourbe (Fig. 4.9 et 4.11). Le rythme d'accumulation du carbone est aussi supérieur au taux moyen durant la constitution d'un fen moins humide à mélèzes (étape III), s'établissant alors à 26 et 23  $\text{gC/m}^2/\text{an}$  à FRON-2 et FRON-3. Il est par contre moins élevé suite au comblement des étangs initiaux, durant la constitution d'un fen très humide avec mares (étape II) (12 et 14  $\text{gC/m}^2/\text{an}$ ), et lors de l'ombrotrophication (étape IV) entre 5000 et 1500 ans BP (20 et 19  $\text{gC/m}^2/\text{an}$ ) (Fig. 4.11).

Au point d'échantillonnage FRON-1, le taux net d'accumulation du carbone présente également d'importantes fluctuations qui correspondent à des variations synchrones du taux d'accumulation sédimentaire net. Le taux moyen pour l'ensemble du profil est de 41  $\text{gC/m}^2/\text{an}$ , les valeurs oscillant entre 0,4 et 116  $\text{gC/m}^2/\text{an}$  (Fig. 4.11). Cette dernière valeur est la plus importante pour l'ensemble des profils de la tourbière. Trois périodes montrent un taux d'accumulation net élevé du carbone: vers 7500 ans BP (116  $\text{gC/m}^2/\text{an}$ ), 6200 ans BP (60  $\text{gC/m}^2/\text{an}$ ), et depuis 1200 ans (48  $\text{gC/m}^2/\text{an}$ ). En corollaire, de faibles valeurs caractérisent la période s'échelonnant de 6000 à 1500 ans BP (5  $\text{gC/m}^2/\text{an}$ ), celles-ci s'accompagnant d'une accumulation lente de la tourbe.

À la tourbière du lac Malbaie, le taux d'accumulation net du carbone est moins important et plus régulier comparativement à celui de la tourbière du parc de Frontenac (Fig. 4.12). Le taux moyen est similaire entre les trois profils, s'établissant respectivement à 17, 16 et 14  $\text{gC/m}^2/\text{an}$  à MAL-1, MAL-2 et MAL-3. Pour l'ensemble de la tourbière, les valeurs oscillent entre 5 et 41  $\text{gC/m}^2/\text{an}$ .

Du début de l'accumulation organique jusque vers 2000 ans BP, les trois profils montrent un taux d'accumulation du carbone relativement constant (8-10  $\text{gC/m}^2/\text{an}$ ), sans fluctuations majeures, et ce, malgré la succession des régimes trophiques et de la végétation tourbicole. Seul le point d'échantillonnage MAL-2 présente une augmentation importante entre 8000



**Figure 4.12** Taux d'accumulation net du carbone à la tourbière du lac Malbaie aux points d'échantillonnage MAL-1, MAL-2 et MAL-3. Les chiffres romains à la droite de chacune des courbes indiquent les étapes de la succession des régimes trophiques. Les carrés noirs indiquent l'emplacement des niveaux datés, et les carrés blancs les dates obtenues par corrélations sporopolliniques.

et 7500 ans BP ( $32 \text{ gC/m}^2/\text{an}$ ), pendant la constitution d'un fen très humide à mélèzes et épinettes noires suite au comblement de l'étang initial (Fig. 4.12 et Tab. IV-2). Ces valeurs élevées correspondent à un maximum synchrone du taux d'accumulation sédimentaire net de la tourbe (Fig. 4.9). Depuis environ 2000 ans, chacune des carottes montre une hausse du taux d'accumulation du carbone, celle-ci correspondant aussi à une augmentation du taux d'accumulation sédimentaire net (Fig. 4.9 et 4.12).

## 4.5 DISCUSSION

### 4.5.1 *Précision des résultats*

Les résultats présentés dans cette étude sont sujets à certaines imprécisions. Les premières sont liées aux isochrones de l'entourbement spatial. Ceux-ci, ainsi que les calculs de l'aire recouverte par les tourbières aux différentes époques de leur évolution dépendent du nombre de dates basales de la tourbe. À la tourbière du lac Malbaie, ce problème se pose moins car la majeure partie de l'actuelle superficie (80%) s'est entourbée entre 9000 et 8000 ans BP. Par contre, à la tourbière du parc de Frontenac, l'évolution spatiale fut un processus graduel. Les isochrones de la figure 4.5 indiquent la position la plus probable du front de progression de la tourbe pour chacun des millénaires. Des imprécisions surviennent sans doute aux endroits où aucune date n'est disponible, notamment dans les portions nord-est et sud de la tourbière. Cependant, des tests ont été réalisés où nous avons modifié la surface de chacun des isochrones en tenant compte des dates basales de la tourbe. En augmentant ou en diminuant la surface des isochrones, les superficies ont augmentées ou diminuées, selon le cas, de l'ordre de 2 à 6% par rapport à celles illustrées à la figure 4.5. Les surfaces calculées à partir de la figure 4.5 peuvent donc être sujettes à une marge d'erreur de quelques pourcents, entraînant des différences du même ordre pour les calculs des volumes de tourbe et de la productivité. De tels pourcentages d'erreur ne modifient pas l'évolution générale des résultats ni les périodes identifiées comme étant les plus ou les moins productrices et productives.

Une autre source d'imprécision concerne le taux d'accumulation sédimentaire net de la tourbe. Celui-ci est fonction du nombre de niveaux datés, et est considéré constant entre deux dates successives. Or, les concentrations polliniques extra-tourbicoles de chacun de profils des deux tourbières établies pour les études paléoécologiques montrent d'importantes fluctuations. Elles indiquent que le taux d'accumulation sédimentaire a varié plusieurs fois sur de plus courtes durées (Middeldorp, 1982).

Finalement, les calculs et les résultats présentés dans cette étude reposent sur une quantité limitée de données. Il est certain qu'un nombre plus élevé de dates basales, et que des informations portant sur le taux d'accumulation sédimentaire net en plusieurs points d'échantillonnage permettraient de raffiner les résultats. Cependant, la somme des volumes calculés par millénaire par chacune des tourbières correspond sensiblement à l'estimation du volume actuel des tourbières, ce qui démontre que les calculs pour chaque tranche temporelle ne sont pas entachés d'erreurs grossières. Ou alors, ces erreurs se seraient annulées mutuellement, ce qui est peu probable.

#### ***4.5.2 La comparaison du développement des tourbières avec les modèles théoriques***

Nos données empiriques portant sur la dynamique de l'entourbement des tourbières du parc de Frontenac et du lac Malbaie ne s'accordent pas avec les modèles hydrodynamiques portant sur la croissance des tourbières qui, rappelons-le, portent sur les bogs. À la tourbière du parc de Frontenac, l'accumulation organique initiale a débuté au sein de deux étangs initialement isolés. Suite à la paludification de ces derniers, l'expansion spatiale ne fut pas un processus constant. Régie essentiellement par des conditions minérotrophes, l'avancée du front d'entourbement ne s'est pas déroulée au même rythme dans toutes les directions. La topographie du substrat fut sans doute un facteur ayant contribué au ralentissement de la croissance spatiale entre 7000 et 4000 ans BP. À la tourbière du lac Malbaie, un épisode majeur d'entourbement est survenu entre 9000 et 8000 ans avant

l'actuel, alors que plus de 80% de l'aire actuelle de la tourbière fut recouverte, également sous un régime essentiellement minérotrophe.

Selon les modèles hydrodynamiques, la croissance spatiale des bogs dépend de l'épaisseur de tourbe au centre de la tourbière, et des apports d'eau provenant de la portion bombée (Ingram, 1982). Contrairement à ces modèles, une fois les conditions ombrotrophes établies au sein des tourbières du parc de Frontenac et du lac Malbaie, l'expansion spatiale fut négligeable, malgré un drainage de l'eau des portions bombées vers l'extérieur. Sous un régime ombrotrophe, les tourbières ont accumulé de la matière organique uniquement de manière verticale. Ces résultats appuient les conclusions de Korhola (1994) selon lesquelles l'accumulation verticale de la tourbe et la croissance spatiale des tourbières sont deux processus distincts, et qu'ils ne sont pas nécessairement liés hydrologiquement.

Le taux d'accumulation sédimentaire de chacun des profils des deux tourbières montrent des fluctuations dans le temps. L'évolution du rythme d'accumulation verticale de la tourbe n'a pas été la même d'un point à l'autre d'un même système tourbigène. Aucun des profils étudiés ne montre une diminution graduelle du taux d'accumulation sédimentaire en raison d'une lente décomposition anaérobique dans le catotème.

#### ***4.5.3 La dynamique de l'entourbement et les implications paléohydriques***

Les tourbières du parc de Frontenac et du lac Malbaie sont caractérisées par quatre grandes périodes relativement synchrones en ce qui a trait à la dynamique de l'accumulation de la tourbe. Le synchronisme des événements entre les deux sites permet d'inférer, pour certaines époques, des conditions du climat. Malgré que les deux tourbières couvrent une superficie similaire, le volume total de tourbe est moins important à la tourbière du lac Malbaie. Ceci s'explique par les conditions climatiques plus rigoureuses et des plus courtes saisons de croissance qui ont toujours prévalu en haute altitude dans la région du massif des Laurentides (Fig. 4.1).

#### 4.5.3.1 13 000-9000 ans BP

Les deux tourbières présentent une même origine. L'accumulation des premiers sédiments organiques s'est amorcée par le dépôt d'une tourbe telmatique au sein d'étangs (Tab. IV-1 et IV-2). Elle a débuté vers 12 800 ans BP à la tourbière du parc de Frontenac, suite à la disparition d'une calotte de glace résiduelle (Parent *et al.*, 1985; Parent et Occhietti, 1988), et vers 10 300 ans BP à la tourbière du lac Malbaie, environ 2500 ans après l'époque estimée du retrait des glaces dans le massif des Laurentides (Lasalle *et al.*, 1977; Parent *et al.*, 1985). Les tourbières présentent cependant une évolution spatiale différente, bien que dans les deux cas, elle ait été régie par des conditions strictement minérotrophes.

À la tourbière du parc de Frontenac, la croissance spatiale s'est graduellement accentuée suite à la paludification des étangs initiaux, et l'accumulation volumique de la tourbe fut toujours de plus en plus importante d'un millénaire à l'autre en raison de l'augmentation continue de la superficie. Le taux de production fut croissant après 11 000 ans BP, indiquant des conditions de plus en plus favorables pour la productivité végétale et la production de tourbe (Fig. 4.10). Vers 9000 ans BP, près de 40% de l'actuelle superficie était entourbée (Fig. 4.8). Cependant, seulement 10% du volume total de la tourbière s'était accumulé au cours des 4000 premières années. Suite à l'étape d'étang, le milieu se composait d'un fen très humide sans doute parsemé de mares, en raison de l'abondance des restes de plantes aquatiques dans les assemblages macrofossiles. Régionalement, les forêts ont été caractérisées successivement par une pessière (>12 100 ans BP), une sapinière (12 100-10 500 ans BP) et par la constitution des premières érablières vers 10 500 ans BP. Ces dernières comportaient d'abondantes populations de pin blanc (*Pinus strobus*) jusque vers 7000 ans BP.

Suite au retrait des glaces vers 13 000-12 700 ans BP dans la région de la tourbière du lac Malbaie, la persistance de glace de décrépitude au droit de la tourbière ou des conditions climatiques sans doute très rigoureuses ont empêché toute accumulation de matière organique pendant environ 2500 ans. De 10 300 à 9000 ans BP, le milieu se composait essentiellement de petits étangs. La productivité était par contre relativement élevée au sein de ceux-ci

(Fig. 4.10). Jusque vers 9000 ans BP, la région était dominée par une toundra arbustive à bouleau glanduleux. Les conditions climatiques froides étaient peu favorables à la croissance de la tourbière et à l'implantation des premiers arbres.

Cette première phase de l'évolution des tourbières témoigne, plus particulièrement pour la région méridionale de la tourbière du parc de Frontenac, d'un réchauffement graduel des températures suite au retrait des glaces, autorisant une croissance de plus en plus importante de la tourbière. Le climat devait par contre être relativement sec. En effet, la plupart des séquences sédimentaires du sud du Québec montrent des concentrations élevées en charbons de bois microscopiques (Richard, 1993), traduisant une incidence plus importante des feux à cette époque, et sans doute un climat sec favorable aux incendies. À la tourbière du parc de Frontenac, les influx de charbons des trois profils ne montrent pas de maximums prononcés à l'Holocène inférieur. Cependant, au lac Albion, situé à 30 km au sud-ouest de la tourbière (Fig. 4.1), un important maximum des influx survient vers 11 000 ans BP (Lavoie et Richard, en préparation).

Il semble que ce soit l'augmentation des températures, et non le régime pluviométrique, qui ait été le facteur le plus déterminant sur la productivité végétale des plantes tourbicoles et sur la production de tourbe à cette époque, une hausse des températures entraînant une plus grande productivité. Malgré des conditions climatiques sans doute plus sèches, les précipitations et les apports d'eau de ruissellement au sein des fens auront été suffisants pour permettre le maintien de conditions locales très humides et anaérobiques.

#### **4.5.3.2 9000-7000 ans BP**

La période s'échelonnant entre 9000 à 7000 ans a été, pour les deux tourbières, une époque majeure pour le développement spatial et volumétrique. Vers 9000 ans BP, une importante augmentation de la superficie entourbée survient pour les deux sites. À la tourbière du parc de Frontenac, ce fut la période où la croissance spatiale fut maximale, celle-ci

augmentant de 30% (Fig. 4.8). Vers 7000 ans BP, la tourbière couvrait déjà 70% de son actuelle superficie. De 8000 à 6000 ans BP, près de 20% du volume de la tourbière du parc de Frontenac s'est accumulé. Ce maximum s'accompagne d'une productivité élevée à la même époque, notamment entre 8000 et 7000 ans BP où elle est maximale. À la tourbière du lac Malbaie, plus de 80% de la surface actuelle fut entourbée entre 9000 et 8000 ans BP (Fig. 4.8). Le volume accumulé par millénaire atteint aussi un premier maximum (Fig. 4.10). La période comprise entre 9000 et 7000 ans BP représente une accumulation d'environ 25% du volume total de la tourbière du lac Malbaie. La productivité augmente d'une façon marquée à la même époque. Entre 9000 et 8000 ans avant l'actuel, malgré que des conditions climatiques plus fraîches prévalaient dans le massif des Laurentides comparativement au sud du Québec, indiquées par la persistance de forêts régionales ouvertes, la productivité à la tourbière du lac Malbaie était similaire à celle de la tourbière du parc de Frontenac.

Ces augmentations majeures de la superficie entourbée, de l'accumulation volumique et de la productivité, témoignent, au premier abord, d'un changement climatique. Dans la région de la tourbière du parc de Frontenac, un climat plus chaud et sans doute un peu plus humide que celui qui prévalait antérieurement pourrait expliquer une telle croissance de la tourbière, correspondant à la constitution des premières érablières régionales. Les diagrammes polliniques de la tourbière affichent un maximum de représentation du pin blanc jusque vers 7000 ans BP, témoignant que le climat était plus chaud (T. Webb *et al.*, 1993; Richard, 1994). Des conditions climatiques aussi plus humides ont été proposées à cette époque pour le sud du Québec par Filion (1987) et par Bhiry et Filion (1996). Dans la région de Saint-Flavien au nord de la tourbière du parc de Frontenac (Fig. 4.1), l'accumulation d'un dépôt de tourbe au sein d'une dépression interdunaire sur des sables podzolisés a débuté vers 8300 ans BP. Ces auteurs ont attribué le déclenchement de l'entourbement à une élévation du niveau de la nappe phréatique, en raison de l'établissement de conditions climatiques plus humides. À la tourbière de Farnham (Fig. 4.1; Lavoie *et al.*, 1995), des mares se sont formées vers 7700 ans BP, témoignant aussi en faveur d'une augmentation des précipitations et d'une baisse de l'évapotranspiration. Toutefois, nous ne pouvons attribuer l'importante

croissance de la tourbière du parc de Frontenac uniquement au régime hydrique. Les températures plus chaudes ont certainement été déterminantes sur la productivité des plantes tourbicoles et sur l'accumulation de la tourbe.

Dans la région du massif des Laurentides, l'importante expansion spatiale de la tourbière du lac Malbaie correspond à la migration régionale des premiers arbres, et à la constitution de forêts ouvertes dominées par l'épinette noire et le sapin baumier suite à l'épisode de toundra arbustive. Ces éléments témoignent d'un réchauffement certain des températures. L'importance du volet hydrique sur la croissance de la tourbière à cette époque est par contre plus difficile à circonscrire. En effet, les influx des charbons microscopiques sont maximums entre 9000 et 7500 ans BP, militant en faveur de feux fréquents et d'un climat peut-être plus sec et orageux. Dans le massif des Laurentides, il ne fait aucun doute que l'augmentation des températures a été un facteur primordial sur la dynamique de l'entourbement à l'Holocène inférieur.

#### **4.5.3.3 7000-3000 ans BP**

La période s'échelonnant entre 7000 et 3000 ans BP correspond à un ralentissement graduel et à l'arrêt de l'entourbement spatial à la tourbière du parc de Frontenac, de même qu'à un déclin progressif de la quantité de tourbe accumulée par millénaire et de la productivité pour les deux sites (Fig. 4.8 et 4.10).

Le ralentissement du rythme de la croissance spatiale survenant à la tourbière du parc de Frontenac, et son arrêt apparent vers 4000 ans BP, ne sont pas nécessairement liés uniquement à des facteurs climatiques. Ils résulteraient en partie du substrat sur lequel progressait la tourbière qui impose un gradient plus important des pentes vers la périphérie actuelle du site (Fig. 4.4). Le gradient des pentes, supérieur à 0,5%, aurait été suffisant pour entraîner un ralentissement de l'entourbement. Des observations similaires ont aussi été notées en Scandinavie, où de tels gradients ont provoqué une importante diminution de l'expansion des tourbières (Korhola,

1994; Almquist-Jacobson et Foster, 1995). À la tourbière du lac Malbaie, l'entourbement spatial semble avoir été inexistant depuis 8000 ans BP, à l'exception d'une avancée beaucoup plus tardive à la marge ouest du site entre 4000 et 3000 ans BP (Fig. 4.8). La topographie du substrat a peut être été un facteur responsable du délai de l'entourbement à la bordure ouest, mais elle n'a sûrement pas été déterminante, comme en font foi les âges aux autres bordures, similaires à ceux au centre du système.

Un déclin de l'accumulation volumique et de la productivité se produit aussi pour les deux tourbières dès 7000 ans BP (Fig. 4.10). À la tourbière du parc de Frontenac, il est très graduel et est attribué, du moins en partie, au ralentissement et à l'arrêt éventuel de l'expansion spatiale. Le taux d'accumulation sédimentaire net des profils FRON-2 et FRON-3 a par contre augmenté graduellement à la même époque pour atteindre un maximum vers 5000 ans BP (Fig. 4.9), témoignant que les conditions étaient toujours favorables à l'accumulation de la tourbe. À la tourbière du lac Malbaie, le déclin est beaucoup plus marqué, la quantité de tourbe accumulée et la productivité chutant abruptement entre 7000 et 6000 ans BP, comparativement au millénaire précédent où elles étaient maximales. Cette réduction s'accompagne aussi d'une diminution synchrone du taux d'accumulation sédimentaire net des profils MAL-1, MAL-2 et MAL-3 (Fig. 4.9).

Vers 5000 ans BP, les deux tourbières totalisaient environ 40% de leur volume actuel. C'est à cette époque qu'a eu lieu l'établissement de conditions ombrotrophes (Tab. IV-1 et IV-2). À la tourbière du parc de Frontenac, le passage de la minérotrophie vers l'ombrotrophie a été relativement synchrone entre les profils FRON-2 et FRON-3 (5300-5000 ans BP). À la tourbière du lac Malbaie, l'établissement des conditions ombrotrophes a été métachrone entre les points d'échantillonnage, ayant eu lieu vers 5000 ans au point MAL-2, et plus tardivement aux stations MAL-1 et MAL-3 (1800 et 2400 ans BP) (Tab. IV-2). La période comprise entre 4000 et 3000 ans BP fut celle où l'accumulation de la tourbe et la productivité furent minimums pour les deux sites au cours des 9000 dernières années (Fig. 4.10). Elle représente environ 7% du volume total. Le taux d'accumulation sédimentaire net atteint également un minimum pour les deux sites à cette époque (Fig. 4.9).

En raison de l'évolution similaire et du caractère synchrone de l'accumulation volumique et de la productivité entre les deux tourbières, un contrôle climatique pourrait, au premier abord, être invoqué. Une réduction des précipitations, une augmentation de l'évapotranspiration sous un climat plus chaud, ou des températures plus fraîches sont des facteurs climatiques qui peuvent produire des conditions moins favorables à la croissance des tourbières. Il est peu probable qu'un climat plus frais soit responsable des observations précédentes. En effet, dans le massif des Laurentides, la densification du couvert forestier et la fermeture des forêts surviennent entre 8000 et 7000 ans BP, témoignant plutôt d'une augmentation des températures. Au sud, dans la région de la tourbière du parc de Frontenac, l'implantation d'essences thermophiles telles *Tsuga canadensis*, *Fagus grandifolia*, *Carya ovata* et *Tilia americana* suggère aussi un climat relativement chaud. L'importante augmentation de la représentation de la pruche (*Tsuga canadensis*) dans les peuplements forestiers vers 7000 ans BP suite au maximum du pin blanc milite aussi en faveur d'un climat plus humide qu'antérieurement (R.S. Webb *et al.*, 1993; Richard, 1994). Si l'évolution de la dynamique de l'accumulation de la tourbe à la tourbière du parc de Frontenac durant l'Holocène moyen reflète une tendance vers des conditions moins humides, celle-ci aurait été par contre très graduelle puisque malgré une légère diminution, la productivité et le taux d'accumulation sédimentaire net des profils FRON-2 et FRON-3 sont demeurés importants jusque vers 5000 ans BP, le taux d'accumulation sédimentaire atteignant alors un maximum (Fig. 4.9).

Des facteurs authigènes peuvent aussi être invoqués. Contrairement aux profils FRON-2 et FRON-3, le taux d'accumulation sédimentaire dans l'actuelle portion minérotrophe de la tourbière (FRON-1) montre une importante diminution vers 7000 ans BP, indiquant une dynamique contrastée entre les différentes portions du site, et une accumulation de la tourbe sans doute régie par des facteurs authigènes. Cette diminution du taux d'accumulation sédimentaire à FRON-1 a donc eu un impact sur l'accumulation volumique totale et sur la productivité de l'ensemble de la tourbière. À la tourbière du lac Malbaie, les analyses macrofossiles ont montré que les conditions locales sont demeurées très humides jusque vers 2400 ans BP au point MAL-3 et 1900 ans BP aux environs du point

d'échantillonnage MAL-1 (Tab. IV-2). La présence de mousses brunes (*Drepanocladus exannulatus*) indique que la nappe phréatique était élevée et à la surface de la tourbe. Des mares se sont aussi constituées au point MAL-3 entre 5800 et 2400 ans BP. Nous avons suggéré que la diminution du taux d'accumulation sédimentaire net des trois profils était le résultat d'une importante décomposition anaérobie par des cyanobactéries fixatrices d'azote, processus similaire à la corrosion de la matière organique ayant lieu dans les mares (Seppälä et Koutaniemi, 1985; Hamilton *et al.*, 1994). Le déclin de l'accumulation volumique de la matière organique et de la productivité à la tourbière du lac Malbaie serait donc en premier lieu le résultat d'un processus biotique, reléguant le climat au second plan.

#### 4.5.3.4 3000-0 ans BP

Une recrudescence majeure de l'accumulation de la tourbe caractérise les 3000 dernières années, notamment depuis 2000 ans, alors que 35% et 40% du volume total de la tourbière du parc de Frontenac et de la tourbière du lac Malbaie se sont mis en place d'une façon essentiellement verticale, sans véritable croissance spatiale (Fig. 4.8 et 4.10). Le taux d'accumulation sédimentaire net de chacune des carottes est maximal pour l'ensemble de l'Holocène (Fig. 4.9), de même que la productivité (Fig. 4.10). Cette dynamique de l'entourbement résulte sans doute d'une augmentation des précipitations. En effet, pour l'ensemble du nord-est américain, une élévation progressive des niveaux lacustres est observée à l'Holocène supérieur, traduisant des conditions climatiques plus fraîches et plus humides (T. Webb *et al.*, 1993). De plus, les influx de charbons de bois microscopiques des deux tourbières montrent un maximum prononcé au cours des 2000-1500 dernières années. Des incursions plus fréquentes de l'air froid vers le sud et le déplacement du front arctique à sa position actuelle auraient provoqué la création de conditions atmosphériques instables, en raison de la rencontre de l'air froid et de l'air chaud. Cette instabilité favorise la formation de cellules orageuses et le déclenchement des feux. L'interprétation d'un climat plus frais et plus humide d'après la dynamique de l'entourbement s'accorde avec l'hypothèse d'une augmentation générale des précipitations et des conditions estivales plus fraîches pour le nord-est

américain durant l'Holocène supérieur d'après l'analyse pollinique à haute résolution de quelques lacs (Gajewski, 1987; 1988), et d'un déplacement vers le sud à sa position actuelle du front arctique d'après l'élévation généralisée des niveaux d'eau (Harrison et Metcalfe, 1985).

En Scandinavie, l'Holocène supérieur correspond aussi à une accumulation majeure de la tourbe. Korhola *et al.* (1995) ont estimé que plus des deux tiers du volume de la tourbière Reksuo en Finlande, d'un âge de 8600 ans BP, se sont constitués au cours des 3500 dernières années, essentiellement sous forme de tourbe ombrotrophe. Cette importante accumulation a aussi été attribuée à un changement climatique vers des conditions plus fraîches et plus humides, et elle correspond à une élévation des niveaux lacustres suite à une période antérieure de bas niveaux (Digerfeldt, 1988).

Les diagrammes sporopolliniques réalisés pour les deux tourbières montrent une importante recrudescence de la représentation pollinique de l'épinette noire depuis environ 1500 ans. À la tourbière du parc de Frontenac, les analyses macrofossiles indiquent aussi la réimplantation de l'épinette noire sur la tourbière (Tab. IV-1). À titre d'hypothèse, les conditions fraîches et humides de l'Holocène supérieur auraient permis la constitution des carrs (pessières, mélèzins) qui ceinturent actuellement les tourbières. Il est possible également que ces conditions climatiques aient favorisé une reprise de l'entourbement spatial et une nouvelle avancée des tourbières au détriment des forêts périphériques (Klinger, 1996). Une étude stratigraphique des carrs permettrait de vérifier cette hypothèse.

#### **4.5.4 Le rythme d'accumulation net du carbone**

Pour chacun des profils analysés, l'évolution du taux d'accumulation net du carbone suit, en général, celle du taux d'accumulation sédimentaire net de la tourbe. Une augmentation du taux d'accumulation du carbone s'accompagne d'un taux plus élevé de l'accumulation sédimentaire. En corollaire, une accumulation plus lente de la matière organique correspond à de plus faibles valeurs du taux d'accumulation net du carbone.

Ces résultats s'expliquent surtout par le fait que l'accumulation du carbone dépend en partie du rythme auquel la tourbe s'accumule. Comme le contenu en matière organique est relativement identique pour chacun des échantillons analysés (pertes au feu supérieures à 95%) à l'exception de ceux de la tourbe telmatique (<70%), chacun des échantillons montre donc un contenu similaire en carbone. Les fluctuations du taux d'accumulation net du carbone entre deux niveaux datés, comme c'est le cas des profils FRON-2 et FRON-3 (Fig. 4.11), s'expliquent par la densité de la tourbe, qui elle, varie d'un échantillon à l'autre. Ainsi, les changements du taux net d'accumulation du carbone pourraient traduire des fluctuations du rythme de l'accumulation verticale de la tourbe dans l'acrotelme, une tourbe plus décomposée, et donc plus dense, s'accompagnant d'une augmentation du taux d'accumulation du carbone, et *vice-versa*. Ces données apportent des renseignements supplémentaires permettant de préciser les fluctuations de l'accumulation sédimentaire nette de la tourbe, fluctuations non détectées à l'aide des seules données chronologiques en raison de l'intervalle entre les niveaux datés. Au point d'échantillonnage FRON-1 depuis 6000 ans, et pour les trois profils de la tourbière du lac Malbaie, le taux d'accumulation net du carbone est relativement constant entre les niveaux datés (Fig. 4.11 et 4.12), ce qui suggère un rythme d'accumulation de la tourbe plus régulier, sans fluctuations importantes entre les horizons datés.

Les données portant sur le taux d'accumulation postglaciaire du carbone des tourbières sont encore fragmentaires. Au Québec, elles sont inexistantes. En Amérique du Nord, Gorham (1991) a estimé que le taux moyen pour l'ensemble des tourbières des régions boréale et subarctique s'établissait à 29 gC/m<sup>2</sup>/an pour les 4600 dernières années. En Alberta, le taux a varié de 14 à 35 gC/m<sup>2</sup>/an au cours des 9000 dernières années pour une tourbière à épinette noire (Kuhry et Vitt, 1996). En région subarctique, les valeurs oscillent entre 10 et 35 gC/m<sup>2</sup>/an (Ovenden, 1990), et elles ont varié de 10 à plus de 60 gC/m<sup>2</sup>/an pour une tourbière en Alaska (Billings, 1987). En région tempérée, l'étude de quatre tourbières ombrotrophes et d'une tourbière minérotrophe au Maine a révélé un taux d'accumulation du carbone de 20 à 26 gC/m<sup>2</sup>/an pour les bogs, et de 27 gC/m<sup>2</sup>/an pour le fen (Tolonen *et al.*, 1988).

En Europe, les résultats des travaux scandinaves indiquent des valeurs plus élevées pour les bogs, et des différences nettes selon la répartition géographique des tourbières (Korhola *et al.*, 1995; Tolonen et Turunen, 1996). En Finlande, le taux moyen d'accumulation du carbone des tourbières ombrotrophes est de 24 gC/m<sup>2</sup>/an, alors qu'il est de 15 gC/m<sup>2</sup>/an pour les tourbières minérotrophes (Tolonen et Turunen, 1996; Mäkilä, 1997). Observé sous l'angle géographique, il est moins élevé pour les tourbières des régions boréales (21 gC/m<sup>2</sup>/an), comparativement à celui des tourbières situées plus au sud, en position hémiboréale, qui est de 36 gC/m<sup>2</sup>/an (Korhola *et al.*, 1995; Tolonen et Turunen, 1996). En URSS, un taux d'accumulation du carbone très élevé a été retracé pour les fens, variant de 72 à 80 gC/m<sup>2</sup>/an (Botch *et al.*, 1995). Il est par contre deux fois moins élevé pour les bogs, se situant à 31 gC/m<sup>2</sup>/an. Les résultats livrés par ces études ne permettent pas de généraliser des valeurs spécifiques pour les fens et les bogs. Par contre, ils indiquent un contraste d'ordre géographique entre les tourbières des régions méridionales, et celles situées plus au nord.

À la tourbière du parc de Frontenac, le taux d'accumulation net du carbone a varié au cours du temps, étant plus élevé entre 8000 et 5000 ans BP aux points FRON-2 (26 gC/m<sup>2</sup>/an) et FRON-3 (23 gC/m<sup>2</sup>/an), durant la constitution d'un fen à mélèzes (Fig. 4.11; étape III). Il est également plus élevé depuis 1500 ans où il atteint un maximum (50-55 gC/m<sup>2</sup>/an). Durant la phase ombrotrophe de la tourbière entre 5000 et 1500 ans BP (étape IV), le taux moyen est similaire entre les deux profils (19 gC/m<sup>2</sup>/an). Il est par contre inférieur à celui observé pour les tourbières ombrotrophes scandinaves (Korhola *et al.*, 1995; Tolonen et Turunen, 1996). À la tourbière du lac Malbaie, le taux d'accumulation du carbone est moins élevé qu'à la tourbière du parc de Frontenac (14-17 gC/m<sup>2</sup>/an). Il augmente au cours des 1500 dernières années, atteignant entre 20 et 30 gC/m<sup>2</sup>/an (Fig. 4.12). Située plus au nord et à une altitude plus élevée (800 m), la tourbière du lac Malbaie affiche des valeurs similaires à celles des régions septentrionales de l'Amérique du Nord (Ovenden, 1990). Les différences entre les deux tourbières confirment les écarts reliés à la localisation géographique, aux conditions climatiques plus fraîches et aux plus courtes saisons de croissance sévissant à la tourbière du lac Malbaie dans la région du massif

des Laurentides, comparativement à la tourbière du parc de Frontenac où les températures estivales sont plus élevées.

#### 4.6 CONCLUSION

L'étude du développement spatio-temporel des tourbières, de la quantification du volume de tourbe ( $m^3$ ) et de la productivité ( $m^3/m^2$ ) aux différentes époques de l'Holocène, ont permis de retracer une évolution similaire de la dynamique d'ensemble de l'accumulation de la biomasse pour les deux tourbières. L'évolution des deux sites présente quatre grandes phases qui permettent, pour certaines périodes, d'inférer des conditions hydriques et thermiques du climat. Contrairement à l'idée générale d'une accumulation de la tourbe régie en premier lieu par le bilan hydrique, les résultats indiquent que les aspects thermiques ont été aussi importants que le régime pluviométrique. Pour d'autres périodes, le contrôle du climat sur l'entourbement demeure difficile à établir en raison du rôle des facteurs authigènes sur l'accumulation de la tourbe (Kuhry *et al.*, 1992; 1993; Hu et Davis, 1995), plus particulièrement à l'Holocène moyen. Quatre principales périodes ont été reconnues pour le développement des tourbières.

(1) De 13 000 à 9000 ans BP, des conditions climatiques plutôt fraîches et sèches devaient sévir au sud du Québec dans la région du parc de Frontenac. Le volume net de tourbe est demeuré relativement peu important en raison de la petite superficie recouverte par la tourbière. L'accumulation volumique ainsi que la productivité furent cependant de plus en plus importantes entre 11 000 et 9000 ans BP. L'augmentation des températures a été déterminante sur la productivité et la dynamique de l'entourbement. Dans le massif des Laurentides, un climat froid n'a pas permis à la tourbière de croître d'une façon importante, celle-ci étant alors constituée de petits étangs.

(2) Une croissance majeure des tourbières est survenue entre 9000 et 7000 ans avant l'actuel. À cette époque, le développement spatial, la quantité de tourbe accumulée et la productivité furent maximums. Cette évolution suggère des conditions climatiques plus chaudes que celles qui prévalaient au cours de la période antérieure. Au sud, dans la région de la tourbière du

parc de Frontenac, les conditions climatiques étaient sans doute aussi un peu plus humides. Comme ce fut le cas lors de la période précédente, l'augmentation des températures a sans doute été un facteur important sur la productivité végétale et sur la dynamique de l'entourbement des deux tourbières.

(3) Une diminution de la croissance spatiale, de la productivité et de l'accumulation volumique caractérise les deux tourbières entre 7000 et 3000 ans avant l'actuel. Elle est particulièrement marquée à la tourbière du lac Malbaie. Ce déclin résulterait de l'activité anaérobie des cyanobactéries, celles-ci ayant entraîné une importante décomposition de la tourbe. Plus au sud, à la tourbière du parc de Frontenac, malgré une baisse synchrone de la productivité et de l'accumulation volumique entre 7000 et 3000 ans BP, le taux d'accumulation sédimentaire a augmenté et atteint un maximum vers 5000 ans BP. Une part de la réduction de l'accumulation volumique est liée au ralentissement de la croissance spatiale. C'est surtout dans l'actuelle portion minerotrophe de la tourbière que le taux d'accumulation sédimentaire fut bas dès 7000 ans BP. Ce contraste entre les profils de la tourbière reflète une accumulation authigène de la tourbe. Il est difficile de déduire des conditions du climat durant cette période à l'aide des tourbières en raison des facteurs authigènes.

(4) Un retour vers des conditions climatiques plus fraîches et plus humides est traduit par les tourbières depuis 2000 ans. Il s'agit d'une période de développement majeur, représentant près de 40% du volume total de chacune des tourbières. L'accumulation a eu lieu d'une manière uniquement verticale, sans véritable croissance spatiale.

#### 4.7 RÉFÉRENCES

- Aaby, B. et Tauber, H., 1974. Rates of peat formation in relation to degree of humification and local environment, as shown by studies of a raised bog in Denmark. *Boreas*, 4: 1-17.
- Almquist-Jacobson, H., 1994. Interaction of the Holocene climate, water balance, vegetation, fire, and the cultural land-use in Swedish Borderland. LUNDQUA thesis, Lund University.
- Almquist-Jacobson, H., 1995. Lake-level fluctuations at Ljustjärnen, central Sweden and their implications for the Holocene climate of Scandinavia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 118: 269-290.
- Almquist-Jacobson, H. et Foster, D.R., 1995. Toward an integrated model for raised-bog development: theory and field evidence. *Ecology*, 76: 2503-2516.
- Barber, K.E., 1981. *Peat stratigraphy and climatic change. A palaeoecological test of the theory of cyclic peat bog regeneration*. Balkema, Rotterdam.
- Bengstonn, L. et Enell, M., 1986. Chemical analysis. Pages 423-451 in Berglund, B.E. (éd.). *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons, New York.
- Bhiry, N. et Filion, L., 1996. Holocene plant succession in a dune-swale environment of southern Québec: a macrofossil analysis. *Écoscience*, 3: 330-342.
- Billings, W.D., 1987. Carbon balance of alaskan tundra and taiga ecosystems: past, present and future. *Quaternary Science Reviews*, 6: 165-177.

- Botch, M.S., Kobak, K.I., Vinson, T.S. et Kolchugina, T.P., 1995. Carbon pools and accumulation in peatlands of the former Soviet Union. *Global Biogeochemical Cycles*, 9: 37-46.
- Clymo, R.S., 1984. The limits to peat bog growth. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London, Series B*, 303: 605-654.
- Clymo, R.S., 1991. Peat growth. Pages 76-112 in Shane, L.C.K. et Cushing, E.J. (éd.). *Quaternary Landscapes*. Minnesota University Press, Minneapolis.
- Clymo, R.S., Turunen, J. et Tolonen, K., 1998. Carbon accumulation in peatland. *Oikos*, 81: 368-388.
- Damman, A.W.H., 1979. Geographic patterns in peatland development in eastern North America. Pages 42-57 in Kivinen, E., Heikurainen, L. et Pakarinen, P. (éd.). *Proceedings of the International Symposium on Classification of Peat and Peatlands*. International Peat Society, Hyttälä, Finland.
- Dean, W.E., 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44: 242-248.
- Digerfeldt, G., 1988. Reconstruction and regional correlation of Holocene lake-level fluctuations in Lake Bysjön, south Sweden. *Boreas*, 17: 165-182.
- Filion, L., 1987. Holocene development of parabolic dunes in the central St. Lawrence Lowland, Québec. *Quaternary Research*, 28: 196-209.
- Foster, D.R. et King, G.A., 1984. Landscape features, vegetation and developmental history of a patterned fen in south-eastern Labrador, Canada. *Journal of Ecology*, 72: 115-143.

- Foster, D.R. et Wright, H.E., Jr., 1990. Role of ecosystem development and climate change in bog formation in central Sweden. *Ecology*, 71: 450-463.
- Foster, D.R., Wright, H.E., Jr., Thelaus, M. et King, G.A., 1988. Bog development and landform dynamics in central Sweden and south-eastern Labrador, Canada. *Journal of Ecology*, 76: 1164-1185.
- Gajewski, K., 1987. Climatic impacts on the vegetation of eastern North America during the past 2000 years. *Vegetatio*, 68: 179-190.
- Gajewski, K., 1988. Late Holocene climate changes in eastern North America estimated from pollen data. *Quaternary Research*, 29: 255-262.
- Glaser, P.H. et Janssens, J.A., 1986. Raised bogs in eastern North America: transitions in landforms and gross stratigraphy. *Canadian Journal of Botany*, 64: 395-415.
- Gorham, E., 1991. Northern peatlands: role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. *Ecological Applications*, 1: 182-195.
- Hamilton, J.D., Kelly, C.A., Rudd, J.W., Hesslein, R.H. et Roulet, N.T., 1994. Flux to the atmosphere of CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> from wetland ponds on the Hudson Bay lowlands (HBLs). *Journal of Geophysical Research*, 99(D1): 1495-1510.
- Harrison, S.P. et Metcalfe, S.E., 1985. Variations in lake levels during the Holocene in North America: an indicator of changes in atmospheric circulation patterns. *Géographie physique et Quaternaire*, 39: 141-150.
- Heinselman, M.L., 1970. Landscape evolution, peatland types, and the environment in the Lake Agassiz Peatlands. *Ecological Monographs*, 40: 235-261.
- Hu, F.S. et R.B. Davis, 1995. Postglacial development of a Maine bog and paleoenvironmental implications. *Canadian Journal of Botany*, 73: 638-649.

- Ingram, H.A.P., 1982. Size and shape in raised mire ecosystems: a geophysical model. *Nature*, 297: 300-303.
- Ikonen, L., 1993. Holocene development and peat growth of the raised bog Pesänsuo in southwestern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 370, 58 p.
- Janssens, J.A., Hansen, B.C.S., Glaser, P.H. et Whitlock, C., 1992. Development of a raised-bog complex. Pages 189-221 in Wright, H.E., Jr., Coffin, B.A. et Aaseng, N.E. (éd.). *The Patterned Peatlands of Minnesota*. University of Minnesota Press, Minneapolis.
- Jowsey, P.C., 1966. An improved peat sampler. *New Phytologist*, 65: 245-248.
- Klinger, L.F., 1996. The myth of the classic hydrosere model of bog succession. *Arctic and Alpine Research*, 28: 1-9.
- Korhola, A., 1994. Radiocarbon evidence for rates of lateral expansion in raised mires in southern Finland. *Quaternary Research*, 42: 299-307.
- Korhola, A., Tolonen, K., Turunen, J. et Jungner, H., 1995. Estimating long-term carbon accumulation rates in boreal peatlands by radiocarbon dating. *Radiocarbon*, 37: 575-584.
- Korhola, A., Alm, J., Tolonen, K., Turunen, J. et Jungner, H., 1996. Three-dimensional reconstruction of carbon accumulation and CH<sub>4</sub> emission during nine millenia in a raised mire. *Journal of Quaternary Science*, 11: 161-165.
- Kuhry, P., Hasley, L.A., Bayley, S.E. et Vitt, D.H., 1992. Peatland development in relation to Holocene climatic change in Manitoba and Saskatchewan (Canada). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29: 1070-1090.
- Kuhry, P., Nicholson, B.J., Gignac, L.D., Vitt, D.H. et Bayley, S.E., 1993. Development of *Sphagnum*-dominated peatlands in boreal continental Canada. *Canadian Journal of Botany*, 71: 10-22.

- Kuhry, P. et Vitt, D.H., 1996. Fossil carbon/nitrogen ratios as a measure of peat decomposition. *Ecology*, 77: 271-275.
- Lavoie, M., Larouche, A.C. et Richard, P.J.H., 1995. Conditions du développement de la tourbière de Farnham, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 49: 305-316.
- Lasalle, P. et Chapdelaine, C., 1990. Review of late-glacial and Holocene events in the Champlain seas areas and arrival of man in eastern Canada. Pages 1-19 in Lasca, N.P. et Donahue, J. (éd.). *Archaeological Geology of North America*. Geological Society of America, Centennial Special Volume 4, Boulder, Colorado.
- Lasalle, P., Martineau, G. et Chauvin, L., 1977. *Morphologie, stratigraphie et déglaciation dans la région de Beauce-Monts Notre-Dame-Parc des Laurentides*. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DPV-516, 74 p.
- Mäkilä, M. 1997. Holocene lateral expansion, peat growth and carbon accumulation on Haukkasuo, a raised bog in southeastern Finland. *Boreas*, 26: 1-14.
- Middeldorp, A.A., 1982. Pollen concentration as a basis for indirect dating and quantifying net organic and fungal production in a peat bog ecosystem. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 37: 225-282.
- Ovenden, L., 1990. Peat accumulation in northern wetlands. *Quaternary Research*, 33: 377-386.
- Parent, M., Dubois, J.-M.M., Bail, P., Larocque, A. et Larocque, G., 1985. Paléogéographie du Québec méridional entre 12 500 et 8000 ans BP. *Recherches Amérindiennes au Québec*, 15: 17-37.
- Parent, M. et Occhietti, S., 1988. Late Wisconsinian deglaciation and Champlain sea invasion in the St. Lawrence valley, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 42: 215-246.

- Richard, P.J.H., 1993. Origine et dynamique postglaciaire de la forêt mixte au Québec. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 79: 31-68.
- Richard, P.J.H., 1994. Postglacial palaeophytogeography of the eastern St. Lawrence River Watershed and the climatic signal of the pollen record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109: 137-161.
- Seppälä, M. et Koutaniemi, L., 1985. Formation of a string and pool topography as expressed by morphology, stratigraphy and current processes on a mire in Kuusamo, Finland. *Boreas*, 14: 287-309.
- Stuiver, M. et Reimer, P.J., 1993. Extended  $^{14}\text{C}$  data base and revised CALIB 3.0  $^{14}\text{C}$  age calibration program. *Radiocarbon*, 35: 215-230.
- Svensson, G., 1988. Bog development and environmental conditions as shown by the stratigraphy of Store Mosse mire in southern Sweden. *Boreas*, 17: 89-111.
- Tolonen, K., Davis, R.B. et Widoff, L., 1988. Peat accumulation rates in selected Maine peat deposits. *Maine Geological Survey, Department of Conservation Bulletin*, 33: 1-99.
- Tolonen, K. et Turunen, J., 1996. Accumulation rates of carbon in mires in Finland and implications for climate change. *The Holocene*, 6: 171-178.
- Warner, B.G., Clymo, R.S. et Tolonen, K., 1993. Implications of peat accumulation at Point Escuminac, New Brunswick. *Quaternary Research*, 39: 245-248.
- Webb, R.S., Anderson, K.H. et Webb III, T., 1993. Pollen response-surface estimates of Late-Quaternary changes in the moisture balance of the northeastern United States. *Quaternary Research*, 40: 213-227.

- Webb III, T., Bartlein, P.J., Harrison, S.P. et Anderson, K.H., 1993. Vegetation, lake levels, and climate in eastern North America for the past 18,000 years. Pages 415-467 in Wright, H.E., Jr., Kutzbach, J.E., Webb III, T., Ruddiman, W.F., Street-Perrott, F.A. et Bartlein, P.J. (éd.). *Global Climates Since the Last Glacial Maximum*. University of Minnesota Press, Minneapolis.
- Zoltai, S.C., 1991. Estimating the age of peat samples from their weight: a study from west-central Canada. *The Holocene*, 1: 68-73.

## CHAPITRE V

### FLUCTUATIONS POSTGLACIAIRES DU NIVEAU D'EAU AU LAC ALBION, QUÉBEC MÉRIDIONAL

#### 5.1 INTRODUCTION

Les lacs sont des écosystèmes sensibles aux changements climatiques. Les lacs sans affluent ni effluent ont un budget hydrique contrôlé principalement par le ratio entre les précipitations et l'évaporation. Ils représentent à l'échelle de l'Holocène des milieux en équilibre avec le climat (Harrison et Digerfeldt, 1993). Depuis plusieurs années, une attention particulière a été portée aux fluctuations des niveaux d'eau. La multiplication des données a permis de produire des synthèses des variations temporelles des niveaux lacustres à l'échelle régionale et continentale, autant en Amérique du Nord qu'en Europe (Gaillard, 1985; Harrison et Metcalfe, 1985; COHMAP, 1988; Harrison, 1989; Harrison et Digerfeldt, 1993; Webb *et al.*, 1993; Yu et Harrison, 1995). Des fluctuations synchrones au sein de plusieurs lacs d'une même région indiquent non seulement des oscillations du climat (Dearing et Foster, 1986; Digerfeldt, 1986), mais elles permettent également de préciser la circulation atmosphérique aux diverses époques de l'Holocène (Harrison et Metcalfe, 1985; Ritchie et Harrison, 1993; Yu et Harrison, 1995; Yu *et al.*, 1997). Les travaux portant sur les niveaux lacustres contribuent ainsi au raffinement des études paléoclimatiques, plus particulièrement sous l'angle paléohydrique, ce que n'autorisent pas à eux seuls les diagrammes polliniques et les reconstitutions de la végétation régionale, notamment dans les milieux tempérés où l'humidité et les précipitations durant la saison de croissance ne sont pas les premiers facteurs limitatifs pour la végétation (Guiot *et al.*, 1993).

Il est maintenant bien établi que les profils sédimentaires prélevés en position littorale dans les lacs sont souvent plus susceptibles de livrer des renseignements concernant des fluctuations du niveau lacustre (Dearing, 1997). Les reconstitutions des niveaux d'eau doivent ainsi reposer sur un

échantillonnage sédimentaire multiple au sein d'un même lac (Digerfeldt, 1986). L'étude de plusieurs carottes situées selon un transect de la bordure vers le centre du lac constitue la méthode la plus efficace (Digerfeldt, 1986; 1988). L'utilisation de différents indicateurs est aussi essentielle pour les reconstitutions (Dearing, 1997). L'emploi d'un seul indicateur peut en effet mener à des interprétations erronées. Les indices d'oscillations du niveau d'eau livrés par un indicateur quelconque doivent, dans la mesure du possible, être corroborés par d'autres preuves afin de certifier qu'ils résultent bel et bien d'un changement de la position du niveau lacustre, et non d'autres facteurs.

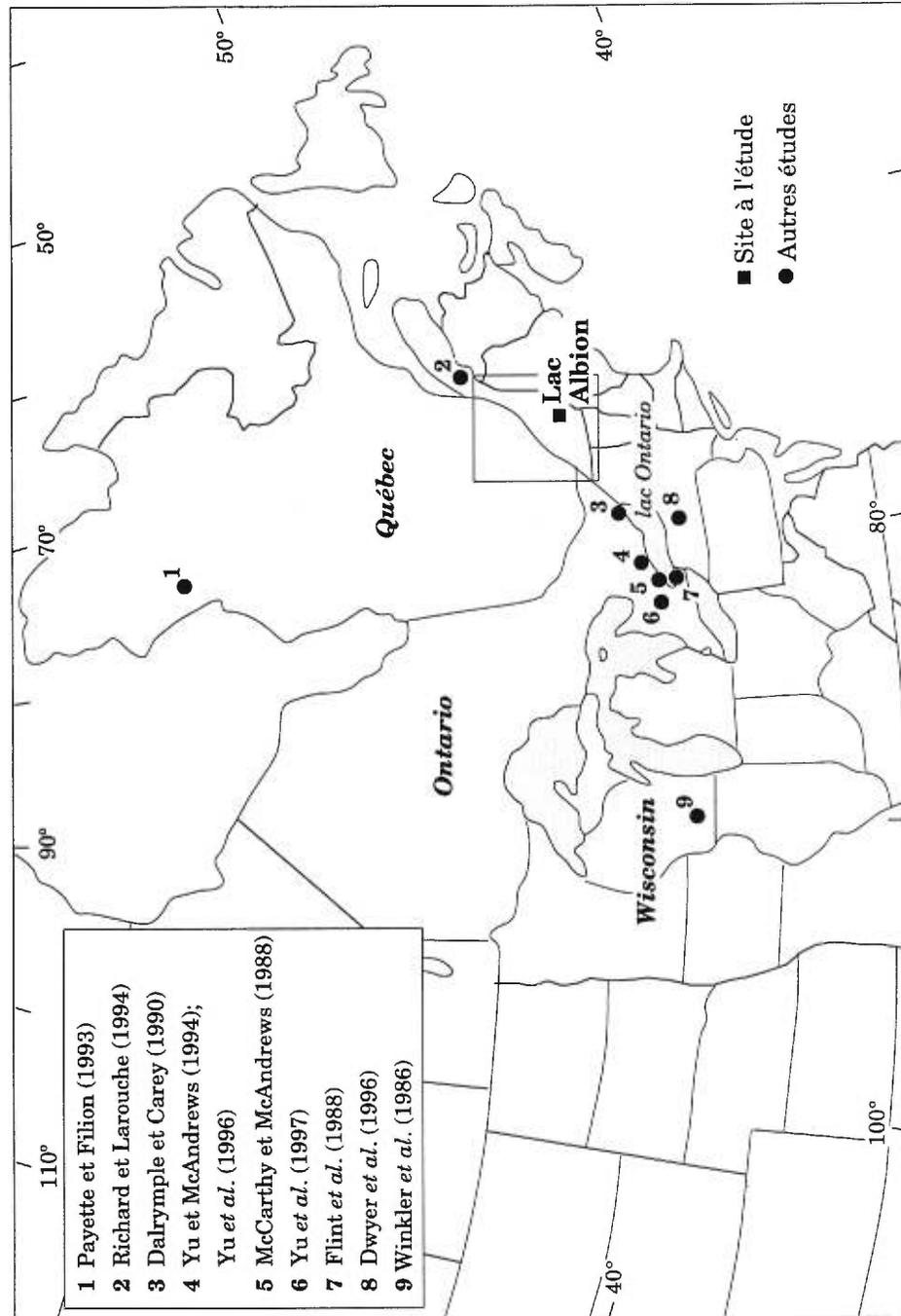
La stratigraphie des sédiments, la détection de hiatus sédimentaires et la succession de la végétation aquatique révélée par l'analyse pollinique et macrofossile sont les indicateurs les plus souvent utilisés. La lithologie des sédiments est le premier indice livrant des informations sur les fluctuations lacustres. Une alternance de gyttja et de tourbe, de gyttja et de marne ou de sédiments organiques et minéraux sont des exemples où la stratigraphie des dépôts témoigne de fluctuations lacustres. La détection de hiatus sédimentaires à l'aide de l'analyse pollinique est également une excellente preuve. Un remaniement des sédiments causé par un abaissement du plan d'eau peut entraîner l'érosion de ceux-ci, provoquant ainsi un hiatus dans les diagrammes sporopolliniques (Digerfeldt, 1986; Harrison et Digerfeldt, 1993; Almquist-Jacobson, 1994; 1995; Yu et McAndrews, 1994). L'analyse pollinique de plusieurs séquences sédimentaires d'un même lac permet de retracer ces hiatus grâce aux corrélations polliniques entre les carottes.

L'utilisation de l'analyse macrofossile pour retracer la succession de la flore aquatique au point d'échantillonnage livre également de précieux indices. Les interprétations s'appuient sur la distribution des plantes émergées, flottantes et submergées, la profondeur d'eau régissant cette distribution (Harrison et Digerfeldt, 1993; Hannon et Gaillard, 1997). Le recours à cette méthode suppose que les restes végétaux ont été déposés près des plantes émettrices, bien que certaines d'entre elles aient un grand pouvoir de dispersion (Birks, 1973). Un déplacement des plantes submergées vers les bordures du lac est un bon indice traduisant une élévation du lac. Bien que la profondeur d'eau soit un facteur important, d'autres éléments

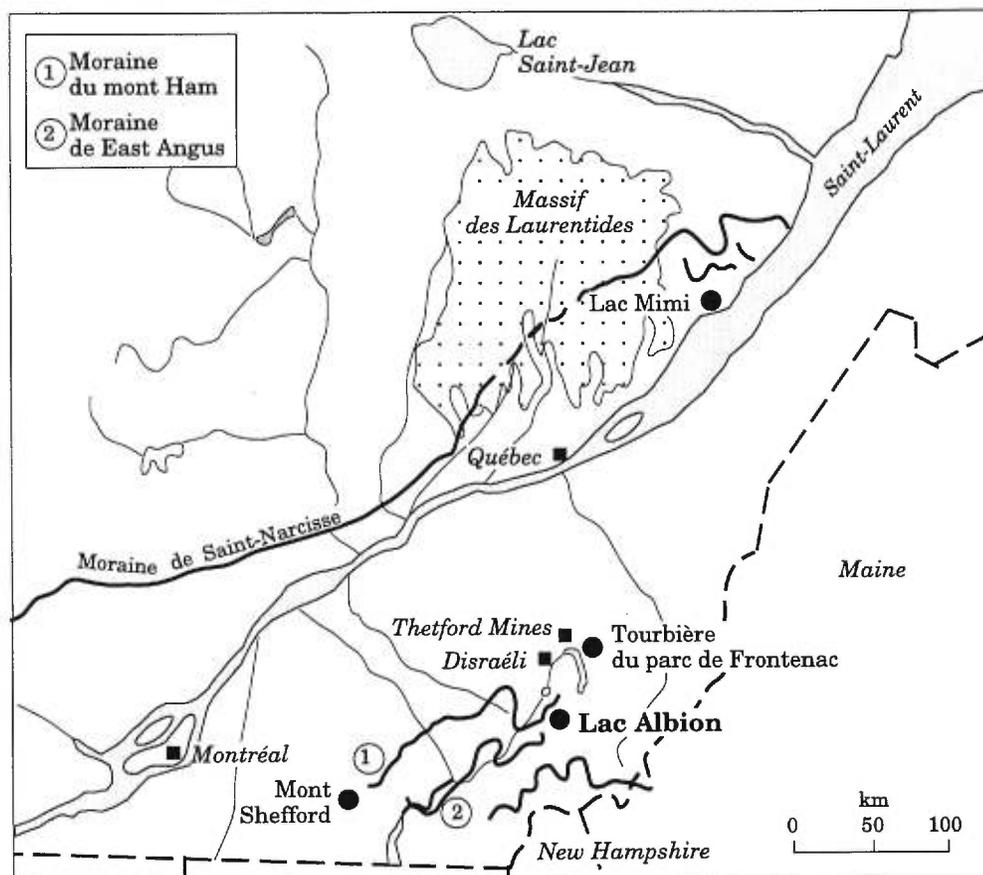
comme la transparence, le pH, l'alcalinité et la conductivité de l'eau s'avèrent souvent des éléments déterminants sur la présence ou non de certaines plantes (Hannon et Gaillard, 1997). À titre d'exemple, les characées (*Chara*, *Nitella*) ne colonisent que les lacs ayant un faible contenu en phosphore (Haas, 1994). L'étude de la végétation aquatique d'une trentaine de bassins des monts Adirondack dans l'état de New York a permis de conclure que le pH de l'eau était le paramètre le plus influent sur les plantes (Jackson et Charles, 1988). Des changements au sein des communautés de plantes aquatiques peuvent également traduire une succession hydrarche naturelle, et le comblement progressif du lac. Ces exemples indiquent la nécessité de l'utilisation de plus d'un indicateur.

Au Québec méridional, nos connaissances sur les fluctuations postglaciaires des niveaux lacustres sont encore très fragmentaires. Les sédiments des lacs du sud québécois ont surtout été étudiés pour les reconstitutions postglaciaires de la végétation régionale (Richard, 1977; 1994). Les objectifs de ces travaux n'ayant jamais été l'étude des changements du niveau d'eau, le ré-examen des diagrammes sporopolliniques ne fournit que des indices partiels et indirects, qui la plupart du temps ne permettent que d'émettre des hypothèses sur de possibles fluctuations. De surcroît, l'analyse pollinique de plusieurs profils au sein d'un même lac est encore rare. La conjugaison de l'analyse pollinique et macrofossile a néanmoins permis de suggérer certaines fluctuations. À Rimouski (Fig. 5.1), de bas niveaux d'eau ont été proposés pour l'Holocène inférieur avant 9200 ans BP, et de 8700 à 7500 ans BP aux lacs Gallant et de la Montagne Ronde (Richard et Larouche, 1994). Les résultats de cette étude ne reposent toutefois que sur l'étude d'une seule carotte en position centrale, en principe moins sensible aux fluctuations lacustres. Au lac Mimi dans la région de Charlevoix (Fig. 5.2), plusieurs changements bien marqués au sein de la stratigraphie des sédiments et des assemblages macrofossiles d'une carotte en position latérale par rapport au centre du lac suggèrent des fluctuations certaines du niveau d'eau, notamment au Tardiglaciaire (Larouche, 1979).

L'objectif de notre étude est de retracer des fluctuations postglaciaires du niveau d'eau du lac Albion au sud du Québec méridional (Fig. 5.1 et 5.2). Nos interprétations reposeront sur les éléments suivants:



**Figure 5.1.** Localisation du lac Albion et des autres études mentionnées dans le texte: (1) lac des Pluviers; (2) lacs Gallant et de la Montagne Ronde, Rimouski; (3) Catarqui River lagoon, lac Ontario; (4) Rice lake; (5) Grenadier pond, lac Ontario; (6) Crawford lake; (7) Sixteen Mile creek, lac Ontario; (8) Owasco lake; (9) lake Mendota. Le secteur encadré est illustré à la figure 5.2.



**Figure 5.2.** Localisation du lac Albion et des autres sites du Québec méridional mentionnés dans le texte.

- la lithologie et les analyses stratigraphiques de cinq profils sédimentaires: un localisé au centre du bassin, un à la bordure ouest du lac, et trois autres disposés selon un transect à la bordure est. Cet échantillonnage sédimentaire multiple permettra de suivre latéralement des changements au sein de la sédimentation lacustre;

- l'analyse pollinique de chacun des profils afin (1) de reconstituer l'histoire postglaciaire de la végétation régionale, (2) de reconstituer l'histoire des forêts à la périphérie du lac et celle de la flore aquatique, et (3) de mettre en évidence, s'il y a lieu, des particularités palynostratigraphiques et sédimentaires témoignant de fluctuations du niveau lacustre;

- et sur l'analyse macrofossile afin de retracer les plantes aquatiques présentes à chacun des points d'échantillonnage lors de l'accumulation des sédiments, permettant d'obtenir des indices sur la profondeur d'eau minimale ou maximale requise pour la présence des différentes plantes.

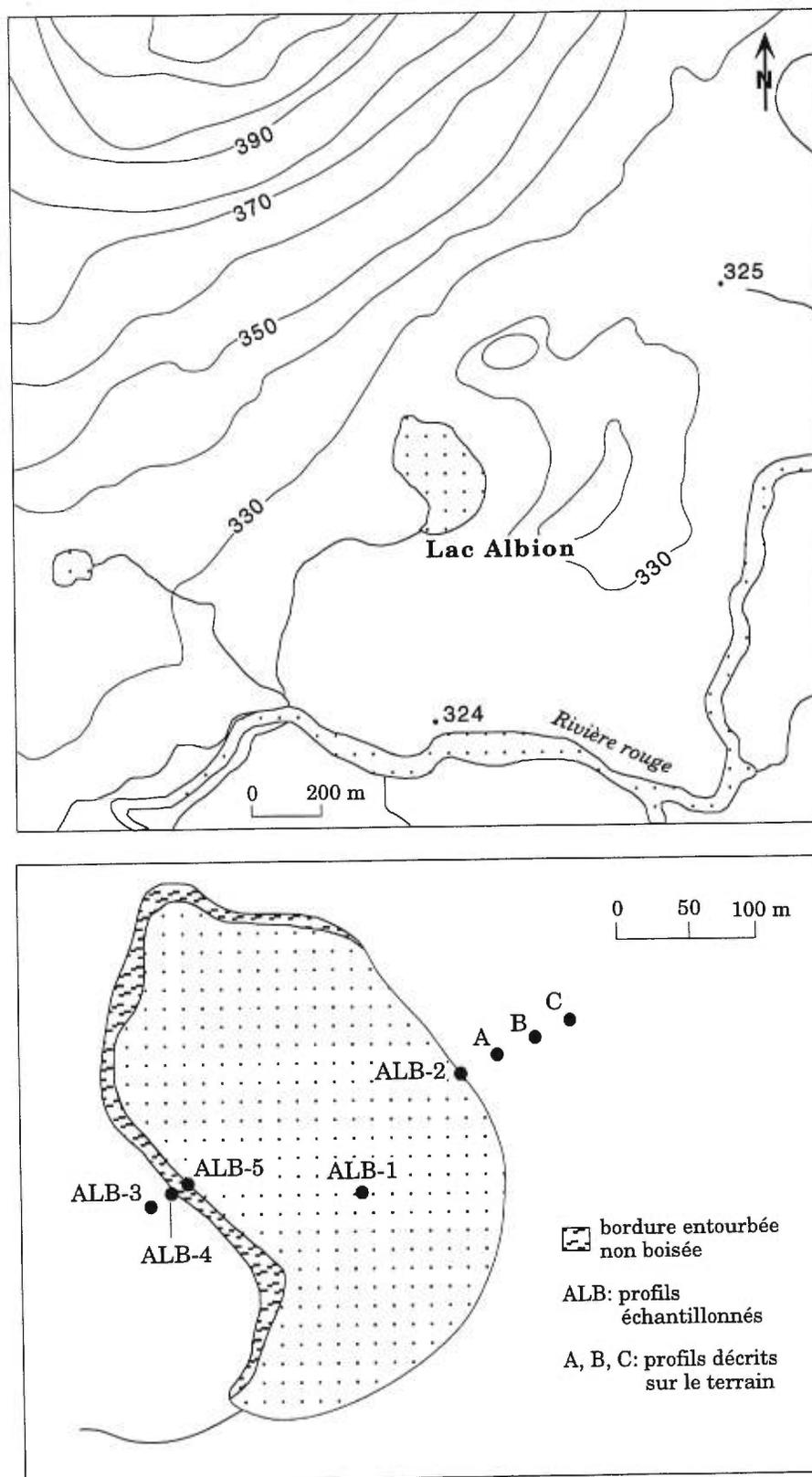
L'étude du lac Albion est la première au Québec méridional dont l'objectif vise la reconstitution des fluctuations des niveaux lacustres. Elle s'inscrit au sein d'un projet plus vaste dont la problématique concerne la recherche d'indices de changements paléohydriques postglaciaires régionaux. Ce projet a également pour objectif la comparaison des variations des niveaux lacustres avec la dynamique de l'entourbement. Le lac Albion fut choisi car il est situé dans la même région qu'une tourbière à l'étude (tourbière du parc de Frontenac; Fig. 5.2). La petite taille du lac et ses berges non rocheuses en font aussi un site potentiel pour l'enregistrement des fluctuations lacustres. De plus, un diagramme sporopollinique d'une carotte en position centrale du lac, dressé antérieurement (Richard, 1975), a livré des éléments intéressants. Entre autres, d'importantes variations des concentrations polliniques totales, inhabituelles pour des sédiments lacustres, caractérisent le diagramme. Au premier abord, elles pourraient témoigner de changements du niveau d'eau.

## 5.2 LE LAC ALBION

Le lac Albion est situé au sud du Québec méridional (45°40'N; 71°19'O), à une altitude de 320 m (Fig. 5.2 et 5.3). Il s'agit d'un lac peu profond (1 m) aux rives tourbeuses (Fig. 5.3). De forme plus ou moins elliptique, il est d'une longueur de 250 m et d'une largeur de 150 m. Un petit effluent est localisé au sud-ouest du lac, mais est peu actif aujourd'hui. À l'exception du côté est du lac où la forêt atteint pratiquement la bordure de l'eau, une ceinture entourbée ouverte forme une transition entre l'eau et les forêts périphériques. Cette zone est d'une largeur de quelques mètres du côté ouest (5 m), et d'une dizaine de mètres à la marge nord. Elle se constitue de sphaignes, de plantes herbacées et d'arbustes où dominent essentiellement *Myrica gale*, *Cassandra calyculata* et *Kalmia angustifolia*. Les forêts immédiates du lac se caractérisent entre autres par la présence de cèdres (*Thuja occidentalis*), de mélèzes (*Larix laricina*), d'épinettes noires (*Picea mariana*) et de sapins baumiers (*Abies balsamea*). Les forêts régionales appartiennent au domaine climacique de l'érablière à bouleau jaune.

## 5.3 MÉTHODES

Des sondages ont été effectués à la marge du lac dans la zone entourbée, de même qu'au sein des forêts périphériques, afin de délimiter l'extension de la tourbe et des sédiments lacustres sous-jacents à la tourbe. Quatre profils sédimentaires ont été échantillonnés (Fig. 5.3) à l'aide d'une sonde Russe (Jowsey, 1966). La carotte ALB-2 a été prélevée à la bordure est. Les profils ALB-3, ALB-4 et ALB-5 ont été récoltés selon un transect à la bordure ouest, la distance entre chacun des profils étant de 10 m. La carotte ALB-5 se localise à l'extrémité de la marge entourbée, au contact de l'eau. Le profil ALB-4 se situe à la transition entre la forêt et la zone entourbée, alors que le profil ALB-3 a été récolté à 10 m à l'intérieur de la forêt, à la limite où des sédiments lacustres furent retracés sous la tourbe. Cet échantillonnage s'ajoute à celui effectué par Richard (1975) alors qu'une carotte (ALB-1) avait été échantillonnée au centre du lac sous un mètre d'eau (Fig. 5.3) et analysée pour son contenu sporopollinique.



**Figure 5.3.** Topographie du secteur immédiat du lac Albion, et localisation des profils échantillonnés (ALB-1, 2, 3, 4 et 5). Les courbes de niveau sont exprimées en mètres.

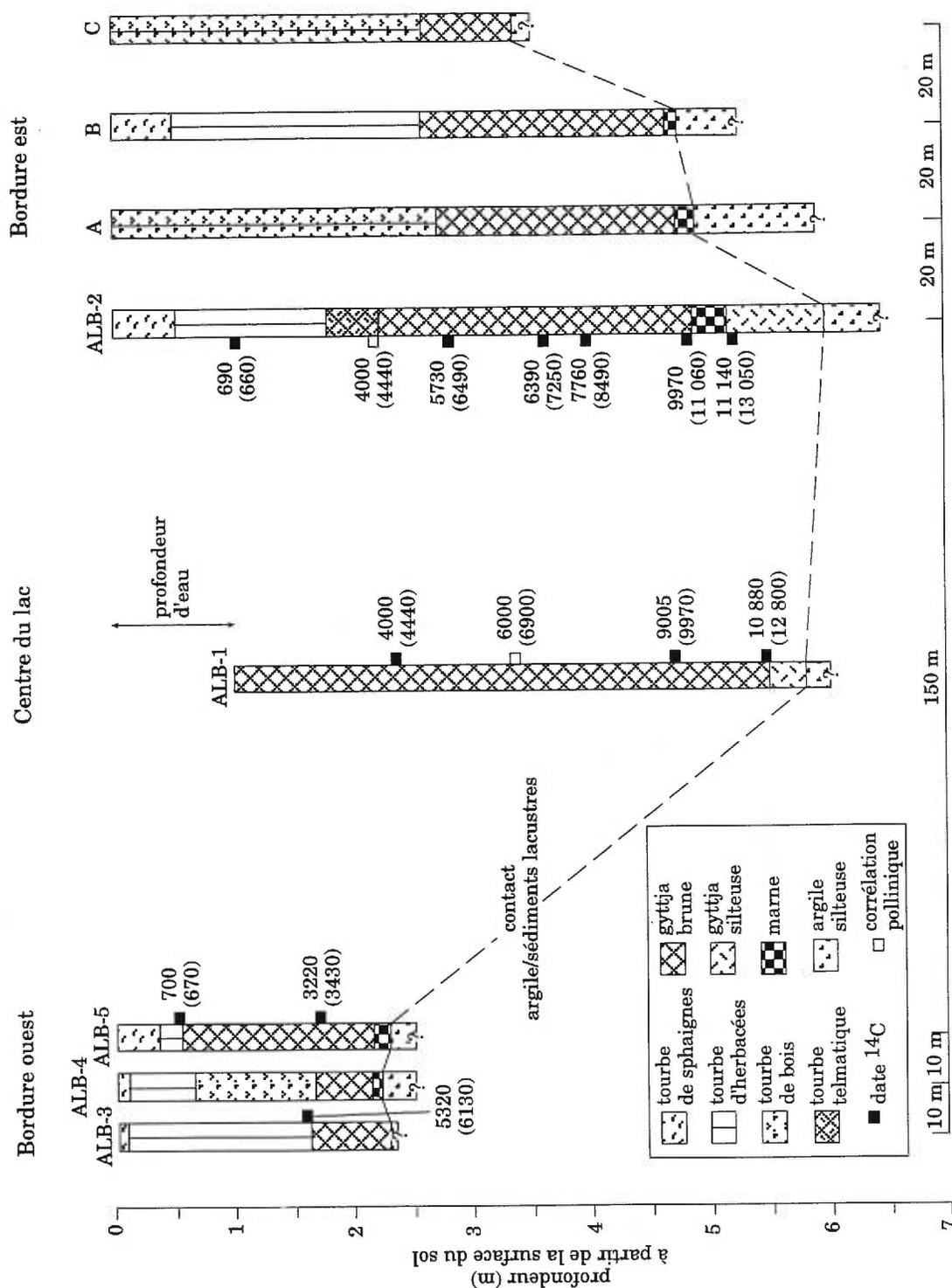
Pour chacun des nouveaux profils, des échantillons d'un volume d'un  $\text{cm}^3$  ont été prélevés pour les mesures de perte au feu à  $600^\circ\text{C}$  (Dean, 1974), les analyses sporopolliniques (Faegri et Iversen, 1989) et le dénombrement des charbons de bois microscopiques ( $\text{mm}^2/\text{cm}^3$ ) (Clark, 1982). Une somme pollinique minimale de 500 grains de pollen de plantes vasculaires terricoles a été obtenue pour chacun des spectres polliniques, sauf pour les horizons plus minéraux à la base des profils (sédiments argileux), contenant peu de pollen. Les concentrations polliniques ( $\text{grains}/\text{cm}^3$ ) furent calculées par contamination à l'aide d'une suspension à concentration connue de grains de pollen d'*Eucalyptus globulus* (Benninghoff, 1962), à l'exception du profil ALB-1 (Richard, 1975) où la méthode de Jorgensen (1967) fut appliquée et les concentrations polliniques exprimées en nombre de grains par millilitre. Les espèces ayant une représentation erratique ou auxquelles nous ne ferons pas référence dans le texte ont été regroupées au sein de courbes nommées "Autres arbres", "Autres arbustes", "Autres herbes", "Aquatiques" et "Hors-total". Le groupe des hors-total comporte principalement les fougères (spores monolètes), les lycopodes et les sphaignes.

Les analyses macrofossiles furent effectuées sur des sections sédimentaires de cinq centimètres. Afin de standardiser les dénombrements et pour comparer les spectres macrofossiles entre eux, tous les résultats sont exprimés en concentration macrofossile par unité de  $100 \text{ cm}^3$ , quel que soit le volume de chaque échantillon analysé. Les diagrammes sporopolliniques et macrofossiles ont été tracés à l'aide des logiciels informatiques TILIA et TILIA-GRAPH (Grimm, 1991).

## 5.4 RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS

### 5.4.1 *Nature des sédiments*

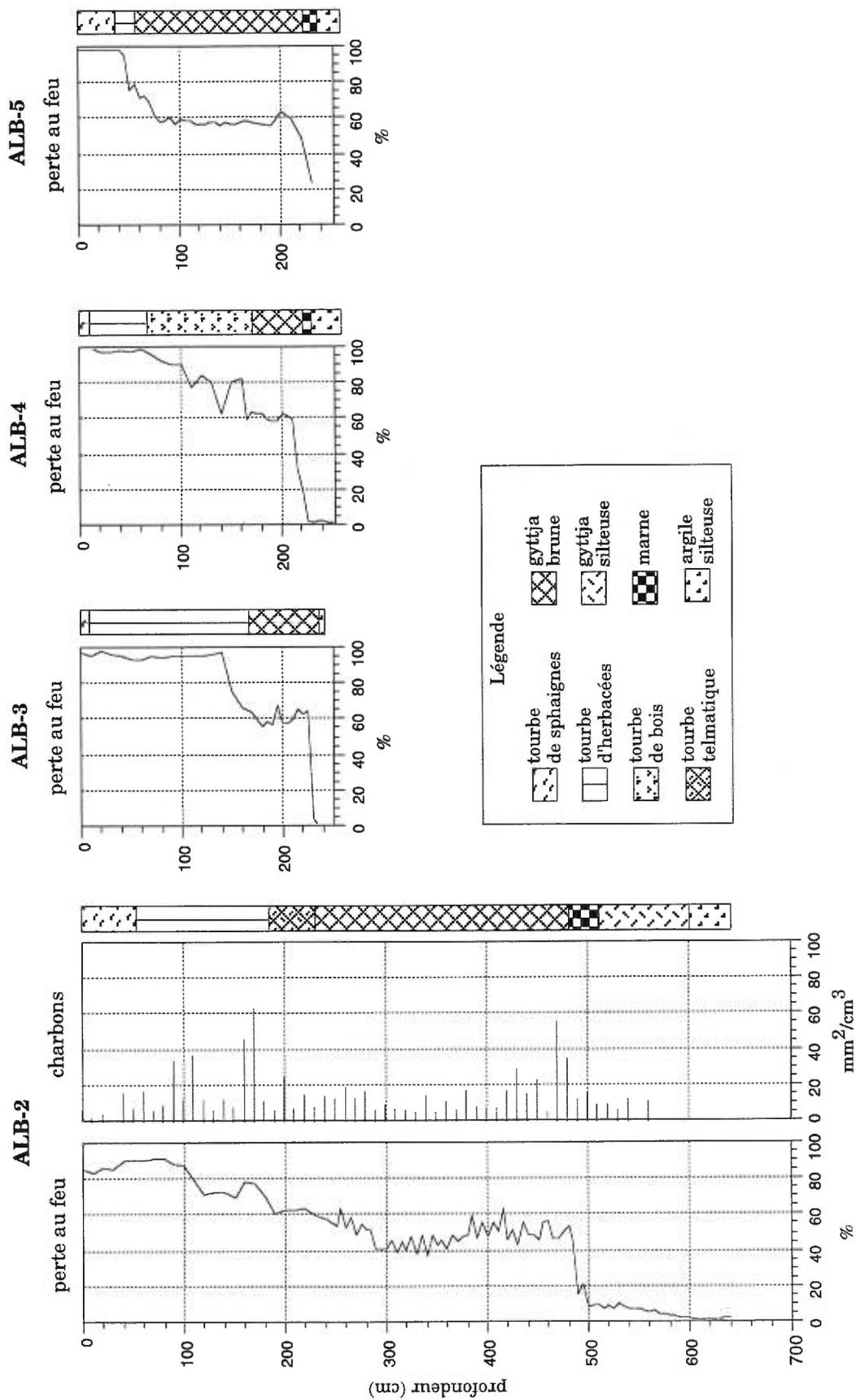
La figure 5.4 présente la nature des sédiments de chacun des profils échantillonnés, de même que celle de trois sondages (A, B et C) situés à l'est du point ALB-2. Au centre du lac, le profil ALB-1, d'une longueur de 5 m, fut récolté sous 1 m d'eau. À la bordure est, les sédiments de la carotte ALB-2 couvrent une épaisseur totale de 6,40 m, comprenant 40 cm d'argile à la base.



**Figure 5.4.** Stratigraphie des profils échantillonnés et des points de sondage A, B et C. Le profil ALB-1 se situe au centre du lac sous une profondeur d'eau d'un mètre. Le tireté indique le contact entre l'argile basale et les sédiments lacustres sus-jacents. Les âges sont exprimés en années conventionnelles et en années étalonnées entre parenthèses.

L'épaisseur des sédiments des profils est beaucoup moindre à la bordure ouest. Elle est de 2,30 m à ALB-3 et de 2,50 m aux points ALB-4 et ALB-5. Ces profondeurs représentent le refus à l'enfoncement du carottier actionné par deux hommes.

La portion inférieure de chacune des séquences sédimentaires est constituée d'une argile silteuse bleue grisâtre (Fig. 5.4). Celle-ci est légèrement caillouteuse, et les pertes au feu y sont inférieures à 2% (Fig. 5.5). Aux points ALB-1 et ALB-2, une gyttja silteuse fait suite à l'argile. Absente des profils à la bordure ouest ainsi qu'aux points A, B et C, elle est d'une épaisseur de 30 cm au centre du lac et de 80 cm à ALB-2 (Fig. 5.4). Le contenu en matière organique oscille entre 2 et 10% au sein de cette unité lithologique (Fig. 5.5). Un horizon de marne se rencontre aux points ALB-2, ALB-4, ALB-5, et aux points A et B (Fig. 5.4). De couleur blanchâtre et riche en coquilles de pélicypodes et de gastéropodes, la marne succède à la gyttja silteuse à ALB-2, alors que du côté ouest du lac et aux points A et B, elle repose directement sur l'argile. Une gyttja brune caractérise ensuite tous les profils, mais son épaisseur est variable. Au centre du lac, elle se rencontre jusqu'au sommet où elle s'accumule encore aujourd'hui (Fig. 5.4). Elle montre un contenu en matière organique variant de 40 à 60% (Fig. 5.5). La gyttja fut retracée jusqu'à une distance de 20 m de l'actuelle bordure du côté ouest du lac (ALB-3) dans les sédiments sous les forêts périphériques. À l'est du lac, elle fut détectée sur une plus grande distance, jusqu'à 60 m de la bordure au point de sondage C (Fig. 5.4). Finalement, à l'exception de la carotte centrale, la tourbe forme la portion supérieure des dépôts, témoignant d'une accumulation au-dessus du niveau d'eau. Les pertes au feu y sont supérieures à 70%. Selon les endroits, elle se compose de sphaignes, de plantes herbacées, de bois, ou d'un mélange de ceux-ci. Au point d'échantillonnage ALB-2, une tourbe telmatique (225-175 cm) forme une transition entre la gyttja et la tourbe d'herbacées sus-jacente. Le contenu en matière organique de ce sédiment est de 60 à 70% (Fig. 5.5). La tourbe telmatique se compose en partie de débris végétaux tourbicoles, principalement des éricacées, et comporte également des restes de plantes aquatiques. Elle témoigne d'un milieu de dépôt recouvert d'eau, mais de faible profondeur.



**Figure 5.5.** Courbes de la perte au feu des profils ALB-2, 3, 4 et 5, et influx des charbons de bois microscopiques du profil ALB-2. La nature des sédiments de chacune des carottes est illustrée à la droite.

La morphométrie du bassin lacustre est illustrée selon un axe est-ouest (Fig. 5.4) par le contact (ligne en tireté) entre l'argile et les sédiments lacustres sus-jacents. Le fond du bassin est asymétrique. Il se caractérise par une pente relativement importante du côté ouest. Une banquette se situe de ce côté du lac jusqu'à la limite où furent retracés des sédiments lacustres au point ALB-3. La différence de dénivellation initiale entre la banquette et la portion centrale du bassin était de 3,50 m. Du côté est, la pente est relativement peu importante entre les points ALB-1 et ALB-2. Par contre, une différence de dénivellation plus importante sépare les profils ALB-2, A, B et C.

#### 5.4.2 *Données chronologiques*

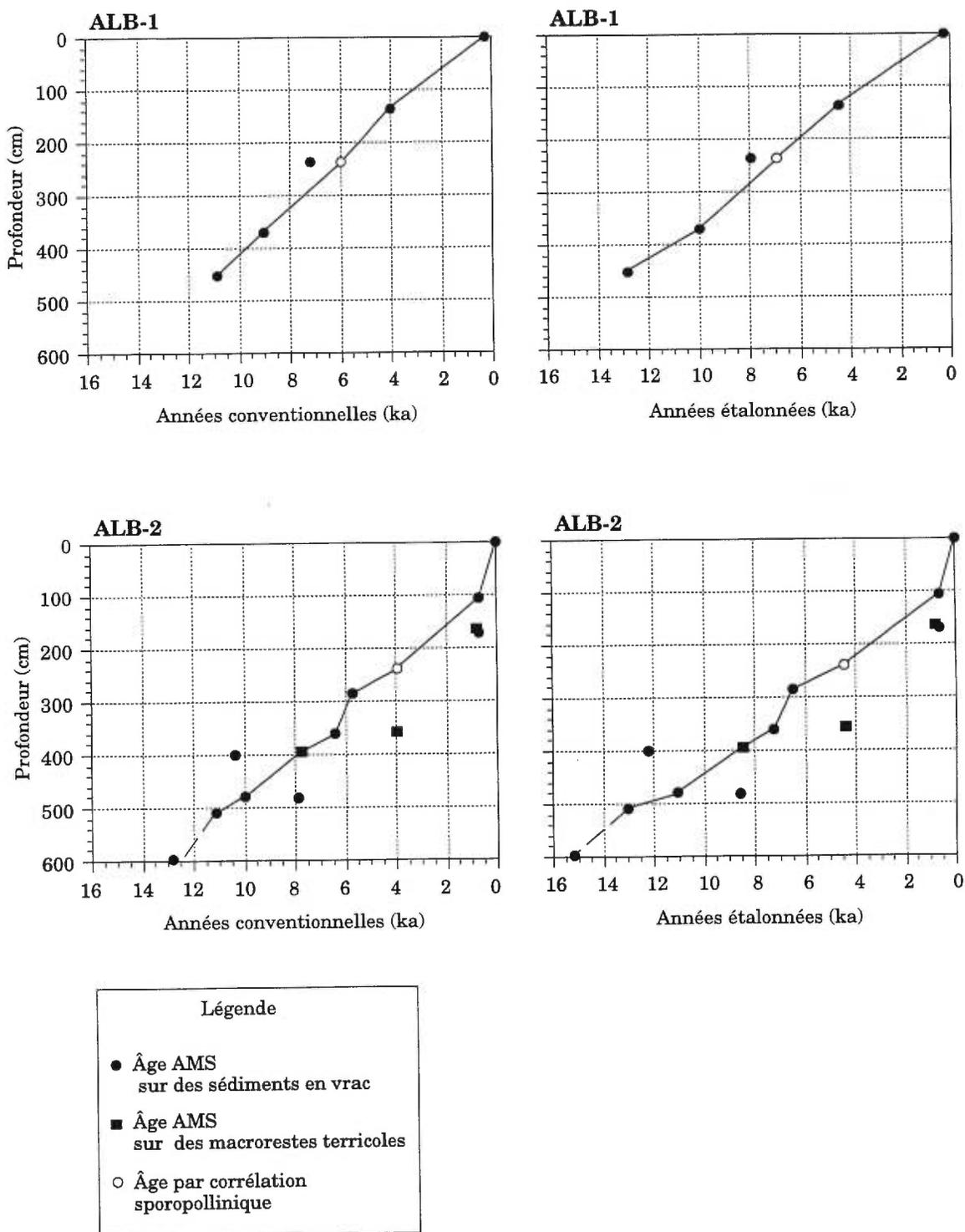
Le tableau V-1 livre les données chronologiques. Les dates conventionnelles ont été transformées en années étalonnées à l'aide des tables de Stuiver et Reimer (1993). Lors d'une première étude (Richard, 1975), quatre échantillons de la carotte centrale (ALB-1) furent soumis à la datation radiocarbone. En ce qui à trait aux quatre nouveaux profils, 14 échantillons de gyttja totale ou de tourbe furent d'abord datés, dont huit pour le profil ALB-2. Puisque quelques niveaux ont montré des âges erronés (voir plus loin), cinq échantillons supplémentaires firent l'objet de nouvelles datations, dont trois sur des macrorestes terricoles. Dans le tableau V-1, les dates qui ont été retenues figurent en caractères gras. Des courbes de l'âge des sédiments en fonction de la profondeur pour les carottes ALB-1 et ALB-2 sont présentées à la figure 5.6, en années conventionnelles et étalonnées. Nous avons attribué un âge 0 pour le sommet du profil ALB-2, puisque le diagramme sporopollinique de celui-ci affiche clairement l'horizon anthropique et l'apparition d'espèces rudérales (*Ambrosia*, *Rumex*) sur plus de 50 cm, impliquant une accumulation sédimentaire encore active aujourd'hui. Dans le cas d'ALB-1, un âge de 250 ans fut donné à la profondeur 0, ce qui représente un âge minimum en raison de l'absence de la signature anthropique dans le diagramme sporopollinique de ce profil.

Certaines dates ont été rejetées au profit de celles obtenues sur des échantillons contigus. Pour le profil ALB-2, malgré deux dates semblables, l'âge au niveau 165-170 cm (710-720 ans BP) au contact de la tourbe telmatique

**Tableau V-1**  
Données chronologiques

Profil et niveau (cm)	Date (années BP conv.)	Date (années BP étal.)	Matériel daté	No laboratoire
<b>ALB-1<sup>1</sup></b>				
130-140	<b>4000 ± 115</b>	<b>440</b>	gyttja	I-8144
230-240	7160 ± 140	7940	gyttja	I-8143
365-375	<b>9005 ± 150</b>	<b>9970</b>	gyttja	I-8142
445-455	<b>10 880 ± 160</b>	<b>12800</b>	gyttja	I-8141
<b>ALB-2</b>				
105-107	<b>690 ± 50</b>	<b>660</b>	gyttja	TO-6324
165-168	720 ± 50	680	macrorestes terricoles	TO-6579
168-170	710 ± 50	670	gyttja	TO-6325
283-285	<b>5730 ± 60</b>	<b>6490</b>	gyttja	TO-6326
358-360	3960 ± 100	4420	macrorestes terricoles	TO-6580
360-362	<b>6390 ± 60</b>	<b>7250</b>	gyttja	TO-6327
393-396	<b>7760 ± 90</b>	<b>8490</b>	macrorestes terricoles	TO-6581
398-400	10 330 ± 80	12 180	gyttja	TO-6328
478-480	<b>9970 ± 120</b>	<b>11 060</b>	gyttja	TO-6582
480-482	7880 ± 70	8590	gyttja	TO-6329
509-512	<b>11 140 ± 120</b>	<b>13 050</b>	gyttja	TO-6330
595-600	12 860 ± 310	15 210	gyttja	TO-6331
<b>ALB-3</b>				
160-162	<b>5320 ± 70</b>	<b>6130</b>	gyttja	TO-6332
<b>ALB-4</b>				
158-160	1580 ± 50	1460	gyttja	TO-6333
<b>ALB-5</b>				
068-070	<b>700 ± 50</b>	<b>670</b>	gyttja	TO-6334
103-105	530 ± 50	530	gyttja	TO-6335
168-170	<b>3220 ± 60</b>	<b>3430</b>	gyttja	TO-6336
210-212	840 ± 50	730	gyttja	TO-6583
214-216	10 100 ± 80	11 680	gyttja	TO-6337

<sup>1</sup>Richard (1975)



**Figure 5.6.** Courbes de l'âge des sédiments (en années conventionnelles et en années étalonnées) en fonction de la profondeur des profils ALB-1 et ALB-2.

et de la tourbe d'herbacées est beaucoup trop jeune en raison de la profondeur du niveau. Il impliquerait une augmentation majeure du taux d'accumulation sédimentaire. Il pourrait s'agir d'un redépôt et cette date ne peut donc être retenue. Nous avons attribué un âge de 4000 ans BP à ce niveau en raison du minimum pollinique de *Tsuga canadensis*, celui-ci ayant été daté à 4000 ans BP dans la carotte centrale (ALB-1) et à la tourbière du parc de Frontenac, à 30 km au nord-est du lac Albion (Fig. 5.2). Par contre, la date de 690 ans obtenue au niveau 105-107 cm est valide, compte tenu qu'au sein du diagramme pollinique du même profil, l'horizon anthropique (250-300 ans) débute au niveau 55 cm. Pour les autres profils, certains âges ne sont également pas valides. Pour le profil central ALB-1 (Tab. V-1), la date de 7160 ans (230-240 cm) semble trop vieille si l'on considère les assemblages polliniques correspondants. En effet, ce niveau précède de peu l'arrivée de la pruche (*Tsuga canadensis*) dans le diagramme pollinique. Or, selon la chronologie du profil ALB-2, cet événement survient plutôt vers 6000 ans BP. L'établissement de la pruche survient également vers 6000 ans dans les trois diagrammes polliniques de la tourbière du parc de Frontenac. Pour cette raison, nous avons attribué un âge de 6000 ans au niveau 230-240 cm du profil ALB-1 (Fig. 5.6). Dans le cas de la carotte ALB-5, l'âge de 10 100 ans BP au niveau 214-216 cm immédiatement au-dessus de la marne ne peut être considéré comme valide. Les assemblages polliniques du même niveau se composent en effet d'une forte représentation d'*Acer saccharum* et de *Tsuga canadensis*, confirmant que cette date est erronée. Comme nous le verrons plus loin, la gyttja qui s'est initialement déposée sur la banquettes a peut-être été érodée lors d'un abaissement du niveau d'eau. Cette date pourrait être le résultat de sédiments remaniés provenant des points ALB-3 et ALB-4 qui n'ont pas été complètement transportés vers le centre du lac.

L'âge de l'accumulation initiale des sédiments est problématique. Une date de 12 860 ans (années conventionnelles) a été obtenue à la base de la carotte ALB-2 (595-600 cm), au contact entre l'argile et la gyttja silteuse (Fig. 5.4). Il s'agit sans doute d'une date vieillie par des carbonates anciens provenant des calcaires ordoviciens qui constituent l'assise rocheuse de la région. Au laboratoire, les sédiments datés ne contenaient toutefois pas de carbonates réagissant à l'acide chlorhydrique. Au centre du lac, une date de

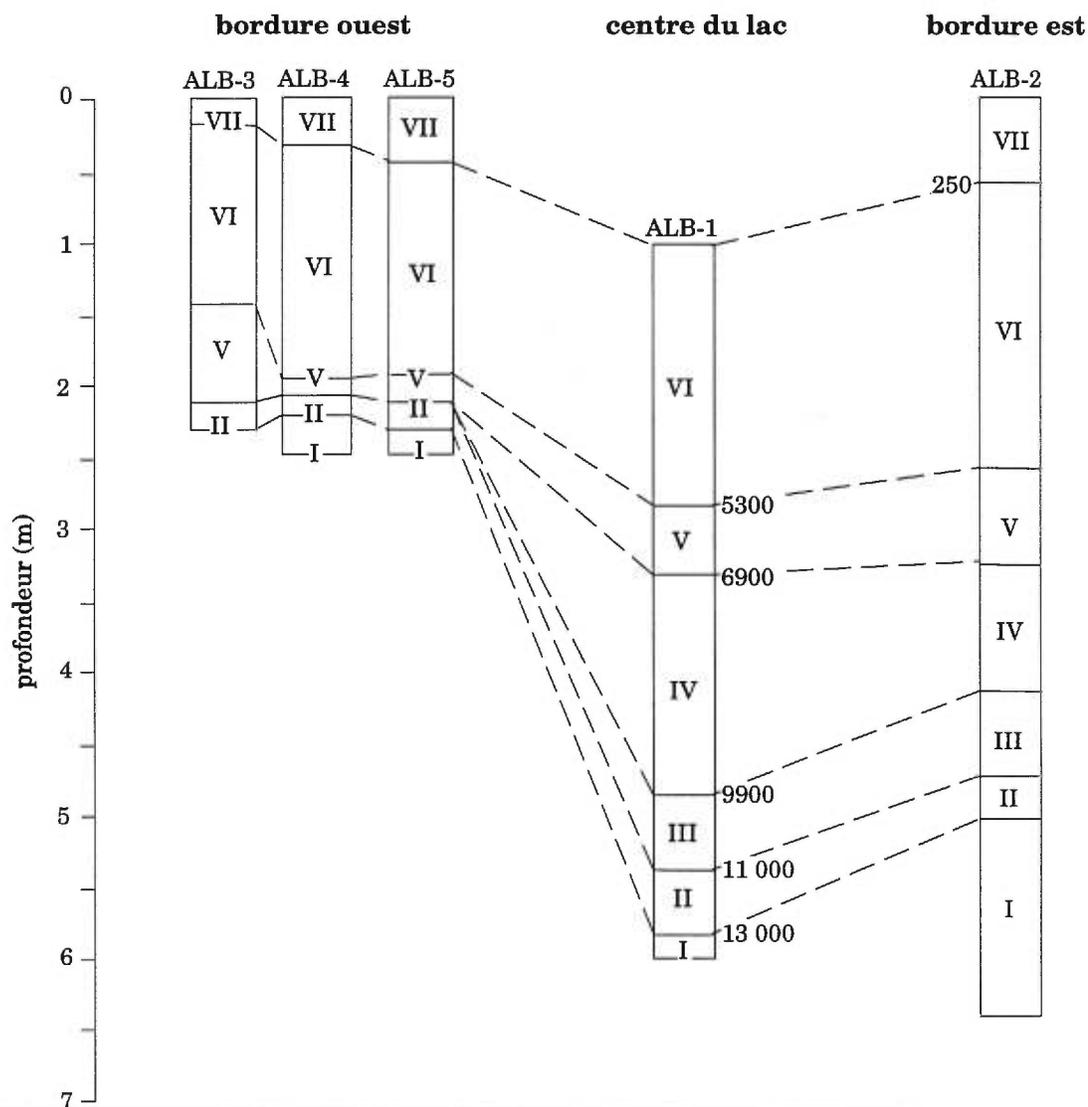
10 880 ans BP (années conventionnelles) fut obtenue au niveau 445-455 cm de la carotte ALB-1, à la transition entre la gyttja silteuse et la gyttja brune, soit à 30 cm au-dessus de l'argile (Fig. 5.4). Cette date ne reflète donc pas l'âge de la sédimentation initiale au centre du lac.

Malgré qu'une portion des Cantons-de-l'Est était déjà déglacée dès 13 000 ans BP et peut-être même avant (Gadd *et al.*, 1972; Parent *et al.*, 1985), il est peu probable que l'âge de 12 860 ans BP soit valide. En effet, le secteur du lac Albion se localise entre les moraines de récession de East Angus, au sud du lac, et du mont Ham, plus au nord (Fig. 5.2). La moraine de East Angus s'est formée après la phase Sherbrooke du lac proglaciaire Memphrémagog, vers 12 500-12 300 ans BP (Parent et Occhietti, 1988). Quant à la moraine du mont Ham, elle se serait constituée lors de la phase finale du drainage de ce même lac proglaciaire, événement corrélatif avec la phase Fort Ann du lac glaciaire Vermont vers 12 300 ans avant l'actuel. Ainsi, l'âge maximal de la sédimentation au lac Albion serait d'au plus 12 500 ans BP. La date basale obtenue au lac Albion est donc rejetée, et l'âge des premiers sédiments organiques est estimé à environ 12 000 ans BP (14 000 ans BP étalonnées).

#### **5.4.3 Histoire de la végétation régionale et des forêts périphériques**

Le contenu sporopollinique de chacun des profils fut analysé afin de reconstituer l'histoire de la végétation régionale et des forêts ceinturant le lac. L'identification de zones d'assemblages polliniques a permis des corrélations polliniques entre chacun des profils (Fig. 5.7) et la détection de hiatus polliniques. Au total, sept principaux assemblages polliniques (I à VII) ont été identifiés (Tab. V-2). La reconnaissance de ces assemblages repose sur la représentation pollinique des espèces dominantes, et sur l'augmentation ou la régression de celles-ci. L'identification la plus probable du domaine de végétation correspondant est effectuée par comparaison avec la pluie sporopollinique actuelle produite par chacun de ces domaines (Richard, 1976; 1977).

Les carottes ALB-1 et ALB-2, situées au centre et à la bordure est, présentent chacune des zones d'assemblages polliniques (Fig. 5.7). Seule la



#### Zones polliniques

- |  |  |
|--|--|
| <p>I: <i>Cyperaceae-Artemisia</i><br/><i>Dryas-Salix</i></p> <p>II: <i>Picea-Populus</i></p> <p>III: <i>Abies-Betula-Quercus</i></p> | <p>IV: <i>Acer-Pinus-Betula</i></p> <p>V: <i>Acer-Tsuga-Betula</i></p> <p>VI: <i>Acer-Tsuga-Fagus</i><br/><i>Betula</i></p> <p>VII: <i>Ambrosia-Rumex</i><br/><i>Poaceae</i></p> |
|--|--|

**Figure 5.7.** Zones d'assemblage pollinique (I-VII) identifiées au sein de chacun des profils, et corrélations palynostratigraphiques. La description de chacune des zones est présentée au tableau V-II. Les dates à la droite du profil ALB-1 et à la gauche du profil ALB-2 indiquent l'âge de la transition, en années étalonnées, entre chacune des zones polliniques.

**Tableau V-2**  
Zonation pollinique régionale

Zone	Assemblage pollinique et dates (années BP étalonnées)	Caractéristiques palynostratigraphiques
I	<i>Cyperaceae-Artemisia</i> <i>Dryas-Salix</i> (>13 000)	Concentrations polliniques minimums. Représentation pollinique maximale des herbes ( <i>Cyperaceae</i> , <i>Artemisia</i> , <i>Tubuliflorae</i> ) et des taxons arctiques-alpins ( <i>Dryas</i> , <i>Salix herbaceae</i> , <i>Oxyria digyna</i> ). Pourcentages polliniques élevés de <i>Picea mariana</i> et de <i>Pinus banksiana</i> .
II	<i>Picea-Populus</i> (13 000-11 000)	Augmentation des concentrations polliniques. Pic pollinique de <i>Picea mariana</i> (20-40%) et de <i>Populus tremuloides</i> . Augmentation de la représentation de <i>Quercus</i> vers la fin de la zone. Pourcentages de <i>Salix</i> autour de 2% et d' <i>Alnus crispa</i> variant entre 2 et 5%.
III	<i>Abies-Quercus-Betula</i> (11 000-9900)	Apparition continue d' <i>Abies balsamea</i> (5%). Baisse importante de la représentation de <i>Picea mariana</i> (<10%). Pourcentages de <i>Betula</i> supérieurs à 20%. Représentation continue de <i>Populus tremuloides</i> selon les profils.
IV	<i>Acer-Pinus-Betula</i> (9900-6900)	Pic pollinique de <i>Pinus strobus</i> (20-40%). Représentation continue d' <i>Acer saccharum</i> supérieure à 1%. Pourcentages de <i>Betula</i> entre 20 et 30%. Régression de <i>Pinus strobus</i> et d' <i>Abies balsamea</i> à la fin de la zone, et augmentation de <i>Tsuga canadensis</i> .
V	<i>Acer-Tsuga-Betula</i> (6900-5300)	Représentation maximale de <i>Tsuga canadensis</i> (10-20%). Léger déclin de <i>Quercus</i> et augmentation de <i>Betula</i> (40-60%). Pourcentages polliniques d' <i>Acer saccharum</i> d'environ 2-3%.
VI	<i>Acer-Tsuga-Fagus-Betula</i> (5300-250)	Représentation pollinique maximale de <i>Fagus grandifolia</i> . (5-10%). Déclin de <i>Tsuga canadensis</i> et recrudescence par la suite. Selon les profils, augmentation importante de <i>Picea mariana</i> et d' <i>Abies balsamea</i> vers la fin de la zone. Présence continue d' <i>Acer saccharum</i> .
VII	<i>Ambrosia-Rumex-Poaceae</i> (<250)	Apparition d'espèces rudérales indicatrices d'agriculture et de défrichement des forêts ( <i>Ambrosia</i> , <i>Rumex</i> , <i>Poaceae</i> ).

zone VII est absente du profil central (ALB-1), sans doute en raison du caractère fluide de la gyttja à la surface qui n'a pu être échantillonnée. Les diagrammes des profils ALB-3, ALB-4 et ALB-5 sont par contre caractérisés par l'absence de deux zones polliniques (III et IV) (Fig. 5.7). Nous discuterons plus loin des facteurs qui ont mené à l'absence de ces zones. Nous ferons référence aux diagrammes sporopolliniques ALB-1 et ALB-2 (Diag. 5.1 et 5.2) pour la reconstitution postglaciaire de la végétation régionale. Nous ferons également référence aux diagrammes de concentration macrofossile, principalement celui du profil ALB-2 (Diag. 5.3), pour étayer l'histoire de la végétation, et vérifier la présence ou non de certaines espèces aux abords du lac. Au sud du Québec méridional, les reconstitutions postglaciaires de la végétation reposent essentiellement sur les seules données sporopolliniques (Richard, 1977). L'analyse macrofossile du lac Albion offre l'occasion de préciser certains événements de la constitution des forêts de la région. La chronologie en années étalonnées sera employée pour les chroniques de la végétation et des niveaux lacustres, afin d'évaluer les taux de changement en années réelles.

- Zone I: *Cyperaceae-Dryas-Artemisia-Salix*  
(>13 000 ans BP)

La zone I à la base des profils est riche en pollen de plantes herbacées et de taxons héliophiles arctiques-alpins. Les assemblages sporopolliniques correspondent à l'argile basale et au dépôt de la gyttja silteuse. L'argile au point d'échantillonnage ALB-2 (640-600 cm) montre une quasi-absence de grains de pollen. Les concentrations polliniques affichent alors des valeurs minimales. Un couvert végétal très ouvert permettait l'apport de sédiments minéraux dans le lac. Le pollen et les macrorestes d'espèces telles *Dryas*, *Salix* type *herbacea*, *Oxyria digyna* (pollen), *Saxifraga* type *oppositifolia* (pollen) et *Saxifraga aizoides* (macrorestes) (Diag. 5.1, 5.2 et 5.3) témoignent de la constitution d'une toundra arbustive à cette époque, antérieurement à 13 000 ans BP. Les pourcentages polliniques de *Dryas* sont particulièrement élevés à ALB-2 et ALB-4 où ils atteignent plus de 10% (Diag. 5.2 et 5.6). La représentation des *Cyperaceae*, des *Poaceae*, d'*Artemisia*, d'*Alnus crispa* et

de *Thalictrum* est également maximale, indiquant la présence de ces espèces au sein du cortège floristique.

Au point ALB-2, le bouleau (*Betula*) atteint un premier maximum pollinique vers 510 cm (55%). Celui-ci est attribué au bouleau glanduleux (*Betula glandulosa*) selon les restes macrofossiles (Diag. 5.3). L'importante représentation pollinique de *Picea mariana* et de *Pinus banksiana* reflète essentiellement des apports polliniques lointains en provenance de forêts sises plus au sud (Mott, 1977; Davis et Jacobson, 1985). Cependant, la présence de feuilles de *Picea mariana* dès le niveau 525 cm (ALB-2) indique que quelques bosquets d'épinettes noires étaient déjà présents durant la toundra arbustive. Le pergélisol devait sans doute occuper la région, tel qu'indiqué par la présence de gélisols à triage reliques dans la région de Disraéli (Fig. 5.2) au nord du lac Albion (Turcotte, 1977). L'analyse macrofossile qui a révélé des restes d'arbustes dès la sédimentation initiale, indique qu'il n'y a pas eu de phase de toundra strictement herbacée telle qu'identifiée au mont Shefford (Fig. 5.2) sur les seules données polliniques (Richard, 1978).

- Zone II: *Picea mariana*-*Populus tremuloides*  
(13 000-11 000 ans BP)

La zone II se caractérise par une augmentation notable des concentrations polliniques, et par une proportion importante de pollen de *Picea mariana*, supérieure à 20% (Diag. 5.1 et 5.2). Le peuplier faux-tremble (*Populus tremuloides*) montre également un maximum d'abondance, notamment à ALB-2 où sa représentation pollinique atteint près de 10%. Curieusement, les pourcentages de cette essence sont particulièrement faibles au sein du profil central (1%). L'abondance des herbes diminue fortement, et il y a disparition des plantes à caractère arctique-alpine. La diminution des apports minéraux dans le lac témoigne d'une densification de la couverture végétale, de la constitution des premiers véritables boisements, et sans doute d'un développement plus important des humus forestiers (Whitehead *et al.*, 1989). À cette époque, les forêts régionales étaient dominées par l'épinette noire constituant des pessières. Elles comportaient

toutefois une part importante de peuplier faux-tremble, compte tenu de la sous-représentation pollinique de cette espèce et de la mauvaise préservation de ses grains de pollen dans les sédiments (Mott, 1978; Comtois et Payette, 1984). Le peuplier baumier (*Populus balsamifera*) et le bouleau glanduleux devaient être également présents, de même que le saule et l'aulne crispé dans les milieux plus ouverts. Il est donc probable que ces pessières constituaient des peuplements ouverts.

Localement, le mélèze et l'épinette noire (pollen et macrorestes) colonisaient les bordures du lac (Diag. 5.3), en compagnie du myrique baumier (*Myrica gale*) qui affiche une augmentation marquée de sa représentation pollinique durant cette zone (ALB-2), en dépit de l'absence de macrorestes. Il semble également que le cèdre (type pollinique *Thuja-Juniperus communis*) participait aussi à la flore locale, la courbe pollinique de ce dernier affichant un léger maximum à la même époque (ALB-2; Diag. 5.2). Toutefois, comme pour le myrique baumier, aucun macroreste n'en fut retrouvé.

- Zone III: *Abies balsamea*-*Betula*-*Quercus*  
(11 000-9900 ans BP)

Le zone III montre une augmentation notable de la représentation du sapin baumier (*Abies balsamea*) au sein des spectres polliniques (Diag. 5.1 et 5.2). Les pourcentages du sapin oscillent entre 5 et 10% au point ALB-2, alors qu'au centre du lac, ils ne dépassent pas 5%. L'épinette noire diminue alors fortement, le sapin étant accompagné principalement du chêne (pollen) et du bouleau blanc (*Betula papyrifera*, selon les données macrofossiles) (Diag. 5.3), traduisant la composition d'une Sapinière à bouleau blanc, sans doute riche en chêne rouge. Le sapin était également présent aux abords du lac, tel qu'indiqué par la présence de ses macrorestes (430 cm; Diag. 5.3). Malgré une baisse de sa représentation pollinique vers la fin de cette zone, les pourcentages de *Populus tremuloides* demeurent élevés dans le diagramme ALB-2 et cette essence participait sans doute au cortège floristique. Localement, l'épinette noire, le cèdre et le mélèze, ce dernier atteignant un

maximum pollinique au sein du diagramme ALB-2 (5%), étaient également présents à la périphérie du lac.

La présence de macrorestes de pin blanc (*Pinus strobus*) dans les sédiments de la carotte ALB-2 (440 cm; Diag. 5.3) atteste que cette essence était déjà présente près du lac lors de la constitution de la Sapinière à bouleau blanc, et ce, au moment même où sa représentation pollinique affiche une augmentation. Ainsi, malgré que le pin blanc soit une espèce fortement sur-représentée par son pollen, les pourcentages polliniques du pin blanc à cette époque ne peuvent être attribués seulement à des apports strictement extra-régionaux.

- Zone IV: *Acer saccharum*-*Pinus strobus*-*Betula*  
(9900-6900 ans BP)

Le pin blanc montre une importante représentation pollinique durant la zone IV, atteignant plus de 40%. Ses nombreux restes macrofossiles (Diag. 5.3) indiquent qu'il était abondant autour du lac. Les pourcentages élevés du pin s'accompagnent d'une représentation pollinique continue d'*Acer saccharum* supérieure à 1%, traduisant la constitution des premières érablières (Richard, 1976). Le chêne demeure bien représenté, alors que *Populus tremuloides* disparaît au début de la zone (Diag. 5.2). Les pourcentages polliniques du bouleau et du sapin baumier diminuent graduellement en raison de l'importante représentation du pin blanc. Une part du pollen de *Betula* est attribuée au bouleau jaune (*Betula alleghaniensis*) dont des graines furent trouvées pour la première fois au niveau 375 cm à ALB-2 (Diag. 5.3). Près du lac dominant toujours le mélèze, l'épinette noire, le cèdre et le bouleau blanc.

- Zone V: *Acer saccharum*-*Tsuga canadensis*-*Betula*  
(9900-5300 ans BP)

La pruche (*Tsuga canadensis*) connaît un déploiement important durant la zone V (Diag. 5.1 et 5.2) atteignant des pourcentages de 20 à 25%.

Cette augmentation s'accompagne d'un déclin marqué de la courbe pollinique du pin blanc et d'une baisse de la représentation du chêne. Les populations d'*Acer saccharum* s'accroissent, témoignant de la formation d'une Érablière à bouleau jaune ou peut-être de prucheraies à érable à sucre. À cette époque, certaines modifications sont survenues dans la composition de la végétation arborescente périphérique (Diag. 5.3). Les essences dominantes depuis la zone II, comme l'épinette noire et le cèdre, sont absentes des restes macrofossiles. Le mélèze demeure présent, mais son importance au sein des assemblages macrofossiles diminue fortement. Le pin blanc demeure toutefois très bien représenté par ses macrorestes (Diag. 5.3), et ce, malgré la chute importante des pourcentages polliniques du pin dans les diagrammes polliniques.

- Zone VI: *Acer saccharum-Tsuga canadensis-Fagus grandifolia-Betula*  
(5300-250 ans BP)

Le début de la zone VI se caractérise par un déclin marqué de la pruche, en raison d'une mortalité causée par l'activité d'un insecte défoliateur (Bhiry et Filion, 1996). Les pourcentages de la pruche, supérieurs à 20% au cours de la zone V, chutent alors à moins de 5% vers 4400 ans BP (4000 ans BP conventionnelles). Cet événement est concomitant de la migration du hêtre (*Fagus grandifolia*) dans la région pour constituer sans doute, avec l'érable à sucre, une Érablière à bouleau jaune et hêtre. Par la suite, une recrudescence de la pruche se manifeste, mais sans toutefois que sa représentation pollinique atteigne des valeurs aussi marquées qu'antérieurement.

Une importante augmentation des courbes polliniques du sapin baumier et de l'épinette noire, notamment à ALB-2, est confirmée par les données macrofossiles (Diag. 5.2 et 5.3). Elle indique la dominance de ces essences en bordure du lac, mais le diagramme pollinique de la carotte centrale n'exprime pas de telles augmentations (Diag. 5.1). L'épinette et le sapin sont accompagnés du mélèze et du cèdre. Le pin blanc demeure toujours bien représenté par ses macrorestes, mais il semble disparaître vers le niveau 100 cm (Diag. 5.3). La présence des éricacées (*Andromeda*

*glaucophylla*, *Cassandra calyculata*) et du myrique baumier (*Myrica gale*) traduit la paludification progressive du lac, et la constitution de l'actuelle zone entourbée.

- Zone VII: *Ambrosia-Rumex-Poaceae*  
(250-0 ans BP)

La dernière zone (VII) reflète l'action anthropique, notamment le défrichement des forêts et l'agriculture au cours des 250 dernières années. Elle se traduit essentiellement par l'apparition de taxons rudéraux (*Ambrosia*, *Rumex*, *Poaceae*) (Diag. 5.2). Couvrant une épaisseur stratigraphique de 20 à 50 cm selon les profils, cette zone n'a pu être mise en évidence au centre du lac (Diag. 5.1) en raison du caractère fluide des sédiments, ceux-ci n'ayant sans doute pas été récupérés par le carottier. Cette dernière phase constitue les 20 cm supérieurs du point d'échantillonnage ALB-3, indiquant une accumulation encore active de la tourbe dans les forêts périphériques.

**5.4.4 Le dépôt des sédiments et les fluctuations postglaciaires du niveau lacustre**

Les analyses stratigraphiques et paléobotaniques (pollen, macrorestes végétaux) à chacun des points d'échantillonnage ont permis de retracer des changements de la position du niveau d'eau au lac Albion. Les reconstitutions reposent essentiellement sur la nature des sédiments, la détection de hiatus dans les diagrammes sporopolliniques, et sur la flore aquatique, celle-ci fournissant des indices sur la profondeur d'eau. Les plantes aquatiques sont retracées essentiellement à l'aide de l'analyse macrofossile (Diag. 5.3, 5.5, 5.7 et 5.9), les diagrammes sporopolliniques ne fournissant que peu d'indications en raison de la représentation erratique de ces taxons. Six périodes ont été identifiées concernant les fluctuations du niveau d'eau.

#### 5.4.4.1 *Le dépôt de la gyttja silteuse*

(>13 000 ans BP)

Suite au retrait des glaces, les premiers sédiments organiques à se mettre en place sur l'argile silteuse érodée des bassins versants se composent d'une gyttja silteuse. Celle-ci couvre une épaisseur minimale de 30 cm au centre du lac (Fig. 5.4). Au point ALB-2, elle est beaucoup plus épaisse, atteignant 80 cm là où le bassin initial était le plus profond. Le dépôt de la gyttja silteuse correspond à la phase de toundra régionale (zone pollinique I). Les spectres polliniques et macrofossiles de cette unité lithologique témoignent de la présence d'une flore à caractère arctique-alpin.

Ce paysage de toundra est restreint à la gyttja silteuse. En effet, les analyses paléobotaniques révèlent la disparition des plantes arctiques-alpines et la constitution des premiers boisements immédiatement après le dépôt de la gyttja silteuse. Le milieu très ouvert permettait un apport minéral important au sein du bassin. Une sédimentation différentielle semble avoir affecté la mise en place de la gyttja silteuse, comme en témoigne sa répartition restreinte au centre et à la marge est du lac. Les apports inorganiques allochtones, conjugués à la morphométrie du bassin qui est caractérisée par une pente relativement importante du côté ouest, ont sans doute contribué à une accumulation asymétrique au centre et à la bordure est, et à l'absence d'une sédimentation corrélative à la bordure ouest et aux points A, B et C à cette époque (Fig. 5.4).

Il n'est pas possible de déterminer avec exactitude qu'elle était la position maximale du niveau lacustre à cette époque. Par contre, le lac recouvrait certainement les sédiments argileux sur la banquette de la bordure ouest. En effet, les assemblages macrofossiles des sédiments argileux indiquent la présence de certaines algues et plantes aquatiques, telles *Chara/Nitella*, *Potamogeton* et *Ranunculus* type *trichophyllus* (Diag. 5.5, 5.7 et 5.9). La profondeur d'eau devait être d'au moins un mètre à cet endroit pour permettre la croissance de ces espèces submergées, notamment les *Chara/Nitella*, communes sous de grandes profondeurs d'eau (Haas, 1994; Hannon et Gaillard, 1997), mais aussi en position littorale, en eau moins profonde (Vance et Mathewes, 1994). La flore aquatique n'était

cependant sans doute pas assez dense pour fixer les sédiments sur place. En admettant une épaisseur d'eau minimale de un mètre au-dessus de l'argile à la bordure ouest, le niveau lacustre le plus bas de cette époque devait se situer au maximum entre un et 1,2 m sous le niveau d'eau actuel (Fig. 5.8). Cette période associée au dépôt de la gyttja silteuse s'est échelonnée jusque vers 13 000 ans BP, des âges (étalonnés) de 12 800 et de 13 050 ans BP ayant été obtenus respectivement aux profils ALB-1 et ALB-2, à la transition entre la gyttja silteuse et les sédiments sus-jacents.

#### **5.4.4.2 Le dépôt de la marne**

(13 000-11 000 ans BP)

Un horizon de marne, riche en coquilles de gastéropodes et de pélicypodes, caractérise les profils ALB-2, ALB-4, ALB-5, et les points A et B. Absent de la portion centrale du lac (ALB-1), il fait suite à la gyttja silteuse au point ALB-2, alors qu'il repose directement sur l'argile à la marge ouest du lac (Fig. 5.4). Pour chacun des profils où elle est présente, les spectres polliniques de la marne sont caractérisés par de forts pourcentages de *Picea mariana* et par un maximum de représentation de *Populus tremuloides*, témoignant que la formation de l'horizon marneux a eu lieu durant la constitution des premières forêts ouvertes (zone pollinique II) entre 13 000 et 11 000 ans BP.

À l'époque du dépôt de la marne, la position du niveau lacustre était sans doute la même que celle qui prévalait antérieurement lors de l'épisode de la gyttja silteuse. Le niveau d'eau le plus bas devait se situer à environ 1 m sous le niveau actuel, en raison encore une fois de la présence d'espèces aquatiques submergées sur la banquette ouest. Du côté est du lac, la flore se composait essentiellement des *Chara/Nitella*, de *Myriophyllum* et de *Typha latifolia* (pollen) (Diag. 5.2 et 5.3). Par contre, là où se localise le transect, seules les *Potamogeton* (pollen et macrorestes) et les *Chara/Nitella* sont représentées. Ces dernières affichent un maximum de leurs oogones, traduisant sans doute une densification du couvert des Characées (Diag. 5.5, 5.7 et 5.9).

Les diagrammes macrofossiles montrent aussi un maximum des colonies de *Gloeotrichia* spp. (Diag. 5.3, 5.5, 5.7 et 5.9), une algue bleue fixatrice d'azote en eau peu profonde. Espèce pionnière, elle s'accommode des milieux pauvres en azote, et produit des conditions favorables pour l'implantation et la succession d'autres plantes aquatiques (Van Geel *et al.*, 1989; 1994; 1996). Comme nous, Van Geel *et al.* (1989) ont noté un maximum d'abondance de *Gloeotrichia* lors des premières phases de succession végétale au sein du lac.

Il existe différents processus permettant la formation de la marne dans les environnements lacustres (Wetzel, 1983). Au lac Albion, le rôle des macrophytes, et plus particulièrement celui des algues vertes (*Chara/Nitella*), semble avoir été le facteur prédominant. L'activité photosynthétique des Characées, de *Myriophyllum* et des cyanobactéries (*Gloeotrichia*) aurait entraîné la précipitation du carbonate de calcium. Un milieu peu profond et lumineux a favorisé l'enracinement des thalles des Characées le long des marges du lac et le dépôt de marne à ces endroits.

#### **5.4.4.3 Le dépôt de la gyttja: un premier abaissement du niveau lacustre (11 000-6900 ans BP)**

Suite au dépôt de la marne, la sédimentation se caractérise par le dépôt d'une gyttja brune (Fig. 5.4). Le début de l'accumulation de la gyttja survient durant la zone pollinique III vers 11 000 ans avant l'actuel au point ALB-2, lors de la formation de la Sapinière régionale. Elle a par contre eu lieu plus tôt au centre du lac (ALB-1), vers 12 800 ans BP pendant la zone pollinique II. L'accumulation de la gyttja fait suite au dépôt de la marne à ALB-2. À cette époque, la flore aquatique semble peu diversifiée aux environs d'ALB-2. Les oogones des *Chara/Nitella* demeurent présentes, mais leur abondance diminue pour finalement disparaître vers 450 cm, alors que *Najas flexilis* s'établit en compagnie de *Scirpus lacustris* (Diag. 5.3). À chacun des points d'échantillonnage, les algues planctoniques (*Pediastrum*) disparaissent presque complètement lors du début de la sédimentation de la gyttja, sans doute en raison de la cessation des apports minéraux et d'une eau moins limpide (Diag. 5.1, 5.2, 5.4, 5.6 et 5.8). Une représentation

maximale des *Pediastrum* restreinte à la base des profils et aux sédiments moins organiques est un phénomène général dans plusieurs bassins du sud québécois (Richard *et al.*, 1992).

Les profils ALB-3, ALB-4 et ALB-5 présentent toutefois un important hiatus pollinique et sédimentaire. En effet, suite à la zone pollinique II qui affiche un maximum de représentation de *Picea mariana* et de *Populus tremuloides* lors du dépôt de la marne, les assemblages polliniques se caractérisent par une représentation continue d'*Acer saccharum* et de *Tsuga canadensis* (Diag. 5.4, 5.6 et 5.8), sans indices des zones polliniques III et IV. À ALB-5, les pourcentages de la pruche atteignent 15% dès le niveau 200 cm (Diag. 5.8). Le diagramme macrofossile du point ALB-3 indique aussi la présence du bouleau jaune (*Betula alleghaniensis*) près du lac (Diag. 5.5), une essence qui migre beaucoup plus tardivement au Québec méridional. De tels assemblages correspondent à la zone pollinique V (Tab. V-2). Ainsi, les zones III et IV, caractérisées respectivement par des maximums polliniques d'*Abies balsamea* et de *Pinus strobus*, sont-elles absentes de ces trois diagrammes sporopolliniques (Fig. 5.7). Ceci implique un arrêt de la sédimentation le long du transect riverain, ou une érosion des sédiments durant cette période. Ce hiatus représente une durée d'environ 4100 ans, de 11 000 jusque vers 6900 ans avant l'actuel, âge du début de la zone pollinique V.

Il est très peu probable que le niveau d'eau soit demeuré élevé pendant la durée du hiatus. Un premier processus qui aurait empêché le dépôt ou le maintien sur place de la gyttja sous un haut niveau lacustre à la bordure ouest consiste dans le brassage printanier et automnal des eaux. Il est connu que cette circulation provoque un remaniement des sédiments littoraux et du pollen, et la remobilisation de ceux-ci dans les portions plus profondes du lac (Davis, 1968; 1973; Davis *et al.*, 1984). Or, le brassage des eaux survient dans des lacs présentant une stratification thermique et une thermocline séparant l'épilimnion de l'hypolimnion. Une profondeur d'eau minimale d'au moins six mètres est cependant requise pour permettre l'existence d'une telle stratification (Magny, 1992; Pourriot et Meybeck, 1995). À moins d'un niveau d'eau très élevé à cette époque, ce qui est une impossibilité dans le contexte

géomorphologique local, le lac Albion n'était sans doute pas assez profond pour présenter de telles conditions.

Un second processus qui aurait pu affecter les sédiments sous un haut niveau lacustre est l'action du vent. La conjugaison du vent et des vagues est un mécanisme qui peut entraîner la remobilisation des sédiments littoraux au sein des lacs de grande taille (Bengtsson *et al.*, 1990; Larsen et MacDonald, 1993). Il peut également se produire dans des lacs aux dimensions plus modestes. Au Danemark, Odgaard (1993) a proposé que le vent ait été un facteur déterminant sur la focalisation sédimentaire dans un lac de petite taille au cours de l'Holocène. Dans le cas du lac Albion, si le vent a eu une quelconque influence, celle-ci devait être restreinte à l'accumulation des premiers sédiments durant la présence d'un milieu environnant ouvert. Pendant le hiatus sédimentaire, la périphérie du lac était déjà caractérisée par la présence de forêts fermées près des berges. Il serait ainsi étonnant que les vents aient eu un rôle déterminant sur la sédimentation d'un lac de si petite taille ceinturé de forêts, et ce, sur une durée de 4000 ans.

Un abaissement du niveau d'eau doit donc être invoqué afin d'expliquer l'absence de sédimentation ou l'érosion des sédiments lacustres à la marge ouest du lac. L'absence d'eau sur la banquette où se localise le transect est par contre très peu probable. En effet, un assèchement complet de la bordure ouest causé par une baisse majeure du plan d'eau aurait permis une implantation centripète de la végétation. Or, ni les analyses polliniques, ni les analyses macrofossiles ne traduisent un tel événement. La stratigraphie des sédiments ne révèle pas non plus la constitution d'un humus ou d'un sol organique qui se serait formé suite à l'horizon marneux sur une période aussi longue.

Un bas niveau lacustre entraînant l'absence de sédimentation en raison d'une profondeur d'eau peu importante au-dessus de la marne dès 11 000 ans BP semble également improbable. En effet, la persistance d'un milieu peu profond empêchant le maintien sur place de la gyttja au cours d'une période aussi prolongée (4000 ans) aurait tôt ou tard favorisé l'entourbement de la banquette. Or, ce n'est pas le cas. L'absence complète

d'accumulation organique sur des sédiments marneux fut toutefois observée au lac Rice en Ontario (Fig. 5.1), où un hiatus sédimentaire d'une durée de près de 3000 ans a été attribué à un abaissement du niveau lacustre suite au dépôt de la marne (Yu et McAndrews, 1994). Un rehaussement subséquent du niveau d'eau a par la suite engendré une reprise de la sédimentation lacustre. Les concentrations polliniques des sédiments du lac Rice n'affichent pas de valeurs importantes au contact de la marne et de la gyttja, impliquant un lessivage du pollen vers les autres portions du lac sans que la marne en soit affectée. Ces auteurs ne mentionnent toutefois pas quel était la position du niveau lacustre lors du hiatus sédimentaire, ni qu'elle était l'épaisseur d'eau qui recouvrait la marne, si tel était le cas.

Nous proposons que, comme aux points ALB-1 et ALB-2, une accumulation de gyttja aurait débuté le long du transect vers 11 000 ans BP. Un abaissement subséquent du niveau d'eau aurait eu pour conséquences l'érosion de la gyttja qui s'était mise en place sur la banquette, et le redépôt de celle-ci dans les portions plus profondes du lac (Waddington, 1969; Dearing et Foster, 1986; Digerfeldt, 1988). Étant plus dense que la gyttja, la marne a pu résister au processus de remobilisation ayant affecté la gyttja (Davis et Ford, 1982; Davis *et al.*, 1984), mais il est possible qu'une portion de l'horizon marneux ait également été érodée. La remobilisation aurait également entraîné le pollen qui se déposait aux points d'échantillonnage ALB-3, ALB-4 et ALB-5, expliquant ainsi que les valeurs des concentrations polliniques des profils en question n'affichent pas un maximum prononcé suite à l'horizon de marne (Diag. 5.4, 5.6 et 5.8). La position du niveau d'eau devait être environ deux mètres sous le niveau actuel (Fig. 5.8). Nous ne pouvons cependant affirmer si cette baisse fut un événement graduel, s'échelonnant sur une longue période, ou un événement plus abrupt survenu durant un laps de temps plus court.

Au centre du lac (ALB-1) ainsi que du côté est (ALB-2), les diagrammes sporopolliniques n'indiquent pas une telle interruption sédimentaire (Fig. 5.7). Lors du dépôt de la gyttja durant les zones polliniques III et IV, la profondeur d'eau était suffisamment importante à ces endroits pour permettre une accumulation continue des sédiments lacustres. La baisse du niveau lacustre a permis le déclenchement de l'entourbement des

anciennes berges du côté est du lac situées alors à 60 m de l'actuel plan d'eau (Fig. 5.4). Sous un niveau d'eau stable et de moins en moins profond en raison de l'accumulation continue des sédiments, l'entourbement du bassin s'est progressivement propagé en direction du centre du lac, vers le point ALB-2. Le comblement graduel du lac et, par la suite, la progression centripète de la tourbe ont ainsi provoqué une importante réduction de la superficie du bassin lacustre.

Une importante accumulation sédimentaire a eu lieu au centre du lac pendant la zone pollinique IV (1,5 m), comparativement aux environs du point ALB-2 (0,80 m). Elle a entraîné une modification du profil du bassin lacustre. Au début de la zone pollinique IV (9900 ans BP), une différence de dénivellation d'environ 70 cm séparait les points ALB-1 et ALB-2 (Fig. 5.7). Au cours de la zone IV, l'accumulation sédimentaire accrue à ALB-1 a permis d'atténuer cette dénivellation, de sorte que la surface de réception des sédiments est devenue relativement horizontale entre les deux points (Fig. 5.7).

#### **5.4.4.4 Haut niveau lacustre**

(6900-6100 ans BP)

Un rehaussement du niveau d'eau s'est amorcé vers 7000 ans BP au cours de la zone pollinique V (Fig. 5.8). Durant cette hausse, la profondeur d'eau recouvrant les sédiments au point ALB-2 était inférieure à un mètre. En effet, les analyses macrofossiles indiquent, dès le niveau 275 cm, la proximité d'*Eleocharis palustris* et de *Scirpus lacustris* (Diag. 5.3). Ces plantes croissent à l'interface terre/eau, à une profondeur maximale de deux mètres pour *Scirpus lacustris*, et de un mètre dans le cas d'*Eleocharis palustris* (Hannon et Gaillard, 1997). Elles confirment du même coup la faible profondeur d'eau qui prévalait au-dessus de la marne à la marge ouest du lac. Le rehaussement du niveau lacustre fut sans doute graduel. L'accumulation d'une tourbe de bois et d'herbacées au point A (Fig. 5.3 et 5.4) s'est alors effectué rapidement et d'une façon essentiellement verticale, sans déplacement horizontal prononcé ou formation de véritables tapis flottants (Kratz et De Witt, 1986). *Najas flexilis* devait coloniser les zones plus

profondes vers le centre du lac (Diag. 5.3), les graines de cette espèce étant facilement disséminées (Birks, 1973).

La hausse du niveau d'eau a permis une nouvelle reprise de la sédimentation (gyttja) du côté ouest du lac suite au hiatus (Fig. 5.8). L'accumulation de la gyttja s'est accompagnée de l'implantation d'un cortège de plantes aquatiques se composant de *Potamogeton*, *Scirpus lacustris*, *Najas flexilis*, *Eleocharis palustris*, *Sparganium chlorocarpum* et *Nuphar variegatum* (Diag. 5.5, 5.7 et 5.9). Au point ALB-3, l'augmentation continue d'*Eleocharis palustris* et la disparition des plantes aquatiques témoignent du passage vers l'entourbement (Diag. 5.5). Celui-ci fut très rapide à ALB-3, où un âge de 6100 ans marque le début de l'accumulation de la tourbe (Fig. 5.4). Une accumulation totale de 60 cm de gyttja a eu lieu durant la zone pollinique V avant le passage vers l'entourbement. C'est en raison de cette importante accumulation que nous proposons que le rehaussement du niveau lacustre se soit amorcé dès 6900 ans BP, peut-être même avant, mais non plus tard. Une élévation plus tardive aurait réduit la probabilité d'une accumulation aussi importante de gyttja durant un laps de temps plus court. Cette période de haut niveau lacustre a persisté jusque vers 6100 ans BP. À ce moment, la profondeur d'eau recouvrant les sédiments à ALB-2 était d'au plus un mètre (Fig. 5.8).

#### **5.4.4.5 Deuxième bas niveau lacustre**

(6100-4400 ans BP)

Une seconde baisse du niveau d'eau s'est amorcée vers 6100 ans BP. Elle a eu pour effet de provoquer l'entourbement au point ALB-3 (Fig. 5.4). Elle est également responsable d'un second hiatus pollinique caractérisant les profils ALB-4 et ALB-5. Les diagrammes sporopolliniques ALB-1 et ALB-2 illustrent le début du déclin de *Tsuga canadensis* vers 5300 ans avant l'actuel, à la transition des zones polliniques V et VI (Diag. 5.2), et son minimum de représentation vers 4400 ans BP durant la zone VI. La courbe pollinique du hêtre (*Fagus grandifolia*) augmente alors dès le début du déclin de la pruche. Ces événements sont très bien identifiés dans les diagrammes ALB-1, ALB-2 et ALB-3. Ils sont toutefois tronqués aux points ALB-4 et ALB-

5, ou du moins, partiellement représentés (Diag. 5.6 et 5.8). Les diagrammes de ces deux profils montrent, suite au début de l'accumulation de la gyttja vers 6900 ans BP, une augmentation de la représentation pollinique de *Tsuga canadensis* lors de la zone V. Une diminution de courte durée affecte par la suite la courbe de la pruche (début de la zone VI). Cette baisse est particulièrement bien marquée à ALB-5 où les pourcentages chutent de 15 à 2%, mais elle ne se manifeste que sur seulement cinq centimètres (205-200 cm). Le hêtre (*Fagus grandifolia*) augmente alors sa représentation pollinique, indiquant le passage de la zone pollinique V à la zone VI. Le minimum de représentation de la pruche est par contre très faiblement représenté à ALB-4 (Diag. 5.6). Une recrudescence subséquente de *Tsuga canadensis* est par la suite observée.

L'absence de la manifestation complète du déclin de *Tsuga canadensis* à ALB-4 et ALB-5, telle qu'exprimée à ALB-3 et aux deux autres points d'échantillonnage, indique un second hiatus ayant affecté les sédiments de ces deux profils. Elle implique un bas niveau d'eau durant cette période. Comme nous l'avons mentionné précédemment, 60 cm de gyttja se sont accumulés à ALB-3 pendant la zone pollinique V, de 6900 à 6100 ans avant l'actuel. Une épaisseur similaire de gyttja devrait en principe s'être aussi accumulée à ALB-4 et ALB-5 durant la même période. Un abaissement du niveau lacustre vers 6100 an BP aurait ainsi provoqué l'érosion d'une portion des sédiments ou un arrêt de la sédimentation aux points ALB-4 et ALB-5, de sorte que la zone pollinique V n'est représentée que sur une épaisseur de 10 et de 20 cm respectivement au sein des profils ALB-4 et ALB-5 (Diag. 5.6 et 5.8). La manifestation du déclin de la pruche est très bien identifiée dans le diagramme sporopollinique ALB-3, et s'échelonne sur une épaisseur de 20 cm (160-140 cm). L'absence de cet événement dans les diagrammes ALB-4 et ALB-5 ne résulte donc pas de l'intervalle entre les niveaux analysés.

Les résultats suggèrent ainsi un bas niveau d'eau de 6100 à 4400 ans BP. Cet abaissement est conforté par le début de l'accumulation d'une tourbe telmatique au niveau 225 cm à ALB-2, vers 4400 ans avant l'actuel (Fig. 5.4). À cet endroit, l'importante représentation d'*Eleocharis palustris* et de *Scirpus lacustris* témoigne d'une profondeur d'eau peu importante. Au début de l'accumulation de la tourbe telmatique, le niveau lacustre se situait

à environ deux mètres sous le niveau actuel (Fig. 5.8), impliquant une profondeur d'eau inférieure à 50 cm aux environs de ALB-2.

#### 5.4.4.6 *Rehaussement du niveau lacustre*

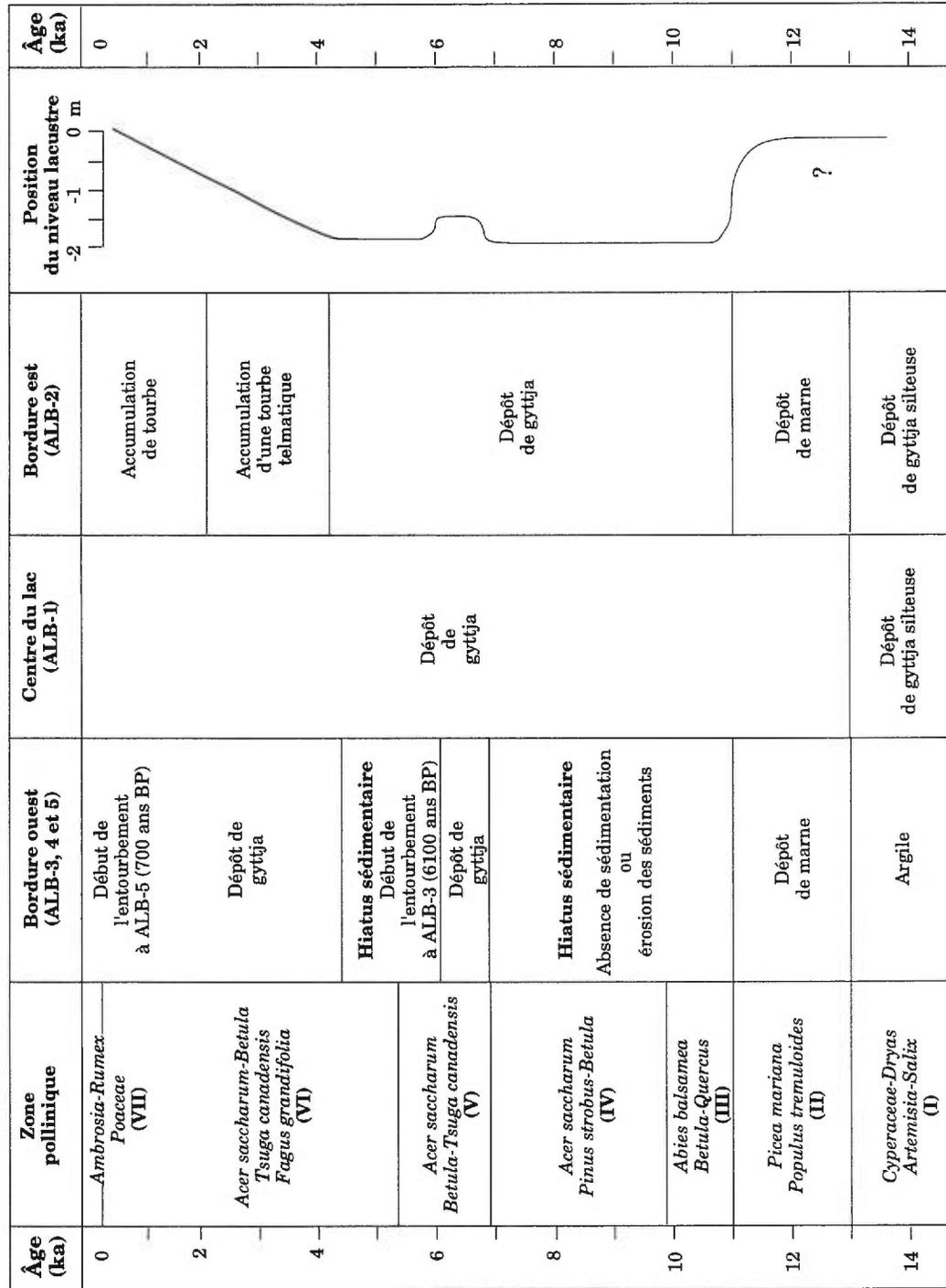
(4400 ans BP à l'actuel)

L'Holocène supérieur se caractérise par une hausse continue du niveau d'eau jusqu'à nos jours, sans oscillations majeures, permettant une nouvelle reprise de la sédimentation sur la banquette ouest. Ceci explique l'âge de 3430 ans BP au niveau 168-170 cm de la carotte ALB-5 qui, stratigraphiquement, est situé au même niveau que l'âge de 6100 ans au point ALB-3 (Fig. 5.4). Le rehaussement du niveau d'eau a sans doute été encore une fois graduel. Le diagramme des concentrations macrofossiles au point ALB-5 (Diag. 5.9) indique que la profondeur d'eau était peu importante, mais suffisante pour permettre le dépôt de la gyttja. La flore aquatique locale au point d'échantillonnage ALB-5 se composait principalement de *Scirpus lacustris*, *Eleocharis palustris*, *Najas flexilis* et *Potamogeton*. La profondeur d'eau ne devait pas excéder un mètre pour permettre la présence d'*Eleocharis palustris*, alors que *Najas flexilis* et *Potamogeton* devaient croître plus loin, dans les eaux plus profondes. Les assemblages macrofossiles à ALB-5 comportent également de tiges de mousses brunes dès le niveau 155 cm (Diag. 5.9). Elles proviennent des environs de ALB-4, où une tourbe s'accumule à la même époque.

Du côté est du lac, au point ALB-2, le passage de la tourbe telmatique vers une tourbe d'herbacées a lieu vers 170 cm (2000 ans BP) (Fig. 5.4). La disparition définitive des plantes aquatiques (*Scirpus lacustris*, *Eleocharis palustris*) témoigne d'un entourbement ayant lieu au-dessus du niveau d'eau, et d'une accumulation rapide de la tourbe jusqu'à nos jours. Une forêt sur tourbe dominait alors les environs du lac, composée entre autres d'*Abies balsamea*, *Larix laricina*, *Picea mariana* et *Thuja occidentalis*. Le pin blanc (*Pinus strobus*) et les bouleaux (*Betula alleghaniensis*, *Betula papyrifera*) se situaient à une plus grande distance du lac (Diag. 5.3). En bordure de l'eau, les éricacées (*Andromeda glaucophylla*, *Cassandra calyculata*) et le myrique baumier (*Myrica gale*) étaient les espèces dominantes.

L'entourbement des points ALB-3 et ALB-4 a aussi mené à la constitution de forêts sur tourbe dominées par le mélèze et l'épinette noire. Bien que le cèdre ne soit que très peu représenté dans les assemblages macrofossiles, sa courbe pollinique n'en révèle par moins sa présence locale (Diag. 5.3 et 5.6). Ce n'est que récemment, vers 700 ans BP, que l'entourbement a atteint le point ALB-5. L'implantation d'arbustes tels les éricacées et le myrique baumier (Diag. 5.9) traduit la formation de la ceinture entourbée ouverte (Fig. 5.3).

Le diagramme sporopollinique de la carotte centrale se caractérise par d'importantes fluctuations des concentrations polliniques durant la zone VI (Diag. 5.1). Des maximums sont atteints aux niveaux 175, 125 et 50 cm. Elles s'accompagnent aussi d'une forte proportion de grains de pollen indéterminés. Ces fluctuations sont inhabituelles pour des sédiments lacustres. Elles ne peuvent s'expliquer par des modifications dans les apports polliniques en provenance des forêts. Les changements ayant lieu dans la composition des peuplements forestiers n'ont pas été assez importants pour engendrer des fluctuations d'une telle ampleur. Il est très peu probable également qu'elles traduisent des déplacements du foyer de la focalisation sédimentaire. En effet, la morphométrie du lac s'est atténuée avec l'accumulation continue des sédiments au centre du lac. Quand ces fluctuations de la concentration pollinique sont survenues, la surface de réception de la gyttja était relativement plane entre les points ALB-1 et ALB-2. Dans de telles conditions, il est peu probable que l'accumulation de la gyttja se soit davantage concentrée dans une portion du lac plutôt qu'une autre. Une autre explication fait intervenir un arrêt ou du moins un important ralentissement du taux d'accumulation sédimentaire. Pour permettre une telle concentration du pollen, il aurait fallu un assèchement presque complet du lac pour provoquer l'arrêt de la sédimentation, et ce, à trois reprises. Or, le premier maximum survient durant la zone pollinique V, c'est-à-dire au cours d'un rehaussement du niveau lacustre suite à l'important hiatus de l'Holocène inférieur. En ce qui a trait au deuxième maximum des concentrations polliniques, il survient suite au minimum de la représentation pollinique de la pruche, encore une fois durant une hausse du niveau lacustre. Ainsi, ces fluctuations ne peuvent refléter des abaissements du niveau d'eau. Aucune des explications n'est satisfaisante,



**Figure 5.8.** Synthèse des événements locaux au lac Albion et de la palynostratigraphie régionale. La courbe de la variation du niveau lacustre indique la position postglaciaire du niveau d'eau au centre du lac par rapport au niveau actuel du lac (0 m).

et ces variations restent pour le moment inexplicées. Elles pourraient résulter d'imprécisions dans les mesures de la concentration pollinique à l'époque où les travaux furent effectués sur cette carotte (Richard, 1975).

## 5.5 DISCUSSION ET CONCLUSION

L'étude de plusieurs profils sédimentaires et l'emploi de différents indicateurs stratigraphiques et paléobotaniques ont permis de retracer des fluctuations postglaciaires du niveau lacustre au lac Albion. La détection de hiatus polliniques et l'analyse macrofossile des plantes aquatiques ont été les éléments les plus utiles pour la détection des changements du niveau d'eau.

Les fluctuations au lac Albion furent de l'ordre du mètre. Le premier abaissement durant la période représentée par les zones polliniques III et IV peut néanmoins faire exception, puisqu'il n'est pas possible de déterminer la position maximale du niveau lacustre pendant les zones polliniques I et II. Il est délicat de déterminer précisément le moment exact du déclenchement d'un abaissement ou d'une hausse du niveau lacustre. Il est également difficile d'affirmer si les abaissements ont été rapides, portant sur une courte période de temps, ou au contraire plus graduels. L'identification des plantes aquatiques permet toutefois d'aborder cette question.

Trois périodes de haut niveau, et deux périodes de bas niveau d'eau ont été identifiées (Fig. 5.8). Le niveau s'est abaissé de 11 000 à 6900 ans BP, et de 6100 à 4400 ans BP. Il était plus élevé avant 11 000 ans BP, de 6900 à 6100 ans BP, et au cours des 4400 dernières années. Il n'est pas impossible que des fluctuations plus mineures soient survenues comme ce fut le cas au Québec subarctique (Payette et Fillion, 1993) et au lac Ontario (Flint *et al.*, 1988; McCarthy et McAndrews, 1988; Dalrymple et Carey, 1990) (Fig. 5.1). Si elles ont eu lieu, elles n'auraient pas été assez importantes, ou auraient été de trop courte durée pour être enregistrées par les sédiments. En l'absence d'informations portant sur les niveaux lacustres au sud du Québec, nous devons référer aux synthèses nord-américaines et aux travaux menés au nord du Québec ainsi qu'en Ontario pour comparer nos résultats, et pour mettre éventuellement en lumière des événements synchrones.

Pour l'est de l'Amérique du Nord, des synthèses portant sur les fluctuations des niveaux lacustres ont été réalisées (Harrison et Metcalfe, 1985; Harrison, 1989; Webb *et al.*, 1993). Le synchronisme général des événements permet d'attribuer au climat et aux masses d'air les changements des niveaux lacustres. Les résultats, très généraux, démontrent qu'une phase climatique sèche aurait débuté il y a environ 10 000 ans BP (années étalonnées) et aurait atteint son apogée vers 7000 ans avant l'actuel, alors que le niveau d'eau de la majorité des lacs était bas, et les températures de 2°C supérieures à celles d'aujourd'hui (COHMAP, 1988; Webb *et al.*, 1993). La baisse des niveaux lacustres serait survenue alors que l'insolation solaire estivale était supérieure à celle d'aujourd'hui (Kutzbach et Guetter, 1986), engendrant une plus forte évaporation. Un rehaussement général des niveaux d'eau est observé depuis environ 6000 ans BP, attribué à un retour vers des conditions climatiques plus humides. Les reconstitutions à l'échelle continentale indiquent par contre que peu importe le statut lacustre dominant à une époque donnée (niveau d'eau bas, intermédiaire ou élevé), celui-ci comprenait toujours des bassins aux statuts opposés.

Le scénario de ces synthèses, généralisé à l'ensemble du nord-est américain, ne s'applique toutefois pas à toutes les régions, dont le Québec méridional. Plusieurs lacs intégrés dans ces travaux sont localisés au centre-nord des États-Unis, une région ayant connu une histoire climatique différente de celle de la côte atlantique et du Québec (Bartlein *et al.*, 1984; Winkler *et al.*, 1986; Dean *et al.*, 1996). Des contrastes surviennent notamment avec les études menées en Ontario et au Wisconsin où de bas niveaux d'eau sont enregistrés entre 7000 et 3000 ans BP (Winkler *et al.*, 1986; Yu et McAndrews, 1994; Yu *et al.*, 1997) (Fig. 5.1). Dans l'état de New York au lac Owasco (Fig. 5.1), un haut niveau s'inscrit vers 7800 ans avant l'actuel (Dwyer *et al.*, 1996). À la limite des arbres au Québec nordique (Fig. 5.1), de bas niveaux lacustres caractérisent la période s'échelonnant entre 6300 et 3700 ans BP au lac des Pluviers (Payette et Fillion, 1993), plus particulièrement entre 5300 et 4600 ans BP, alors qu'un rehaussement général serait enregistré depuis 3700 ans, ponctué toutefois de bas niveaux vers 2700, 2000, 1250 et 310 ans BP. Le synchronisme de ces fluctuations avec celles retracées en Ontario (Flint *et al.*, 1988; McCarthy et McAndrews, 1988;

Dalrymple et Carey, 1990; Yu et McAndrews, 1994) (Fig. 5.1) suggère un contrôle climatique commun entre les sites de l'est du continent.

Au lac Albion, le niveau d'eau du lac était élevé avant 11 000 ans BP. Il est possible qu'il ait atteint sa position maximale à cette époque. Un abaissement de longue durée s'est ensuite produit de 11 000 jusque vers 6900 ans avant l'actuel. Des conditions climatiques alors plus sèches ont contribué au maintien d'un bas niveau lacustre. Ce bas niveau correspond au maximum d'insolation solaire, engendrant un plus fort potentiel d'évaporation (Kutzbach et Guetter, 1986). Les charbons de bois microscopiques sont beaucoup plus abondants entre 11 000 et 9000 ans BP suite à l'horizon de marne (Fig. 5.5), indiquant une incidence plus élevée des feux à cette époque, et sans doute d'un climat plus sec. Plus tard, un maximum pollinique de *Pinus strobus* est enregistré (zone pollinique IV), suggérant des conditions climatiques plus chaudes et un peu plus humides qu'au cours des périodes antérieures. Ces résultats s'inscrivent avec les synthèses du nord-est américain (Harrison, 1989; Webb *et al.*, 1993), où de hauts niveaux lacustres caractérisent le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène inférieur, alors qu'une baisse subséquente du niveau d'eau des lacs se produit vers 10 000 ans BP et persiste jusque vers 7000 ans BP.

Une reprise de la sédimentation est ensuite observée au lac Albion vers 6900 ans BP. Selon les assemblages polliniques, l'accumulation des sédiments a débuté suite au début de la zone pollinique V. Il n'est par contre pas impossible que le rehaussement du niveau lacustre se soit amorcé plus tôt, vers la fin de la zone IV. Cet événement correspond à l'augmentation de la représentation de la pruche (*Tsuga canadensis*) dans les diagrammes polliniques et au déclin du pin blanc (*Pinus strobus*). Des conditions climatiques chaudes mais surtout plus humides, associées à une évaporation moins importante, auraient autorisé la hausse du niveau d'eau. Ce haut niveau a toutefois été de courte durée, s'échelonnant jusque vers 6100 ans BP.

Un deuxième bas niveau lacustre est signalé entre 6100 et 4400 ans avant l'actuel au lac Albion. Un retour vers des conditions plus sèches expliquerait ce second bas niveau lacustre. Il correspond étroitement à celui

enregistré au Québec nordique (Payette et Fillion, 1993) (Fig. 5.1). En Ontario (Fig. 5.1), de bas niveaux d'eau ont aussi été retracés entre 7000 et 4000 ans avant l'actuel aux lacs Rice et Crawford (Yu et McAndrews, 1994; Yu *et al.*, 1996; Yu *et al.*, 1997). Ces résultats pourraient indiquer un déplacement graduel vers l'est d'incursions de plus en plus fréquentes l'air polaire continental, entraînant des conditions plus sèches. Depuis 4400 ans BP, le niveau du lac s'est élevé graduellement jusqu'à nos jours, sans oscillations majeures. La profondeur d'eau fut toutefois peu importante, au maximum un mètre, permettant un comblement graduel et un entourage du lac.

Il est pour le moment difficile d'établir un schéma paléohydrique régional à l'aide des seules données du lac Albion. Les corrélations avec d'autres études doivent également être pour l'instant considérées avec réserves. Il semble toutefois que le sud du Québec méridional ait connu des changements paléohydriques distincts de ceux des autres régions nord-américaines, notamment de la côte est. Les interprétations paléohydriques fondées sur les synthèses nord-américaines (Harrison, 1989; Webb *et al.*, 1993) sont très générales et ne s'appliquent pas pour le Québec méridional pour l'Holocène moyen et supérieur. L'étude d'autres lacs est donc essentielle pour préciser ces premiers résultats.

## 5.6 RÉFÉRENCES

- Almquist-Jacobson, H., 1994. Interaction of Holocene climate, water balance, vegetation, fire, and cultural land-use in the Swedish Borderland. LUNDQUA Thesis, 30: 82 p.
- Almquist-Jacobson, H., 1995. Lake-level fluctuations at Ljustjärnen, central Sweden, and their implications for the Holocene climate of Scandinavia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 118: 269-290.
- Bartlein, P.J., Webb III, T. et Fleri, E., 1984. Holocene climatic change in the northern Midwest: pollen-derived estimates. *Quaternary Research*, 22: 361-374.
- Bengtsson, L., Hellstrom, T. et Rakoczi, L., 1990. Redistribution of sediments in three Swedish lakes. *Hydrobiologia*, 192: 167-181.
- Benninghoff, W.S., 1962. Calculation of pollen and spore density in sediments by addition of exotic pollen in known quantities. *Pollen et Spores*, 6: 332-333.
- Bhiry, N. et Filion, L., 1996. The mid-Holocene hemlock decline in eastern North America linked with phytophagous insect activity. *Quaternary Research*, 45: 312-320.
- Birks, H.H., 1973. Modern macrofossil assemblage in lake sediments in Minnesota. Pages 143-168 in H.J.B. Birks et R.G. West (ed.). *Quaternary Plant Ecology*. Blackwell Scientific Publication, Oxford.
- Clark, R.L., 1982. Point count estimation of charcoal in pollen preparation and thin sections of sediments. *Pollen et Spores*, 24: 523-535.
- COHMAP Members, 1988. Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations. *Science*, 241: 1043-1052.

- Comtois, P. et Payette, S., 1984. Représentation pollinique actuelle et subactuelle des peupliérais boréales au Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 38: 123-133.
- Dalrymple, R.W. et Carey, J.S., 1990. Water level fluctuations in Lake Ontario over the last 4000 years as recorded in the Cataraque River lagoon, Kingston, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27: 1330-1338.
- Davis, M.B., 1968. Pollen grains in lake sediments: redeposition caused by lake seasonal water circulation. *Science*, 162: 796-799.
- Davis, M.B., 1973. Redeposition of pollen grains in lake sediments. *Limnology and Oceanography*, 18: 44-52.
- Davis, M.B. et Ford, M.S., 1982. Sediment focusing in Mirror Lake, New Hampshire. *Limnology and Oceanography*, 27: 137-150.
- Davis, M.B., Moeller, R.E. et Ford, J., 1984. Sediment focusing and pollen influx. Pages 261-293 in E.Y. Haworth et J.W.G. Lund (ed.). *Lake Sediments and Environmental History*. University of Minnesota Press, Minneapolis.
- Davis, R.B. et Jacobson G.L., Jr., 1985. Late glacial and early Holocene landscapes in northern New England and adjacent areas of Canada. *Quaternary Research*, 23: 341-368.
- Dean, W.E., 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44: 242-248.
- Dean, W.E., Ahlbrandt, T.S., Anderson, R.Y. et Bradbury, J.P., 1996. Regional aridity in North America during the middle Holocene. *The Holocene*, 6: 145-155.

- Dearing, J.A., 1997. Sedimentary indicators of lake-level changes in the humid temperate zone: a critical review. *Journal of Paleolimnology*, 18: 1-14.
- Dearing, J.A. et Foster, I.D.L., 1986. Lake sediments and palaeohydrological studies. Pages 67-90 in Berglund, B.E. (éd.). *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons, New York.
- Digerfeldt, G., 1986. Studies on past lake-level fluctuations. Pages 127-143 in Berglund, B.E., (éd.). *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons, New York.
- Digerfeldt, G., 1988. Reconstruction and regional correlation of Holocene lake-level fluctuations in Lake Bysjön, South Sweden. *Boreas*, 17: 165-182.
- Dwyer, T.R., Mullins, H.T. et Good, S.C., 1996. Paleoclimatic implications of Holocene lake-level fluctuations, Owasco Lake, New York. *Geology*, 24: 519-522.
- Faegri, K. et Iversen, J., 1989. *Textbook of pollen analysis*. John Wiley & Sons, London.
- Flint, J.E., Dalrymple, R.W. et Flint, J.J., 1988. Stratigraphy of the Sixteen Mile Creek lagoon and its implications for Lake Ontario water levels. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25: 1175-1183.
- Gadd, N.R., McDonald, B.C. et Shilts, W.W., 1972. Deglaciation of southern Quebec. Geological Survey of Canada, Paper 71-47, 19 p.
- Gaillard, M.-J., 1985. Postglacial palaeoclimatic changes in Scandinavia and central Europe. A tentative correlation based on studies of lake level fluctuations. *Ecologia Mediterranea*, 11: 159-175.
- Grimm, E.C., 1991. *TILIA and TILIA-GRAPH*. Illinois State Museum, Springfield.

- Guiot, J., Harrison, S.P. et Prentice, I.C., 1993. Reconstruction of Holocene precipitation patterns in Europe using pollen and lake-level data. *Quaternary Research*, 40: 139-149.
- Haas, J.N., 1994. First identification key for charophyte oospores from central Europe. *European Journal of Phycology*, 29: 227-235.
- Hannon, G.E. et Gaillard, M.-J., 1997. The plant-macrofossil record of past lake-level changes. *Journal of Paleolimnology*, 18: 15-28.
- Harrison, S.P., 1989. Lake levels and climatic change in eastern North America. *Climate Dynamics*, 3: 157-167.
- Harrison, S.P. et Digerfeldt, G., 1993. European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. *Quaternary Science Reviews*, 12: 233-248.
- Harrison, S.P. et Metcalfe, S.E., 1985. Variations in lake levels during the Holocene in North America: an indicator of changes in atmospheric circulation patterns. *Géographie physique et Quaternaire*, 39: 141-150.
- Jackson, S.T. et Charles, D.F., 1988. Aquatic macrophytes in Adirondacks (New York) lakes: patterns of species composition in relation to environment. *Canadian Journal of Botany*, 66: 1449-1460.
- Jorgensen, S., 1967. A method of absolute pollen counting. *New Phytologist*, 66: 489-493.
- Jowsey, 1966. An improved peat sampler. *New Phytologist*, 65: 245-248.
- Kratz, T.K. et De Witt, C., 1986. Internal factors controlling peatland-lake ecosystem development. *Ecology*, 67: 100-107.
- Kutzbach, J.E. et Guetter, P.J., 1986. The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18,000 years. *Journal of Atmospheric Science*, 43: 1726-1759.

- Larouche, A. C., 1979. Histoire postglaciaire comparée de la végétation à Sainte-Foy et au mont des Éboulements, Québec, par l'analyse macrofossile et l'analyse pollinique. Mémoire de M.Sc., Université Laval, Sainte-Foy.
- Larsen, C.P.S. et MacDonald, G.M., 1993. Lake morphometry, sediment mixing and the selection of sites for fine resolution palaeoecological studies. *Quaternary Science Reviews*, 12: 781-792.
- Magny, M., 1992. Sédimentation et dynamique de comblement dans les lacs du Jura au cours des 15 derniers millénaires. *Revue d'Archéométrie*, 16: 27-49.
- McCarthy, F.G. et McAndrews, J.W., 1988. Water levels in lake Ontario 4230-2000 BP: evidence from Grenadier Pond, Toronto, Canada. *Journal of Paleolimnology*, 1: 99-113.
- Mott, R.J., 1977. Late-Pleistocene and Holocene palynology in southeastern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31: 139-149.
- Mott, R.J., 1978. *Populus* in Late-Pleistocene pollen spectra. *Canadian Journal of Botany*, 56: 1021-1031.
- Odgaard, B.V., 1993. Wind-determined sediment distribution and Holocene sediment yield in a small, Danish, kettle lake. *Journal of Paleolimnology*, 8: 3-13.
- Parent, M., Dubois, J.-M.M., Bail, P., Larocque, A. et Larocque, G., 1985. Paléogéographie du Québec méridional entre 12 500 et 8000 ans BP. *Recherches Amérindiennes au Québec*, 15: 17-37.
- Parent, M. et Occhietti, S., 1988. Late Wisconsinian deglaciation and Champlain sea invasion in the St. Lawrence valley, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 42: 215-246.

- Payette, S. et Filion, L., 1993. Holocene water-level fluctuations of a subarctic lake at the tree line in northern Québec. *Boreas*, 22: 7-14.
- Pourriot, R. et Meybeck, M., 1995. *Limnologie Générale*. Masson.
- Richard, P.J.H., 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 de Québec*, 19: 267-284.
- Richard, P.J.H., 1976. Relations entre la végétation actuelle et le spectre pollinique au Québec. *Naturaliste canadien*, 103: 53-66.
- Richard, P.J.H., 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, P.J.H., 1978. Histoire tardiglaciaire et postglaciaire de la végétation au mont Shefford, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 32: 81-93.
- Richard, P.J.H., 1994. Postglacial paleophytogeography of the eastern St. Lawrence River Watershed and the climatic signal of the pollen record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109: 137-161.
- Richard, P.J.H. et Larouche, A.C., 1994. Histoire postglaciaire de la végétation et du climat dans la région de Rimouski, Québec. Pages 49-89 in Chapdelaine, C. (éd.). *Il y a 8000 ans à Rimouski... Paléoécologie et Archéologie d'un Site de la Culture Plano*. Paléo-Québec 22.
- Richard, P.J.H., Larouche, A.C. et Lortie, G., 1992. Paléophytogéographie et paléoclimats postglaciaires dans l'ouest du Bas-Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 46: 151-172.

- Ritchie, J.C. et Harrison, S.P., 1993. Vegetation, lake levels, and climate in western Canada during the Holocene. Pages 401-414 in Wright, H.E., Jr., Kutzbach, J.E., Street-Perrott, F.A., Ruddiman, W.F. et Webb III, T. (éd.). *Global Paleoclimates Since the Last Glacial Maximum*. University of Minnesota Press, Minneapolis.
- Stuiver, M. et Reimer, P.J., 1993. Extended  $^{14}\text{C}$  data base revised CALIB 3.0  $^{14}\text{C}$  age calibration program. *Radiocarbon*, 35: 215-230.
- Turcotte, P., 1977. Les géliformes à triage de la région de Disraéli: indice d'un paléoclimat froid. Mémoire de M.Sc., Université de Montréal, Montréal.
- Vance, R.E. et Mathewes, R.W., 1994. Deposition of modern pollen and plant macroremains in a hypersaline prairie lake basin. *Canadian Journal of Botany*, 72: 539-548.
- Van Geel, B., Coope, G.R. et Van der Hammen, T., 1989. Palaeoecology and stratigraphy of the lateglacial type section at Usselo (The Netherlands). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 60: 25-129.
- Van Geel, B., Mur, L.R., Ralska-Jasiewiczowa, M. et Goslar, T., 1994. Fossil akinetes of *Aphanizomenon* and *Anabaena* as indicators for medieval phosphate-eutrophication of Lake Gosciaz (Central Poland). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 83: 97-105.
- Van Geel, B., Odgaard, B.V. et Ralska-Jasiewiczowa, M., 1996. Cyanobacteria as indicators of phosphate-eutrophication of lakes and pools in the past. *Pact*, 50: 399-415.
- Waddington, J.C.B., 1969. A stratigraphic record of the pollen influx to a lake in the Big Woods of Minnesota. *Geological Society of America, Special Paper* 123: 263-282.

- Webb III, T., Bartlein, P.J., Harrison, S.P. et Anderson, K.H., 1993. Vegetation, lake levels, and climate in eastern North America for the past 18,000 years. Pages 415-467 in Wright, H.E., Jr., Kutzbach, J.E., Street-Perrott, F.A., Ruddiman, W.F. et Webb III, T. (éd.). *Global Paleoclimates Since the Last Glacial Maximum*. University of Minnesota Press, Minneapolis.
- Wetzel, R.G., 1983. *Limnology*. Saunders College Publishing, Philadelphia.
- Whitehead, D.R., Charles, D.F., Jackson, S.T., Smol, J.P. et Engstrom, D.R., 1989. The developmental history of Adirondack (N.Y.) Lakes. *Journal of Paleolimnology*, 2: 185-206.
- Winkler, M.G., Swain, A.M. et Kutzbach, J.E., 1986. Middle Holocene dry period in the northern midwestern United States: lake levels and pollen stratigraphy. *Quaternary Research*, 25: 235-250.
- Yu, G. et Harrison, S.P., 1995. Holocene changes in atmospheric circulation patterns as shown by lake status changes in northern Europe. *Boreas*, 24: 260-268.
- Yu, Z. et McAndrews, J.H., 1994. Holocene water levels at Rice Lake, Ontario, Canada: sediment, pollen and plant-macrofossil evidence. *The Holocene*, 4: 141-152.
- Yu, Z., McAndrews, J.H. et Eicher, U., 1997. Middle Holocene dry climate caused by change in atmospheric circulation patterns: evidence from lake levels and stable isotopes. *Geology*, 25: 251-254.
- Yu, Z., McAndrews, J.H. et Siddiqi, D., 1996. Influences of Holocene climate an water levels on vegetation dynamics of a lakeside wetland. *Canadian Journal of Botany*, 74: 1602-1615.

## CHAPITRE VI

### FLUCTUATIONS HYDRIQUES POSTGLACIAIRES DU CLIMAT AU QUÉBEC MÉRIDIONAL: UNE ÉTUDE COMPARÉE D'UN LAC ET DE DEUX TOURBIÈRES

#### 6.1 INTRODUCTION

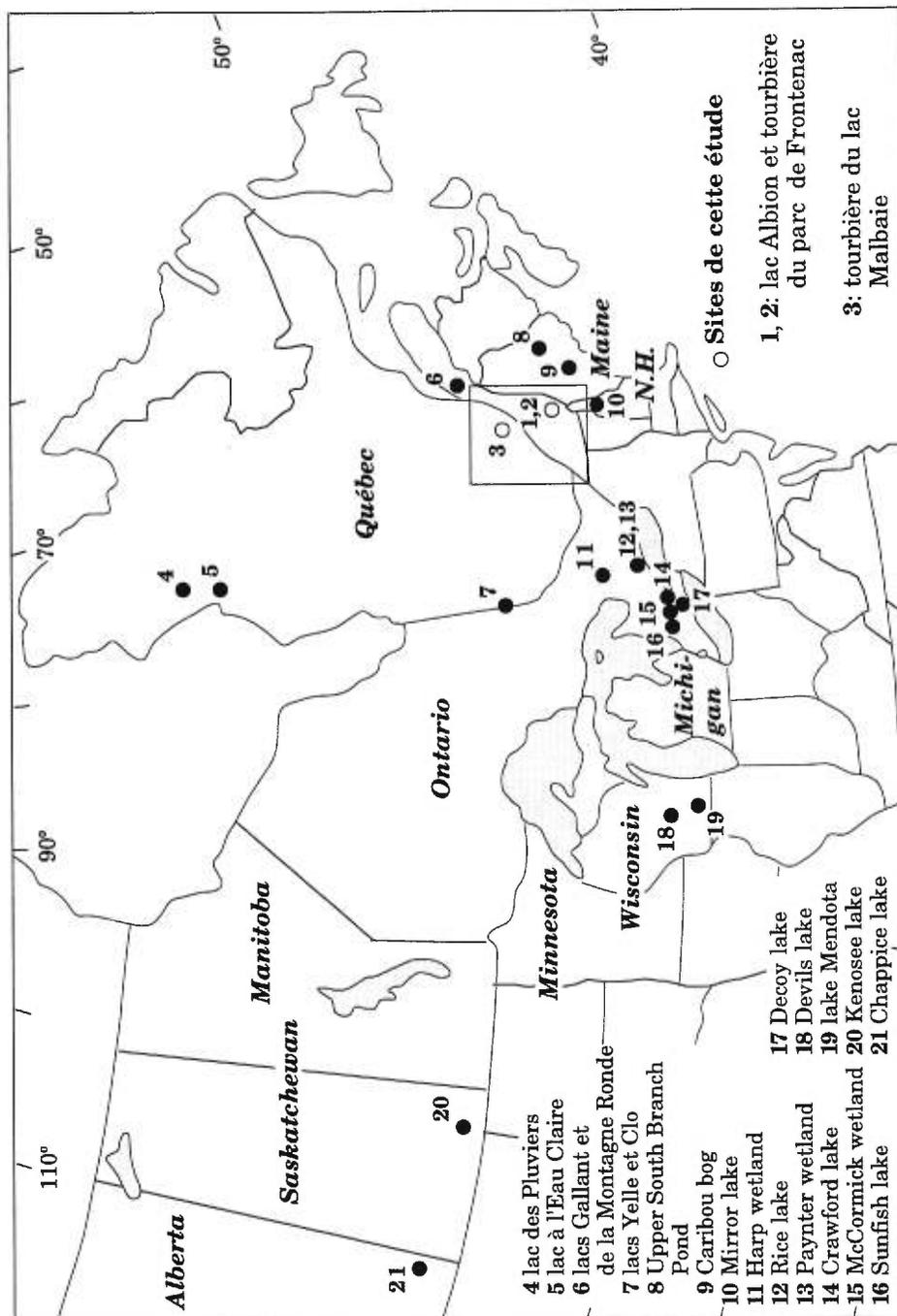
Lors des reconstitutions paléoclimatiques, les aspects abordant le régime des précipitations sont souvent moins documentés que ceux ayant trait aux températures. Dans les régions tempérées où les précipitations ne sont souvent pas le premier facteur limitant pour la végétation (Guiot *et al.*, 1993), les reconstitutions paléoclimatiques déduites de l'histoire postglaciaire de la végétation régionale sont moins précises pour le régime pluviométrique. Les lacs et les tourbières sont une alternative permettant l'étude de ce volet du climat. Le budget des lacs et les fluctuations des niveaux lacustres sont contrôlés en grande partie par le ratio entre les précipitations et l'évapotranspiration. Des fluctuations synchrones entre plusieurs lacs d'une même région témoignent de changements au sein du régime hydrique régional (Harrison et Metcalfe, 1985; COHMAP, 1988; Harrison, 1989; Harrison et Digerfeldt, 1993; T. Webb *et al.*, 1993; Almquist-Jacobson, 1995; Yu et Harrison, 1995).

Les tourbières sont également des écosystèmes sensibles à de tels changements du climat. L'origine synchrone des tourbières au sein d'une même région (Davis, 1984; Glaser, 1987; Zoltai et Vitt, 1990; Korhola, 1995) ou la présence dans les sédiments organiques d'horizons fortement décomposés (Svensson, 1988; Tolonen *et al.*, 1985) sont des exemples d'indices solides témoignant de fluctuations climatiques et hydriques. Toutefois, le processus même de l'accumulation de la tourbe modifie les conditions de drainage à la surface des tourbières. Le rôle des facteurs authigènes est important et ces derniers interagissent avec le climat sur la dynamique de l'entourbement (Glaser et Janssens, 1986; Payette, 1988; Foster et Wright, 1990; Foster et

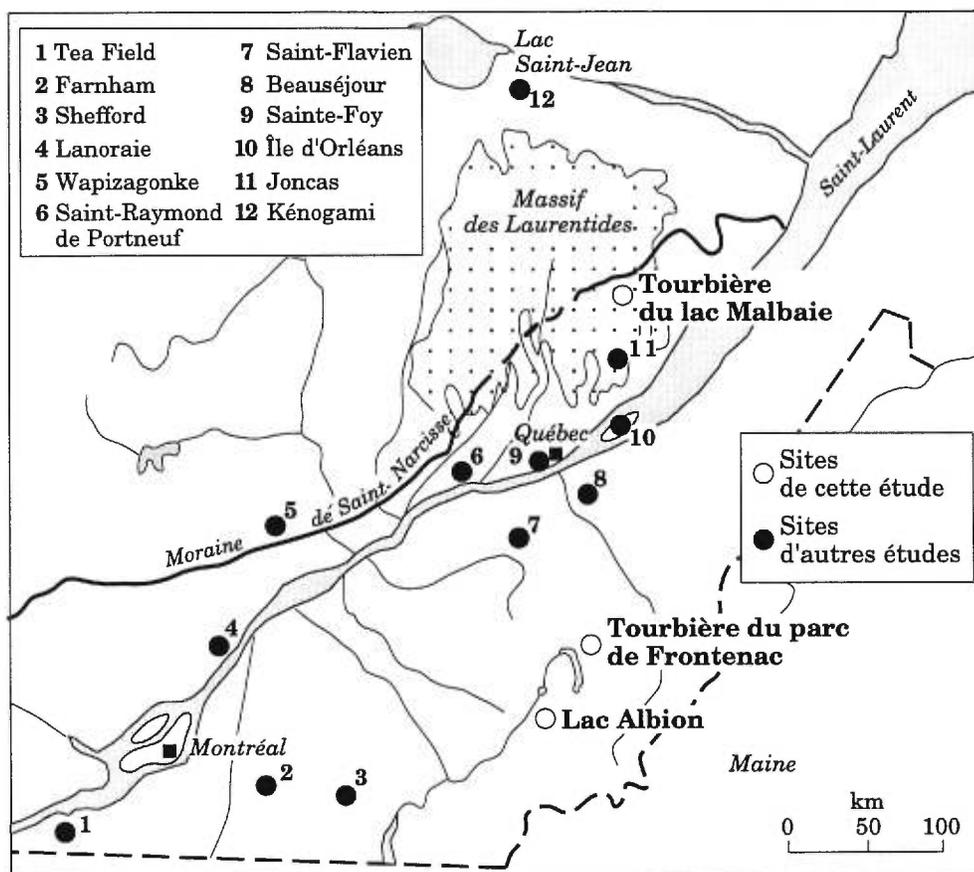
Almquist-Jacobson, 1990). L'étude de plusieurs profils sédimentaires et l'emploi de divers indicateurs paléobotaniques et paléohydriques sont essentiels pour la détection de fluctuations paléohydriques de nature climatique à l'aide de ces dépôts.

Au Québec méridional, nos connaissances sur les fluctuations paléohydriques postglaciaires sont encore fragmentaires. Des suggestions ont été tirées des reconstitutions de la végétation régionale et du contenu en charbons de bois microscopiques des sédiments lacustres et tourbeux (Richard, 1994; 1995). Les travaux abordant la dynamique des tourbières sous l'angle paléoclimatique à l'aide d'un échantillonnage sédimentaire multiple sont rares (Comtois, 1982). Aucune étude n'a portée spécifiquement sur les fluctuations des niveaux lacustres, bien que quelques indices d'oscillations sont livrés par les diagrammes sporopolliniques et macrofossiles (Richard, 1977; Larouche, 1979; Richard et Larouche, 1994). Au Québec subarctique, plusieurs travaux ont permis de retracer des fluctuations du niveau d'eau survenues au cours des derniers siècles (Payette, 1980; Bégin et Payette, 1988; Payette et Delwaide, 1991; Payette et Filion, 1993; Lepage et Bégin, 1996). Les oscillations du niveau lacustre retracées au lac des Pluviers à la limite des arbres (Fig. 6.1; Payette et Filion, 1993) au cours des 6000 dernières années sont pour la plupart synchrones avec celles identifiées en Ontario (Dinel *et al.*, 1985; Flint *et al.*, 1988; McCarthy et McAndrews, 1988; Dalrymple et Carey, 1990; Yu et McAndrews, 1994). Ce synchronisme suggère un contrôle climatique commun sur les niveaux d'eau des lacs de l'est du continent, résultat de modifications dans la circulation atmosphérique.

Nous avons étudié les fluctuations du niveau d'eau d'un lac et la dynamique de l'entourbement de deux tourbières ombrotrophes du sud du Québec méridional (Fig. 6.1 et 6.2). Notre objectif est de retracer les conditions hydriques postglaciaires du climat au Québec méridional, et de préciser l'interaction des masses d'air et la circulation atmosphérique. Les reconstitutions fondées sur un lac et deux tourbières permettront de comparer les indices livrés par deux écosystèmes sensibles au régime pluviométrique, et d'identifier des événements synchrones autorisant une reconstitution unique du climat. Des résultats opposés seront des indices permettant d'attribuer à des facteurs autres que le climat les changements



**Figure 6.1** Carte de localisation de la région à l'étude et des autres sites nord-américains mentionnés dans le texte: 4-Payette et Filion (1993); 5-Bégin et Payette (1988); 6-Richard et Larouche (1994); 7-Richard (1980); 8-Anderson et al. (1986); 9-Hu et Davis (1995); 10-Davis (1983); 11-Bunting et al. (1996); 12-Yu et McAndrews (1994); 13-Yu et al. (1996); 14-Yu et al. (1997); 15-Campbell et al. (1997); 16-Sreenivasa et Duthie (1973); 17-Yu (1995); 18-Baker et al. (1992); 19-Winkler et al. (1986); 20-Vance et Last (1994); Vance et al. (1997); 21-Vance et al. (1992). La secteur encadré est illustré à la figure 6.2.



**Figure 6.2.** Localisation du lac Albion, de la tourbière du parc de Frontenac, de la tourbière du lac Malbaie, et des autres sites du Québec méridional mentionnés dans le texte: 1-Laframboise (1987); 2- Lavoie *et al.* (1995); 3- Richard (1978); 4- Comtois (1982); 5- Richard (1977); 6- Richard (1973b); 7- Filion (1987); Bhiry et Filion (1996); 8- Chabot et Maynard (1978); 9- Larouche (1979); 10- Richard (1971); 11- Richard (1971); 12- Richard (1973a).

observés au sein de la dynamique de ces milieux. Il sera ainsi possible de cerner plus adéquatement le rôle spécifique des processus authigènes et allogènes sur le développement des tourbières. Nous comparerons nos données à celles publiées pour le nord-est américain afin d'inférer, s'il y a lieu, des contrôles climatiques communs, notamment hydriques, entre le sud du Québec et les autres régions.

## 6.2 MÉTHODES ET RÉSULTATS

Le tableau VI-1 et la figure 6.3 présentent les résultats généraux obtenus pour les trois sites à l'étude. Les données chronologiques sont exprimées en années étalonnées (Stuiver et Reimer, 1993).

Au lac Albion dans les Cantons-de-l'Est (Fig. 6.2), les indices de fluctuations du niveau d'eau reposent sur la stratigraphie des sédiments de cinq carottes, et sur l'analyse pollinique et macrofossile de ces mêmes séquences. Une carotte a été récoltée au centre du bassin, une à la bordure est du lac, et trois autres selon un transect à la marge ouest actuellement entourbée. Deux périodes de bas niveaux d'eau ont été identifiées (Tab. VI-1): (1) de 11 000 à 7000 ans BP, et (2) de 6100 à 4400 ans BP. Ces bas niveaux s'accompagnent de hiatus dans les diagrammes polliniques des profils le long du transect, témoignant de l'absence de sédimentation ou de l'érosion des sédiments lacustres dans cette portion du lac durant ces périodes. Le niveau du lac était élevé avant 11 000 ans BP, de 7000 à 6100 ans avant l'actuel, et depuis 4400 ans. Bien que la durée des hauts ou des bas niveaux soit connue, il est par contre difficile d'affirmer si les hausses et les baisses qui ont engendré ces niveaux d'eau furent des événements graduels ou rapides.

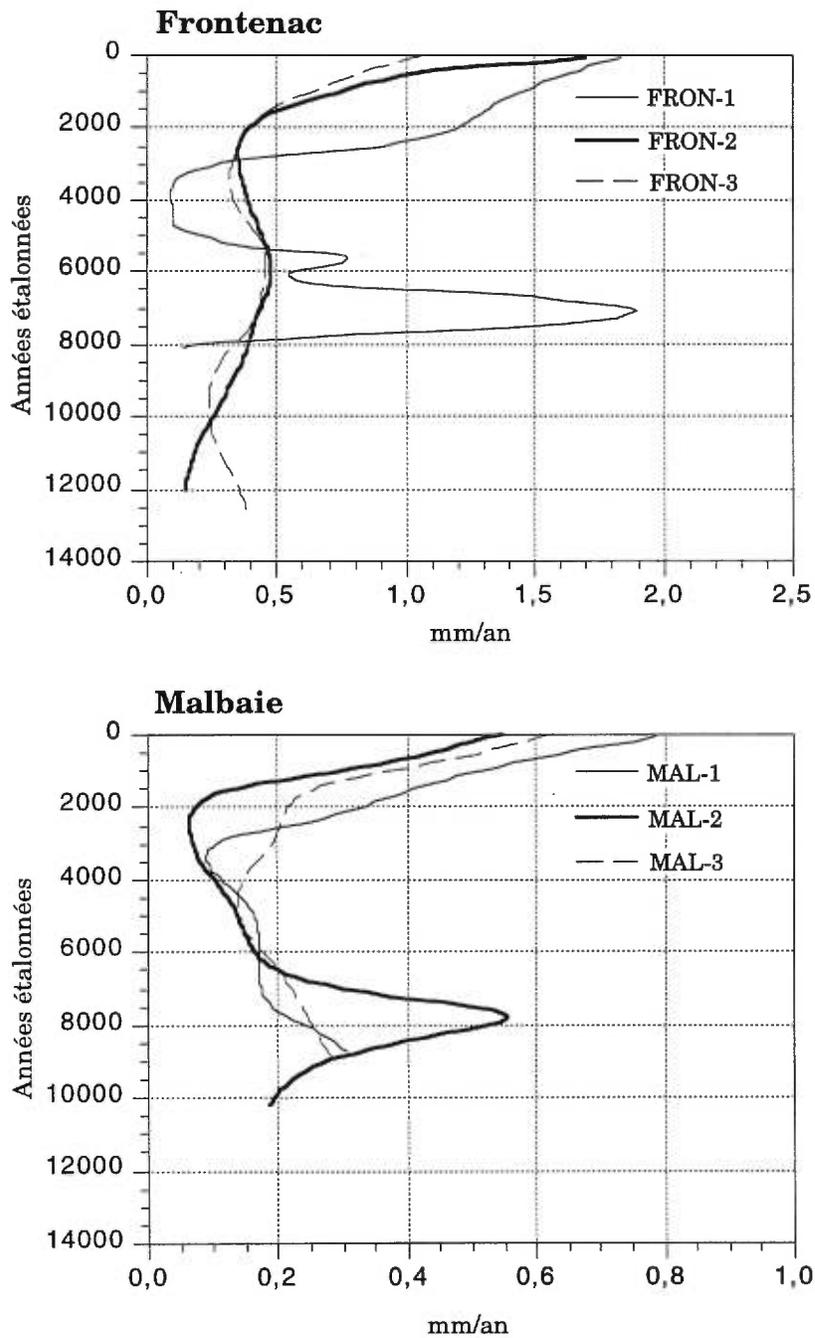
Pour l'étude de la dynamique postglaciaire de l'entourbement, trois profils sédimentaires furent récoltés au sein de chacune des deux tourbières. Des analyses paléobotaniques (pollen, macrorestes végétaux) et paléohydrologiques (thécamoebiens) ont été réalisées afin de reconstituer la succession de la végétation locale et celle des régimes trophiques (étang, fen, bog) à chacun des points d'échantillonnage, et de retracer les conditions

Tableau VI-1

Synthèse postglaciaire des fluctuations du niveau d'eau au lac Albion, et de la dynamique de l'entourbement à la tourbière du parc de Frontenac et à la tourbière du lac Malbaie.

Âge* (ka)	Sud du Québec méridional (Cantons-de-l'Est)		Parc des Laurentides	
	Lac Albion	Tourbière du parc de Frontenac	Tourbière du lac Malbaie	
0				
2	Haut niveau lacustre (4,4-0 ka)	Recrudescence de l'accumulation volumique et de la productivité (2-0 ka)	Recrudescence de l'accumulation volumique et de la productivité (2-0 ka)	
4				
6	Bas niveau lacustre (6,1-4,4 ka)	Déclin graduel de l'accumulation volumique, de la productivité et de de l'entourbement spatial (7-3 ka)	Déclin graduel de l'accumulation volumique, de la productivité et de de l'entourbement spatial (7-3 ka)	Passage fen/bog (5 ka)
8	Haut niveau (7-6,1 ka) — <i>Tsuga canadensis</i> (7 ka)  <i>Maximum</i> <i>pollinique de</i> <i>Pinus strobus</i> (9,9-6,9 ka)	Maximum de l'accumulation volumique, de la productivité et de l'entourbement spatial (9-7 ka)	Maximum de l'accumulation volumique, de la productivité et de l'entourbement spatial (9-7 ka)	<i>Fermeture des forêts</i> (8 ka)  <i>Constitution des premières forêts ouvertes</i> (9 ka)
10	Bas niveau lacustre (11-7 ka)			Phase initiale d'étangs (10,3-8,1)
12	Haut niveau lacustre (>11 ka)	Phase initiale d'étangs (13-11,5/10,3 ka)		?
14	?	?		

\*Âge en années étalonnées avant l'actuel (= 1950)



**Figure 6.3.** Variation temporelle du taux d'accumulation sédimentaire (mm/an) de chacun des profils de la tourbière du parc de Frontenac et de la tourbière du lac Malbaie.

d'humidité qui ont prévalu à la surface de la tourbe. L'âge de la matière organique au contact organo-minéral fut déterminé en plusieurs endroits par datation radiocarbone et par corrélation sporopollinique afin de retracer la chronologie de l'entourbement spatial. La superficie ( $m^2$ ) recouverte par les tourbières aux différentes époques de leur évolution, conjuguée au taux d'accumulation sédimentaire net de la tourbe ( $m/an$ ), ont permis de calculer le volume accumulé de tourbe ( $m^3$ ) par millénaire, ainsi que le taux de production de matière organique ( $m^3/m^2$ ).

À la tourbière du parc de Frontenac, située à environ 25 km au sud-ouest du lac Albion (Fig. 6.2), l'accumulation organique a débuté par une phase initiale d'étangs vers 12 800 ans BP (Tab. VI-1). La succession des régimes trophiques et de la végétation locale indique une succession authigène sans véritable contrôle climatique, à l'exception du passage vers l'ombrotrophie vers 5000 ans BP. L'expansion spatiale, l'accumulation volumique et la productivité ont été maximums entre 9000 et 7000 ans BP (Tab. VI-1). Ceux-ci ont diminué graduellement par la suite jusque vers 3000 ans BP, alors que les limites spatiales de la tourbière ont été atteintes vers 4000 ans BP. Le taux d'accumulation sédimentaire net des profils FRON-2 et FRON-3, récoltés dans la portion ombrotrophe, a cependant augmenté graduellement pour atteindre un maximum vers 5000 ans BP (Fig. 6.3). Il diminue par la suite, lors de la formation du bog, jusque vers 3000 ans BP. Les 2000 dernières années montrent une hausse importante du taux d'accumulation sédimentaire net des trois profils et de l'accumulation volumique (Tab. VI-1 et Fig. 6.3). Des mares se sont constituées dans la portion actuellement minérotrophe vers 1300 ans BP.

À la tourbière du lac Malbaie, à une altitude de 800 m dans le massif des Laurentides (Fig. 6.2), l'accumulation des premiers sédiments a débuté au sein d'un étang vers 10 300 ans BP, dans un paysage dominé par une toundra arbustive (Tab. VI-1). Comme c'est le cas à la tourbière du parc de Frontenac, les successions de la végétation locale et des régimes trophiques reflète une dynamique authigène. Une importante phase d'entourbement spatial est survenue entre 9000 et 8000 ans BP (Tab. VI-1), la quasi-totalité de l'actuelle superficie de la tourbière (80%) ayant été entourbée à cette époque. Cette expansion s'accompagne d'une productivité élevée, et elle survient lors

de la constitution des premières forêts ouvertes dans la région. Par la suite, le taux d'accumulation sédimentaire net de la tourbe des trois profils a diminué graduellement aux trois points d'échantillonnage jusque vers 4000-2000 ans BP selon les endroits (Fig. 6.3). Cette diminution du rythme d'accumulation verticale de la tourbe s'accompagne d'une diminution similaire de l'accumulation volumique et de la productivité. Les 2000 dernières années sont marquées par une importante recrudescence du taux d'accumulation sédimentaire net, du volume de tourbe accumulé par millénaire et de la productivité (Tab. VI-1 et Fig. 6.3).

### 6.3 DISCUSSION

Les lacs et les tourbières sont deux écosystèmes dont la dynamique est régie en partie par le climat. D'une façon générale, une augmentation des précipitations et une baisse de l'évapotranspiration causeront une hausse de la nappe phréatique des tourbières, retardant la décomposition de la tourbe. Les mêmes conditions climatiques entraîneront une élévation du niveau d'eau des lacs. Inversement, un climat plus sec provoquera un abaissement de la nappe phréatique et un ralentissement du rythme d'accumulation sédimentaire de la tourbe en accentuant la décomposition de la matière organique. Elles auront aussi comme conséquence l'abaissement du niveau d'eau des lacs. Les températures sont aussi déterminantes, car elles conditionnent la productivité végétale et la production de tourbe. Ce sont là les principes généraux de l'interprétation paléohydrique de nature macro-climatique livrés par ces milieux (Aaby et Tauber, 1974; Barber, 1981; Digerfeldt, 1988; Harrison et Digerfeldt, 1993). À l'aide de nos résultats, nous avons identifié quatre grandes périodes paléohydriques postglaciaires pour le sud du Québec: (1) 11 000-7000 ans BP, (2) 7000-6100 ans BP, (3) 6100-4400 ans BP, et (4) 4400-0 ans BP.

### 6.3.1 *L'Holocène inférieur: un climat plus sec*

(11 000 à 7000 ans BP)

Un premier abaissement du niveau d'eau est retracé au lac Albion entre 11 000 à 7000 ans BP. À l'échelle du nord-est américain, de bas niveaux lacustres surviennent aussi à la même époque pour les régions de la côte est américaine, du centre nord des États-Unis (Minnesota) et de l'ouest canadien (Harrison et Metcalfe, 1985; Harrison, 1989; Ritchie et Harrison, 1993; R.S. Webb *et al.*, 1993; T. Webb *et al.*, 1993) (Tab. VI-2). La baisse des niveaux d'eau dans chacune de ces régions s'est amorcée vers 10 000 ans BP (années étalonnées) et s'est poursuivie jusque vers 7000 ans BP. Cette période de bas niveaux refléterait en partie l'insolation solaire estivale plus intense de l'Holocène inférieur dans l'hémisphère nord (Kutzbach et Guetter, 1986). Bien que le maximum de radiation solaire se situe entre 13 000 et 10 000 ans BP (11 000-9000 ans BP conv.), les températures plus froides et l'évapotranspiration moins élevée permettaient le maintien du haut niveau d'eau des lacs comme ce fut le cas au lac Albion avant 11 000 ans BP. L'insolation solaire est toutefois demeurée élevée jusque vers 7000 ans BP. Des conditions estivales alors plus sèches s'accompagnaient d'une augmentation de l'évaporation, provoquant l'abaissement des niveaux lacustres.

À l'exception du lac Albion, les indices témoignant de bas niveaux d'eau à cette époque au Québec sont rares. Aux lacs Gallant et de la Montagne Ronde à Rimouski (Richard et Larouche, 1994) (Fig. 6.1), des périodes de bas niveaux ont été suggérées avant 10 100 ans BP, et de 9600 à 8300 ans BP, d'après les analyses macrofossiles des sédiments lacustres d'une carotte en position centrale pour les deux lacs. D'autres éléments appuient l'interprétation d'un climat plus sec. La plupart des séquences sédimentaires affichent des concentrations maximales des charbons de bois microscopiques, témoignant d'une incidence plus élevée des feux (Richard, 1994; 1995). Ces valeurs élevées s'accompagnent, dans plusieurs cas, d'une représentation pollinique prononcée (25-35%) du peuplier (*Populus*) et du pin gris (*Pinus banksiana*), maximale pour l'ensemble des diagrammes entre 11 000 et 8000 ans BP (10 000-7000 BP conv.) (Richard, 1993). Bien que la représentation du peuplier ne dépasse guère 3% dans les diagrammes du lac

Tableau VI-2

Synthèse des principaux événements paléohydrologiques régionaux en Amérique du Nord.  
Les traits inclinés représentent des transitions graduelles.

	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1
<b>Côte-est américaine</b>	Années conventionnelles (ka)									
	Bas niveaux lacustres pour l'ensemble des lacs. Évaporation importante (Harrison et Metcalfe, 1985; Harrison, 1989; R.S. Webb et al., 1993; T. Webb et al., 1993)					Hausse généralisée du niveau d'eau des lacs vers 5000 ans BP et atteinte des niveaux actuels vers 3000 ans BP Climat plus frais et plus humide				
<b>Ontario</b>	Climat chaud et plus humide					Rehaussement généralisé des niveaux lacustres ponctuée de fluctuations de courtes durées. Climat plus frais et plus humide				
	Baisse générale des niveaux lacustres (Yu et McAndrews, 1994; Yu, 1995; Bunting et al., 1996; Yu et al., 1997). Climat chaud et plus sec, précipitations inférieures de 10%, hausse des températures de 1°C									
<b>Minnesota</b>	Hausse générale des niveaux d'eau après 5000 ans BP									
	Formation des tourbières après 5000 ans BP (Heinzelman, 1970; Glaser, 1987; Janssens et al., 1992) Climat plus frais et plus humide									
<b>Wisconsin et Michigan</b>	Bas niveau lacustre. Climat chaud et sec (Winkler et al., 1986) Précipitations inférieures de 10% et hausse des températures de 0,5°C.									
	Hausse des niveaux lacustres et entourage des terres (Winkler et al., 1986; Miller et Futyma, 1987; Winkler, 1988; Brugman et Johnson, 1997) Climat plus frais et plus humide									
<b>Ouest canadien</b>	Hausse générale des niveaux d'eau après 5000 ans BP Climat plus frais et plus humide									
	Formation des tourbières après 5000 ans BP (Zolkai et Vitt, 1990; Kuhry et al., 1992; 1993)									
<b>Québec subarctique</b>	Bas niveau lacustre. (Payette et Fillion, 1993) Climat chaud et plus sec									
	Hausse générale des niveaux lacustres ponctuée de fluctuations de courte durée. Importance des précipitations de neige sur les niveaux d'eau (Bégin et Payette, 1988; Payette et Delwaide, 1991; Payette et Fillion, 1993)									

Albion et de la tourbière du parc de Frontenac, celle du pin gris est par contre élevée, s'accompagnant d'un maximum des influx de charbons de bois microscopiques vers 11 000 ans BP. Les influx de charbons sont également importants à la tourbière du lac Malbaie, mais ils surviennent plus tard, entre 9000 et 7500 ans BP. Au New Hampshire au lac Mirror (Davis, 1983) (Fig. 6.1), les influx de charbon atteignent aussi des maximums entre 13 000 et 8000 ans BP (11 000-7000 BP conv.), les plus élevés survenant vers 8300 ans BP. Ils sont aussi plus abondants au Maine (Fig. 6.1) entre 11 000 et 8300 ans BP (9800-7500 BP conv.) (Anderson *et al.*, 1986). Dans les basses terres du Saint-Laurent, le façonnement de dunes orientées du nord-est vers le sud-ouest (Filion, 1987; David, 1989; Côté *et al.*, 1990) traduit l'influence de vents catabatiques froids et secs générés par la formation d'un système de haute pression au-dessus de l'inlandsis en retrait (COHMAP, 1988). Tous ces résultats convergent vers l'existence d'un climat sec à cette époque au sud du Québec.

Malgré des conditions climatiques plus sèches, les tourbières du parc de Frontenac et du lac Malbaie montrent, entre 9000 et 7000 ans BP, une progression spatiale qui fut maximale pour les deux sites (Tab. VI-1). À la tourbière du lac Malbaie, près de 80% de l'actuelle superficie fut entourbée entre 9000 et 8000 ans BP. La productivité et l'accumulation volumique sont également élevées à la même époque. La nappe phréatique se situait près de la surface, la tourbière étant alors dominée par un fen très humide avec mares. Ces événements sont concomitants avec la constitution des premières forêts dans le massif des Laurentides. À la tourbière du parc de Frontenac, le développement spatial et l'augmentation de la productivité furent plus graduels mais aussi très importants entre 9000 et 7000 ans BP (Tab. VI-1). Les conditions locales sont demeurées très humides dans l'actuelle portion ombrotrophe de la tourbière jusque vers 8600 et 7600 selon les points d'échantillonnage, se traduisant par la constitution d'un fen humide sans doute parsemé de mares, assurant la présence de plantes aquatiques.

Cette importante croissance des tourbières sous forme de fens, pendant une période de bas niveaux lacustres, indique que le climat plus sec ne fut pas un obstacle à l'entourbement. Bien que le réchauffement progressif du climat suite au retrait des glaces ait été nécessaire pour

permettre une plus grande productivité végétale et le déclenchement de la production de tourbe, les conditions sèches qui ont eu pour effet d'abaisser le niveau d'eau des lacs, devraient également avoir eu des répercussions sur les tourbières en abaissant aussi le niveau de la nappe phréatique de ces milieux et en accentuant la décomposition. Or, les analyses paléobotaniques indiquent un niveau élevé de la nappe phréatique dans les tourbières, et la présence de mares. Ainsi, les apports d'eau ont nécessairement été suffisamment importants à l'Holocène inférieur pour alimenter les tourbières minérotrophes. En plus du régime hydrique, les températures ont été déterminantes pour l'expansion spatiale de ces écosystèmes et pour l'accumulation de la tourbe. Le réchauffement graduel a permis une productivité végétale croissante, et une importante production de matière organique.

De telles observations ont aussi été signalées pour d'autres régions. Au Maine (Hu et Davis, 1995), un maximum du taux d'accumulation sédimentaire net à la tourbière Caribou (Fig. 6.1) survient entre 9600 et 7600 ans BP, alors que le niveau d'eau de l'ensemble des lacs de la côte est américaine était bas (Harrison, 1989; R.S. Webb *et al.*, 1993), et les incendies plus fréquents (Anderson *et al.*, 1986). En Finlande (Mäkilä, 1997), une tourbière s'est grandement développée spatialement sous forme de fen à l'époque où l'insolation solaire estivale était plus élevée et lorsque de bas niveaux d'eau caractérisaient la portion est de la Scandinavie (Harrison et Digerfeldt, 1993; Yu et Harrison, 1995), ces derniers indiquant un climat plus sec et une évaporation plus élevée. En Suède, l'initiation de tourbières minérotrophes est survenue lors de périodes moins humides attestées par de bas niveaux lacustres (Almquist-Jacobson et Foster, 1995). Une réduction de l'imperméabilité du sol, en raison de l'incorporation de particules provenant d'une décomposition accrue et de l'addition de charbons bloquant l'infiltration de l'eau, sont des facteurs pouvant assurer des conditions humides en surface, même sous un climat relativement sec (Almquist-Jacobson et Foster, 1995). Un drainage déficient plutôt qu'une hausse de la nappe phréatique serait alors responsable des conditions locales plus humides permettant l'accumulation de matière organique et un entourage des terres durant des périodes au climat plus sec (Almquist-Jacobson, 1995). Ces différents exemples traduisent l'importance de facteurs

autres que l'action directe du régime hydrique sur l'origine et le développement des tourbières minérotrophes.

### **6.3.1.1 *La circulation atmosphérique à l'Holocène inférieur***

À l'Holocène inférieur, le recul progressif de la calotte glaciaire a engendré une migration latitudinale du front arctique, permettant des incursions de plus en plus fréquentes de l'air tropical vers le nord. Celui-ci bloquait alors les avancées vers l'est de l'air polaire continental en provenance de l'ouest, contribuant ainsi à maintenir des conditions sèches dans la région du centre-nord des États-Unis, notamment au Minnesota (Baker *et al.*, 1992). Les masses d'air tropical constituaient non seulement une source de chaleur sur la côte est américaine et au Québec, mais aussi une source de précipitations. Ces dernières étaient sans doute en partie contrecarrées par l'insolation solaire estivale et l'évapotranspiration qui étaient plus importantes à cette époque. Néanmoins, les précipitations engendrées par l'air tropical étaient manifestement suffisantes pour permettre un niveau élevé de la nappe phréatique et des conditions locales humides dans les tourbières minérotrophes. Par la suite, l'accumulation de la tourbe a permis la formation de fens aux conditions généralement moins humides, mais toujours sous l'influence des eaux de ruissellement externes pour permettre le maintien de la minérotrophie. Ces apports d'eau, conjugués à un substrat imperméable sans barrières topographiques importantes et aux effets de l'augmentation graduelle des températures sur la productivité, ont permis une importante croissance spatiale et volumique des tourbières entre 9000 et 7000 ans BP.

Contrairement à certaines régions comme l'ouest canadien et le centre nord des États-Unis, le climat plus sec de l'Holocène inférieur au Québec méridional ne fut pas défavorable pour l'entourbement. Dans l'ouest canadien, les conditions sèches qui prévalaient à cette époque ont inhibé l'accumulation de matière organique et la formation de tourbières (Zoltai et Vitt, 1990; Kuhry *et al.*, 1992; 1993). Lors du maximum d'aridité atteint vers 6800 ans BP (6000 ans BP conv.) dans les prairies, les températures moyennes annuelles auraient été, selon les diagrammes polliniques, de 0,5 à

1,5°C plus élevées que celles d'aujourd'hui, et les températures estivales supérieures de 3°C (Vance *et al.*, 1995) (Tab. VI-2). Les précipitations moyennes annuelles étaient inférieures de 65 mm à celles qui prévalent actuellement, et les précipitations estivales inférieures de 50 mm. Subséquemment, à l'Holocène moyen, l'établissement de conditions climatiques plus fraîches et plus humides a permis le déclenchement de l'entourbement (Zoltai et Vitt, 1990; Kuhry *et al.*, 1992; 1993). Un scénario similaire à celui de l'ouest canadien a aussi caractérisé le centre nord des États-Unis (Minnesota) (Tab. VI-2), où les conditions plus sèches de l'Holocène inférieur ont été impropres à l'entourbement (Bartlein *et al.*, 1984; Bartlein et Whitlock, 1993; Dean *et al.*, 1996). La température moyenne annuelle était supérieure de 2°C, et les précipitations inférieures de 100 mm (Bartlein et Whitlock, 1993). L'établissement d'un climat plus frais et plus humide vers 5500-4500 ans BP a favorisé une importante phase d'entourbement (Heinselman, 1970; Glaser, 1987; Winkler, 1988; Janssens *et al.*, 1992).

Les résultats obtenus au sud du Québec suggèrent que bien que plus sec qu'aujourd'hui, le climat de l'Holocène inférieur était toutefois plus clément que celui qui caractérisait les régions de l'ouest, qui elles étaient soumises à une plus grande influence de l'air polaire continental. Selon l'examen des sédiments et les assemblages microfossiles au lac Albion, le niveau d'eau du lac n'était qu'au plus à deux mètres sous celui qui prévaut aujourd'hui. Compte tenu de la petite taille du lac (250 m x 150 m), et de la profondeur d'eau d'environ cinq mètres à cette époque, les pertes d'eau par évaporation devaient être en partie compensées par les précipitations générées par l'air tropical.

### **6.3.2 7000 à 6100 ans BP: des conditions climatiques plus humides**

Vers 7000 ans avant l'actuel, des conditions climatiques plus humides sont traduites par une élévation du niveau d'eau au lac Albion, causée par une augmentation des précipitations ou une réduction de l'évapotranspiration. Cette hausse du niveau d'eau est contemporaine de l'établissement de la pruche (*Tsuga canadensis*) au sein des peuplements

forestiers dans les régions du lac Albion et de la tourbière du parc de Frontenac, témoignant aussi en faveur de l'établissement d'un climat chaud et surtout plus humide (Anderson *et al.*, 1986; R.S. Webb *et al.*, 1993; Richard, 1994).

Les conditions locales sur la tourbière du parc de Frontenac sont demeurées humides et minérotrophes, et le taux d'accumulation sédimentaire des profils FRON-2 et FRON-3 de l'actuelle portion ombrotrophe s'est accru à cette époque (Fig. 6.3). L'accumulation volumique et la productivité montrent une légère diminution. La baisse de l'accumulation volumique est attribuée en partie au ralentissement de la progression latérale des tourbières, cette dernière ayant été maximale entre 9000 et 7000 ans BP (Tab. VI-1). Dans le massif des Laurentides, cette transition vers un climat plus humide fait suite à la fermeture des forêts régionales vers 8000 ans BP, dominées par l'épinette noire et le sapin baumier (Tab. VI-1). Bien que les conditions climatiques soient devenues plus chaudes et plus humides, le taux d'accumulation sédimentaire net des trois profils de la tourbière du lac Malbaie a diminué graduellement à cette époque (Fig. 6.3), accompagné d'un déclin synchrone de l'accumulation volumique et de la productivité (Tab. VI-1).

D'autres indices militent en faveur d'une hausse des précipitations et d'une réduction de l'évapotranspiration vers 7000 ans BP au sud du Québec. Les concentrations en charbons de bois microscopiques sont peu élevées à cette époque, témoignant d'une plus faible incidence des feux par rapport à l'époque précédente (Richard, 1995). Une baisse similaire du contenu en micro-charbons survient aussi au Maine (Anderson *et al.*, 1986) et en Nouvelle-Angleterre (Davis, 1983). Au sud du Québec méridional, à la tourbière de Farnham (Fig. 6.2), des mares se sont constituées à l'époque où la pruche s'établissait dans les forêts régionales. La formation des mares a été interprétée comme le signal d'une augmentation des précipitations et d'une baisse de l'évapotranspiration (Lavoie *et al.*, 1995). Dans le secteur sud du parc des Laurentides, le diagramme sporopollinique de la tourbière Joncas (Fig. 6.2) présente des indices d'une oscillation du niveau d'eau à la même époque (Richard, 1971). Cette tourbière origine du comblement d'un ancien lac. Pendant la phase lacustre précédant l'entourbement, un

maximum prononcé de la représentation pollinique de l'aulne rugueux (*Alnus rugosa*) survient entre 7250 et 6800 ans BP, les pourcentages augmentant de 2 à 15%. Une telle représentation de l'aulne rugueux s'expliquerait par une baisse du niveau d'eau, permettant l'implantation de cet arbuste riverain au pourtour du lac sur les nouvelles stations humides disponibles. Le déclin subséquent des pourcentages polliniques d'*Alnus rugosa* (2%) vers 6800 ans BP traduirait un rehaussement du niveau d'eau, confortant les reconstitutions paléohydriques livrées par le lac Albion. Aux lacs Yelle et Clo en Abitibi (Fig. 6.1), le développement des populations de *Thuja occidentalis* entre 6800 et 3700 ans BP résulte, selon Liu (1990), d'un abaissement de la nappe phréatique qui aurait permis au thuya de s'établir sur les stations autres que riveraines et tourbicoles. Un climat sec est invoqué par Liu (1990) pour expliquer l'abaissement du niveau de la nappe phréatique. Toutefois, la remontée du niveau d'eau qui survient au lac Albion à la même époque vient plutôt à l'appui de l'hypothèse de Richard (1993) selon laquelle le maximum pollinique du thuya correspond à un développement de populations non riveraines sous un climat chaud mais plus humide, peu propice au déclenchement des incendies, compte tenu qu'il s'agit d'une espèce défavorisée par le feu (Bergeron et Dubuc, 1989). Les charbons de bois microscopiques sont plus abondants avant l'implantation du thuya, et après son important maximum pollinique, témoignant ainsi d'incendies moins fréquents à cette époque (Richard, 1993).

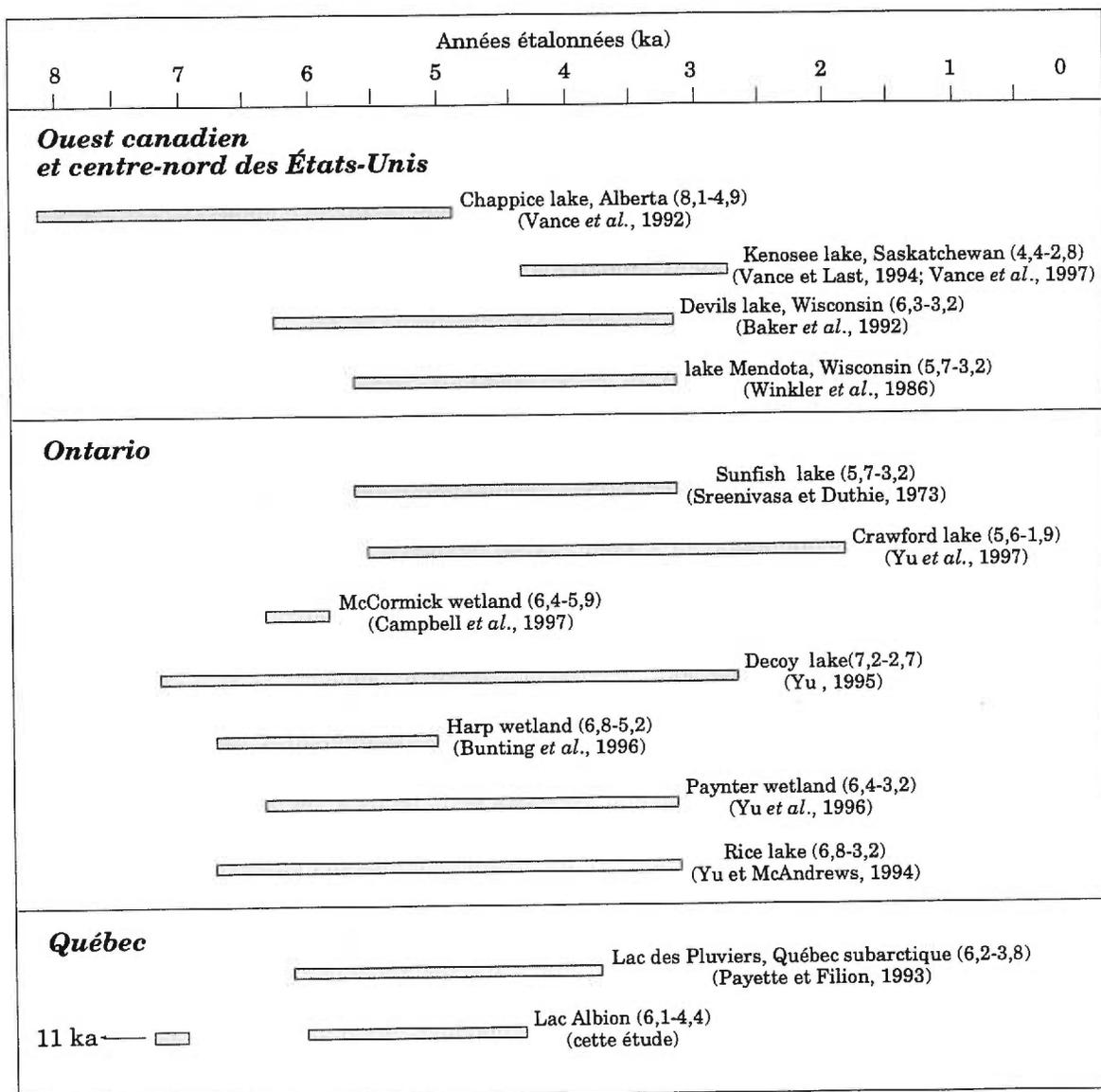
L'établissement de conditions plus humides au lac Albion vers 7000 ans survient cependant plus tard que celui proposé par Filion (1987) et Bhiry et Filion (1996) pour la région de Saint-Flavien dans les basses terres du Saint-Laurent (Fig. 6.2). Le début de l'accumulation d'un dépôt de tourbe au sein d'un complexe de champ de dunes vers 8300 ans BP (7500 BP conv.) résulterait d'une hausse du niveau de la nappe phréatique en réponse à des conditions plus humides, suite à l'arrêt de l'influence des vents catabatiques en provenance de l'inlandsis. Toutefois, selon David (1989), l'influence des vents catabatiques aurait cessé dès 10 500 ans BP (9500 ans BP conv.) dans la région, l'inlandsis étant alors situé trop au nord pour que les effets de ces vents aient pu avoir des répercussions dans les basses terres du Saint-Laurent jusque vers 8300 ans BP. Il est cependant probable que la hausse du niveau d'eau au lac Albion et l'établissement d'un climat plus humide se

soient amorcés plus tôt. En effet, 7000 ans BP marque la reprise de l'accumulation de gyttja à la bordure ouest du lac suite à un hiatus sédimentaire. Il est plausible que le plan d'eau se soit élevé graduellement, quelques siècles (?) plus tôt, pour induire une profondeur d'eau suffisante de ce côté du lac et assurer le dépôt et le maintien sur place de la gyttja vers 7000 ans BP.

### **6.3.3 6100-4400 ans BP: des conditions climatiques plus sèches**

Un deuxième bas niveau lacustre est identifié au lac Albion de 6000 à 4400 ans avant l'actuel (Tab. VI-1). Les diagrammes polliniques des trois profils de la bordure ouest du lac sont caractérisés par un second hiatus pollinique, où l'établissement et la manifestation du déclin pollinique de la pruche (*Tsuga canadensis*) sont absents. D'après la nature des sédiments et les analyses des macrorestes végétaux des plantes aquatiques, le niveau d'eau se situait à environ deux mètres sous la surface actuelle. À l'échelle du Québec, un bas niveau d'eau survient également à la même époque en région subarctique, au lac des Pluviers (Payette et Filion, 1993) vers 6200 ans BP (Tab. VI-2 et Fig. 6.1). Payette et Filion (1993) ont attribué à des conditions climatiques chaudes et plus sèches l'abaissement du niveau d'eau.

Une période plus sèche caractérise également l'Ontario, l'ouest canadien, le Wisconsin et le Michigan durant l'Holocène moyen (Fig. 6.4; Tab. VI-2). Cet événement paléohydrique, non identifié dans les diagrammes polliniques usuels, est relativement bien documenté pour ces régions (Fig. 6.4). En Ontario, des hiatus sédimentaires, la formation d'horizons plus minéraux dans les lacs et marécages, une baisse du contenu en matière organique des sédiments lacustres, et des indices diatomologiques, indiquent un abaissement significatif des plans d'eau et de la nappe phréatique, et l'établissement de conditions climatiques plus sèches (Sreenivasa et Duthie, 1973; Yu et McAndrews, 1994; Yu, 1995; Bunting *et al.*, 1996; Yu *et al.*, 1996; Campbell *et al.*, 1997; Yu *et al.*, 1997). Cette période plus sèche s'est manifestée plus tôt dans quelques sites ontariens par rapport au Québec, ayant débuté vers 7000 ans BP (Fig. 6.4) (Yu, 1995; Yu et McAndrews, 1994; Bunting *et al.*, 1996). Selon les endroits où ils furent détectés, la durée des bas



**Figure 6.4.** Chronologie des bas niveaux d'eau retracés à l'Holocène moyen. Les chiffres entre parenthèses indiquent les dates, en années étalonnées (ka), des bas niveaux lacustres. La localisation des sites est illustrée à la figure 6.1.

niveaux lacustres s'est échelonnée sur une période de l'ordre de quelques siècles (McCormick wetland; Campbell *et al.*, 1997) à plus de 3000 ans (Rice lake et Crawford lake; Yu et McAndrews, 1994; Yu *et al.*, 1997) (Fig. 6.1 et 6.4). Cette période plus sèche de l'Holocène moyen fut également identifiée dans les régions à l'ouest de l'Ontario (Fig. 6.4). Elle a été ressentie au Wisconsin de 6300 à 3200 ans BP (Winkler *et al.*, 1986; Baker *et al.*, 1992), de 8000 à 5000 ans BP au sud-est de l'Alberta (Vance *et al.*, 1992), et de 4400 à 2800 ans BP au sud-est de la Saskatchewan (Vance et Last, 1994; Vance *et al.*, 1997).

La paludification d'un lac menant à la formation éventuelle d'une tourbière n'est souvent pas un processus présidé strictement par le climat. Le mode et le rythme du comblement d'un lac dépendent entre autres de la profondeur d'eau, de la taille du lac et de la morphométrie du bassin. Toutefois, un épisode climatique plus sec et une augmentation de l'évaporation peuvent favoriser l'entourbement des berges et accélérer la paludification (Winkler, 1988; Hu et Davis, 1995; Singer *et al.*, 1996). Au Québec méridional, quelques tourbières étudiées pour les reconstitutions postglaciaires de la végétation montrent la présence de sédiments lacustres sous la tourbe (Richard, 1977). La transition entre les sédiments lacustres et tourbeux fut datée pour quatre d'entre elles. Elle a eu lieu vers 6000 ans BP à la tourbière Wapizagonke dans le parc de la Mauricie (Richard, 1977), 4500 ans BP à la tourbière Joncas au nord de la ville de Québec (Richard, 1971), 4600 ans BP à la tourbière Kénogami dans le nord du parc des Laurentides (Richard, 1973a), et 4200 ans BP au mont Shefford (Richard, 1978a) (Fig. 6.2). La rareté des données ne permet pas d'émettre d'une façon certaine des conclusions concernant une influence ou non du climat sur le passage des régimes lacustres à tourbeux. Toutefois, ces transitions surviennent à l'époque de bas niveaux d'eau. Il est ainsi possible que les conditions climatiques plus sèches de l'Holocène moyen aient contribué à la formation des tourbières Joncas, Kénogami, Shefford et Wapizagonke, en abaissant le plan d'eau des anciens lacs, accélérant ainsi le processus de paludification.

### **6.3.3.1 *Le contrôle climatique***

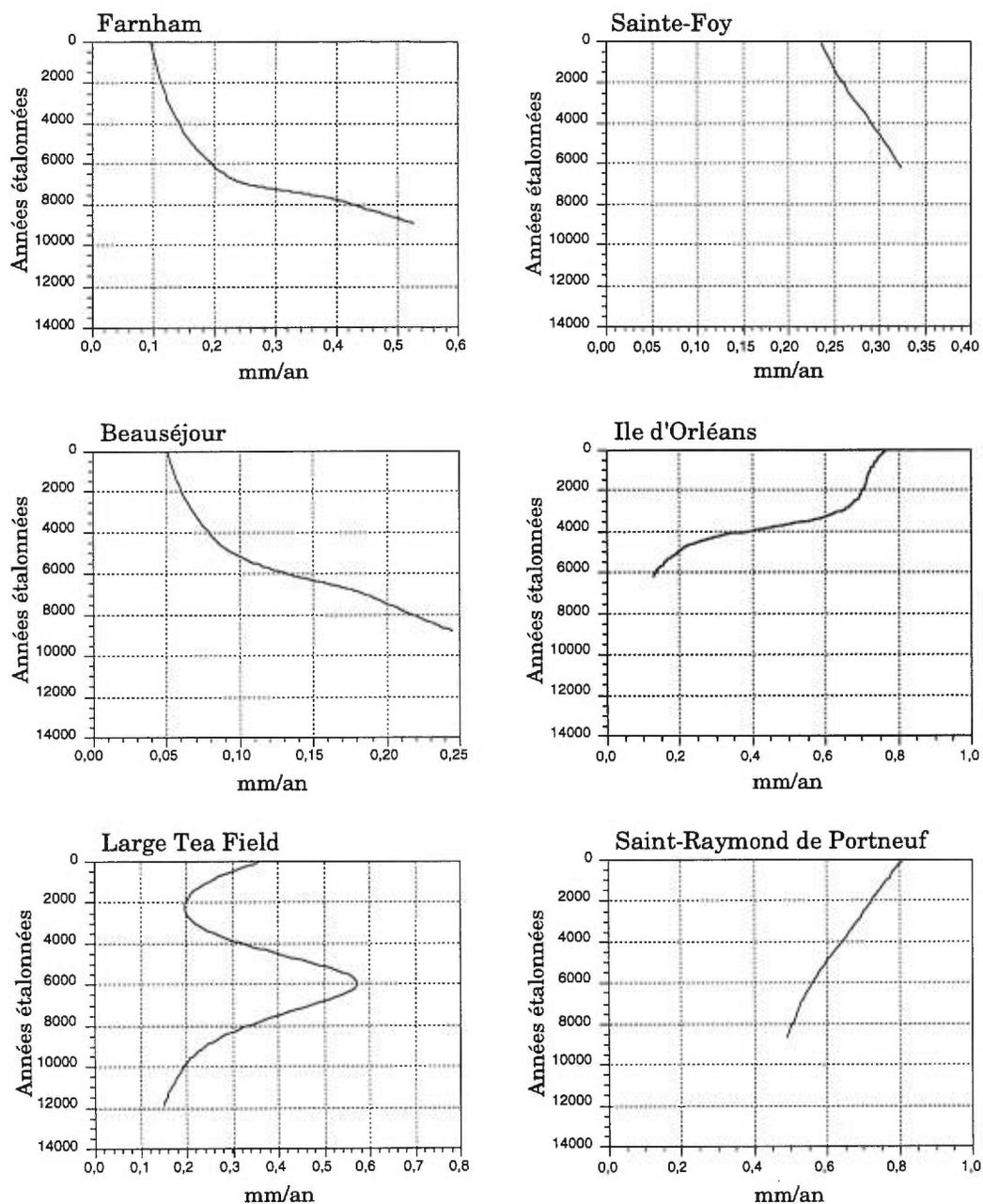
La similitude des événements lacustres entre le Québec méridional, le Québec subarctique et l'Ontario, implique que l'abaissement des niveaux lacustres dans ces régions résulte d'un contrôle climatique commun. Il fut toutefois graduel dans le temps, diachrone de l'ouest vers l'est. Comme nous l'avons mentionné précédemment, durant l'Holocène inférieur, l'air tropical bloquait les mouvements vers l'est de l'air de l'air polaire continental en provenance du Pacifique, celui-ci étant alors dominant au centre nord américain. De 6800 à 3200 ans BP (6000-3000 ans BP conv.), un relâchement de ce blocage a alors autorisé des incursions fréquentes de l'air polaire continental chaud et sec vers l'est, causant une réduction des précipitations annuelles et une hausse de l'évaporation. Une diminution de l'ordre de 10% des précipitations à cette époque, et des températures estivales supérieures de 1°C par rapport à celles d'aujourd'hui caractérisaient le climat ontarien (Yu et McAndrews, 1994). Le Québec aurait ainsi été, de 6000 à environ 4400 ans BP, sous l'influence d'une circulation atmosphérique zonale plus intense marquée par une fréquence importante d'air polaire continental plus sec, causant l'abaissement du niveau d'eau du lac Albion. Les synthèses nord-américaines (Harrison, 1989; R.S. Webb *et al.*, 1993; T. Webb *et al.*, 1993) indiquent plutôt une hausse des niveaux d'eau vers 6000 ans BP (5000 BP conv.), sans oscillations importantes (Tab. VI-2). Les régions de la côte est américaine n'auraient pas, selon ces travaux, été affectées par une augmentation de l'aridité à cette époque. Il est clair que ces premières synthèses sont maintenant inadéquates, devant les indices que nous venons d'examiner.

### **6.3.4 *4400 ans BP à l'actuel: un retour vers des conditions plus humides***

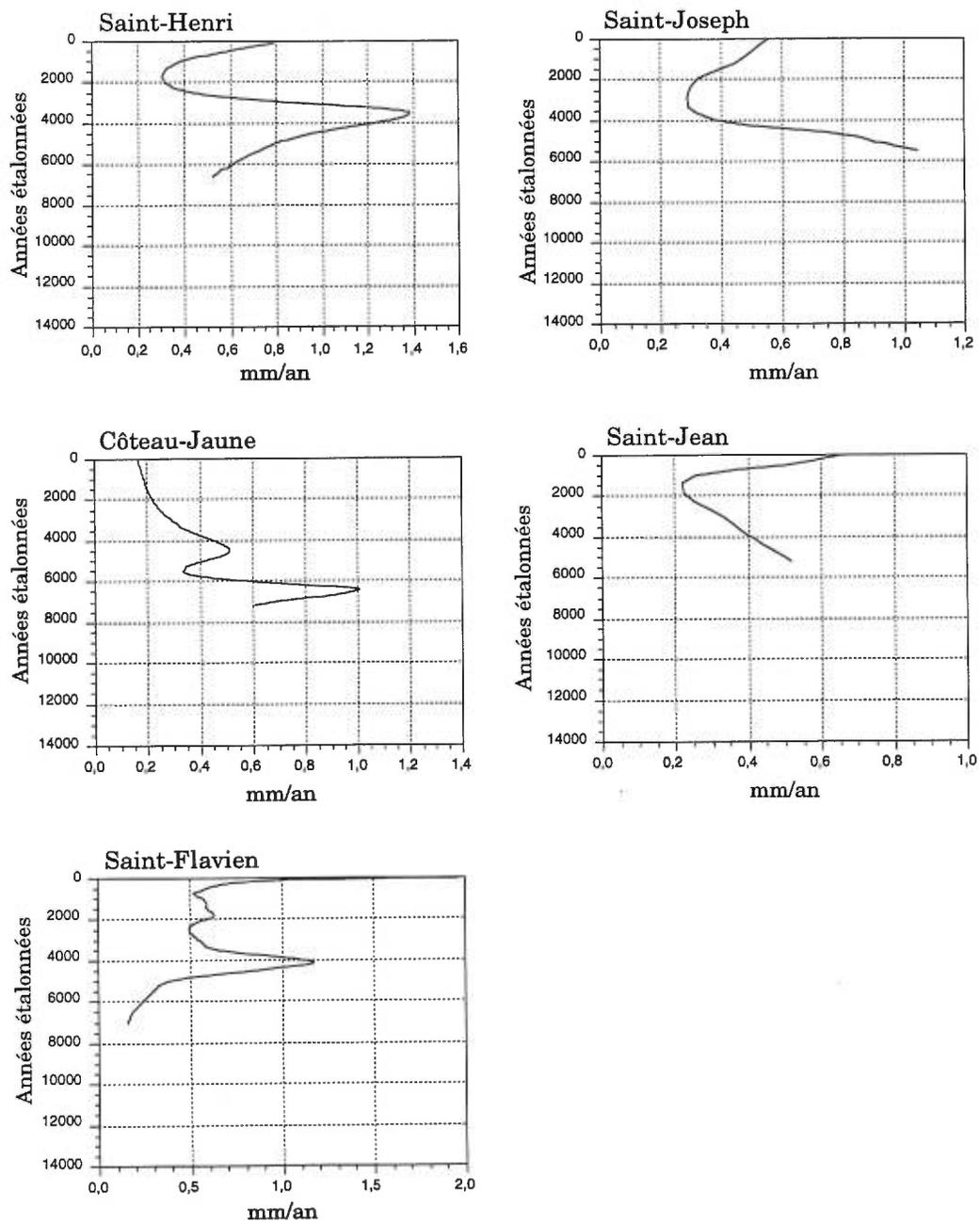
Une reprise de l'accumulation des sédiments lacustres vers 4400 ans BP au lac Albion témoigne d'un rehaussement du niveau d'eau sous des conditions climatiques plus humides, et d'une circulation atmosphérique zonale moins intense. Ce changement climatique ne se traduit toutefois pas immédiatement par une accumulation plus importante de la matière organique pour les tourbières du parc de Frontenac et du lac Malbaie. Le

taux d'accumulation sédimentaire net des deux profils de la portion ombrotrophe de la tourbière du parc de Frontenac (FRON-2 et FRON-3) a d'abord atteint un maximum entre 6000 et 5000 ans BP (Fig. 6.3), alors que prévalaient des conditions plus sèches, a priori défavorables aux tourbières. Un déclin du taux d'accumulation sédimentaire net et de l'accumulation volumique a débuté vers 5000 ans BP, lors de l'ombrotrophie, et s'est poursuivi jusque vers 2000 ans BP. À la tourbière du lac Malbaie, le taux d'accumulation sédimentaire net des trois profils et l'accumulation volumique ont diminué graduellement suite à l'importante période de progression spatiale dès 8000 ans, soit 3000 ans plus tôt qu'à la tourbière du parc de Frontenac (Fig. 6.3). Ce déclin s'est poursuivi jusque vers 4000-2000 ans BP selon les points d'échantillonnage, malgré un réchauffement du climat à l'Holocène moyen, et de plus longues saisons de croissance. Seul un profil (MAL-3) montre une recrudescence du taux d'accumulation net de la tourbe vers 4000 ans BP (Fig. 6.3), à l'époque du rehaussement du niveau d'eau au lac Albion.

Ces contrastes entre les niveaux d'eau du lac Albion et la dynamique de l'entourbement des sites Frontenac et Malbaie traduit un important contrôle authigène sur l'accumulation de la tourbe, les conditions climatiques étant reléguées au second plan. Cette constatation est confortée par l'examen de l'évolution du taux d'accumulation sédimentaire net d'autres tourbières du Québec méridional, où des divergences surviennent également entre les sites (Fig. 6.5). Alors que le taux d'accumulation de la tourbe diminue à la tourbière du parc de Frontenac vers 5000 ans BP, il augmente pour d'autres tourbières comme à l'Île d'Orléans, au site Saint-Henri (complexe tourbeux de Lanoraie), à Saint-Raymond de Portneuf et à Saint-Flavien (Fig. 6.5). À la tourbière de l'Île d'Orléans, le taux d'accumulation sédimentaire a toujours augmenté jusqu'à nos jours, plus particulièrement au cours des 4000 dernières années. D'autres tourbières montrent un ralentissement continu du taux d'accumulation sédimentaire depuis leur origine: c'est le cas des tourbières de Beauséjour, Farnham et Sainte-Foy. À la tourbière Tea Field au sud-ouest de Montréal (Fig. 6.2), un ralentissement est observé à l'Holocène moyen jusque vers 2500 ans BP, mais celui-ci s'est amorcé plus tôt (6000 ans BP) qu'à la tourbière Frontenac (Fig. 6.5). Au complexe tourbeux de Lanoraie, les fluctuations du taux



**Figure 6.5.** Courbes du taux d'accumulation sédimentaire net (mm/an) de quelques tourbières du Québec méridional: Farnham (Lavoie *et al.*, 1995), Sainte-Foy (Larouche, 1979), Beauséjour (Chabot et Maynard, 1978), Île d'Orléans (Richard, 1971), Large Tea Field (Laframboise, 1987), Saint-Raymond de Portneuf (Richard, 1973b), Saint-Henri, Saint-Joseph et Côteau-Jaune (Comtois, 1982), Saint-Jean (Richard, 1978b) et Saint-Flavien (Filion, 1987; Bhiry et Filion, 1996).



**Figure 6.5.** (suite).

d'accumulation sédimentaire des trois lobes tourbeux (Saint-Henri, Saint-Joseph et Côteau-Jaune) sont métachrones, impliquant que les processus authigènes ont sans doute été plus déterminants que le climat. Un maximum du taux d'accumulation est atteint vers 3500 ans BP au lobe de Saint-Henri, alors qu'il est minimum au lobe de Saint-Joseph à la même époque (Fig. 6.5). Au Maine, le taux d'accumulation sédimentaire net de la tourbière Caribou (Fig. 6.1) a diminué également depuis la paludification du site vers 9500 ans BP jusqu'à nos jours, malgré le rehaussement général du niveau d'eau des lacs après 5000 ans BP traduisant un climat plus humide (Harrison, 1989; R.S. Webb *et al.*, 1993). Selon Hu et Davis (1995), l'accumulation de la tourbe a été essentiellement sous le contrôle facteurs authigènes, sans influence climatique prépondérante.

Bien que le taux d'accumulation sédimentaire ne soit connu avec suffisamment de précision que pour un nombre encore restreint de tourbières québécoises, les données disponibles montrent que l'évolution du taux d'accumulation net de la tourbe est différente d'une tourbière à l'autre. Les fluctuations ne semblent pas être déterminées d'abord par les conditions climatiques qui prévalaient durant l'accumulation de la tourbe, impliquant une accumulation authigène de la tourbe.

Un retour vers des conditions plus fraîches et plus humides à l'Holocène supérieur dans l'ensemble du nord-est américain se manifeste dans les niveaux d'eau des lacs qui ont tous atteint leur haut niveau moderne au cours des 3000 dernières années (Harrison, 1989; R.S. Webb *et al.*, 1993; T. Webb *et al.*, 1993). Le lac Albion ne fait pas exception. Dans les régions à l'ouest du Québec (Ontario, centre-nord des États-Unis, prairies canadiennes), plusieurs tourbières et marais se sont constitués depuis 4000 ans (Tab. VI-2). Une hausse de la nappe phréatique et du niveau d'eau des lacs ont été les éléments moteurs de l'entourbement (Dinel *et al.*, 1985; Futyma et Miller, 1986; Glaser, 1987; Miller et Futyma, 1987; Winkler, 1988; Janssens *et al.*, 1992; Brügman et Johnson, 1997). Les conditions plus fraîches et plus humides correspondent à des incursions plus fréquentes de l'air arctique, et à un déplacement latitudinal vers le sud du front arctique jusqu'à sa position moderne (Gajewski, 1987; Harrison et Metcalfe, 1985; Baker *et al.*, 1992).

Il est possible que se soit en partie sous forme de neige que les précipitations aient contribué au rehaussement du plan d'eau au lac Albion, en raison d'hivers plus doux causés par l'augmentation de la radiation solaire hivernale (Kutzbach et Guetter, 1986). Au Québec subarctique et en région boréale, des hivers plus neigeux sont en effet responsables des crues printanières et des hauts niveaux d'eau durant les saisons estivales au cours des derniers siècles. En corollaire, des hivers plus secs ont provoqué un abaissement des plans d'eau, et l'implantation d'une végétation riveraine (Bégin et Payette, 1988; 1989; Payette et Delwaide, 1991; Payette et Filion, 1993; Tardif et Bergeron, 1997). L'abaissement des niveaux lacustres durant le Petit Âge Glaciaire en raison d'hivers moins neigeux a entre autres permis la constitution de platières riveraines. Aujourd'hui submergées, elles reflètent la position d'un niveau d'eau antérieur (S. Payette, communication personnelle). Les lacs étudiés dans les travaux mentionnés précédemment sont toutefois, pour la plupart, de grande taille. La courte saison estivale et la présence d'un seul exutoire comme c'est le cas au lac à l'Eau Claire (Fig. 6.1), sont des facteurs qui contribuent aussi au maintien d'un niveau élevé du plan d'eau durant l'été suite à des hivers neigeux, l'eau s'évacuant alors plus lentement (Bégin et Payette, 1988). Bien que les précipitations de neige aient sans doute eu un impact dans les régions tempérées, nous ne pouvons départager leur effet de celui des précipitations estivales sur le budget hydrique du lac Albion.

L'analyse pollinique à haute résolution temporelle de profils sédimentaires de quelques sites de l'est de l'Amérique du Nord indique, pour les 2000 dernières années, une tendance générale vers une augmentation des précipitations associée à un refroidissement des températures (Gajewski, 1988). Cette tendance est ponctuée de plusieurs fluctuations de courte durée, indiquant des oscillations climatiques plus mineures. Quelques lacs ont livré de telles fluctuations du niveau d'eau d'une durée de quelques siècles. Au Québec subarctique, des abaissements se sont produits vers 2700, 2000, 1250, et 310 ans BP, ce dernier bas niveau correspondant au Petit Âge Glaciaire (Payette et Filion, 1993). Au lac Ontario (Fig. 6.1), de bas niveaux surviennent de 2300 à 1900 ans BP, et de 950 à 550 ans avant l'actuel (Flint *et al.*, 1988; Dalrymple et Carey, 1990). L'analyse des sédiments du lac Albion n'a pas permis de détecter de telles oscillations du niveau d'eau et du climat au cours

des 4000 dernières années. Si elles ont eu lieu, elles auront été de trop faible ampleur pour avoir été enregistrées par les sédiments.

Les deux derniers millénaires marquent une augmentation importante de la productivité et de la production de matière organique aux tourbières du parc de Frontenac et du lac Malbaie (Tab. VI-1). Le taux d'accumulation sédimentaire net, élevé pour l'ensemble des profils des deux tourbières (Fig. 6.3), a engendré une recrudescence majeure de l'accumulation volumique. À la tourbière du parc de Frontenac, les mares actuelles de la portion minérotrophe se sont aussi constituées vers 1200 ans BP. La structuration de crêtes de tourbe et de platières herbacées dans la zone ombrotrophe origine sans doute de la même époque, ayant autorisé l'installation des épinettes noires sur les buttes plus sèches vers 1500 ans BP selon les assemblages macrofossiles, et l'éventuelle formation d'une zone plus densément boisée qui caractérise aujourd'hui le centre du bog. Bien que la formation des mares soit en partie contrôlée par l'hydrologie locale à la tourbière du parc de Frontenac, l'importante accumulation volumique des deux tourbières à l'étude, et la formation de telles mares à la tourbière de Farnham à la même époque (Fig. 6.2; Lavoie *et al.*, 1995), sont des éléments qui militent en faveur d'un climat plus humide.

La plupart des diagrammes sporopolliniques du Québec méridional montrent une importante augmentation de la représentation de l'épinette noire à l'Holocène récent (Webb *et al.*, 1983; Richard, 1994). Plusieurs régions du nord-est américain sont également caractérisées par l'établissement des épinettes noires à la même époque, notamment dans les Montagnes Blanches (Spear, 1989; Spear *et al.*, 1994), dans les monts Adirondack (Jackson et Whitehead, 1991), au Maine (Anderson *et al.*, 1986) et en Ontario (Anderson, 1985; Liu, 1990; Fuller, 1997). La représentation pollinique de l'épinette s'accompagne toutefois de pourcentages élevés du hêtre à grandes feuilles (*Fagus grandifolia*), une espèce beaucoup plus thermophile. Selon Webb (1986), la représentation simultanée de ces deux espèces est le résultat de la diminution continue de la radiation solaire estivale depuis l'Holocène moyen. Des étés plus frais, favorables à l'épinette noire, et des hivers plus doux bénéfiques aux populations de hêtres causés par l'augmentation de la

radiation solaire hivernale, expliqueraient cette particularité palynostratigraphique.

La manifestation pollinique de l'épinette noire traduit toutefois aussi l'entourbement des berges des lacs et la colonisation des tourbières par cette essence, comme c'est le cas à la tourbière du parc de Frontenac. En plus de l'implantation locale des épinettes sur la tourbière, la forte représentation pollinique de celles-ci dans les diagrammes polliniques des profils de la tourbière du parc de Frontenac et de la tourbière du lac Malbaie indique sans doute la constitution des carrs actuels qui ceinturent les tourbières. L'humidité élevée du sol et la présence de sphaignes dans ces forêts périphériques signifient sans doute une reprise de la croissance spatiale et de l'entourbement des forêts périphériques.

#### 6.4 CONCLUSION

Nous avons reconstitué pour la première fois au Québec méridional, les conditions et les changements du bilan hydrique régional, à l'aide de l'étude comparée de la dynamique de l'entourbement de deux tourbières et les fluctuations du niveau d'eau d'un lac. Deux périodes de bas niveau lacustre ont été retracées: (1) de 11 000 à 7000 ans BP, et (2) de 6100 à 4400 ans BP. Le premier bas niveau d'eau est concomitant d'une baisse généralisée des lacs sur la côte est américaine jusque vers 7000 ans BP (6000 ans BP conv.) (Harrison, 1989; R.S. Webb *et al.*, 1993; T. Webb *et al.*, 1993). Il confirme les conditions sèches déduites des diagrammes polliniques et des influx élevés de charbons de bois, ces derniers témoignant d'une incidence plus élevée des feux. À l'Holocène moyen, les conditions climatiques plus sèches retracées au lac Albion correspondent à celles détectées au Québec subarctique (Payette et Filion, 1993) et en Ontario (Yu et McAndrews, 1994; Yu, 1995; Yu *et al.*, 1997). Le synchronisme général des fluctuations lacustres entre le Québec méridional et les autres régions témoigne d'un contrôle hydroclimatique à l'échelle sub-continentale, et du potentiel élevé des lacs pour les reconstitutions paléohydriques postglaciaires.

Par ailleurs, analysées individuellement sous l'angle de changements du bilan hydrique régional à partir des principes généraux de l'interprétation macro-climatique (Damman, 1979), les tourbières livrent une histoire paléohydrique différente de celle obtenue au lac Albion. L'importante croissance spatiale et volumique des tourbières entre 9000 et 7000 ans avant l'actuel pourrait être interprétée, en première analyse, comme le reflet d'un climat plus humide, favorisant l'entourbement. Or, le bas niveau d'eau du lac Albion à la même époque indique plutôt un déficit hydrique et un climat plus sec. Par la suite, le déclin du taux d'accumulation sédimentaire, de l'accumulation volumique et de la productivité entre 7000 et 3000 ans BP indiquerait, au premier abord, l'instauration de conditions climatiques plus sèches, peu propices à l'accumulation de la tourbe. Toutefois, lorsque comparées aux fluctuations des niveaux lacustres, cette interprétation paléohydrique en terme de macro-climat sont encore une fois en partie contradictoire. Les faits montrent qu'à l'Holocène inférieur, les tourbières ont bien connu une importante croissance, mais sous un climat plus sec. La chaleur et l'augmentation des températures suite au retrait des glaces furent des facteurs primordiaux pour la productivité végétale et le déclenchement de l'entourbement. Malgré un déficit hydrique général, les apports d'eau n'en furent pas moins suffisamment importants pour permettre le maintien de la nappe phréatique près de la surface au sein des tourbières. Ce climat plus sec ne fut donc pas un obstacle à l'entourbement des terres fermes et à l'accumulation de la tourbe, contrairement aux régions de l'ouest canadien et du centre-nord des États-Unis.

Lors de l'établissement d'un climat plus humide entre 7000 et 6000 ans BP au sud du Québec, et depuis 4400 ans, les tourbières montrent un ralentissement important de l'accumulation de la tourbe jusque vers 3000-2500 ans BP, reflétant une dynamique en grande partie authigène plutôt qu'un contrôle strictement climatique. Durant les derniers 2000 ans, sous un climat plus frais et plus humide, l'accumulation de la tourbe et la formation de mares correspondent à l'effet macro-climatique attendu sur le développement des tourbières.

Cette étude est la première au Québec méridional abordant les fluctuations des niveaux lacustres et la dynamique de l'entourbement sous

l'angle hydrique. Les résultats montrent l'intérêt de l'étude combinée des lacs et des tourbières pour les reconstitutions paléoclimatiques et pour la détection de changements paléohydriques. Ils ouvrent des perspectives nouvelles pour l'étude des tourbières et l'évolution de leur capacité à fixer le dioxyde de carbone atmosphérique. Ils précisent les conditions climatiques ayant présidé à l'histoire postglaciaire de la végétation et à celles des perturbations comme les incendies.

## 6.5 RÉFÉRENCES

- Aaby, B. et Tauber, H., 1974. Rates of peat formation in relation to degree of humification and local environment, as shown by studies of a raised bog in Denmark. *Boreas*, 4: 1-17.
- Almquist-Jacobson, H., 1995. Lake-level fluctuations at Ljustjarnen, central Sweden, and their implications for the Holocene climate of Scandinavia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 118: 269-290.
- Almquist-Jacobson, H. et Foster, D.R., 1995. Toward an integrated model for raised-bog development: theory and field evidence. *Ecology*, 76: 2503-2516.
- Anderson, R.S., Davis, R.B., Miller, N.G. et Stuckenrath, R., 1986. History of late-and post-glacial vegetation and disturbance around Upper South Branch Pond, northern Maine. *Canadian Journal of Botany*, 64: 1977-1986.
- Anderson, T.W., 1985. Late-Quaternary pollen records from eastern Ontario, Quebec, and Atlantic Canada. Pages 281-326 in Bryant, V.M., Jr. et Holloway, R.G. (éd.). *Pollen Records of Late-Quaternary North American Sediments*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, Texas.
- Baker, R.G., Maher, L.J., Chumbley, C.A. et Van Zant, K.L., 1992. Patterns of Holocene environmental change in the midwestern United States. *Quaternary Research*, 37: 379-389.
- Barber, K.E., 1981. *Peat Stratigraphy and Climatic Change. A Palaeoecological Test of Cyclic Peat Bog Regeneration*. Balkema, Rotterdam.
- Bartlein, P.J., Webb III, T. et Fleri, E., 1984. Holocene climate change in the northern Midwest: pollen derived estimates. *Quaternary Research*, 22: 361-374.

- Bartlein, P.J. et Whitlock, C., 1993. Paleoclimatic interpretation of the Elk Lake pollen record. Pages 275-294 in Bradbury, J.P. et Dean, W.E. (éd.). *Elk Lake, Minnesota: Evidence for Rapid Climate Change in North-Central United States*. Geological Society of America, Special Paper 276, Boulder, Colorado.
- Bégin, Y. et Payette, S., 1988. Dendroecological evidence of lake-level changes during the last three centuries in subarctic Québec. *Quaternary Research*, 30: 210-220.
- Bégin, Y. et Payette, S., 1989. La végétation riveraine du lac à l'Eau Claire, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire*, 43: 39-50.
- Bergeron, Y. et Dubuc, M., 1989. Succession in the southern part of the Canadian boreal forest. *Vegetatio*, 79: 51-63.
- Bhiry, N. et Filion, L., 1996. Holocene plant succession in a dune-swale environment of southern Québec: a macrofossil analysis. *Écoscience*, 3: 330-342.
- Brugman, R.B. et Johnson, S.M., 1997. Holocene lake-level rise in the Upper Peninsula of Michigan, USA, as indicated by peatland growth. *The Holocene*, 7: 355-359.
- Bunting, M.J., Warner, B.G. et Aravena, R., 1996. Late Quaternary vegetation dynamics and hydroseral development in a *Thuja occidentalis* swamp in southern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33: 1439-1456.
- Campbell, D., Duthie, H.C. et Warner, B.G., 1997. Post-glacial development of a kettle-hole peatland in southern Ontario. *Écoscience*, 4: 404-418.
- Chabot, D. et Maynard, M., 1978. Analyse pollinique d'une tourbière de la forêt de Beauséjour, comté de Lévis, Québec. Mémoire de fin d'études, Université Laval, Sainte-Foy.

- COHMAP Members, 1988. Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations. *Science*, 241: 1043-1052.
- Comtois, P., 1982. Histoire holocène du climat et de la végétation à Lanoraie (Québec). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19: 1938-1952.
- Côté, D., Dubois, J.-M.M. et Nadeau, L., 1990. Les dunes du Québec méridional: contribution à l'étude des vents dominants durant l'Holocène. *Le Géographe canadien*, 34: 49-62.
- Dalrymple, R.W. et Carey, J.S., 1990. Water-level fluctuations in Lake Ontario over the last 4000 years as recorded in the Cataraqui River lagoon, Kingston, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27: 1330-1338.
- David, P.P., 1989. The coeval eolian environment of the Champlain Sea episode. Pages 291-305 in Gadd, N.R. (éd.). *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin*. Geological Association of Canada, Special Paper 35.
- Davis, A.M., 1984. Ombrotrophic peatlands in Newfoundland, Canada: their origins, development and trans-atlantic affinities. *Chemical Geology*, 44: 287-309.
- Davis, M.B., 1983. Holocene vegetational history of the eastern United States. Pages 166-181 in Wright, H.E., Jr. (éd.). *Late Quaternary Environments of the United States. Volume 2, The Holocene*. University of Minnesota Press, Minneapolis.
- Dean, W.E., Ahlbrandt, T.S., Anderson, R.Y. et Bradbury, J.P., 1996. Regional aridity in North America during the middle Holocene. *The Holocene*, 6: 145-155.
- Digerfeldt, G., 1988. Reconstruction and regional correlation of Holocene lake-level fluctuations in Lake Bysjön, South Sweden. *Boreas*, 17: 165-182.

- Dinel, H., Richard, P.J.H., Lévesque, P.E.M. et Larouche, A., 1985. Origine et évolution du marais tourbeux de Keswick, Ontario, par l'analyse pollinique et macrofossile. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23: 1145-1155.
- Filion, L., 1987. Holocene development of parabolic dunes in the central St. Lawrence Lowland, Québec. *Quaternary Research*, 28: 196-209.
- Flint, J.E., Dalrymple, R.W. et Flint, J.J., 1988. Stratigraphy of the Sixteen Mile Creek lagoon, and its implications for Lake Ontario water levels. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25: 1175-1183.
- Foster, D.R. et Almquist-Jacobson, H.E., 1990. The comparative development of bogs and fens in central Sweden: evaluating the role of climate change and ecosystem development. *Aquilo Serie Botanica*, 28: 15-26.
- Foster, D.R. et Wright, H.E., Jr., 1990. Role of ecosystem development and climate change in bog formation in central Sweden. *Ecology*, 71: 450-463.
- Fuller, J.L., 1997. Holocene forest dynamics in southern Ontario, Canada: fine resolution pollen data. *Canadian Journal of Botany*, 75: 1714-1727.
- Futyma, R.P. et Miller, N.G., 1987. Stratigraphy and genesis of the Lake Sixteen peatland, northern Michigan. *Canadian Journal of Botany*, 64: 3008-3019.
- Gajewski, K., 1987. Climatic impacts on the vegetation of eastern North America during the past 2000 years. *Vegetatio*, 68: 179-190.
- Gajewski, K., 1988. Late Holocene climate changes in eastern North America estimated from pollen data. *Quaternary Research*, 29: 255-262.
- Glaser, P.H., 1987. The ecology of patterned boreal peatlands of northern Minnesota: a community profile. U.S. Fish and Wildlife Service, Report 85(7.14), 98 p.

- Glaser, P.H. et Janssens, J.A., 1986. Raised bogs in eastern North America: transitions in landforms and gross stratigraphy. *Canadian Journal of Botany*, 64: 395-415.
- Guiot, J., Harrison, S.P. et Prentice, I.C., 1993. Reconstruction of Holocene precipitation patterns in Europe using pollen and lake-level data. *Quaternary Research*, 40: 139-149.
- Harrison, S.P., 1989. Lake levels and climatic change in eastern North America. *Climate Dynamics*, 3: 157-167.
- Harrison, S.P. et Digerfeldt, G., 1993. European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. *Quaternary Science Reviews*, 12: 233-248.
- Harrison, S.P. et Metcalfe, S.E., 1985. Variations in lake levels during the Holocene in North America: an indicator of changes in atmospheric circulation patterns. *Géographie physique et Quaternaire*, 39: 141-150.
- Heinselman, M.L., 1970. Landscape evolution, peatland types, and the environment in the Lake Agassiz peatlands. *Ecological Monographs*, 40: 235-261.
- Hu, F.S. et Davis, R.B., 1995. Postglacial development of a Maine bog and paleoenvironmental implications. *Canadian Journal of Botany*, 73: 638-649.
- Jackson, S.T. et Whitehead, D.R., 1991. Holocene vegetation patterns in the Adirondack Mountains. *Ecology*, 72: 641-653.
- Janssens, J.A., Hansen, B.C.S., Glaser, P.H. et Whitlock, C., 1992. Development of a raised-bog complex. Pages 189-221 in Wright, H.E., Jr., Coffin, B.A. et Aaseng, N.E., (éd.). *The Patterned Peatlands of Minnesota*. University of Minnesota Press, Minneapolis.
- Korhola, A., 1995. Holocene climatic variations in southern Finland reconstructed from peat-initiation data. *The Holocene*, 5: 43-58.

- Kuhry, P., Halsey, L.A., Bayley, S.E. et Vitt, D.H., 1992. Peatland development in relation to Holocene climatic change in Manitoba and Saskatchewan (Canada). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29: 1070-1090.
- Kuhry, P., Nicholson, B.J., Gignac, L.D., Vitt, D.H. et Bayley, S.E., 1993. Development of *Sphagnum*-dominated peatlands in boreal continental Canada. *Canadian Journal of Botany*, 71: 10-22.
- Kutzbach, J.E. et Guetter, P.J., 1986. The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18,000 years. *Journal of Atmospheric Sciences*, 43: 1726-1759.
- Laframboise, M., 1987. Origine et évolution de deux terres noires de la MRC du Haut-Saint-Laurent, Québec. Mémoire de M.Sc., Université de Montréal, Montréal.
- Larouche, A., 1979. Histoire postglaciaire comparée de la végétation à Sainte-Foy et au mont des Éboulements, Québec, par l'analyse macrofossile et par l'analyse pollinique. Mémoire de M.Sc., Université Laval, Sainte-Foy.
- Lavoie, M., Larouche, A.C. et Richard, P.J.H., 1995. Conditions du développement de la tourbière de Farnham, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 49: 305-316.
- Lepage, H. et Bégin, Y., 1996. Tree-ring dating of extreme water level events at Lake Bienville, subarctic Québec. *Arctic and Alpine Research*, 28: 77-84.
- Liu, K.-B., 1990. Holocene paleoecology of the boreal forest and Great Lakes-St. Lawrence forest in northern Ontario. *Ecological Monographs*, 60: 179-212.

- Mäkilä, M., 1997. Holocene lateral expansion, peat growth and carbon accumulation on Haukkasuo, a raised bog in southeastern Finland. *Boreas*, 26: 1-14.
- McCarthy, F.G. et McAndrews, J.W., 1988. Water levels in lake Ontario 4230-2000 BP: evidence from Grenadier Pond, Toronto, Canada. *Journal of Paleolimnology*, 1: 99-113.
- Miller, N.G. et Futyma, R.P., 1987. Paleohydrological implications of Holocene peatland development in northern Michigan. *Quaternary Research*, 27: 297-311.
- Payette, S., 1980. Les grandes crues glacielles de la rivière aux Feuilles (Nouveau-Québec): une analyse dendrochronologique. *Naturaliste canadien*, 107: 215-225.
- Payette, S., 1988. Late-Holocene development of subarctic ombrotrophic peatlands: allogenic and autogenic succession. *Ecology*, 69: 516-531.
- Payette, S. et Delwaide, A., 1991. Variations séculaires du niveau d'eau dans le bassin de la rivière Boniface (Québec nordique): une analyse dendroécologique. *Géographie physique et Quaternaire*, 45: 59-67.
- Payette, S. et Filion, L., 1993. Holocene water-level fluctuations of a subarctic lake at the tree line in northern Québec. *Boreas*, 22: 7-14.
- Richard, P.J.H., 1971. Two pollen diagrams from the Quebec city area, Canada. *Pollen et Spores*, 13: 523-559.
- Richard, P.J.H., 1973a. Histoire postglaciaire comparée de la végétation dans deux localités au nord du parc des Laurentides, Québec. *Naturaliste canadien*, 100: 577-590.
- Richard, P.J.H., 1973b. Histoire postglaciaire de la végétation dans la région de Saint-Raymond de Portneuf, telle que révélée par l'analyse pollinique d'une tourbière. *Naturaliste canadien*, 100: 561-575.

- Richard, P.J.H., 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, P.J.H., 1978a. Histoire tardiglaciaire et postglaciaire de la végétation au mont Shefford, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 32: 81-93.
- Richard, P.J.H., 1978b. Analyses polliniques de la région de Lanoraie, Québec. Rapport interne, Ministère des Affaires Culturelles, Québec, 20 p.
- Richard, P.J.H., 1980. Histoire postglaciaire de la végétation au sud du lac Abitibi, Ontario et Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 34: 77-94.
- Richard, P.J.H., 1993. Origine et dynamique postglaciaire de la forêt mixte au Québec. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 79: 31-68.
- Richard, P.J.H., 1994. Postglacial palaeophytogeography of the eastern St. Lawrence River Watershed and the climatic signal of the pollen record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109: 137-161.
- Richard, P.J.H., 1995. Le couvert végétal du Québec-Labrador il y a 6000 ans BP: essai. *Géographie physique et Quaternaire*, 49: 117-140.
- Richard, P.J.H. et Larouche, A.C., 1994. Histoire postglaciaire de la végétation et du climat dans la région de Rimouski, Québec. Pages 49-89 in Chapdelaine, C. (éd). *Il y a 8000 ans à Rimouski... Paléoécologie et archéologie d'un site de la culture Plano*. Paléo-Québec, 22.

- Ritchie, J.C. et Harrison, S.P., 1993. Vegetation, lake levels, and climate in western Canada during the Holocene. Pages 401-414 in Wright, H.E., Jr., Kutzbach, J.E., Webb III, T., Ruddiman, W.F., Street-Perrott, F.A. et Bartlein, P.J. (éd). *Global Paleoclimates Since the Last Glacial Maximum*. University of Minnesota Press, Minneapolis.
- Singer, D., Jackson, S.T., Madsen, B.J. et Wilcox, D.A., 1996. Differentiating climatic and successional influences on long-term development of a marsh. *Ecology*, 77: 1765-1778.
- Spear, R.W., 1989. Late-Quaternary history of high elevation in the White Mountains of New Hampshire. *Ecological Monographs*, 59: 125-151.
- Spear, R.W., Davis, M.B. et Shane, L.C.K., 1994. Late Quaternary history of low-and mid-elevation vegetation in the White Mountains of New Hampshire. *Ecological Monographs*, 64: 85-109.
- Sreenivasa, M.R. et Duthie, H.C., 1973. The postglacial diatom history of Sunfish Lake, southwestern Ontario. *Canadian Journal of Botany*, 51: 1599-1609.
- Stuiver, M. et Reimer, P.J., 1993. Extended  $^{14}\text{C}$  data base revised CALIB 3.0  $^{14}\text{C}$  age calibration program. *Radiocarbon*, 35: 215-230.
- Svensson, G., 1988. Bog development and environmental conditions as shown by the stratigraphy of Store Moss mire in southern Sweden. *Boreas*, 17: 89-111.
- Tardif, J. et Bergeron, Y., 1997. Ice-flood history reconstructed with tree-rings from the southern boreal forest limit, western Québec. *The Holocene*, 7: 291-300.
- Tolonen, K., Huttunen, P. et Jungner, H., 1985. Regeneration of two coastal raised bogs in eastern North America. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Series A.III, Geologica Geographica*.

- Vance, R.E., Beaudoin, A.B. et Luckman, B.H., 1995. The paleoecological record of 6 ka BP climate in the Canadian prairie provinces. *Géographie physique et Quaternaire*, 49: 81-98.
- Vance, R.E. et Last, W.M., 1994. Paleolimnology and global change on the southern Canadian prairies. *Current Research of Geological Survey of Canada 1994-B*: 49-58.
- Vance, R.E., Last, W.M. et Smith, A.J., 1997. Hydrologic and climatic implications of a multidisciplinary study of late Holocene sediment from Kenosee Lake, southeastern Saskatchewan, Canada. *Journal of Paleolimnology*, 18: 365-393.
- Vance, R.E., Mathewes, R.W. et Clague, J.J., 1992. 7000 year record of lake-level change on the northern Great Plains: a high-resolution proxy of past climate. *Geology*, 20: 879-882.
- Webb, R.S., Anderson, K.H. et Webb III, T., 1993. Pollen response surface estimates of late Quaternary changes in the moisture balance of the northeastern United States. *Quaternary Research*, 40: 213-227.
- Webb III, T., 1986. Is vegetation in equilibrium with climate? How to interpret late-Quaternary pollen data. *Vegetatio*, 67: 75-91.
- Webb III, T., Bartlein, P.J., Harrison, S.P. et Anderson, K.H., 1993. Vegetation, lake levels, and climate in eastern North America for the past 18,000 years. Pages 415-467 in Wright, H.E., Jr., Kutzbach, J.E., Webb III, T., Ruddiman, W.F., Street-Perrott, F.A. et Bartlein, P.J. (éd.). *Global Paleoclimates Since the Last Glacial Maximum*. University of Minnesota Press, Minneapolis.
- Webb III, T., Richard, P.J.H. et Mott, R.J., 1983. A mapped history of Holocene vegetation in southern Quebec. *Syllogeus*, 49: 273-336.
- Winkler, M.G., 1988. Effect of climate on development of two *Sphagnum* bogs in south-central Wisconsin. *Ecology*, 69: 1032-1043.

- Winkler, M.G., Swain, A.M. et Kutzbach, J.E., 1986. Middle Holocene dry period in the northern midwestern United States: lake levels and pollen stratigraphy. *Quaternary Research*, 25: 235-250.
- Yu, G. et Harrison, S.P., 1995. Holocene changes in atmospheric circulation patterns as shown by lake status changes in northern Europe. *Boreas*, 24: 260-268.
- Yu, Z., 1995. Mid-Holocene dry period in southern Ontario?: responses of lake hydrology and upland pollen to climate change. Pages 97-104 in *Climate, Landscape, and Vegetation Change in the Canadian Prairie Provinces*, Proceedings, Edmonton, Alberta. Canadian Forest Service, Edmonton, Alberta.
- Yu, Z. et McAndrews, J.H., 1994. Holocene water levels at Rice Lake, Ontario, Canada: sediment, pollen and plant-macrofossil evidence. *The Holocene*, 4: 141-152.
- Yu, Z., McAndrews, J.H. et Eicher, U., 1997. Middle Holocene dry climate caused by change in atmospheric circulation patterns: evidence from lake levels and stable isotope. *Geology*, 25: 251-254.
- Yu, Z., McAndrews, J.H. et Siddiqi, D., 1996. Influences of Holocene climate and water levels on vegetation dynamics of a lakeside wetland. *Canadian Journal of Botany*, 74: 1602-1615.
- Zoltai, S.C. et Vitt, D.H., 1990. Holocene climatic change and the distribution of peatlands in western interior Canada. *Quaternary Research*, 33: 231-240.

## **CHAPITRE VII**

### **CONCLUSION GÉNÉRALE DE LA THÈSE**

Nous avons testé l'hypothèse que les fluctuations des niveaux lacustres et la dynamique de l'entourbement étaient contrôlées par le bilan hydrique régional (précipitation, évaporation), et ainsi retracé des conditions hydriques postglaciaires durant l'Holocène au Québec méridional. Les analyses paléobotaniques et stratigraphiques de cinq profils sédimentaires au lac Albion ont révélé des changements du bilan hydrique régional, les fluctuations du niveau d'eau reflétant un contrôle climatique. Les reconstitutions paléoécologiques menées sur plusieurs profils sédimentaires de la tourbière du parc de Frontenac et de la tourbière du lac Malbaie montrent d'abord clairement que l'évolution de ces écosystèmes ne peut être retracée adéquatement à l'aide d'une seule carotte. La croissance des tourbières et l'accumulation de la tourbe sont régies par une interaction entre divers facteurs allogènes et autochtones. Des facteurs autres que le climat ont été déterminants sur la dynamique de l'entourbement. Les modifications survenues durant la croissance des tourbières ne reflètent pas nécessairement un contrôle climatique. Le signal paléohydrique livré par ces milieux est donc équivoque.

#### **7.1 LES INFORMATIONS PALÉOHYDRIQUES RÉGIONALES LIVRÉES PAR LE LAC ALBION**

Les lacs sans affluents ni effluents ont un budget hydrique contrôlé en majeure partie par le ratio entre les précipitations et l'évaporation. Lorsque plusieurs lacs d'une même région montrent des fluctuations synchrones, celles-ci indiquent des modifications du régime hydrique régional et de la circulation atmosphérique (Harrison et Digerfeldt, 1993; Yu *et al.*, 1997). Au lac Albion, deux périodes de bas niveaux ont été identifiées: (1) de 11 000 à 7000 ans BP, et (2) de 6100 à 4400 ans BP. Le niveau du lac était plus élevé

avant 11 000 ans BP, puis de 7000 à 6100 ans BP, et de 4400 ans BP à l'actuel. Le synchronisme de ces fluctuations avec celles ayant eu lieu au nord-est des États-Unis, en Ontario et au Québec subarctique, témoigne d'un même contrôle climatique sur les niveaux d'eau des lacs de ces régions.

Le premier bas niveau d'eau au lac Albion à l'Holocène inférieur (11 000 à 7000 ans BP) correspond étroitement aux bas niveaux survenant pour l'ensemble des lacs du nord-est des États-Unis à la même époque (Harrison, 1989; R.S. Webb *et al.*, 1993; T. Webb *et al.*, 1993) et dans l'ouest canadien (Ritchie et Harrison, 1993). Le climat était relativement sec dans les régions de l'ouest, inhibant toute accumulation de tourbe (Glaser, 1987; Zoltai et Vitt, 1990). Dans ces régions, un maximum d'aridité fut atteint vers 7000 ans BP. Les températures étaient supérieures de 2°C par rapport à celles d'aujourd'hui (COHMAP, 1988), et les précipitations moyennes annuelles inférieures de 65 mm (Vance *et al.*, 1995).

Ajoutés au bas niveau d'eau du lac Albion, les importants maximums de charbons de bois enregistrés par les sédiments lacustres et tourbeux à la même époque traduisent aussi des conditions climatiques plus sèches, favorables au déclenchement des incendies. Cependant, le climat du Québec à l'Holocène inférieur était sans doute moins aride que celui de l'ouest canadien et du centre-nord des États-Unis à la même époque. En effet, les tourbières se sont développées spatialement et verticalement d'une façon importante (voir plus loin dans la conclusion), malgré des précipitations sans doute moins abondantes et une évapotranspiration plus élevée. Dans l'ouest, l'air polaire continental chaud et sec était dominant. Les régions du Québec méridional et de la côte est américaine étaient plus souvent sous l'influence de l'air tropical, celui-ci fournissant des précipitations plus importantes.

À l'Holocène moyen, un second bas niveau lacustre au lac Albion entre 6100 et 4400 ans BP indique aussi des conditions climatiques plus sèches. Un abaissement similaire du niveau d'eau des lacs survient à la même époque en Ontario (Yu, 1995; Yu et McAndrews, 1994; Yu *et al.*, 1997; Haas *et al.*, 1998) et au Québec subarctique (Payette et Filion, 1993). Ce synchronisme entre les différentes régions suggère de nouveau un contrôle climatique

régional commun sur le budget hydrique des lacs, mais différent de celui de l'Holocène inférieur. Des incursions plus fréquentes vers l'est de l'air polaire continental et une circulation atmosphérique zonale sont sans doute responsables de l'établissement d'un climat plus sec. Cet événement paléohydrique s'est d'abord manifesté dans les régions de l'ouest, et plus tard au Québec et sur la côte est des États-Unis.

En raison de l'apparente absence de manifestation d'un tel événement paléohydrique à l'Holocène moyen dans les régions situées sur la côte est américaine (Harrison, 1989; R.S Webb *et al.*, 1993; T. Webb *et al.*, 1993), Yu *et al.* (1997) avaient proposé que l'abaissement général des lacs en Ontario entre 7000 et 3000 ans BP, qui est concomitant avec un abaissement similaire dans l'ouest canadien et au centre-nord des États-Unis, indiquait que le régime des précipitations du sud de l'Ontario était plus influencé par la circulation atmosphérique des régions de l'ouest, plutôt que celle des régions de l'est. Nos résultats au lac Albion montrent que tel n'est pas le cas puisque ce bas niveau d'eau est maintenant identifié au Québec méridional. Il faut cependant rappeler qu'à l'exception des travaux de R.S. Webb (1990) et de R.S. Webb *et al.* (1993) dont les reconstitutions des niveaux lacustres reposent sur l'étude de plusieurs carottes au sein d'un même lac, les synthèses nord-américaines (Harrison, 1989; T. Webb *et al.*, 1993) sont très générales et basées sur les indices d'une seule carotte en position centrale pour la plupart des lacs. Bien que ces synthèses montrent une élévation continue des niveaux d'eau depuis 7000 ans BP, il est probable que des études plus détaillées auraient permis de retracer d'autres périodes de bas niveaux lacustres. C'est le cas de nouvelles études portant sur plusieurs profils sédimentaires au sein de lacs de la côte est américaine (Newby *et al.*, 1998; Webb *et al.*, 1998). Ces travaux indiquent de bas niveaux d'eau à l'Holocène moyen dans la région de la Nouvelle-Angleterre, attestant du fait que cet événement paléohydrique reflète des conditions climatiques plus sèches sans doute généralisées à l'ensemble du nord-est américain. Il est clair que les travaux généraux produits par Harrison (1989) et T. Webb *et al.* (1993) doivent être révisés à la lumière de ces nouveaux résultats.

Ce bas niveau lacustre survient à l'époque de l'important déclin de la pruche (*Tsuga canadensis*). Il est maintenant bien établi que le déclin de

cette essence résulte de l'activité de l'arpenreuse de la pruche (*Lambdina fiscellaria*), un insecte défoliateur (Bhiry et Filion, 1996a). Les bas niveaux d'eau contemporains du déclin de *Tsuga canadensis* permettent de proposer l'hypothèse que des conditions climatiques plus sèches auraient présidé à l'épidémie de l'arpenreuse. En effet, en plus de la pruche, cet insecte peut se nourrir d'autres essences résineuses, notamment le sapin baumier (Martineau, 1985). Une source suffisante de nourriture était donc disponible avant le déclin selon les données polliniques et macrofossiles, notamment la pruche qui avait atteint un maximum de représentation pollinique. Des périodes de sécheresse produisent des conditions favorables pour les insectes phytophages (Mattson et Haack, 1987), et des exemples historiques montrent que des épidémies ont entre autres été précédées par des étés secs. Il est donc probable que les conditions climatiques plus sèches de cette époque aient favorisé le déclenchement de l'épidémie. Les analyses micromorphologiques de la tourbe du dépôt interdunaire de Saint-Flavien où a été menée l'étude de Bhiry et Filion indique d'ailleurs que des conditions locales sèches caractérisaient le milieu de dépôt à cette époque (Bhiry et Filion, 1996b).

## **7.2 LES RECONSTITUTIONS PALÉOHYDRIQUES LIVRÉES PAR LA TOURBIÈRE DU PARC DE FRONTENAC ET PAR LA TOURBIÈRE DU LAC MALBAIE**

Les tourbières sont des écosystèmes complexes où interagissent divers facteurs allogènes et autochtones. Le climat est le facteur allogène le plus important. L'actuelle répartition géographique des tourbières et leur abondance dans les régions boréales indiquent qu'un bilan hydrique positif et des températures fraîches contribuent, sous les conditions climatiques actuelles, au maintien d'un niveau élevé de la nappe phréatique, ce qui retarde le processus de décomposition de la matière organique et favorise l'accumulation de la tourbe (Damman, 1979; Lottes et Ziegler, 1994). Selon Damman (1979), l'accumulation de la tourbe ne résulte pas d'une productivité végétale élevée, mais plutôt d'une décomposition lente. L'origine synchrone des tourbières dans une même région est aussi souvent interprétée comme le signal d'un changement climatique vers un climat

plus frais et plus humide (Damman, 1979; Berglund *et al.*, 1983; Moore, 1986; Zoltai et Vitt, 1990).

Si le ratio entre les précipitations et l'évapotranspiration est régulièrement invoqué pour expliquer le mécanisme de l'accumulation de la tourbe, les aspects thermiques sont par contre souvent négligés. Or, des températures élevées permettent une productivité végétale importante, et une plus grande production de tourbe. D'ailleurs, au Québec, les régions méridionales où les températures sont plus élevées sont celles présentant les épaisseurs maximales de matière organique. C'est dans le Bas-Saint-Laurent que les dépôts les plus épais sont rencontrés, atteignant plus de dix mètres (Gauthier et Grandtner, 1975). Les modèles théoriques qui décrivent la croissance des bogs ne tiennent pas compte non plus des aspects thermiques (Ingram, 1982; Clymo, 1984; 1991). Les modèles hydrodynamiques font intervenir une accumulation authigène de la tourbe sous le contrôle de l'hydrologie locale. Nos travaux menés à la tourbière du parc de Frontenac et à la tourbière du lac Malbaie indiquent que les températures furent aussi déterminantes que le bilan hydrique sur l'accumulation de la tourbe.

Entre 9000 et 7000 ans BP, les deux tourbières ont connu une importante croissance spatiale et volumique sous des conditions strictement minérotrophes. La productivité était aussi élevée. Or, cette importante croissance survient alors que le niveau d'eau du lac Albion était bas. Les bas niveaux d'eau de l'ensemble du nord-est américain indiquent aussi des conditions climatiques plus sèches à cette époque. Bien que le climat était plus sec, il n'a pas inhibé le développement des tourbières, contrairement aux régions de l'ouest canadien et du centre nord des États-Unis. Les précipitations générées par l'air tropical étaient sans doute suffisantes pour permettre le maintien de conditions humides au sein des tourbières, telles qu'indiquées par la présence de plantes aquatiques et sans doute de mares. Cette période correspond à une augmentation des températures, à la formation des premières érablières au sud du Québec, et à la constitution des premières forêts dans le massif des Laurentides. À l'Holocène inférieur, l'augmentation des températures fut l'élément le plus important sur l'entourbement, permettant une plus grande productivité végétale.

Entre 7000 et 3000 ans BP, les deux tourbières affichent une baisse de l'accumulation volumique et de la productivité. À la tourbière du parc de Frontenac, ce déclin est très graduel, étant plus important après 5000 ans BP, alors qu'un minimum de l'accumulation volumique et de la productivité survient entre 4000 et 3000 ans BP. Une partie du moindre volume de tourbe accumulé par millénaire résulte d'un ralentissement de l'entourbement spatial à la même époque. Toutefois, le taux d'accumulation sédimentaire net est demeuré élevé, atteignant un maximum vers 5000 ans BP. À la tourbière du lac Malbaie, le déclin de l'accumulation volumique et de la productivité est beaucoup plus marqué dès 7000 ans BP. Comme à la tourbière du parc de Frontenac, un minimum est atteint entre 4000 et 3000 ans BP.

L'interprétation de la dynamique de l'entourbement en termes de climat durant l'Holocène moyen est problématique. Au premier abord, le déclin synchrone de l'accumulation volumique et de la productivité des deux tourbières pourrait signifier un contrôle hydroclimatique. Des conditions climatiques moins humides ayant entraîné une baisse du niveau de la nappe phréatique et une augmentation de la décomposition de la tourbe sont cependant peu probables. En effet, le début du déclin survient lors d'une hausse du niveau d'eau au lac Albion (7000 ans BP) et pour l'ensemble des lacs du nord-est américain, indiquant des précipitations plus abondantes ou une réduction de l'évapotranspiration. Un climat plus frais ayant provoqué une productivité moindre des plantes tourbicoles est également peu plausible en raison de la migration d'essences forestières thermophiles à la même époque au sud du Québec (*Tsuga canadensis*, *Tilia americana*, *Carya ovata*, *Fagus grandifolia*), indiquant des conditions climatiques relativement chaudes. Le climat ne semble donc pas avoir été le facteur le plus déterminant sur l'accumulation de la tourbe à cette époque.

Des processus authigènes sont sans doute en grande partie responsables de ces déclins. À la tourbière du lac Malbaie, les conditions locales sur la tourbière étaient alors très humides, et la nappe phréatique près ou en surface de la tourbe selon les endroits. Nous avons suggéré une décomposition anaérobique dans l'acrotelme par des cyanobactéries fixatrices d'azote pour expliquer le déclin du taux d'accumulation

sédimentaire net, de l'accumulation volumique et de la productivité. À la tourbière du parc de Frontenac, ce n'est que vers 5000 ans BP que le déclin de la productivité est plus prononcé. Encore une fois, des facteurs autres que climatiques peuvent être invoqués. Bien que le niveau d'eau du lac Albion était bas entre 6100 ans BP et 4400 ans BP, le taux d'accumulation sédimentaire des deux profils de l'actuelle portion ombrotrophe a atteint un maximum vers 5000 ans BP. Ces résultats contrastés indiquent que les conditions climatiques plus sèches n'ont pas entraîné un ralentissement de l'accumulation verticale de la tourbe. Encore une fois, les températures ont sans doute été importantes sur la productivité végétale et sur l'entourbement. Par contre, une dynamique contrastée entre les portions ombrotrophe et minérotrophe avait lieu. Dans la zone minérotrophe, le taux d'accumulation sédimentaire net a diminué d'une manière importante dès 7000 ans BP. Dans ce secteur de la tourbière, les conditions locales sont toujours demeurées très humides, et la nappe phréatique est restée près de la surface. Comme à la tourbière du lac Malbaie, il est possible qu'une décomposition anaérobique dans la portion minérotrophe ait contribué au déclin de l'accumulation volumique totale et de la productivité de la tourbière.

Les 3000 dernières années sont caractérisées par une recrudescence majeure de l'accumulation nette de la tourbe et du carbone pour les deux tourbières. Elle correspond à une élévation du niveau d'eau du lac Albion, et de l'ensemble des lacs du nord-est américain. Des conditions plus fraîches et plus humides, ainsi qu'une évapotranspiration sans doute moins élevée, ont conditionné l'accumulation de la tourbe. Des incursions plus fréquentes vers le sud de l'air arctique sont responsables des températures plus fraîches. Les mares actuelles de la tourbière du parc de Frontenac se sont constituées vers 1500 ans BP, à la même époque qu'à la tourbière de Farnham (Lavoie *et al.*, 1995). Le retour des épinettes noires sur la tourbière du parc de Frontenac, et peut-être même la formation de l'îlot boisé, pourraient aussi signifier la constitution des crêtes allongées de sphaignes et des platières herbacées, les crêtes ayant permis l'installation des épinettes noires (Foster *et al.*, 1988).

L'établissement d'un climat plus frais et plus humide est accompagné d'une importante hausse du contenu en charbons microscopiques dans la plupart des séquences sédimentaires du sud du Québec. Ceci est paradoxal

puisque de semblables teneurs élevées en charbons durant l'Holocène inférieur correspondent manifestement à un climat sec (voir plus haut). Or, des conditions atmosphériques instables, engendrées par la rencontre de l'air arctique froid avec l'air plus chaud, favorisent la formation des orages porteurs d'éclairs. Ces derniers auraient entraîné le déclenchement plus fréquent des feux comparativement à l'Holocène moyen, alors que la position du front arctique se situait plus au nord, et que les incursions méridionales de l'air froid étaient moindres.

Selon les résultats obtenus à la tourbière du parc de Frontenac et à la tourbière du lac Malbaie, ce n'est donc qu'au cours de l'Holocène supérieur que le bilan hydrique régional aurait été le facteur le plus déterminant sur la dynamique de l'entourbement. Les températures et les processus authigènes ont toujours été primordiaux pour la croissance des tourbières. Ces résultats sont confortés par l'étude récente de Clymo *et al.* (1998). Ces auteurs ont étudié le taux d'accumulation et de décomposition de la matière organique de 795 profils provenant de tourbières finlandaises. Des données issues des tourbières des régions boréales de l'Amérique du Nord (Zoltai, 1991) ont aussi été examinées dans ce travail. Le taux d'addition de la matière organique ( $p^*$ ) reflète la différence entre le carbone fixé par les plantes et les pertes par décomposition aérobie dans l'acrotelme. Les résultats de Clymo *et al.* (1998) indiquent que le taux d'addition de matière organique est lié au nombre de degré-jours supérieur à 0°C, alors que le taux de décomposition ( $\alpha^*$ ) est lié d'une manière logarithmique aux températures moyennes annuelles. La dynamique des tourbières continentales nord-américaines et des tourbières océaniques de l'Europe de l'ouest semble donc être sous le contrôle de processus communs gouvernés par la température et la durée de la saison de croissance.

En Finlande, les précipitations moyennes annuelles diminuent de 644 à 459 mm/an du sud vers le nord. Les données de Granlund (*in* Clymo *et al.*, 1998) concernant les relations entre les précipitations, la convexité des tourbières bombées et l'épaisseur maximale de tourbe suggèrent que l'épaisseur maximale d'une tourbière d'un kilomètre de diamètre serait sous ces conditions entre 30 et 120 cm. Or, les épaisseurs de tourbe observées en Finlande et au Canada sont supérieures (Clymo *et al.*, 1998). Selon ces

auteurs: *“There is thus no obvious connection between precipitation and  $p^*$  or  $a^*$ . We speculate that in a simplistic view there may be a threshold supply of water. Below that threshold, no peat accumulates but above it most of the surplus water runs off through the acrotelm. The depth at the centre of a peatland may be relatively independent of water supply though the overall size and cross-sectional shape of the peatland may still depend on water supply.”* (p. 384).

### **7.3 PERSPECTIVES DE RECHERCHES**

Cette étude est la première au Québec méridional abordant spécifiquement les aspects paléohydriques postglaciaires du climat. Les données demeurent par contre encore fragmentaires. Nos interprétations concernant les aspects du bilan hydrique et la circulation atmosphérique constituent un premier scénario. Toutefois, le synchronisme des fluctuations du niveau d'eau au lac Albion avec l'ensemble des lacs du nord-est de l'Amérique du Nord permet d'envisager que les principales périodes paléohydriques de nos reconstitutions (>11 000, 11 000-7000, 7000-6100, 6100-4400 et 4400-0 ans BP) basées sur les fluctuations lacustres sont sans aucun doute assez justes. Les résultats de notre étude confirment le potentiel élevé de l'étude des lacs pour les reconstitutions paléohydriques du climat.

D'autres travaux devront être réalisés. Ils permettront de valider ces premiers résultats ou de proposer de nouvelles avenues de recherche. Il serait important d'étendre les reconstitutions des niveaux lacustres à d'autres régions du Québec. Divers indices de fluctuations lacustres reposant sur différents indicateurs stratigraphiques et paléobotaniques sont actuellement à l'étude et méritent une attention particulière, notamment au lac Francis en Abitibi (P. Richard, communication personnelle) et en Gaspésie aux lacs du Triangle et Dolbeau (Asnong et Richard, 1998; Richard, 1998).

Certaines questions restent en suspens et devraient être approfondies. Lors de l'étude des anciens niveaux d'eau, il demeure encore très difficile d'évaluer l'impact des paramètres climatiques hivernaux. Les travaux

menés dans le nord québécois (Bégin et Payette, 1988; Payette et Delwaide, 1991; Payette et Fillion, 1993; Lepage et Bégin, 1996) et en Abitibi (Tardif et Bergeron, 1996) à l'aide de l'analyse dendrochronologique ont démontré l'importance des précipitations de neige sur les niveaux d'eau au cours des derniers siècles. De telles données sont inexistantes pour les régions méridionales. Quel est l'impact des précipitations hivernales sur les fluctuations lacustres passées au Québec méridional? Quelles sont les conséquences sur le budget hydrique des lacs d'un hiver neigeux et d'un été sec? Quelle est l'influence des températures hivernales?

En raison des perturbations anthropiques sur les bordures des lacs des régions habitées du sud du Québec, il serait sans doute difficile d'effectuer des études dendrochronologiques semblables à celles du nord québécois. Cependant, Vassiljev *et al.* (1998) ont effectué des simulations à l'aide des données du lac Bysjön en Suède, un lac se caractérisant par un abaissement majeur du niveau d'eau d'environ sept mètres vers 9000 ans BP conv. (Digerfeldt, 1988). Lors des modélisations, ces auteurs ont fait varier les paramètres climatiques hivernaux. Le bas niveau d'eau de 9000 ans BP pourrait survenir en réponse à des précipitations inférieures de 75 mm quand les températures d'hiver sont plus chaudes que celles d'aujourd'hui. Dans ces circonstances, la réduction des apports d'eau de ruissellement dans le lac causée par une augmentation de l'évaporation à la fin de l'hiver et au printemps serait, selon ces modèles, suffisant pour que le lac devienne fermé. Quand des températures hivernales plus froides sont simulées, la réduction des précipitations et des apports de ruissellement sont insuffisants pour abaisser le niveau du lac d'une manière significative (Vassiljev *et al.*, 1998). Ces résultats sont intéressants et il s'agit d'une nouvelle perspective de recherche.

Comme nous l'avons démontré, l'interprétation de l'évolution des tourbières en termes de climat est complexe. Leur étude sous l'angle de l'accumulation volumique de la tourbe et de la productivité est cependant une voie très prometteuse. À l'aide du taux d'accumulation sédimentaire net de plusieurs profils, de nombreuses dates basales de la tourbe, et d'un système d'information géographique, le développement des tourbières et l'accumulation volumique devraient être reconstitués en trois dimensions

(Korhola *et al.*, 1996). Les tourbières sont alors étudiées dans leur ensemble, et non ponctuellement comme c'est le cas lors de travaux portant sur des profils sédimentaires. Les analyses paléoécologiques et paléohydriques (pollen, macrorestes végétaux, rhizopodes) demeurent néanmoins essentielles. Il est en effet nécessaire d'établir qu'elles étaient les conditions d'humidité et les régimes trophiques qui prévalaient à la surface des tourbières durant leur évolution, puisque ceux-ci peuvent différer d'un endroit à l'autre au sein d'un même système tourbigène. Les cas des tourbières du parc de Frontenac et du lac Malbaie en sont la preuve. Il est également important de comparer la dynamique spatiale et verticale de l'accumulation de la tourbe durant les phases minérotrophe et ombrotrophe.

Cette façon de reconstituer le développement des tourbières est tout aussi essentielle en ce qui a trait à la dynamique du bilan planétaire du carbone. Ces écosystèmes forment un réservoir majeur de carbone à l'échelle planétaire (Gorham, 1991). Ils séquestrent d'importantes quantités de carbone, et émettent vers l'atmosphère du dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>) et du méthane (CH<sub>4</sub>), les deux principaux gaz à effet de serre. Le réchauffement climatique anticipé pour le prochain siècle causé par l'augmentation anthropique des émissions de gaz à effet de serre (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, CFC) risque d'altérer le bilan moderne du carbone à la surface des tourbières et des milieux humides. Advenant un doublement des concentrations de CO<sub>2</sub> atmosphérique, les modèles de circulation atmosphérique prédisent une augmentation des températures moyennes de l'ordre de 1,5 à 4,5°C au cours du prochain siècle. En raison de la superficie recouverte par ces écosystèmes à l'échelle planétaire, et parce que les effets du réchauffement des températures risquent d'être plus importants dans les régions boréales de l'hémisphère nord où sont concentrées la majorité des tourbières, il est essentiel d'établir quel serait l'impact du réchauffement des températures sur la dynamique tourbières.

Les techniques paléoécologiques apportent une contribution permettant de prédire la réponse des tourbières face à un futur réchauffement climatique, et elles permettent de fournir des indices sur la dynamique passée du carbone au sein des tourbières. À l'aide des reconstitutions tri-dimensionnelles des tourbières, la modélisation des bilans

anciens de carbone devrait permettre d'établir quelle a été la réponse de ces écosystèmes face aux différentes conditions climatiques de l'Holocène, et d'envisager des scénarios pour les prochains siècles. En raison du rôle important des tourbières sur la dynamique du carbone atmosphérique planétaire, les études portant sur les flux de carbone anciens devraient constituer une priorité.

## 7.4 RÉFÉRENCES

- Asnong, H. et Richard, P.J.H., 1998. Postglacial sedimentation and water-level changes in lac du Triangle, central Gaspé peninsula, Québec. The Geological Society of America, 33rd Annual Meeting, Northeastern Section, v. 30.
- Bégin, Y. et Payette, S., 1988. Dendroecological evidence of lake-level changes during the last three centuries in subarctic Québec. *Quaternary Research*, 30: 210-220.
- Berglund, B.E., Aaby, B., Digerfeldt, G., Fredskild, B., Huttunen, P., Hyvarinen, H., Kaland, P.E., Moe, D. et Vasari, Y., 1983. Paleoclimatic changes in Scandinavia and on Greenland - a tentative correlation based on lake and bog stratigraphical studies. *Quaternary Studies in Poland*, 4: 27-44.
- Bhiry, N. et Filion, L., 1996a. Mid-Holocene hemlock decline in eastern North America linked with phytophagous insect activity. *Quaternary Research*, 45: 312-320.
- Bhiry, N. et Filion, L., 1996b. Characterization of the soil hydromorphic conditions in a paludified dunefield during the mid-Holocene hemlock decline near Québec city, Québec. *Quaternary Research*, 46: 281-297.
- Clymo, R.S., 1984. The limits to peat bog growth. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London, Series B*, 303: 605-654.
- Clymo, R.S., 1991. Peat growth. Pages 76-112 in Shane, L.C.K. et Cushing, E.J. (éd.). *Quaternary Landscapes*. Minnesota University Press, Minneapolis.
- Clymo, R.S., Turunen, J. et Tolonen, K., 1998. Carbon accumulation in peatland. *Oikos*, 81: 368-388.

- COHMAP Members, 1988. Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations. *Science*, 241: 1043-1052.
- Damman, A.W.H., 1979. Geographic patterns in peatland development in eastern North America. Pages 42-57 in Kivinen, E., Heikurainen, L. et Pakarinen, P. (éd.). *Proceedings of the International Symposium on Classification of Peat and Peatlands*. International Peat Society, Hyytiälä, Finland.
- Digerfeldt, G., 1988. Reconstruction and regional correlation of Holocene lake-level fluctuations in Lake Bysjön, South Sweden. *Boreas*, 17: 165-182.
- Foster, D.R., Wright, H.E., Jr., Thelaus, M. et King, G.A., 1988. Bog development and landform dynamics in central Sweden and south-eastern Labrador, Canada. *Journal of Ecology*, 76: 1164-1185.
- Gauthier, R. et Grandtner, M. M., 1975. Étude phytosociologique des tourbières du Bas-Saint-Laurent, Québec. *Naturaliste canadien*, 102: 109-153.
- Glaser, P.H., 1987. The ecology of patterned boreal peatlands of northern Minnesota: a community profile. U.S. Fish and Wildlife Service, Report 85(7.14), 98 p.
- Gorham, E., 1991. Northern peatlands: role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. *Ecological Applications*, 1: 182-195.
- Haas, J.N., Williams, N.E. et McAndrews, J.H., 1998. Holocene lake level fluctuations and climatic change at Shepherd lake (Ontario) and their impact on aquatic terrestrial ecosystem. The Geological Society of America, 33rd Annual Meeting, Northeastern Section, v. 30.
- Harrison, S.P., 1989. Lake levels and climatic change in eastern North America. *Climate Dynamics*, 3: 157-167.

- Harrison, S.P. et Digerfeldt, G., 1993. European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. *Quaternary Science Reviews*, 12: 233-248.
- Ingram, H.A.P., 1982. Size and shape in raised mire ecosystems: a geophysical model. *Nature*, 297: 300-303.
- Korhola, A., Alm, J., Tolonen, K., Turunen, J. et Jungner, H., 1996. Three-dimensional reconstruction of carbon accumulation and CH<sub>4</sub> emission during nine millenia in a raised mire. *Journal of Quaternary Science*, 11: 161-165.
- Lavoie, M., Larouche, A.C. et Richard, P.J.H., 1995. Conditions du développement de la tourbière de Farnham, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 49: 305-316.
- Lepage, H. et Bégin, Y., 1996. Tree-ring dating of extreme water level events at Lake Bienville, subarctic Québec. *Arctic and Alpine Research*, 28: 77-84.
- Lottes, A.L. et Ziegler, A.M., 1994. World peat occurrence and the seasonality of climate and vegetation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 106: 23-37.
- Martineau, R., 1985. *Insectes Nuisibles des Forêts de l'Est du Canada*. Éditions Marcel Broquet, La Prairie, Québec.
- Mattson, W.J. et Haack, R.A., 1987. The role of drought in outbreaks of plant-eating insects. *BioScience*, 37: 110-118.
- Moore, P.D., 1986. Hydrological changes in mires. Pages 91-107 in Berglund, B.E. (éd.). *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons, New York.
- Newby, P., Killoran, P., Waldorf, M. et Webb III, T., 1998. Late Quaternary lake-level change in southeastern New England. *The Geological Society of America, 33rd Annual Meeting, Northeastern Section*, v. 30.

- Payette, S. et Delwaide, A., 1991. Variations séculaires du niveau d'eau dans le bassin de la rivière Boniface (Québec nordique): une analyse dendroécologique. *Géographie physique et Quaternaire*, 45: 59-67.
- Payette, S. et Filion, L., 1993. Holocene water-level fluctuations of a subarctic lake at the tree line in northern Québec. *Boreas*, 22: 7-14.
- Richard, P.J.H., 1998. Pollen influx to lac Dolbeau, Gaspé peninsula: a Holocene record of lake-level changes. The Geological Society of America, 33rd Annual Meeting, Northeastern Section, v. 30.
- Ritchie, J.C. et Harrison, S.P., 1993. Vegetation, lake levels, and climate in western Canada during the Holocene. Pages 401-414 *in* Wright, H.E., Jr., Kutzbach, J.E., Street-Perrott, F.A., Ruddiman, W.F. et Webb III, T. (éd.). *Global Paleoclimates Since the Last Glacial Maximum*. University of Minnesota Press, Minneapolis.
- Tardif, J. et Bergeron, Y., 1997. Ice-flood history reconstructed with tree-rings from the southern boreal forest limit, western Québec. *The Holocene*, 7: 291-300.
- Vance, R.E., Beaudoin, A.B. et Luckman, B.H., 1995. The paleoecological record of 6 ka BP climate in the Canadian prairie provinces. *Géographie physique et Quaternaire*, 49: 81-98.
- Vassiljev, J., Harrison, S.P. et Guiot, J., 1998. Simulating the Holocene lake-level record of Lake Bysjön, southern Sweden. *Quaternary Research*, 49: 62-71.
- Webb, R.S., 1990. Late Quaternary water-level fluctuations in the northeastern United States. Thèse de Ph.D., Brown University, New York.
- Webb, R.S., Anderson, K.H. et Webb III, T., 1993. Pollen response surface estimates of late Quaternary changes in the moisture balance of the northeastern United States. *Quaternary Research*, 40: 213-227.

- Webb III, T., Bartlein, P.J., Harrison, S.P. et Anderson, K.H., 1993. Vegetation, lake levels, and climate in eastern North America for the past 18,000 years. Pages 415-467 in Wright, H.E., Jr., Kutzbach, J.E., Street-Perrott, F.A., Ruddiman, W.F. et Webb III, T. (éd.). *Global Paleoclimates Since the Last Glacial Maximum*. University of Minnesota Press, Minneapolis.
- Webb III, T., Newby, P. et Shuman, B., 1998. Late Quaternary climate change in southern New England. The Geological Society of America, 33rd Annual Meeting, Northeastern Section, v. 30.
- Yu, Z., 1995. Mid-Holocene dry period in southern Ontario?: responses of lake hydrology and upland pollen to climate change. Pages 97-104 in *Climate, Landscape, and Vegetation Change in the Canadian Prairie Provinces*, Proceedings, Edmonton, Alberta. Canadian Forest Service, Edmonton, Alberta.
- Yu, Z. et McAndrews, J.H., 1994. Holocene water levels at Rice Lake, Ontario, Canada: sediment, pollen and plant-macrofossil evidence. *The Holocene*, 4: 141-152.
- Yu, Z., McAndrews, J.H. et Eicher, U., 1997. Middle Holocene dry climate caused by change in atmospheric circulation patterns: evidence from lake levels and stable isotopes. *Geology*, 25: 251-254.
- Zoltai, S.C., 1991. Estimating the age of peat samples from their weight: a study from west-central Canada. *The Holocene*, 1: 68-73.
- Zoltai, S.C. et Vitt, D.H., 1990. Holocene climatic change and the distribution of peatlands in western interior Canada. *Quaternary Research*, 33: 231-240.

# Figure 2.1

Site du parc de Frontenac (FRON-2)  
 Diagramme sporopollinique de la végétation régionale

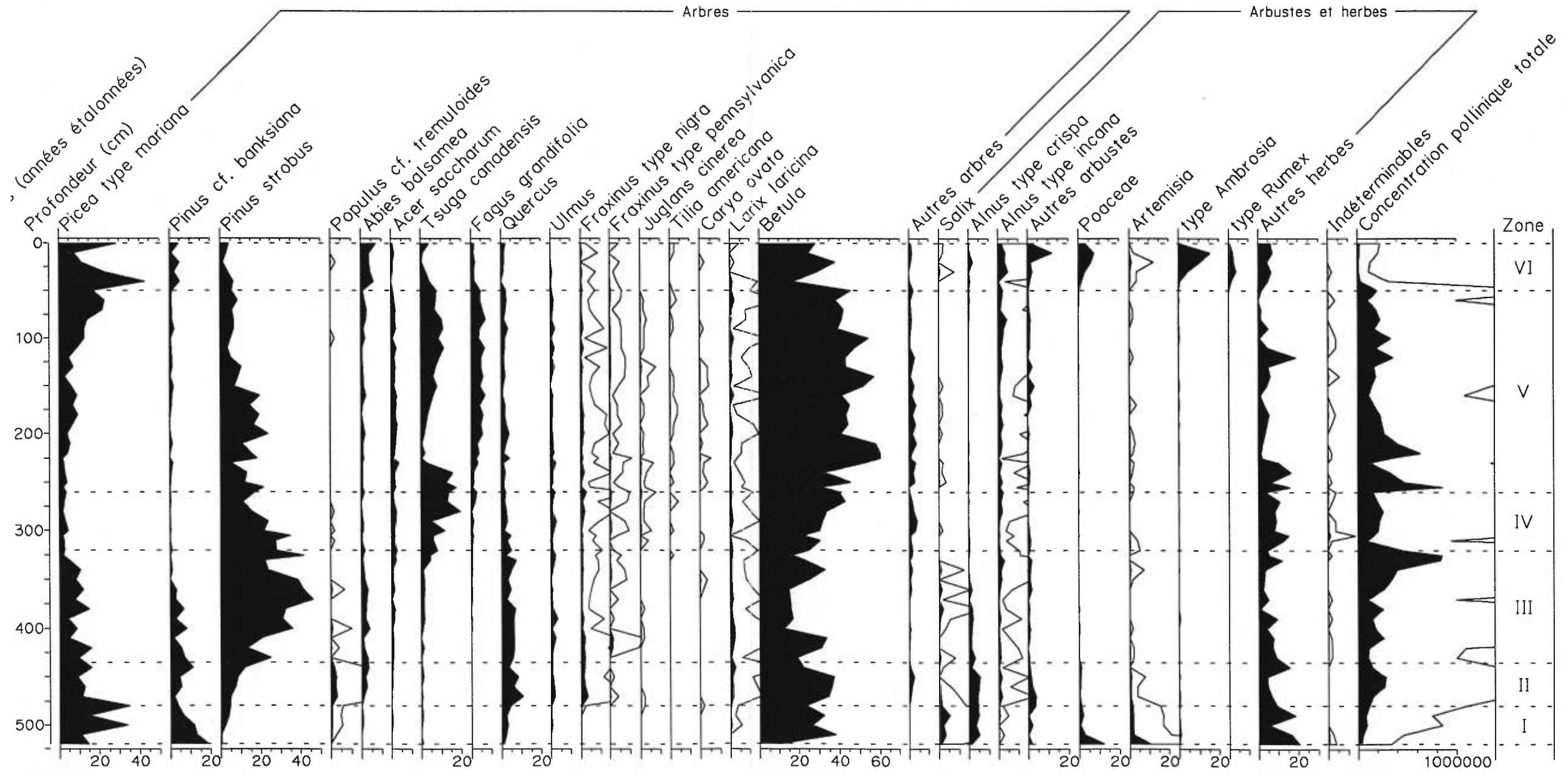


Figure 2.2

du parc de Frontenac (FRON-2)  
 le sporopollinique de la végétation locale  
 les zopodes

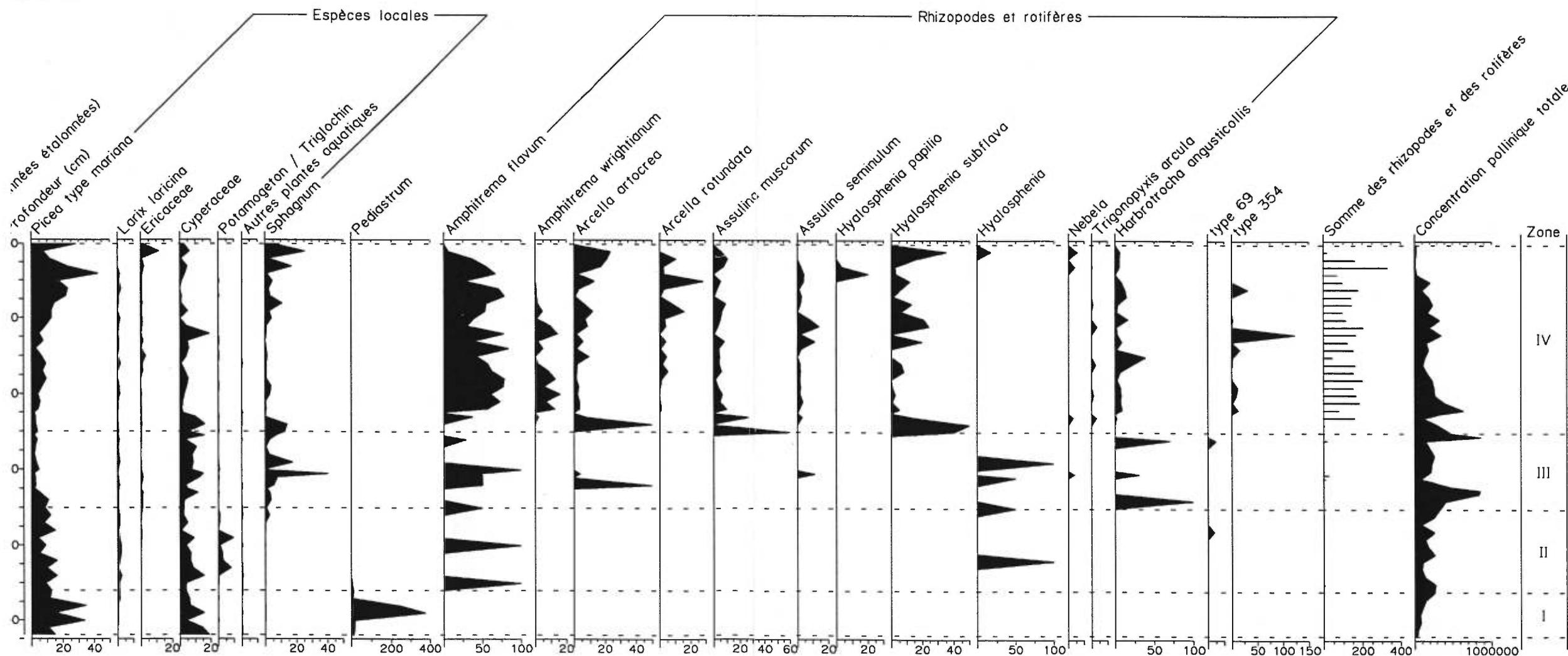


Figure 2.3  
 du parc de Frontenac (FRON-2)  
 de concentration macrofossile (100 cc)

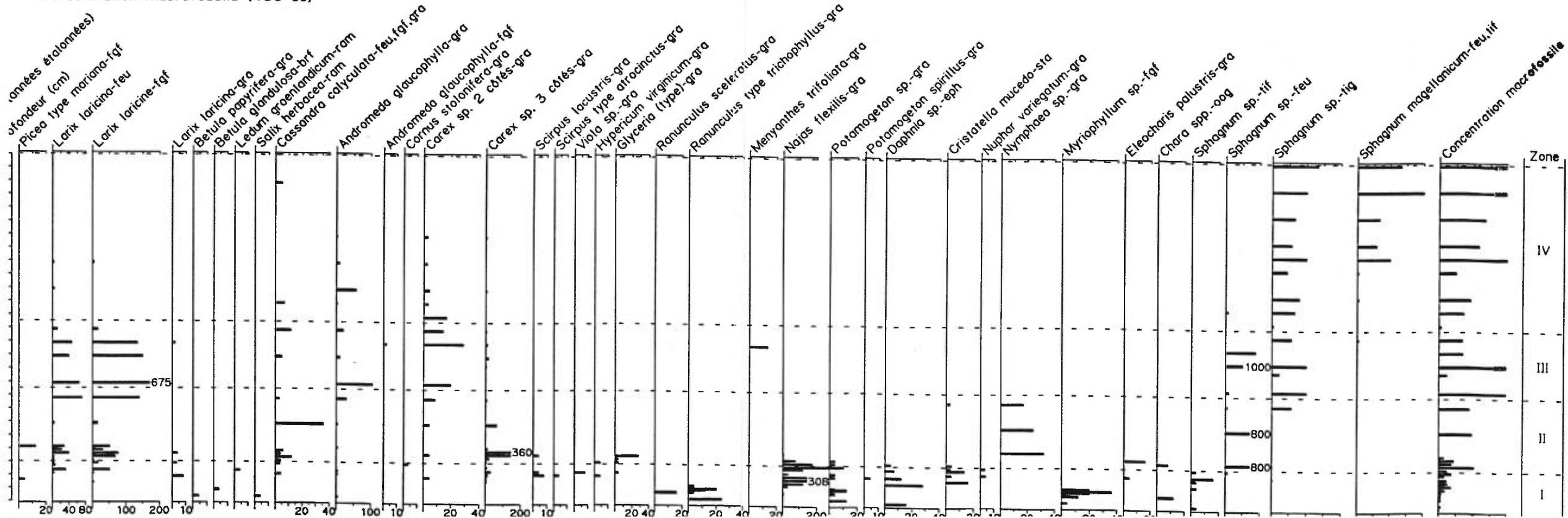


Figure 2.4  
 du parc de Frontenac (FRON-3)  
 Diagramme sporopollinique de la végétation locale  
 et des opodes

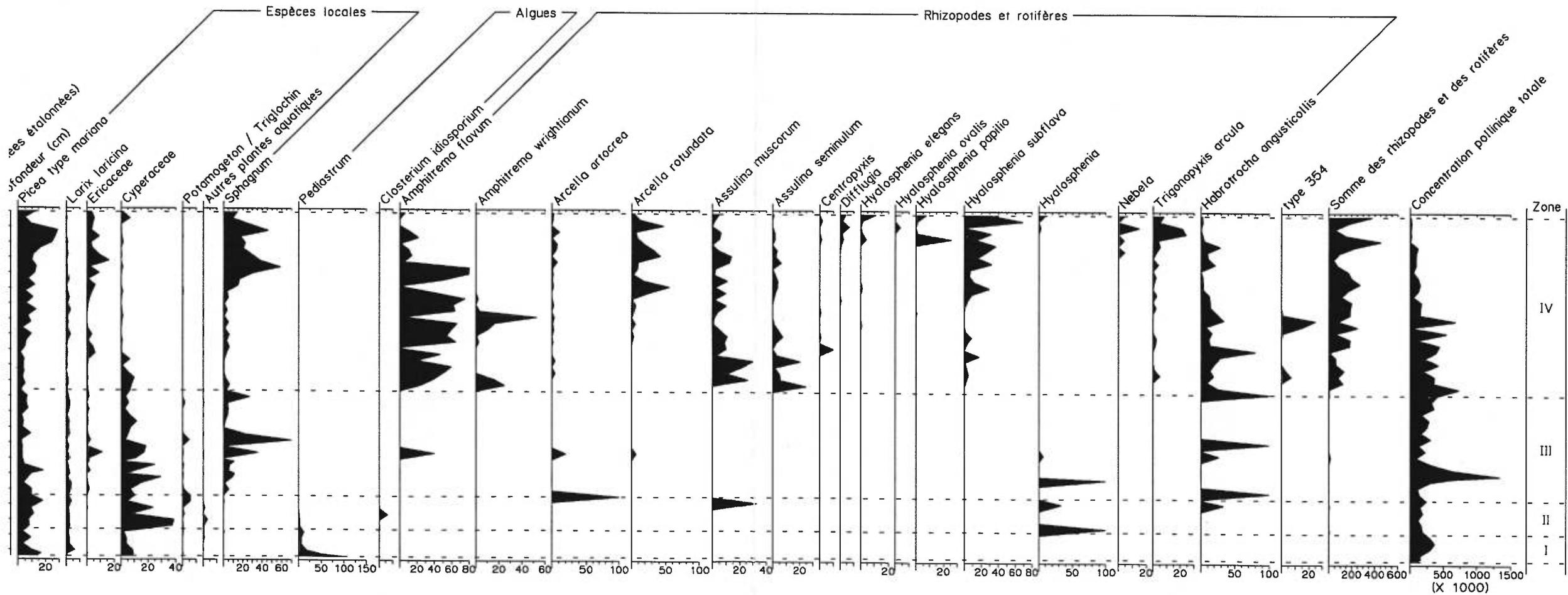


Figure 2.5

du parc de Frontenac (FRON-3)  
 de concentration macrofossile (100 cc)

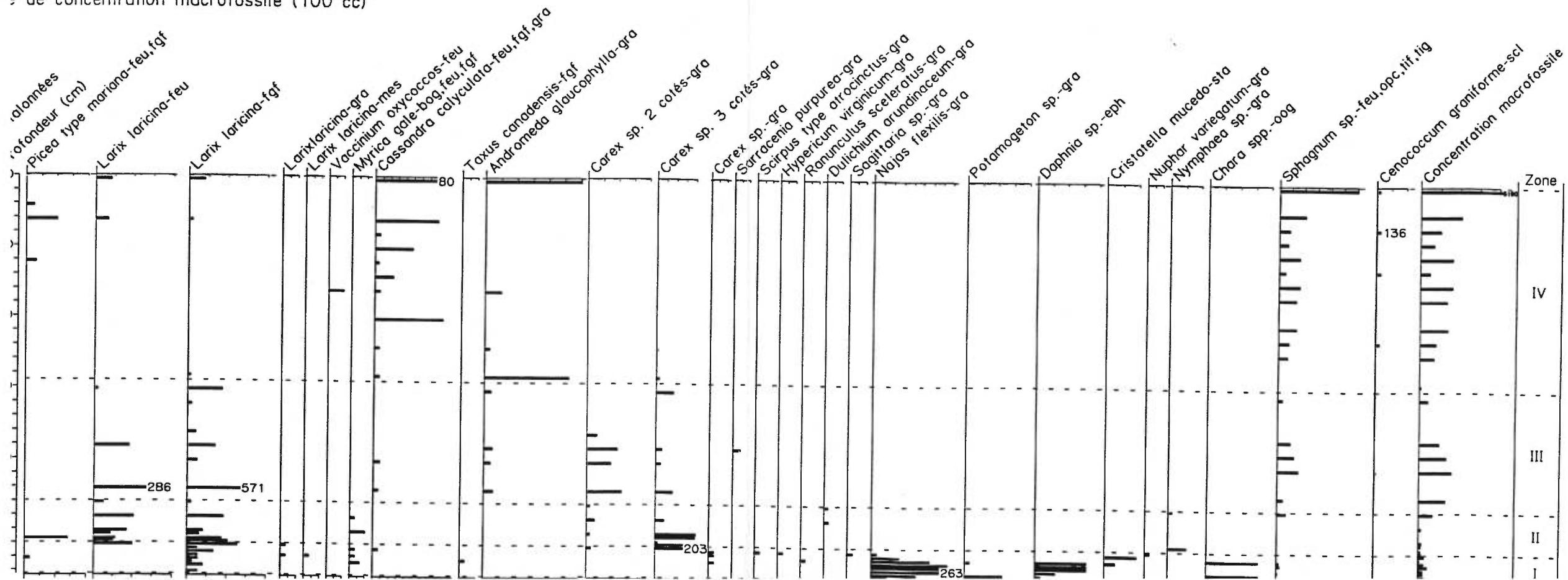
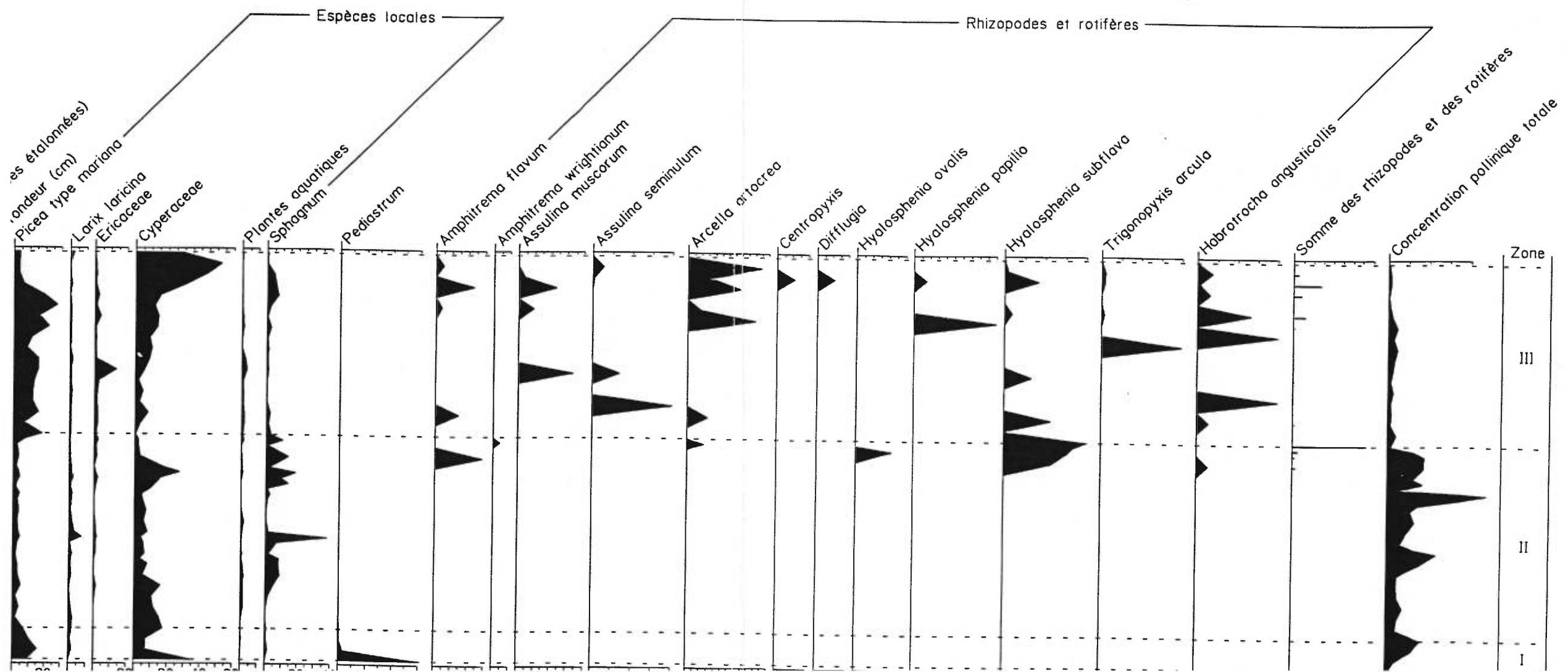


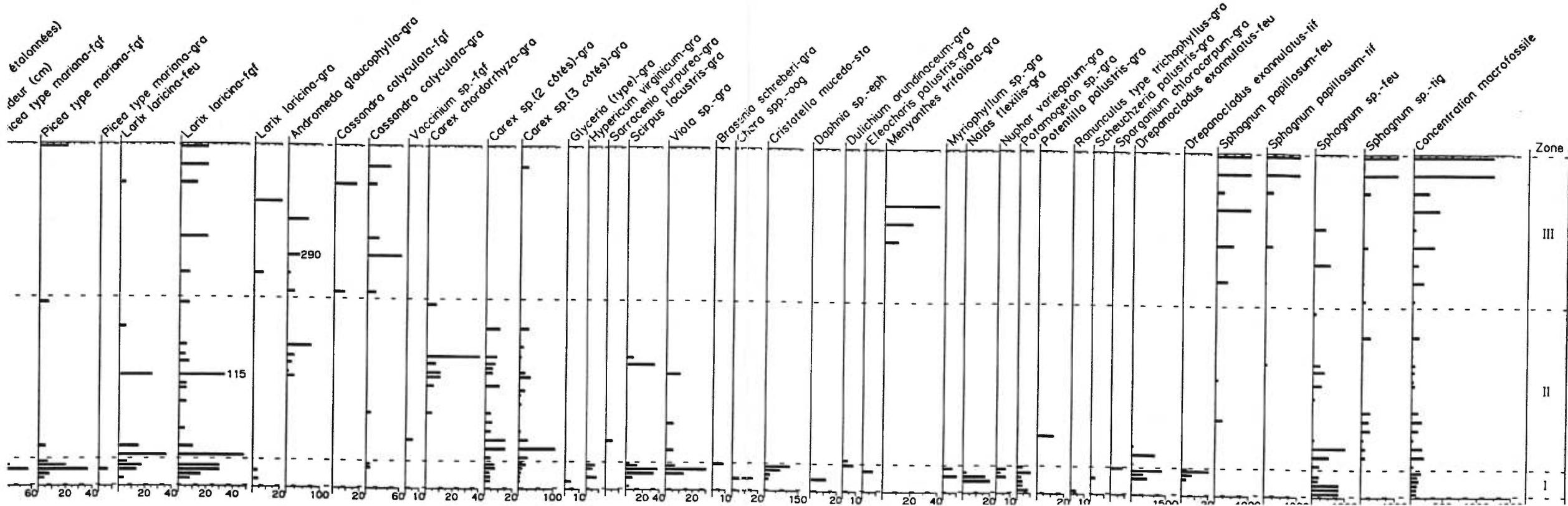
Figure 2.6

du parc de Frontenac (FRON-1)  
 le sporopollinique de la végétation locale  
 les zopodes



ne 2.7

lu parc de Frontenac (FRON-1)  
de concentration macrofossile (100 cc)



# Figure 3.1

du lac Malbaie

analyse sporopollinique de la végétation régionale (MAL-2)

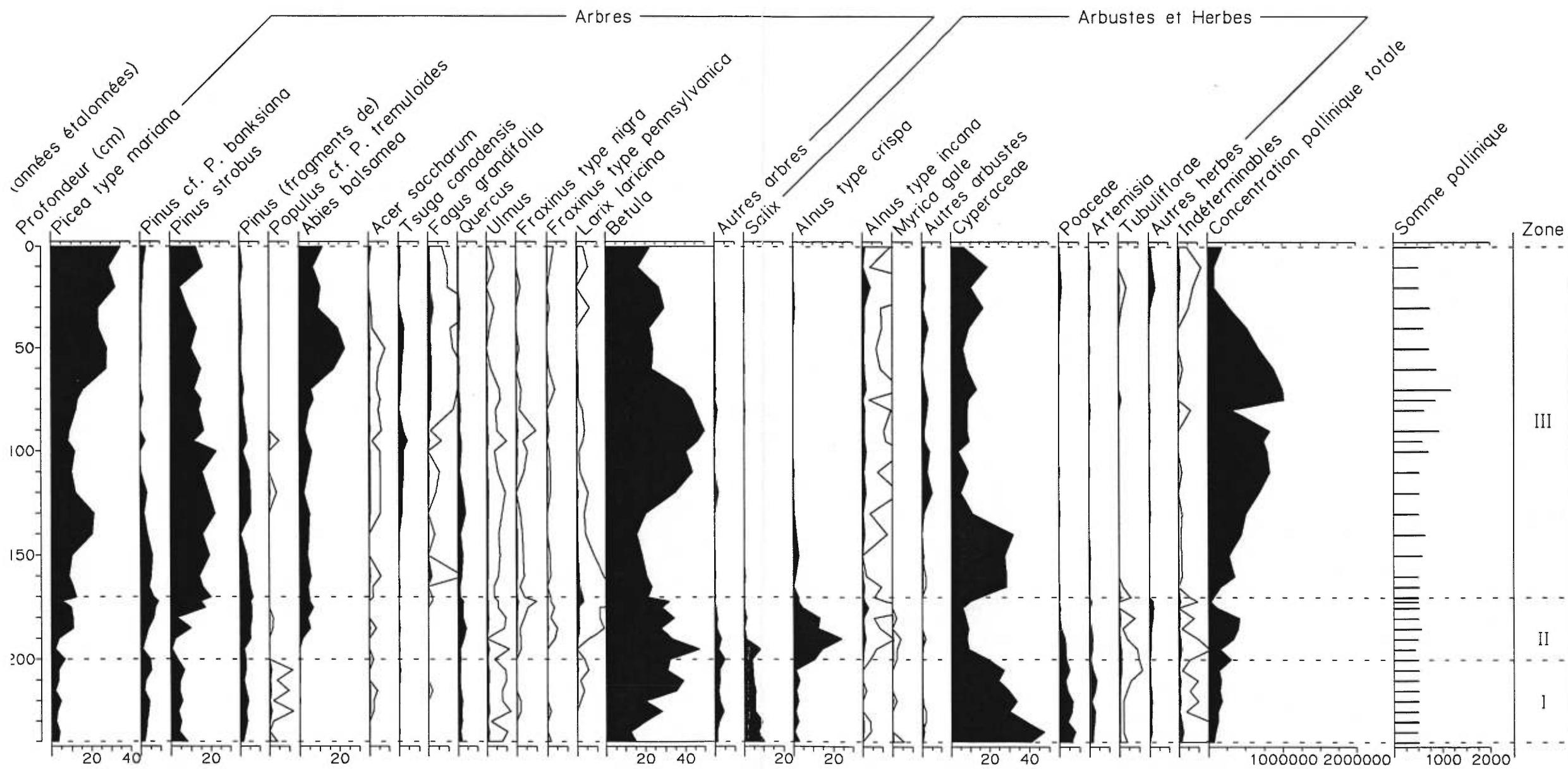
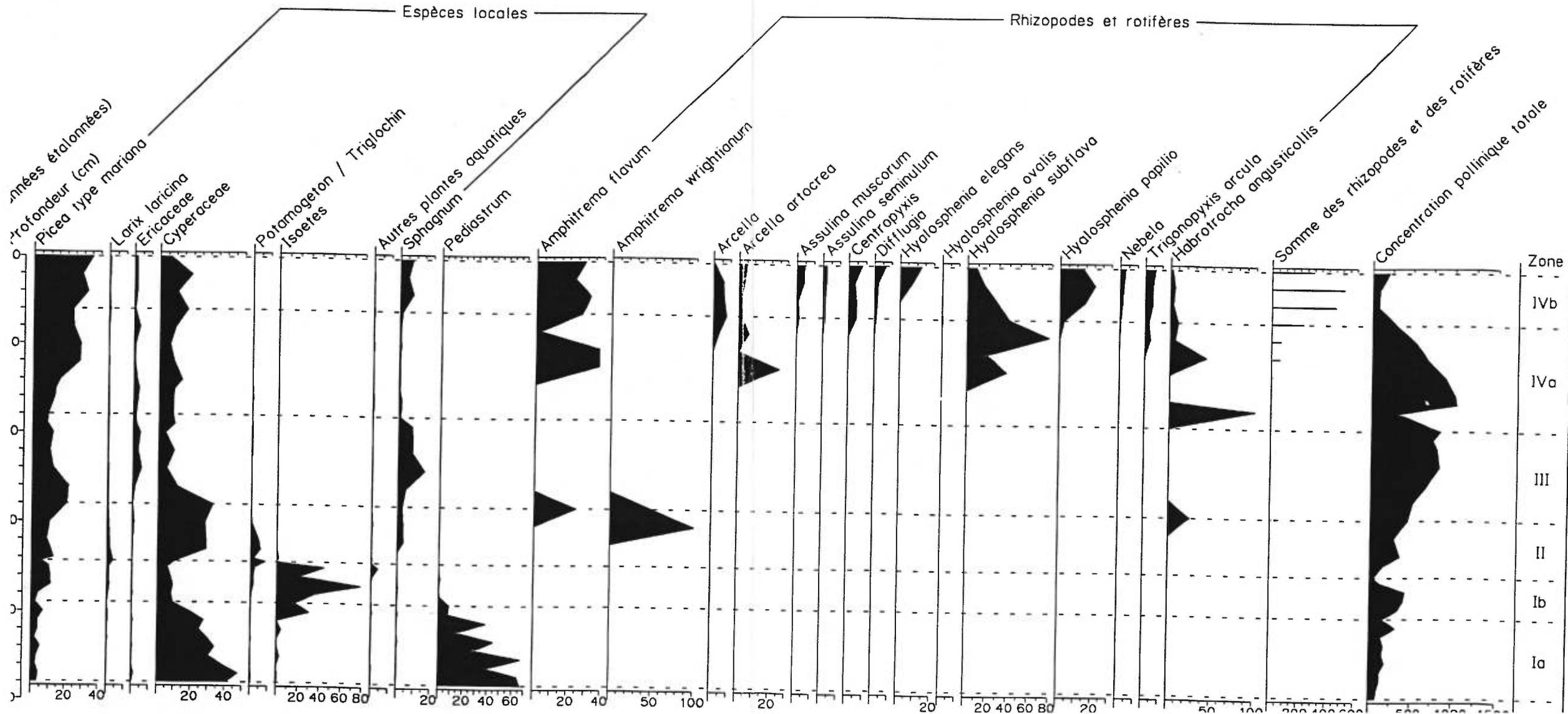


Figure 3.2

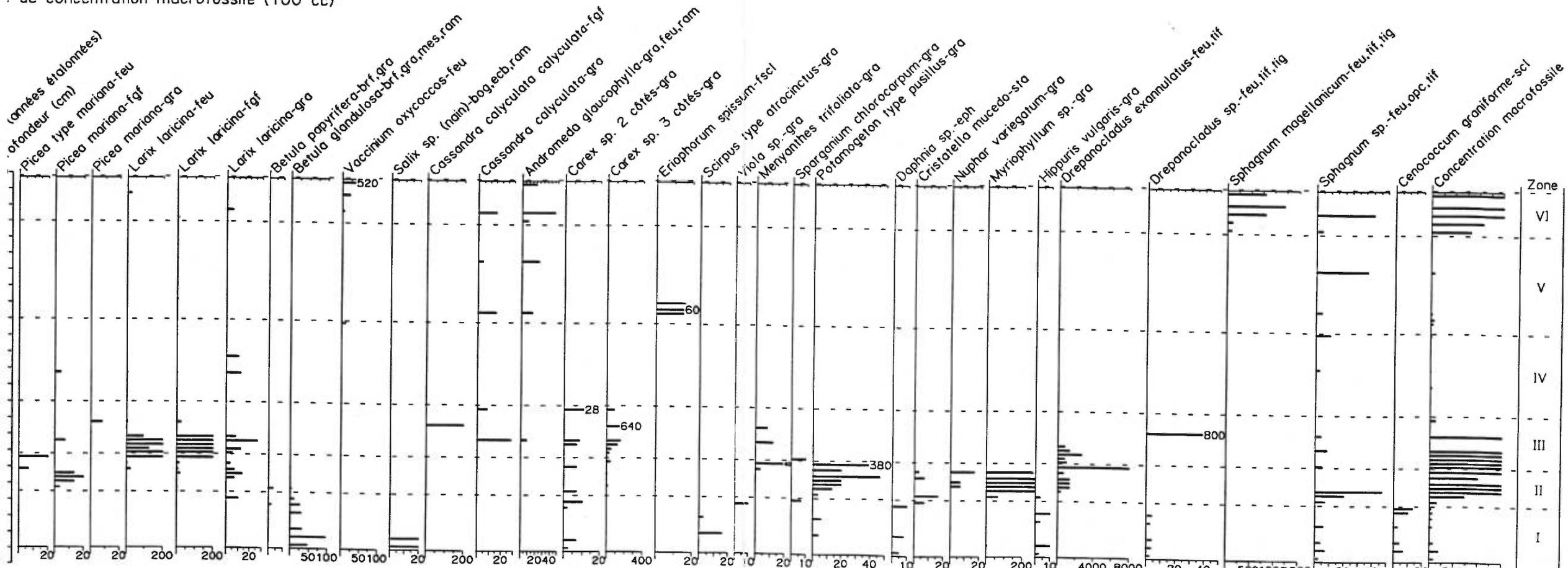
du lac Malbaie (MAL-2)  
 le sporopollinique de la végétation locale  
 les copépodes



me 3.3

du lac Malbaie (MAL-2)

: de concentration macrofossile (100 cc)



### Figure 3.4

Profil du lac Malbaie (MAL-1)  
 Profil sporopollinique de la végétation locale  
 Rhizopodes

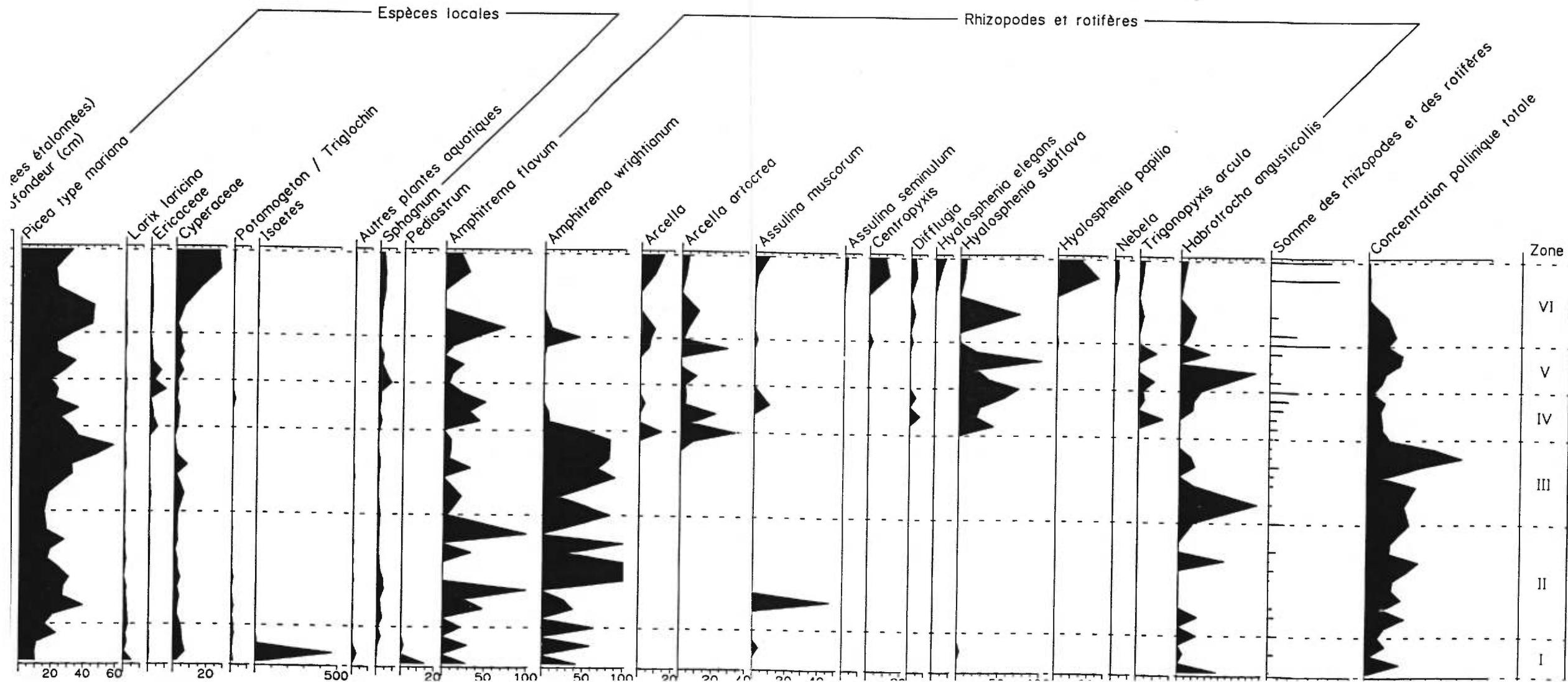
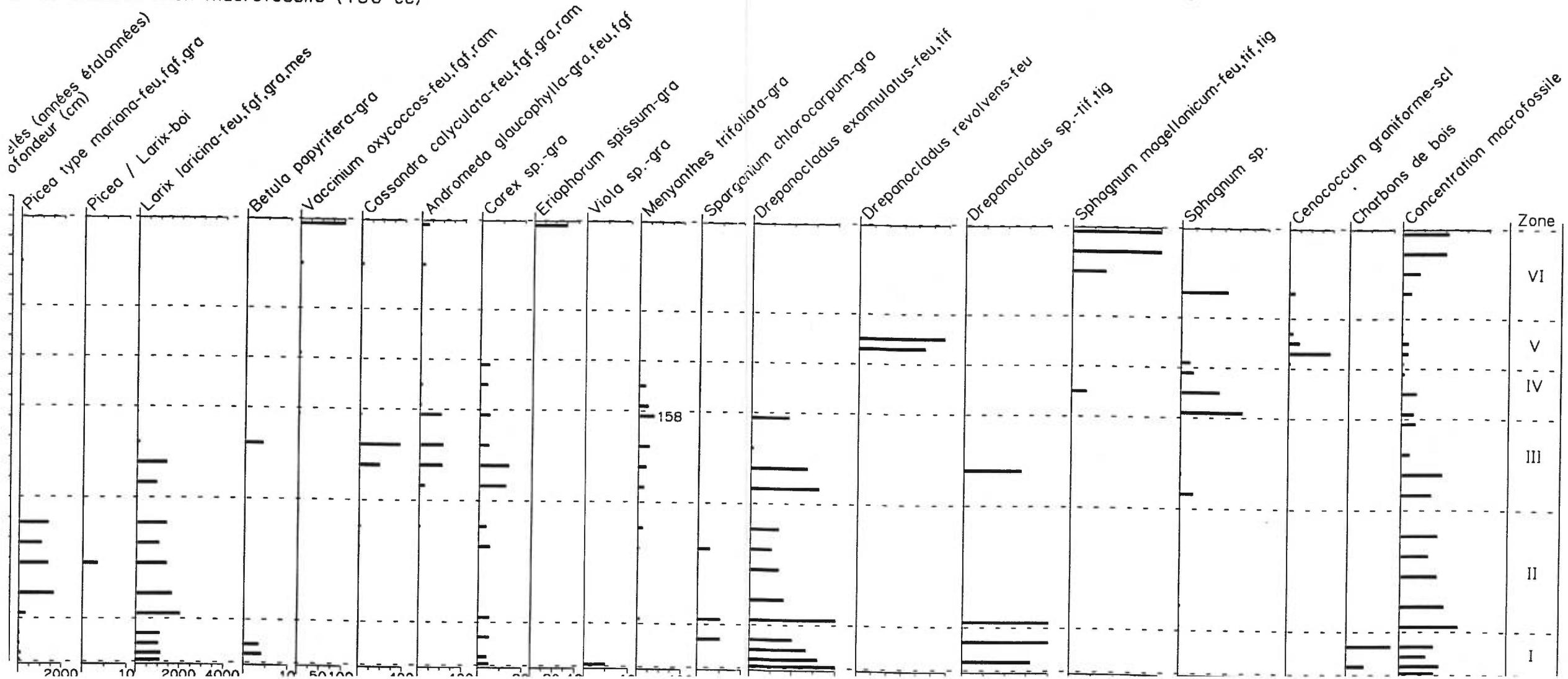


Figure 3.5

du lac Malbaie (MAL-1)

Diagramme de concentration macrofossile (100 cc)







mme 5.1  
 ion (ALB-1)  
 ne sporopollinique

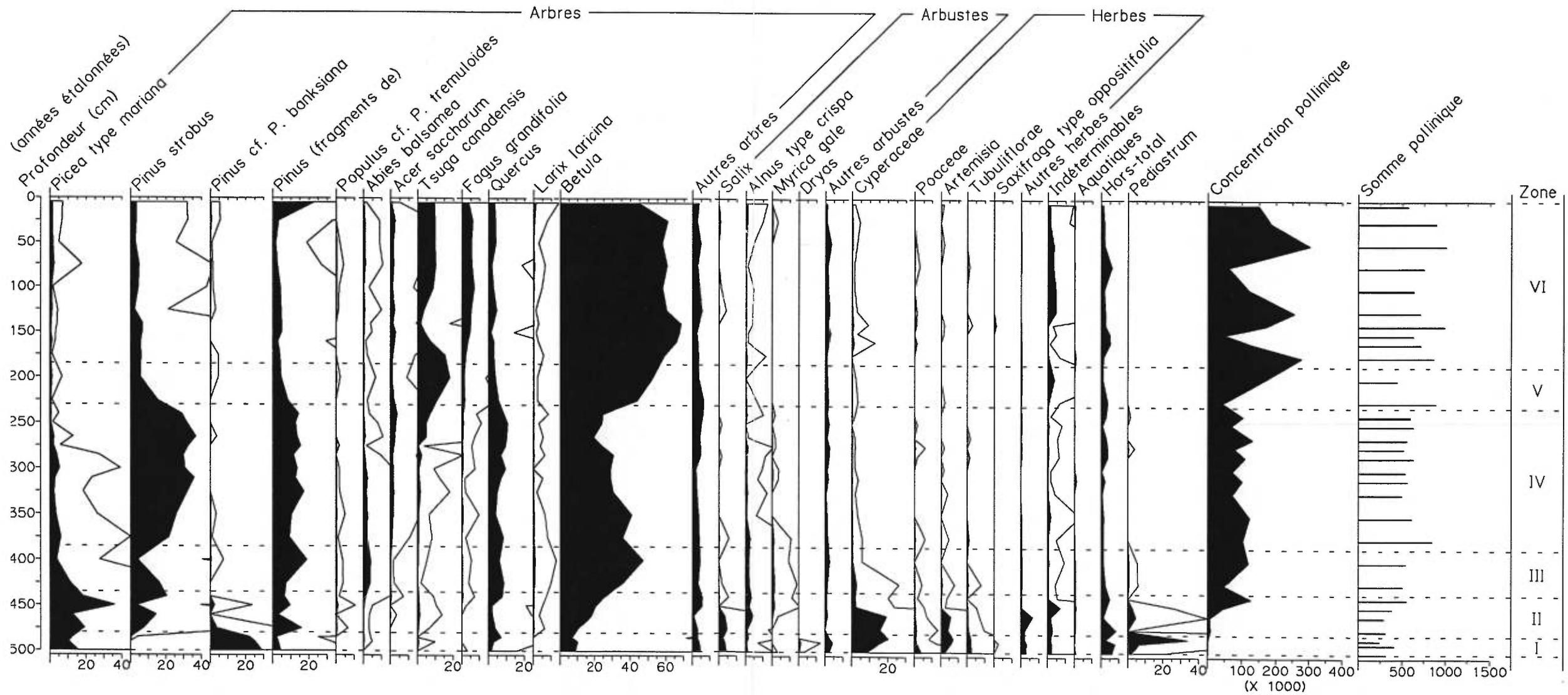


Figure 5.2  
 (ALB-2)  
 Sporopollinique

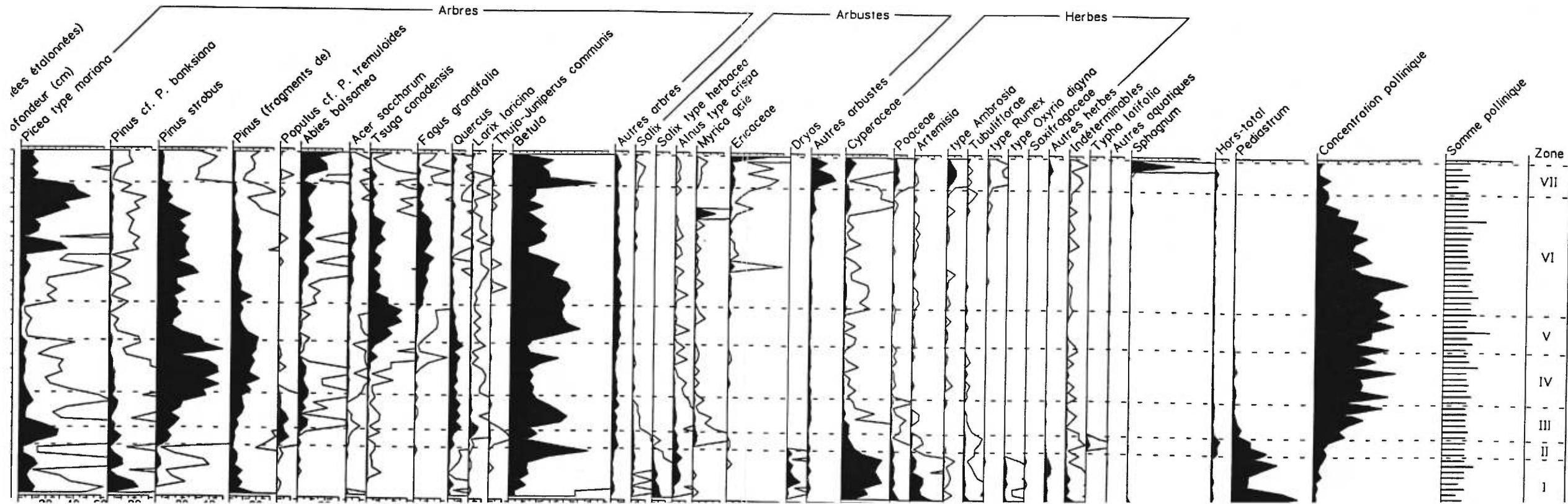
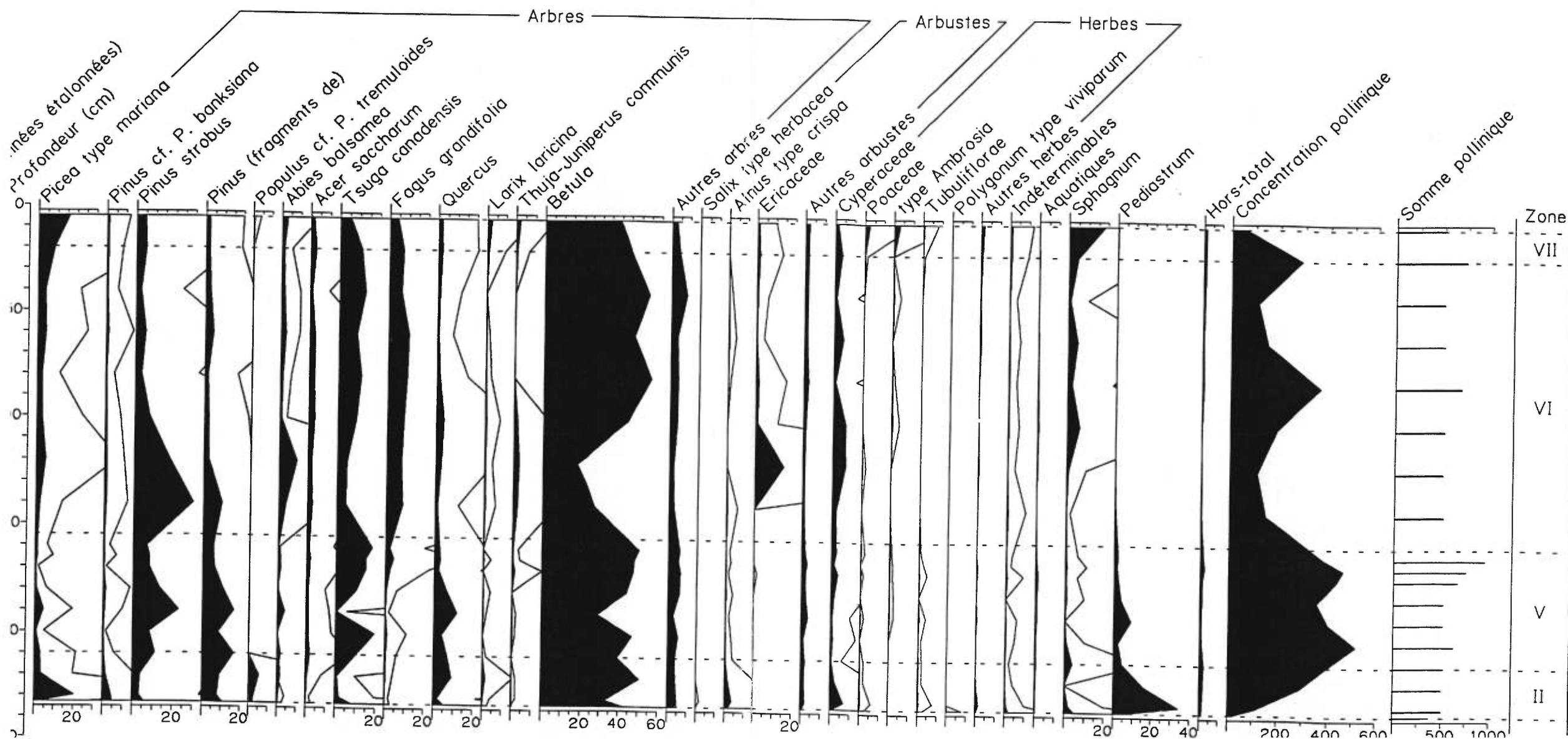


Figure 5.4  
 Pollen diagram (ALB-3)  
 Pollen diagram



mme 5.8  
 on (ALB-5)  
 ne sporopollinique

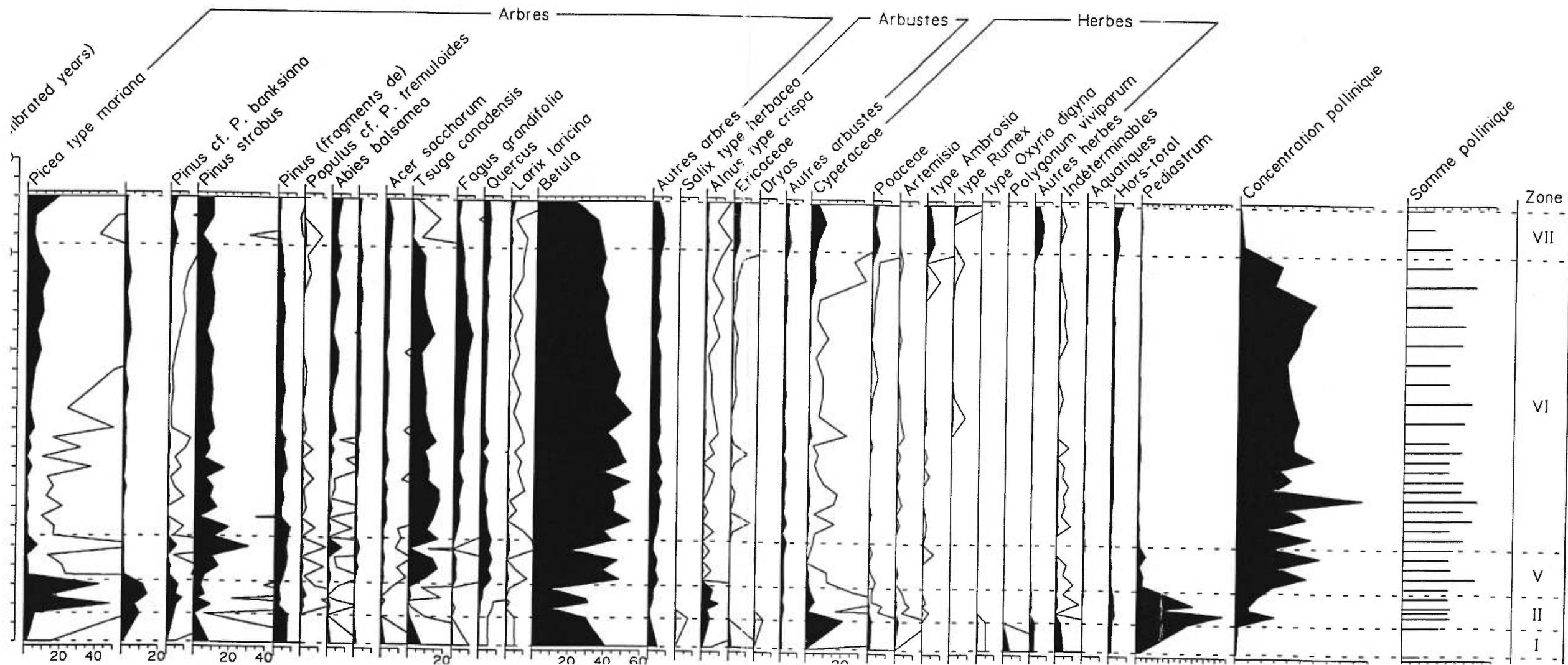
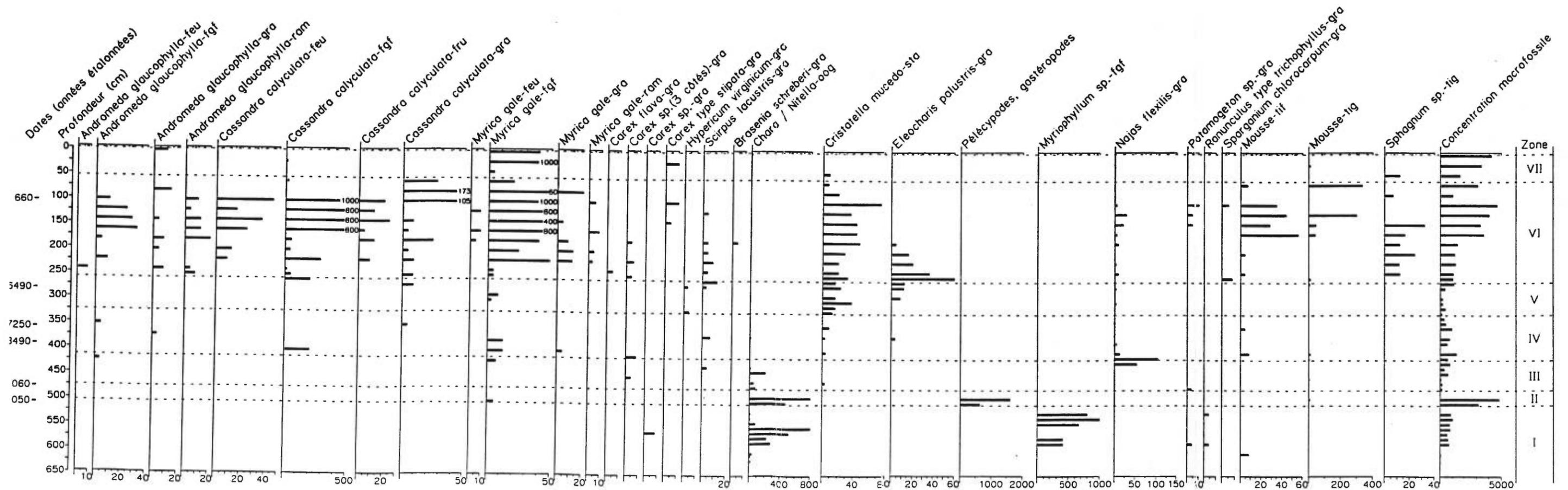
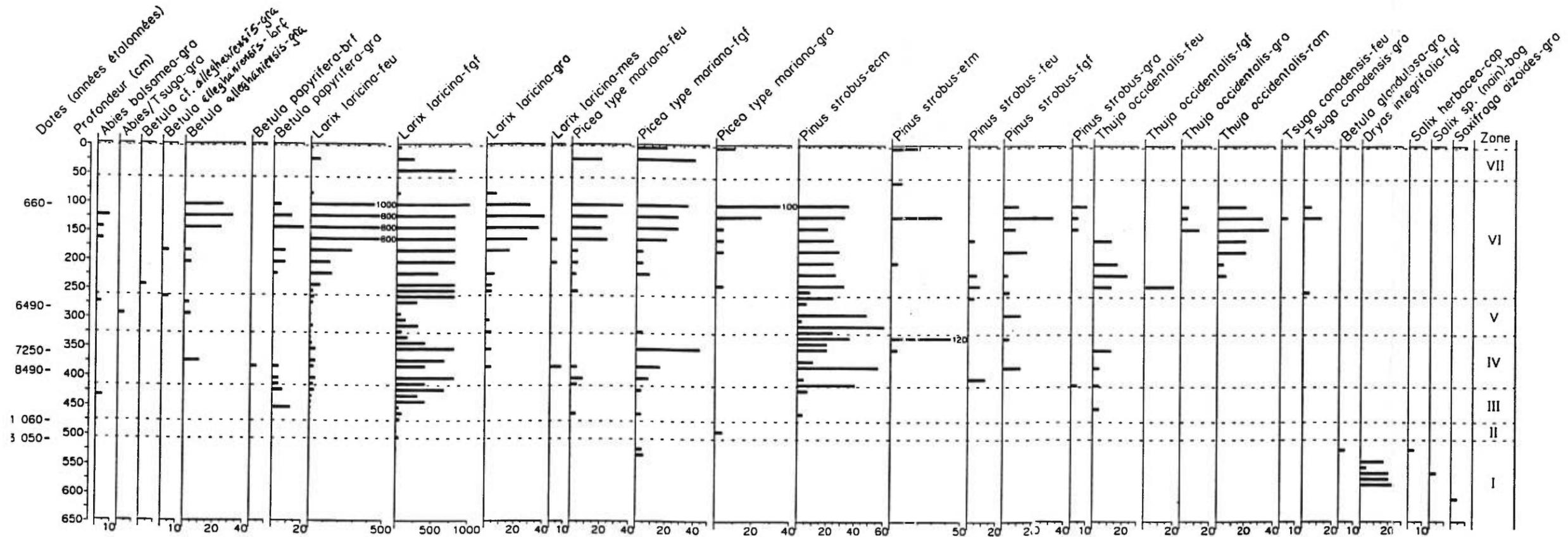
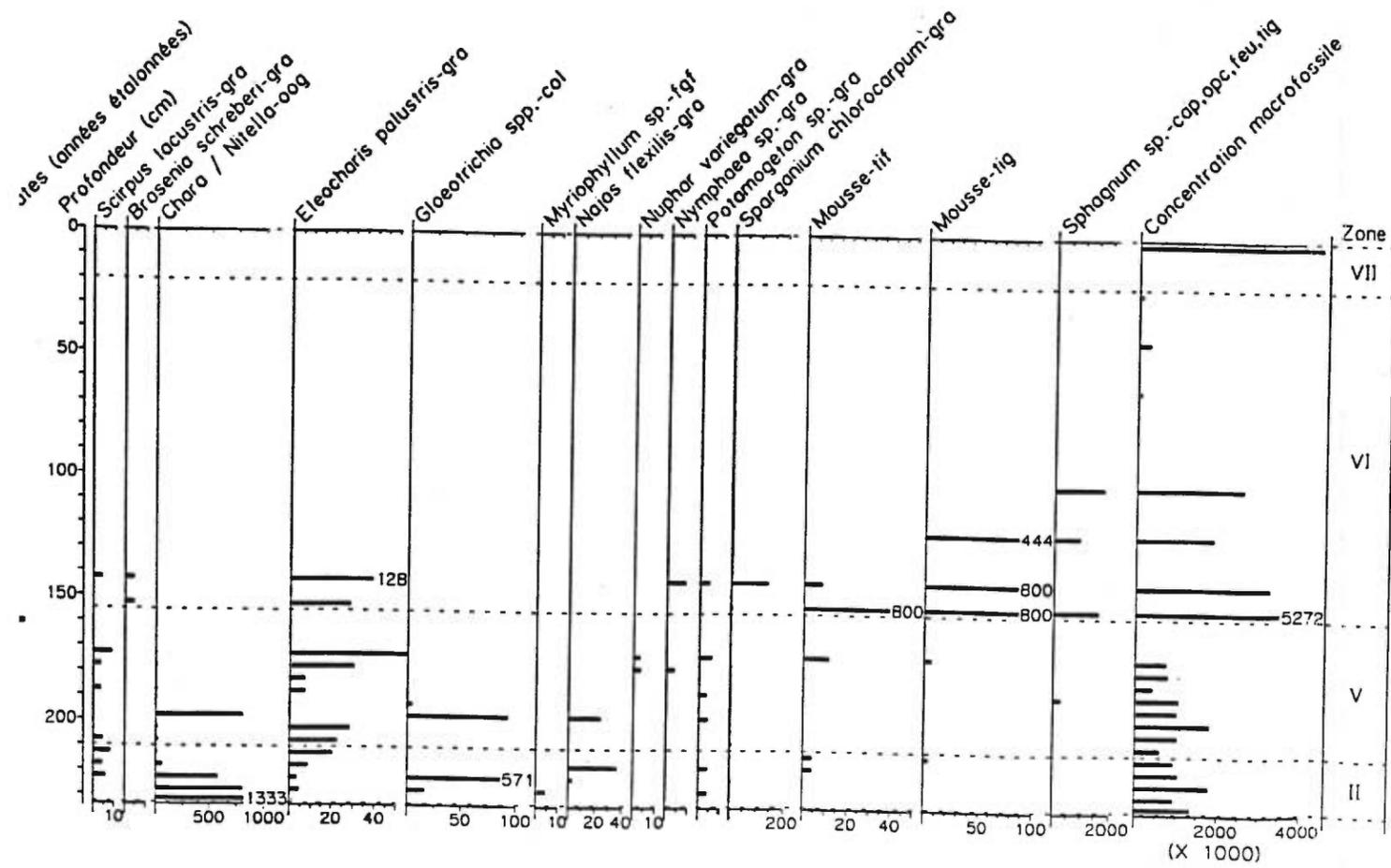
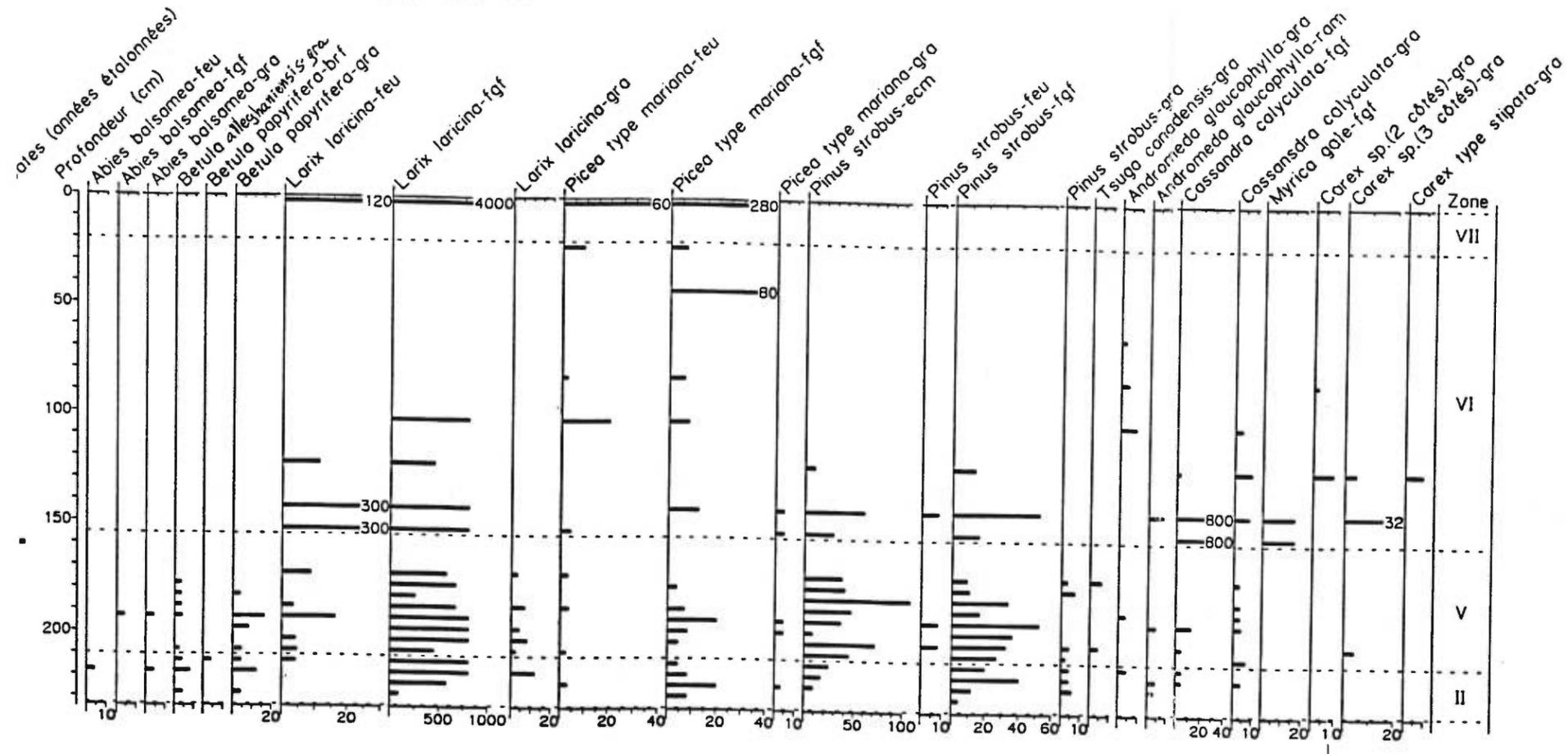




Diagramme 5.3  
 Lac Albion (ALB-2)  
 Diagramme de concentration macrofossile (100 cc)



granite 0.0  
 Albion (ALB-3)  
 gramme de concentration macrofossile (100 cc)



agramme 5.7  
 ic Albion (ALB-4)  
 agramme de concentration macrofossile (100 cc)

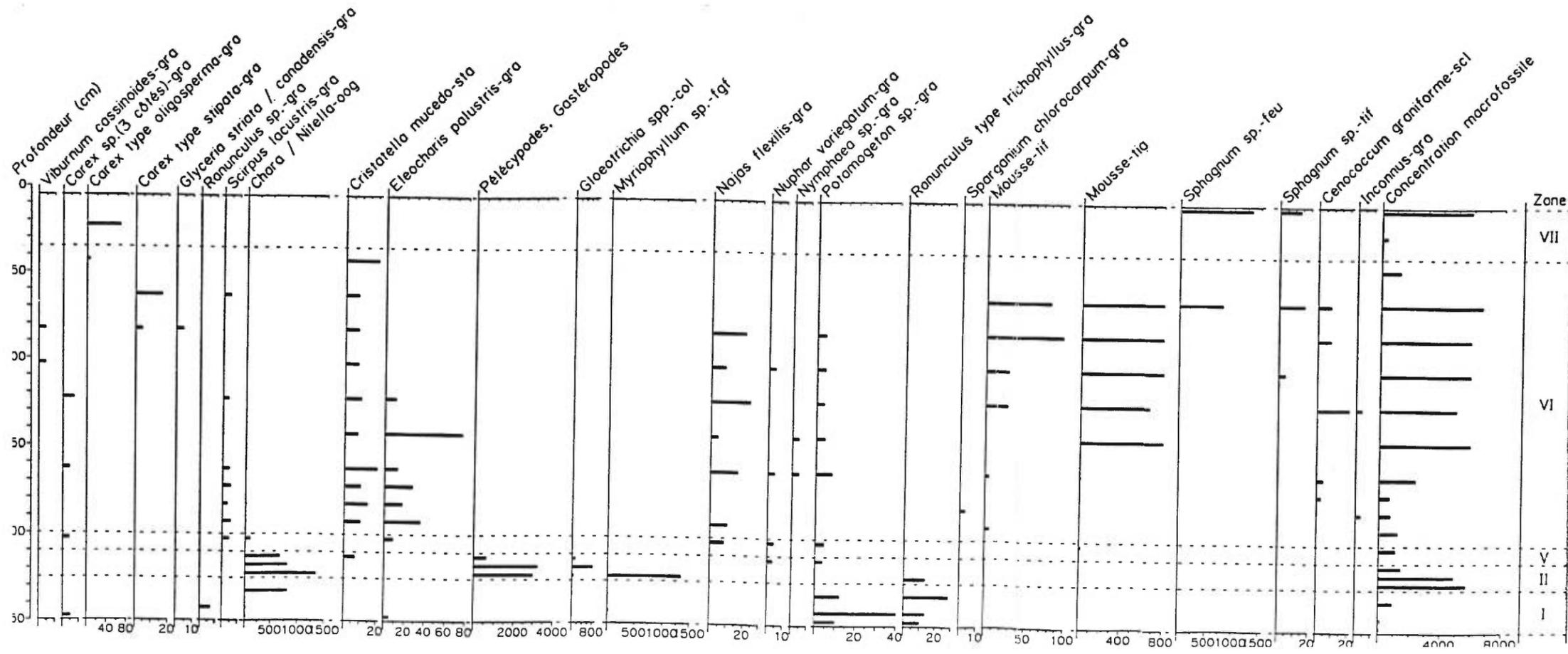
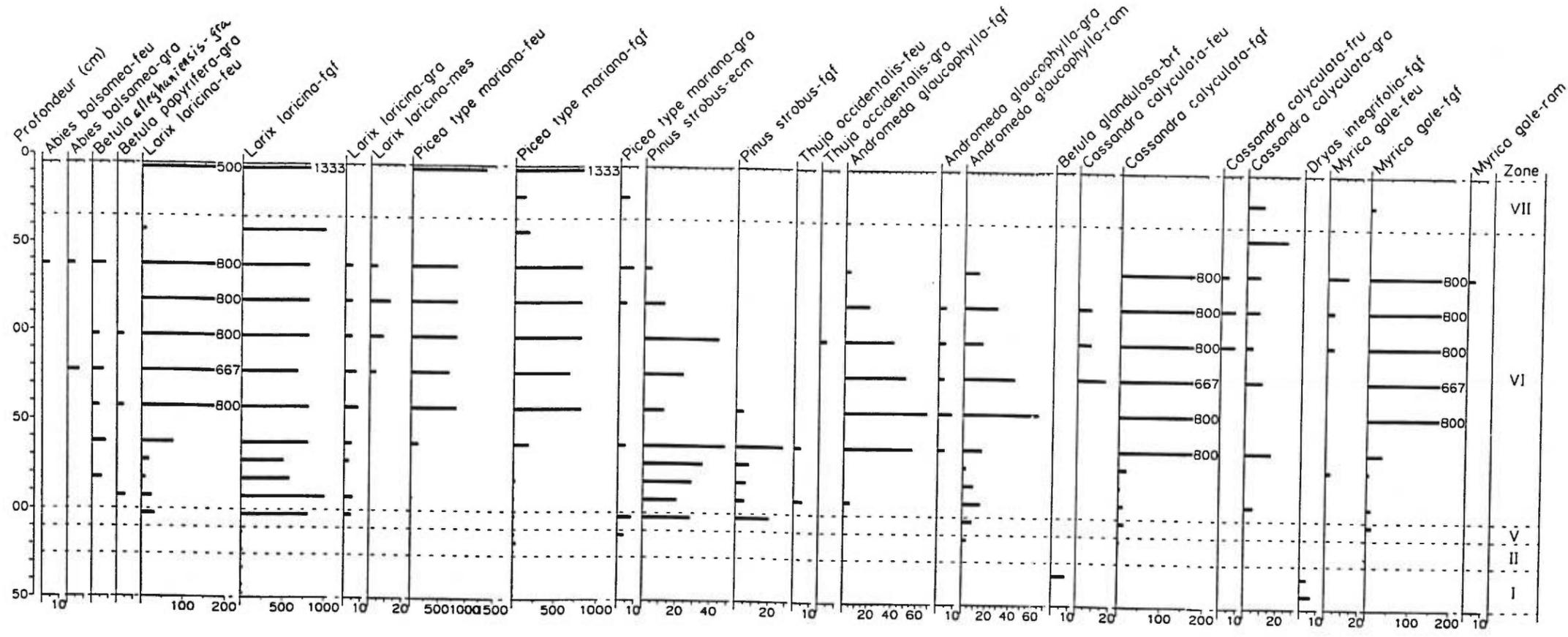


Diagramme 5.9  
 Lac Albion (ALB-5)  
 Diagramme de concentration macrofossile (100 cc)

