

SIMON THIBAUT

**DYNAMIQUE RÉCENTE DES TOURBIÈRES
OMBROTROPHES PERGÉLISOLÉES À LEUR
LIMITE NORDIQUE DE RÉPARTITION**

Mémoire présenté
à la Faculté des études supérieures de l'Université Laval
dans le cadre du programme de maîtrise en biologie
pour l'obtention du grade de maître ès sciences (M.Sc.)

DÉPARTEMENT DE BIOLOGIE
FACULTÉ DE SCIENCES ET GÉNIE
UNIVERSITÉ LAVAL
QUÉBEC

2006

RÉSUMÉ

Les tourbières ombrotrophes se trouvent à être, à quelques exceptions près, les seuls écosystèmes de la Baie de James, Québec nordique ($53^{\circ} / 54^{\circ} \text{ N} - 77^{\circ} / 78^{\circ} \text{ O}$), possédant du pergélisol. L'utilisation de transects d'inventaire écologique au sein de 7 tourbières et de transects aériens couvrant la région d'étude a permis une description de la dynamique récente du pergélisol dans les tourbières ombrotrophes de la région, ainsi que les principaux facteurs qui en sont responsables. Les tourbières ombrotrophes lichéniques montrant des traces de la présence passée de pergélisol couvrent la zone du 52° jusqu'au 55° parallèle nord. Les tourbières ombrotrophes pergélisolées sont peu nombreuses actuellement et leur limite sud de répartition se trouve au sud du lac Yasinski ($53^{\circ}10' \text{ N}$), ce qui correspond à une régression du pergélisol d'environ 130 km. La grande sensibilité au climat et tout particulièrement l'impact mineur de la fonte de ces petites paises sur les conditions hydrologiques du milieu s'expliquent principalement par leur faible contenu en glace. La dynamique reliée à la formation et à la dégradation des buttes pergélisolées est déterminée par différents facteurs locaux tels que la végétation et le couvert nival. Ce dernier, influencé par le vent et la topographie de la tourbière, est le principal facteur abiotique qui contrôle le développement et le maintien du pergélisol. Le rôle du feu dans la dynamique des tourbières ombrotrophes pergélisolées semble être limité à la succession de la végétation post-incendie. La présence de buttes pergélisolées peut toutefois permettre au feu de brûler une plus grande superficie au sein des tourbières ombrotrophes. Sans la présence de ces buttes sèches, le feu est bien souvent limité aux bordures de la tourbière, les conditions humides environnantes empêchant sa progression vers le centre.

AVANT-PROPOS

La réalisation de ce travail a été rendue possible par M. Serge Payette. Rares sont ceux qui, assez maîtres d'eux-mêmes, constatent les faiblesses et les folies de leurs contemporains sans tomber dans les mêmes pièges qu'eux. Il n'est donné qu'à un très petit nombre parmi ceux-ci, par leur passion, leur générosité et leur humour, de fasciner leur génération et les suivantes et de présenter la nature sous l'aspect impersonnel de la science. Je suis ravi d'avoir pu connaître l'un des plus grands maîtres en ce genre.

Les aides financières fournies par le CRSNG (Chaire nordique de recherche en écologie des perturbations), Hydro-Québec (consortium Ouranos) ainsi que par le Programme de formation scientifique dans le Nord (PFSN) ont été d'une très grande utilité. Il est par ailleurs à noter tout le soutien offert par le Centre d'études nordiques, tant du point de vue de ses infrastructures que de celui du soutien pédagogique et professionnel offert par l'ensemble de son personnel et de ses membres (tout spécialement mesdames Ann Delwaide, Carole Fillion et Élisabeth Robert).

Tout au long de ce projet que vient clore ce mémoire, quelques personnes ont su admirablement me guider, m'impressionner et/ou me présenter une facette inoubliable de la science. Je tiens donc à remercier tout particulièrement M. Michel Allard, M. Yann Arlen-Pouliot, M. Hugo Asselin, M. Gilles Ayotte, M. Étienne Boucher, M. Daniel Borcard, Mme Line Rochefort, M. Claude Roy et Mme Julie Turgeon. Quant au travail de terrain, qui a su prendre une merveilleuse place au sein de ce projet, je tiens à souligner l'aide toute précieuse de M. Benoît Brossier, Mme Ann-Catherine Laliberté, Mme Céline Noury et M. Olivier Pirault.

Finalement, sans l'indescriptible compagnie de mes collègues de laboratoire, je n'aurais su me tirer de plusieurs impasses scientifiques, et sans l'incommensurable aide du personnel de soutien du département de biologie, je n'aurais su me tirer de bien plus profondes impasses administratives !! Merci à Annie-Pier, à mes amis, à mes parents... et bien sûr aux rocambolesques adjectifs de la luxuriante langue française !!

Croire, c'est ne pas savoir.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	1
AVANT-PROPOS	2
LISTE DES TABLEAUX	6
LISTE DES FIGURES	7
INTRODUCTION	9
Les tourbières.....	9
Les gradients écologiques au sein des tourbières	10
Le pergélisol	10
Les feux.....	12
Les changements climatiques récents	12
Objectifs et hypothèses	13
RÉGION D'ÉTUDE	15
MÉTHODOLOGIE	18
Analyse de photographies aériennes	18
Inventaire écologique.....	18
Inventaire aérien	21
Statistiques multivariables	21
RÉSULTATS	24
Caractérisation des différents sites	24
Dynamique du pergélisol	26
Rôle du feu.....	28
Analyse statistique du couvert végétal.....	35
DISCUSSION	39
Dynamique du pergélisol	39
Dynamique de la végétation	43

CONCLUSION47

BIBLIOGRAPHIE.....49

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 1 DESCRIPTION DES SITES D'ÉTUDE15

TABLEAU 2 CHANGEMENTS EN TERME DE SUPERFICIE ET D'ABONDANCE DES MARES ENTRE 1957 ET AUJOURD'HUI.32

TABLEAU 3 COMPARAISON ENTRE LES PRECIPITATIONS TOTALES MESUREES (CM) AUX STATIONS METEOROLOGIQUES D'ENVIRONNEMENT CANADA (2006) POUR LES REGIONS DE LAGRANDE 2 (77° 42' O) ET LAGRANDE 4 (73° 40' O) PENDANT LA PERIODE DE 1986 A 199535

TABLEAU 4 RÉSUMÉ DES PRINCIPAUX RÉSULTATS OBTENUS PAR L'ANALYSE DE REDONDANCE.....37

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1 LOCALISATION DES SITES D'ÉTUDE	16
FIGURE 2 EXEMPLE DE PLACETTE ET D'UNE PORTION DE TRANSECT DANS LE SITE YASINSKI. EXEMPLE DE SOUS-PLACETTE D'ÉCHANTILLONNAGE CORRESPONDANT À UNE MAILLE DE 10 CM LE LONG D'UN RUBAN GRADUÉ DE 1 MÈTRE DE LONGUEUR (ENCADRÉ).....	20
FIGURE 3 ÉPAISSEUR DE LA TOURBE ET TOPOGRAPHIE À LA SURFACE DES TOURBIÈRES ÉTUDIÉES LE LONG DES TRANSECTS D'INVENTAIRE ÉCOLOGIQUE.....	25
FIGURE 4 RÉPARTITION DES SITES PERGÉLISOLÉS OBSERVÉS SUR LE TERRAIN EN 2004 ET LORS DE L'INVENTAIRE AÉRIEN EN 2005	27
FIGURE 5 RÉPARTITION DES ESPÈCES VÉGÉTALES CARACTÉRISTIQUES LE LONG D'UN GRADIENT DE DÉGRADATION DU PERGÉLISOL	29
FIGURE 6 TEMPÉRATURES MOYENNES ET MAXIMALES DES MOIS DE JUILLET (EN HAUT) ET DÉCEMBRE (EN BAS) DE LA STATION MÉTÉOROLOGIQUE LAGRANDE A (53°38' N, 77°42' O) DE 1976 À 2002.....	30
FIGURE 7 ÉPAISSEUR DE LA NEIGE DANS LES TOURBIÈRES CASTOR, DESAULNIERS, DUNCAN, LAGRANDE, LEMOYNE, RADISSON ET YASINSKI	31
FIGURE 8 ABONDANCE RELATIVE DES DIFFÉRENTES ESPÈCES DE THALLOPHYTES DE LA SUCCESSION POST-INCENDIE DANS LES TOURBIÈRES À L'ÉTUDE.....	33

FIGURE 9 ANALYSE DE REDONDANCE DES VARIABLES « ÂGE DU DERNIER FEU » (FEU), « HAUTEUR DE LA NAPPE PHREATIQUE » (WT) ET « ÉPAISSEUR DE LA NEIGE » (ENEIGE).....**38**

FIGURE 10 BUTTE LICHÉNIQUE LÉGÈREMENT DÉGRADÉE DÉMONTRANT DES TRACES DE LA PRÉSENCE PASSÉE DE PERGÉLISOL.....**41**

FIGURE 11 PERGÉLISOL EXTRAIT DE LA TOURBE (EN HAUT) ET CAROTTE EXTRAITE À L'AIDE DE LA FOREUSE (EN BAS).....**42**

INTRODUCTION

Les tourbières

On définit une tourbière comme tout habitat dont le développement est influencé par un substrat généralement mal drainé, où la tourbe s'accumule plus qu'elle ne se décompose (Tarnocai 1978, Damman 1979, Glaser 1987). Son développement répond à l'influence de facteurs à la fois allogènes et autogènes (Glaser et Janssens 1986, Damman 1979, Payette 1988, Foster et Wright 1990). La superficie de ces écosystèmes varie grandement en fonction de la topographie et du climat. En effet, le développement d'une tourbière est principalement redevable à une combinaison de facteurs allogènes qui favorise un bilan hydrique positif (rapport entre les précipitations et l'évapotranspiration).

Il existe plusieurs types de tourbières, regroupées en deux grandes catégories : les tourbières ombrotrophes et les tourbières minérotrophes (Gore 1983, Payette 2001a). Puisque dans ces milieux l'apport en minéraux est plutôt faible, la tourbière acquiert un caractère acide et s'appauvrit en espèces vasculaires (Gorham et Janssens 1992). La végétation des tourbières ombrotrophes est largement dominée par les sphaignes (van Breeman 1995).

Au Québec nordique, le développement des tourbières est déterminé par un climat humide et frais, où les précipitations annuelles varient entre 600 et 900 mm et la température moyenne annuelle entre 2 et -6 °C (Payette 2001a). Les basses températures caractéristiques de ces environnements rendent possible l'établissement du pergélisol dans les tourbières ombrotrophes (Brown 1968). Plusieurs études ont fait ressortir le lien positif entre l'ombrotrophisation de la végétation, c'est-à-dire la formation d'un couvert isolant de sphaignes, la diminution de la quantité d'arbres et du ruissellement tout comme le soulèvement de la surface au-dessus de la nappe phréatique, et la formation du pergélisol (Brown 1968, Brown et Pévé 1973, Zoltai et Tarnocai 1975, Payette *et al.* 1976).

Les gradients écologiques au sein des tourbières

La présence d'une espèce en un endroit donné est essentiellement liée aux conditions écologiques qui lui conviennent le mieux, bien que le pouvoir de dispersion joue un rôle tout aussi important. On constate que certaines espèces sont plus souvent ensemble qu'avec d'autres, en réponse aux caractéristiques des micro-habitats disponibles (Gauthier et Grandtner 1975). L'étude quantitative de la composition spécifique d'une communauté végétale permet de définir des unités de végétation bien précises, dénommées groupements végétaux. Il a été démontré que ces groupements dépendent au sein des tourbières ombrotrophes du gradient butte-dépression influencé par les conditions hydriques, le pH, la teneur en éléments nutritifs ainsi que le ratio production-décomposition (Wheeler et Proctor 2000, Campbell et Rochefort 2001).

Ainsi, il est possible, une fois la validation faite par des observations de terrain, d'associer certains groupements végétaux à un micro-habitat (ou microforme) bien précis. Sachant que la formation et la dégradation du pergélisol ont une grande influence sur la végétation des tourbières (Railton et Sparling 1968, Beilman 2001), il est possible d'associer certains groupements végétaux à des formes pergélisolées, en dégradation ou même dégradées.

Le pergélisol

Le pergélisol se définit par tout terrain, minéral ou organique, dont la température est inférieure à 0 °C pendant 2 ans ou plus (Harris *et al.* 1988). Le pergélisol est réparti en trois zones géographiques différentes, soit la zone de pergélisol continu, la zone de pergélisol discontinu et la zone de pergélisol sporadique (Allard et Séguin 1987a). La tranche de sol dégelé l'été au-dessus du pergélisol, le mollisol, varie généralement de 60 à 100 cm (Zoltai 1972).

Au sein des tourbières, plusieurs processus périglaciaires entrent en jeu, à l'origine des différentes formes reconnaissables sur le terrain (Payette 2001b). Les paises et les plateaux palsiques représentent les manifestations périglaciaires les plus importantes dans les tourbières des régions boréales et subarctiques (Seppälä 1986, 1988, Payette 2001b). Malgré les nombreux problèmes terminologiques concernant les paises (Harris *et al.* 1988),

Washburn (1983) définit une palse comme toute butte pergélisolée dépassant 2 m de diamètre et variant entre 0,5 et 10 m de haut. Pour sa part, le plateau palsique, dont l'origine est la même qu'une palse, se distingue par ses dimensions beaucoup plus grandes, généralement d'une longueur supérieure à 100 m (Payette 2001b).

On distingue les palses organiques, formées dans une couche de tourbe, des palses minérales, qui se développent dans les sédiments minéraux (Dionne 1978, Allard et Séguin 1987a, Payette 2001b). Les palses organiques ont une répartition plus méridionale et appartiennent aux zones de pergélisol sporadique et discontinu, entre les isothermes 0 °C et -5 °C (Payette *et al.* 1976, Dionne 1978, Allard et Séguin 1987a). La majorité des palses organiques et autres buttes pergélisolées du Québec-Labrador se trouvent dans la toundra forestière et parfois dans la toundra arbustive (Payette 2001b). Dans la forêt boréale ouverte, telle que dans la région de la baie de James, les palses correspondent plutôt à de petites buttes pergélisolées de moins de 1 m de hauteur et qui ne dépassent pas les 7 m de diamètre. Ces formes pergélisolées sont principalement confinées aux tourbières (Dionne 1978, Brown 1979, Vincent 1985). Les différences de dimension entre ces petites palses et les plus grosses retrouvées plus au nord sont dues au fait que le pergélisol n'atteint pas le sol minéral, demeurant restreint à la tourbe chez les plus petites formes, contrairement à ce que l'on observe généralement chez les plus grosses palses (Payette 2001b).

Selon Sollid et Sorbel (1998), la formation d'une palse nécessite un climat plus froid que celui assurant son maintien. Les températures moyennes à la surface du sol sont généralement plus élevées que celles quelques décimètres plus en profondeur et ce en raison du « décalage thermique » (Burn et Smith 1988). C'est donc dire que des facteurs autres que la température à la surface du sol jouent un rôle important dans le développement et le maintien du pergélisol dans les tourbières. De basses températures de l'air jumelées à de faibles précipitations et un mince couvert de neige sont généralement reconnues comme étant les plus importants facteurs responsables de la formation et du maintien des formes pergélisolées (Seppälä 1988). On sait par ailleurs que l'épaisseur du mollisol varie selon la nature du couvert végétal (*ex* : couverture isolante de sphaignes), le niveau de la nappe phréatique et la conductivité thermique de la tourbe (Samson 1975). Le

couvert végétal influence directement le pergélisol par ses propriétés thermiques, celles-ci déterminant la quantité de chaleur qui peut entrer et sortir du sol sous-jacent (Benninghoff 1952, Tyrtikov 1959, Gill 1973, Luthin et Guymon 1974). La couverture nivale, dépendante des précipitations nivales, du vent à la surface du sol et, par le fait même, de la topographie, semble être le facteur le plus important en ce qui concerne le développement du pergélisol dans les tourbières (Seppälä 1982, 1986, 1994, 1995). En plus d'un albédo élevé, la neige présente une faible conductivité thermique, proportionnelle à sa densité (Zhang 2005). Les précipitations estivales, tout comme l'apport printanier en eau résultant de la fonte de la neige, réduisent la chaleur spécifique et augmentent la conductivité thermique (Railton et Sparling 1968, Zhang 2005). Ceci la rend donc moins isolante et favorise la dégradation du noyau de gel (Sollid et Sorbel 1998, Luoto et Seppälä 2003, Zhang 2005).

Les feux

Après le passage d'un feu, on observe généralement une dégradation du pergélisol causée par une augmentation de la température de l'air (Burn 1998) ainsi qu'une diminution de l'albédo (Chambers et Chapin 2002). Des preuves macrofossiles ont toutefois montré que les tourbières ombrotrophes retournent assez rapidement à leurs conditions pré-incendie (couvertures arborescente et de sphaignes; Kuhry 1994). Il a par ailleurs été démontré que le feu constitue l'une des plus importantes causes de dégradation du pergélisol dans les environnements forestiers de l'Ouest canadien (Viereck 1982, Burn 1998). La dégradation la plus prononcée a lieu après un feu sévère qui détruit la couche organique de surface. Au contraire, l'épaisseur du mollisol peut ne pas être changée dans les tourbières, où la couche de sphaignes peut survivre au feu (Swanson 1996), le tout dépendant des conditions d'humidité de la couche supérieure du dépôt de tourbe.

Les changements climatiques récents

Du début de l'Holocène au Petit Âge Glaciaire, de nombreuses oscillations du climat ont été caractérisées par un refroidissement graduel des températures (Lamb 1977, Grove 1988). Toutefois, depuis le Petit Âge Glaciaire, la température moyenne à la surface de la planète a augmenté de 0,6 °C. Les modèles climatiques prédisent une augmentation de la

température de l'ordre de 1,4 à 5,8 °C d'ici 2100 (Houghton *et al.* 2001). Bradley *et al.* (1987) et Houghton *et al.* (2001) ont signalé une hausse des précipitations dans l'hémisphère nord, tout particulièrement en Amérique du Nord. Cette dernière serait marquée par une augmentation des précipitations nivales (Karl *et al.* 1993, Ye *et al.* 1998). Les régions nordiques, où se trouvent notamment les tourbières ombrotrophes pergélisolées, devraient être plus affectées par ces changements climatiques (Camill et Clark 1998, Beilman 2001). Dans la zone de pergélisol discontinu, le pergélisol disparaîtrait à la suite des changements thermiques dans le sol associés au réchauffement climatique (Osterkamp et Romanovsky 1999, Zhuidoff et Kolstrup 2000, Nelson *et al.* 2001). La dégradation récente des palses observées dans l'ensemble de l'hémisphère nord est causée par des étés plus chauds et plus humides, tout comme des précipitations nivales plus abondantes (Seppälä 1982, Payette et Delwaide 2000, Arlen-Pouliot et Bhiry 2005). Au Québec subarctique, le pergélisol s'est formé au cours des périodes froides de l'Holocène, principalement entre 1500 à 1000 ans BP et durant le Petit Âge Glaciaire (Couillard et Payette 1985, Allard et Séguin 1987a, 1987b, Allard *et al.* 1996, Payette 2001b). Au Québec, une étude effectuée à intervalles de 10 ans dans une tourbière pergélisolée a montré que la surface totale occupée par les formes pergélisolées a diminué de 87 % entre 1957 et 2003 (Samson 1975, Laprise et Payette 1988, Laberge et Payette 1995, Payette *et al.* 2004). Ces études mettent en évidence la sensibilité de ces écosystèmes face aux changements climatiques.

Objectifs et hypothèses

L'objectif premier de cette recherche est de décrire la dynamique récente du pergélisol, reliée aux perturbations naturelles, dans les tourbières ombrotrophes de la région de la baie de James et d'identifier les principaux facteurs qui en sont responsables. De manière plus spécifique, cette étude vise à quantifier la dégradation du pergélisol qui s'opère au sein des tourbières ombrotrophes par l'analyse de photographies aériennes et d'observations de terrain. De plus, elle a pour but de décrire les variations au sein du couvert végétal et leurs conséquences sur la dynamique des tourbières ombrotrophes pergélisolées de la région de la baie de James. Notre hypothèse de recherche postule que la formation et la dégradation

du pergélisol sont étroitement liées aux changements climatiques récents. Depuis 1957, le pergélisol serait en phase de dégradation avancée.

RÉGION D'ÉTUDE

La région couverte dans cette étude s'étend du 51°45' au 55° N et du 75° au 78° O (figure 1). Le tableau 1 présente les principales caractéristiques des sites étudiés. Le feu est un phénomène récurrent et omniprésent dans la région (Arseneault 2001, Parisien et Sirois 2003, Arseneault et Sirois 2004).

Tableau 1 Description des sites d'étude.

Nom du site	Position géographique	Altitude (m)	Année du dernier feu	Année de la photographie aérienne récente	Longueur du transect (m)
Radisson	N 53°43'14.9" O 77°42'30.6"	158	1922	1991	670
Castor	N 53°32'33.7" O 77°39'55.1"	165	1998 SOPFEU (2004)	1984	310
Yasinski	N 53°20'43.4" O 77°14'19.0"	164	1989 SOPFEU (2004)	1982	250
Lemoyne	N 53°28'32.9" O 75°04'32.5"	274	1965 ¹ 1914	1989	685
Desaulniers	N 53°32'33.7" O 77°39'55.1"	158	1922 ² 1898	1989	275
Duncan	N 53°30'55.1" O 77°28'42.6"	163	1922	1991	385
LaGrande	N 53°38'29.4" O 77°42'14.4"	163	1941	1991	600

¹ La première date correspond au dernier feu en bordure de la tourbière, alors que la deuxième date correspond au dernier feu dans la tourbière (les cicatrices de feu ont été récoltées au centre de la tourbière).

² La première date correspond au dernier feu au nord de la tourbière, alors que la deuxième date correspond au dernier feu au sud de la tourbière.

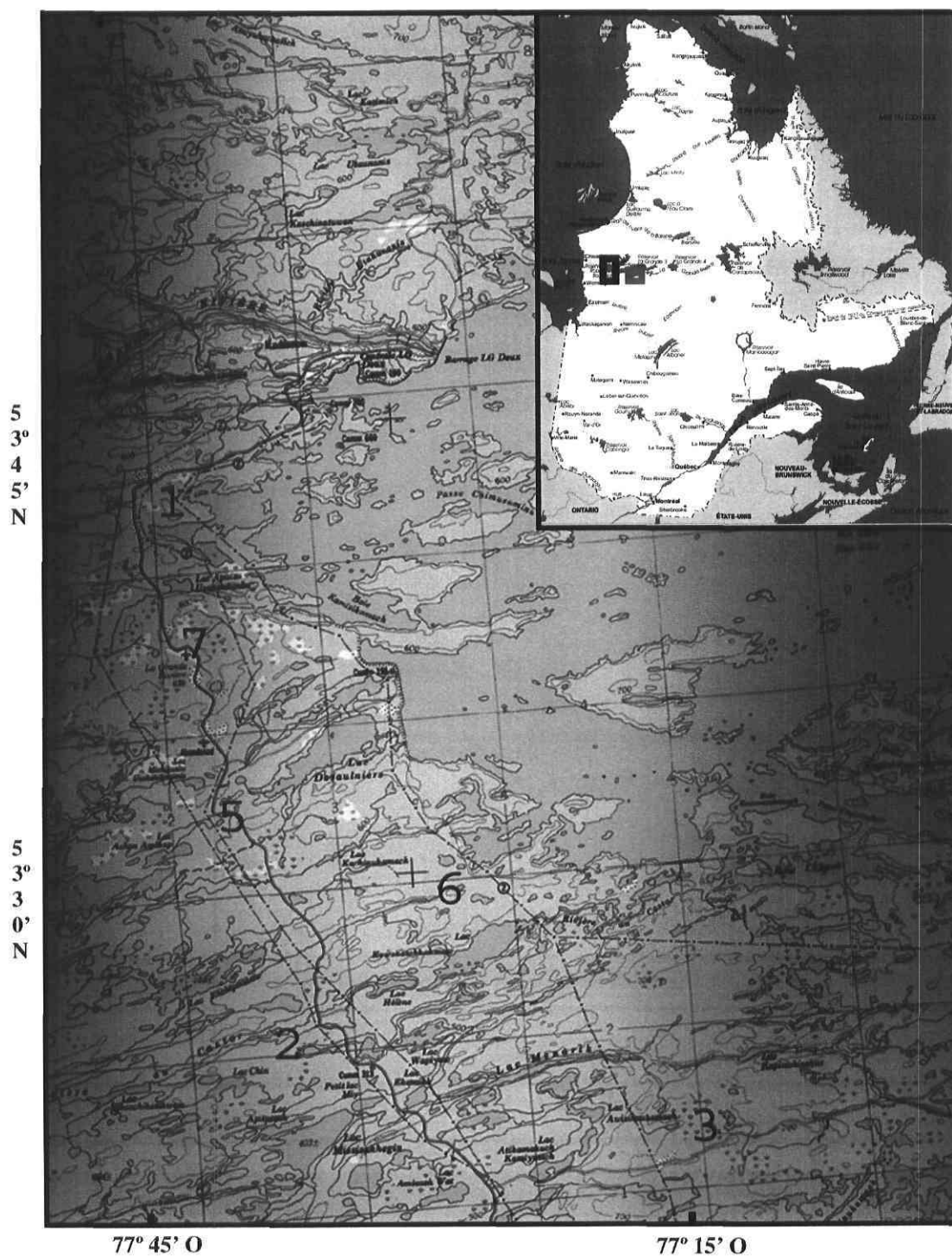


Figure 1 Localisation des sites d'étude dans la région de Radisson : Radisson (1), Rivière Castor (2), Lac Yasinski (3), Lac Desaulniers (5), Duncan (6) et La Grande (7). Encadré : Le rectangle noir représente à quelques différences près la plus grande image. Le rectangle rouge indique la localisation du site Lemoyne. Le site Lemoyne est situé plus à l'est, à environ 85 km ESE de Sakami à vol d'oiseau, à moins de 5 km à l'ouest du poste Lemoyne. Centre canadien de cartographie, 1989, Lac Sakami (33F), Échelle 1:250 000. Gouvernement du Québec, février 2002.

Les différents sites d'étude, à l'exception du site Lemoyne, sont situés le long de la moraine de Sakami (Bouclier précambrien, formations granito-gneissiques qui datent de 2,5 à 2,6 milliards d'années), à environ 100 km à l'est de la baie de James (figure 1). La moraine de Sakami se présente comme une longue série de sédiments fluvio-glaciaires (large de 1 à 2 km) déposés aux marges de la calotte glaciaire des Laurentides lors du drainage du lac glaciaire Ojibway vers 7900 ans BP (Hillaire-Marcel *et al.* 1981). La région a donc été libérée de son couvert de glace à cette époque, puis submergée par la mer de Tyrrell jusque vers 6000 ans BP (Hardy 1976). Les alentours des tourbières étudiées correspondent, dans la majorité des cas, à des plateaux de faible élévation (190-220 m au-dessus du niveau de la mer) couverts de tills et de sables fluvio-glaciaires, alors que l'on trouve le plus souvent des argiles marines et des limons dans les dépressions.

D'après les données climatiques de la station météorologique LaGrande A (1971-2000), la région se caractérise par une température moyenne annuelle de $-3,1$ °C et une température moyenne mensuelle minimale de $-23,2$ °C (janvier) et maximale de $13,7$ °C (juillet). Les précipitations moyennes annuelles sont d'environ 700 mm, dont 40 % tombent sous forme de neige (Environnement Canada 2006).

Du point de vue biogéographique, la région de Radisson fait partie de la zone de la forêt boréale ouverte (Payette 1983). À cause du très faible relief de la région, de grands complexes de tourbières sont fréquents, couvrant entre 20 et 30 % du paysage et ils représentent tant au point de vue spatial qu'écologique un des écosystèmes les plus importants de la région. *Picea mariana* (Mill.) BSP. est de loin l'espèce arborescente la plus abondante, tout particulièrement dans les milieux modérément à mal drainés où elle forme la pessière à sphaignes. Cette espèce est aussi très abondante sur les sols bien drainés, avec *Pinus banksiana* Lamb., espèce fréquemment dominante dans les endroits à conditions xériques. *Larix laricina* (DuRoi) Koch. est fréquente dans la région, tout spécialement en bordure des routes, dans les tourbières minérotrophes et les plaines inondables, alors que *Abies balsamea* (L.) Mill. est plutôt restreinte à quelques vieux peuplements épargnés par le feu, particulièrement en bordure des lacs et des rivières (Sirois 1997).

MÉTHODOLOGIE

Analyse de photographies aériennes

La première partie du travail de terrain a consisté en une quantification de la présence du pergélisol et de l'ampleur de sa dégradation au cours des dernières 50 années en comparant la superficie et la répartition des formes pergélisolées observées sur les photographies aériennes de 1957 avec celles de la cartographie faite en 2004. Ce travail a été effectué à l'aide du logiciel *Scion Image for Windows* (version 4.0.3.2, Scion Corporation, Frederick, MD, USA, <http://www.scioncorp.com>). Ce logiciel permet un calcul automatisé à très grande résolution sur des images aériennes numérisées du nombre et de la superficie des mares. La distinction des mares thermokarstiques est possible puisque ces dernières sont typiquement de forme ronde, contrairement aux mares « naturelles » qui sont plutôt de forme allongée. La combinaison des photographies aériennes et des observations de terrain rend possible l'évaluation de la dynamique du pergélisol dans les tourbières, à savoir s'il y a eu croissance ou régression. Ces observations ont ensuite été analysées en regard des conditions climatiques (températures et précipitations) qui ont prévalu au cours de la période de 1976-2002 dans la région de la baie de James (station LaGrande A, Environnement Canada (2006)). Il n'existe toutefois aucune station météorologique ayant une série de données de plus de 10 ans pour le site Lemoyne.

Inventaire écologique

Les tourbières ont été sélectionnées de manière à établir une chronoséquence post-incendie. Tel qu'indiqué dans le tableau 1, la chronoséquence va de 6 à 106 ans (année d'échantillonnage : 2004), et couvre donc des feux depuis 1898. Pour chacune des tourbières étudiées, on a procédé à l'échantillonnage de cicatrices de feu afin de dater le ou les feux les plus récents. La date de certains incendies a été obtenue grâce aux informations fournies par la SOPFEU (2004) (tableau 1). Les feux de 1922, 1941 et 1989 ont couvert une grande superficie (Arseneault 2001, SOPFEU 2004).

Un transect a été établi dans chaque tourbière afin d'effectuer un inventaire de la végétation et du sol au cours de l'année 2004. Le premier point d'échantillonnage a été établi

aléatoirement et, par la suite, les autres points ont été choisis systématiquement à tous les 5 m parallèlement à l'axe central de la tourbière. Les transects le long desquels furent effectués les relevés étaient tous de direction longitudinale, à l'exception du site LaGrande (transversal). Les points d'échantillonnage de la végétation et des sols ont été positionnés précisément à l'aide d'un théodolite (Leica T1010). Les sites Castor, Duncan et Lemoyne ont été échantillonnés jusqu'au dôme central de la tourbière, alors que les autres sites l'ont été sur toute leur longueur. Suivant la méthode de l'échantillonnage systématique, les espèces répertoriées ont été identifiées et leur abondance relative évaluée (Mueller-Dombois et Ellenberg 1974). Tout au long du présent document, l'abondance relative d'une espèce au sein d'une tourbière correspond à la somme de tous les pourcentages de recouvrement répertoriés. Si, par exemple, une espèce couvre 95, 65, 45 et 95 % des quatre relevés effectués dans une tourbière, son abondance relative sera de 300. Les pourcentages deviennent ainsi des nombres entiers. 5939 relevés de végétation ont été effectués (un relevé de végétation correspond à une sous-placette de 10 cm de longueur le long d'une placette de 1 m de longueur; figure 2). On a évalué l'abondance relative de chaque espèce par strate (muscinale, arbustive et herbacée, arborescente), la hauteur de la nappe phréatique, l'âge du dernier feu ainsi qu'une description du milieu (microforme) dans 5291 relevés de 10 cm de long chacun. Les 648 relevés restants ont été jugés incomplets et rejetés parce que l'âge du dernier feu n'a pu être déterminé dans la dernière partie du transect du site Castor (430 derniers relevés). D'autre part, la position de la nappe phréatique n'a pu être évaluée chez 223 relevés (dont cinq parmi ceux déjà rejetés au site Castor).

Sur le même transect, la topographie de surface (dénivelé) a été mesurée à l'aide d'un théodolite, ainsi que l'épaisseur de la tourbe à l'aide d'un carottier russe. De cette façon, il a été possible d'obtenir le profil topographique de la tourbière le long du transect. On a mesuré l'épaisseur de la neige dans 1110 des relevés initialement retenus. Les données d'épaisseur de neige ont été obtenues à la mi-mars 2005 le long des transects d'inventaire écologique et ce, à tous les 25 mètres. En utilisant ces mêmes points d'échantillonnage, il a été possible d'établir une relation entre l'épaisseur de la neige et les microformes de terrain.

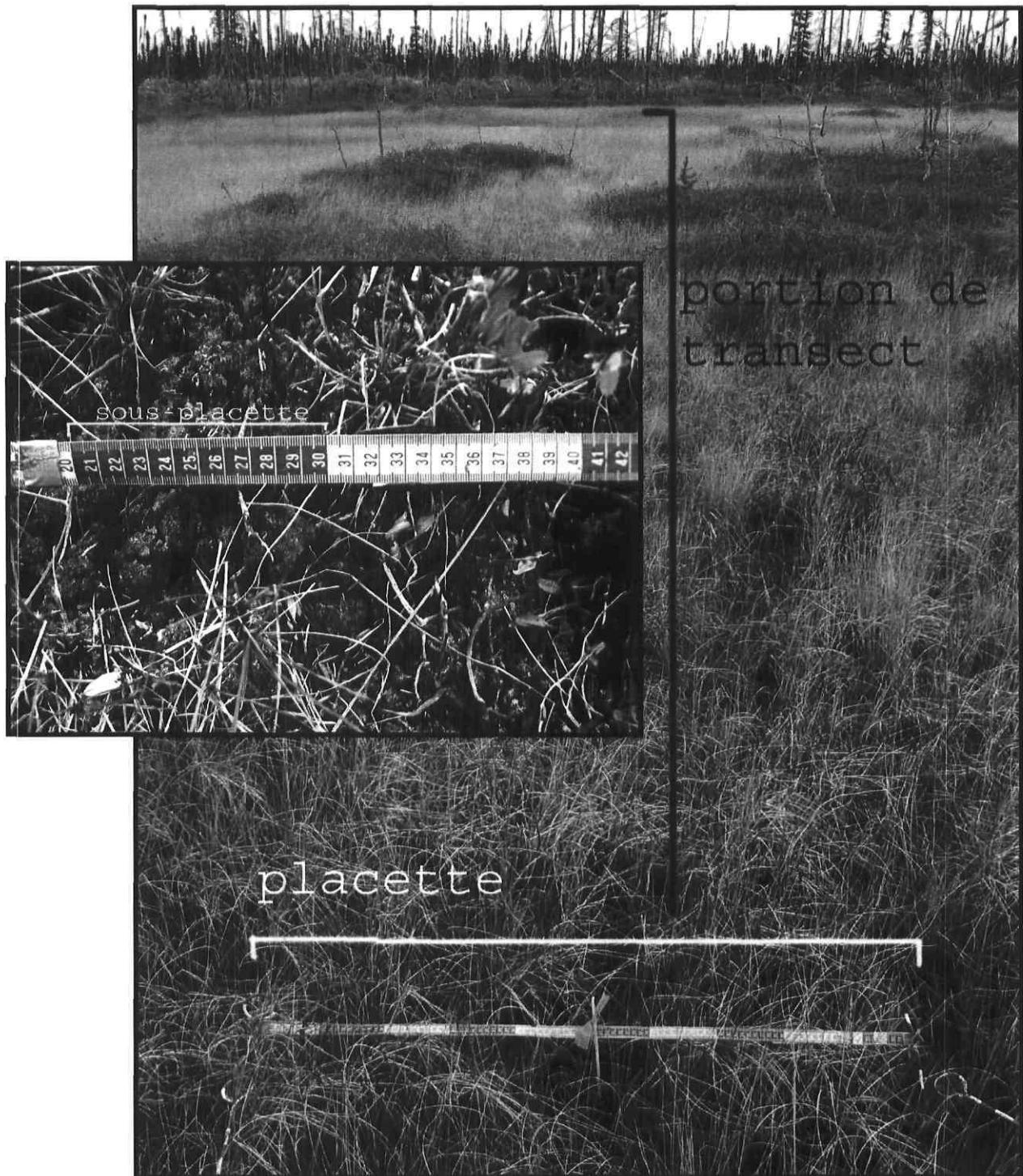


Figure 2 Exemple de placette et d'une portion de transect dans le site Yasinski. Exemple de sous-placette d'échantillonnage correspondant à une maille de 10 cm le long d'un ruban gradué de 1 mètre de longueur (encadré)

Une cartographie des îlots de pergélisol le long de chaque transect dans les tourbières a été effectuée à la mi-octobre 2004 et 2005. Dans chaque îlot, l'épaisseur du mollisol et du pergélisol (sonde métallique et foreuse), la position géographique, le couvert végétal dominant (mousses, lichens, arbustes, herbacées) et le niveau de la nappe phréatique environnante ont été évalués. Ces mesures ont été faites en octobre afin de s'assurer de l'authenticité du pergélisol, étant donné sa répartition marginale dans la région.

Inventaire aérien

Afin de connaître la répartition récente du pergélisol dans les tourbières ombrotrophes au cours des 50 dernières années entre 51°45' N et 55°00' N, deux transects (77°50' O et 77°30' O) d'inventaire ont été réalisés à la mi-octobre en 2004 et 2005. La limite méridionale des transects d'inventaire correspond aux sites où l'on n'observait plus de traces de thermokarst (signes de fonte du pergélisol). En l'absence de tels signes, étant donné le temps nécessaire à la recolonisation des mares thermokarstiques (Arlen-Pouliot et Bhiry 2005), on peut affirmer qu'il n'y a pas eu de pergélisol récemment dans ces tourbières. Toutes les tourbières montrant des traces de thermokarst, ou chez lesquelles du pergélisol était observable, ont été inventoriées. Les observations visuelles faites de l'hélicoptère ont été validées *in situ* (sonde métallique), c'est-à-dire que l'on a confirmé la présence ou l'absence du pergélisol pour toutes les tourbières recensées. Il a ainsi été possible de dresser une carte de la répartition du pergélisol dans les tourbières ombrotrophes de la région. L'abondance relative des lichens a été évaluée qualitativement pour chaque tourbière ce qui a permis d'évaluer la répartition des tourbières ombrotrophes lichéniques.

Statistiques multivariées

L'analyse multivariée constitue un ensemble de méthodes statistiques permettant l'étude de changements graduels de végétation entre différents milieux (Ter Braak et Prentice 1988). Elle permet d'individualiser objectivement et statistiquement les groupements végétaux (Lepš et Šmilauer 2003). Les analyses furent réalisées à l'aide du logiciel *CANOCO 4.5 for Windows* (Ter Braak et Šmilauer 2002). Les trois principales variables

explicatives utilisées pour les fins de l'analyse de redondance (RDA) sont l'épaisseur de la neige, la hauteur de la nappe phréatique et l'âge du dernier feu.

Avec la RDA, tout comme avec l'analyse canonique de correspondance (CCA), la représentation des éléments d'un ensemble, les uns par rapport aux autres, selon des variables continues (ordination) est influencée par un jeu de variables explicatives. Ainsi, on obtient une « combinaison » de ces variables qui expliquent dans une certaine mesure la variation des données dépendantes, c'est-à-dire les données d'abondance des espèces. Il s'agit d'une ordination de contrainte (*constrained ordination*). C'est donc dire que les axes expliquent la variation de la variable dépendante (par opposition, par exemple, à l'analyse en composante principale). La méthode retenue pour cette étude est la RDA, puisqu'elle accorde moins de poids aux espèces rares que la CCA (D. Borcard, université de Montréal, communication personnelle) et donc, par le fait même, qu'elle explique un pourcentage plus élevé de la variance : 10 % pour la RDA *versus* 5 % pour la CCA. Afin d'analyser les corrélations inter-espèces, la racine carrée des valeurs propres a été utilisée (cadrage de type 2). Une conséquence utile de cette dernière caractéristique est que, sur la représentation graphique des résultats de l'analyse, les angles entre les différents vecteurs (flèches) représentant les variables environnementales et les espèces reflètent leur degré de corrélation.

La pré-transformation des données d'abondance des espèces a dû être réalisée préalablement à l'analyse afin que les données ne soient plus dans un espace euclidien (Legendre et Gallagher 2001) et ce, à l'aide du logiciel R (<http://www.r-project.org/>). Ceci s'explique par le fait que l'analyse porte sur des données d'abondance d'espèces, données qui présentent le problème du « double-zéro ». La présence d'une espèce au sein d'un relevé de végétation quelconque implique généralement que le site en question permet à cette espèce d'y survivre (conditions minimales correspondant à sa niche écologique). Or, l'absence d'une espèce (notée 0) peut être due à un ensemble de facteurs différents, ce qui ne permet pas de conclure à une ressemblance entre deux sites où l'espèce est absente; c'est le contraire lorsque l'espèce en question est présente. Ainsi, les données d'abondance des espèces sont corrigées afin que, lorsque l'on veut dresser une matrice d'association entre les différents sites, les « doubles-zéros » ne soient pas considérés comme une ressemblance et

ce, à l'aide de coefficients d'association asymétriques (Legendre et Legendre 1998). Dans le cas d'analyses canoniques, l'utilisation du coefficient d'association D_{17} (distance d'Hellinger) est recommandée (D. Borcard, communication personnelle) :

$$y'_{ij} = \sqrt{\frac{y_{ij}}{y_{i+}}}$$

où y'_{ij} est la valeur transformée pour l'espèce j au relevé i , y_{ij} est l'abondance de l'espèce j pour le relevé i et y_{i+} est la somme des abondances de toutes les espèces pour le relevé i (Legendre et Gallagher 2001). Il est à noter que les données environnementales ont été centrées-réduites par défaut par le logiciel CANOCO, puisqu'elles n'étaient pas toutes exprimées sous la même unité (Ter Braak et Šmilauer 2002).

Lorsqu'un ensemble de données ne remplit pas les suppositions de base des distributions théoriques de référence (tests non paramétriques), ce qui est souvent le cas avec des données écologiques, il est possible de générer une distribution de référence à partir des données elles-mêmes en permutant aléatoirement le jeu de données (Metropolis et Ulam 1949). Le logiciel CANOCO offre la possibilité d'effectuer des permutations de Monte-Carlo afin de tester statistiquement l'ensemble des axes choisis; dans ce cas-ci, 999 permutations non restreintes ont été effectuées (Ter Braak et Šmilauer 2002).

RÉSULTATS

Caractérisation des différents sites

L'épaisseur de la couverture tourbeuse varie de 2 à 4 mètres selon les sites alors que le dénivelé maximal au sein des tourbières étudiées ne dépasse pas les 70 cm (figure 3). Selon nos observations effectuées au sein de plus de 80 tourbières dans la région de la baie de James, les espèces communes des tourbières ombrotrophes étudiées sont les suivantes. Les bryophytes et les lichens les plus abondants sont *Sphagnum fuscum* (Schimp.) Klinggr., *S. tenellum* (Brid.) Brid, *S. majus* (Russ.) C. Jens., *Cladopodiella fluitans* (Nees) Joerg. (difficilement différentiable de *Gymnocolea inflata* (Huds.) Dum.), *Mylia anomala* (Hook.) Gray, *Cladina stellaris* (Opiz) Brodo et *Cetraria islandica* (L.) Ach. Du côté des herbacées, les espèces les plus fréquentes sont *Trichophorum cespitosum* (L.) Hartman., *Carex stricta* Lam., *C. oligosperma* Michx., *Eriophorum vaginatum* var. *spissum* (Fern.) Hülten et *Rubus chamaemorus* L. Les arbustes les plus fréquents sont *Chamaedaphne calyculata* (L.) Moench, *Kalmia polifolia* Wang., *Vaccinium oxycoccos* L. et *Rhododendron groenlandicum* (Oeder) Kron & Judd. Parmi les espèces arborescentes, seule *Picea mariana* est commune à toutes les tourbières étudiées.

Les sites Radisson et Yasinski présentent une « queue » minérotrophe, favorisant la présence d'espèces telles que *Andromeda glaucophylla* Link, *Scheuzeria palustris* L., *Rynchospora alba* (L.) Vahl., *Utricularia cornuta* Michx., *Betula michauxii* Sarg., *Larix laricina*, *Sphagnum subfulvum* Sjors et *S. papillosum* Lindb. Il est toutefois intéressant de noter la présence marquée de *Andromeda glaucophylla* sur les bordures des mares et ce, autant en milieu minérotrophe qu'ombrotrophe. Les abondantes racines de cette espèce semblent maintenir la tourbe en place sous l'action des vagues. Il est courant d'observer des individus de cette espèce presque totalement immergés. En ce qui concerne le site LaGrande, il présente une plus grande abondance en lichens, principalement *Cladina mitis* (Sandst.) Hustich, *C. stellaris* et *C. rangiferina* (L.) Nyl., alors que dans le site Lemoyne, les lichens sont rares, exception faite de *C. stygia* (Fr). Ahti. Le site Desaulniers constitue une tourbière semi-forestière, signe d'un drainage moins limitant, où *Cladonia crispata* (Ach.) Flot. est particulièrement fréquente dans les dépressions. Les tourbières Castor et Duncan sont représentatives des tourbières ombrotrophes de la région.

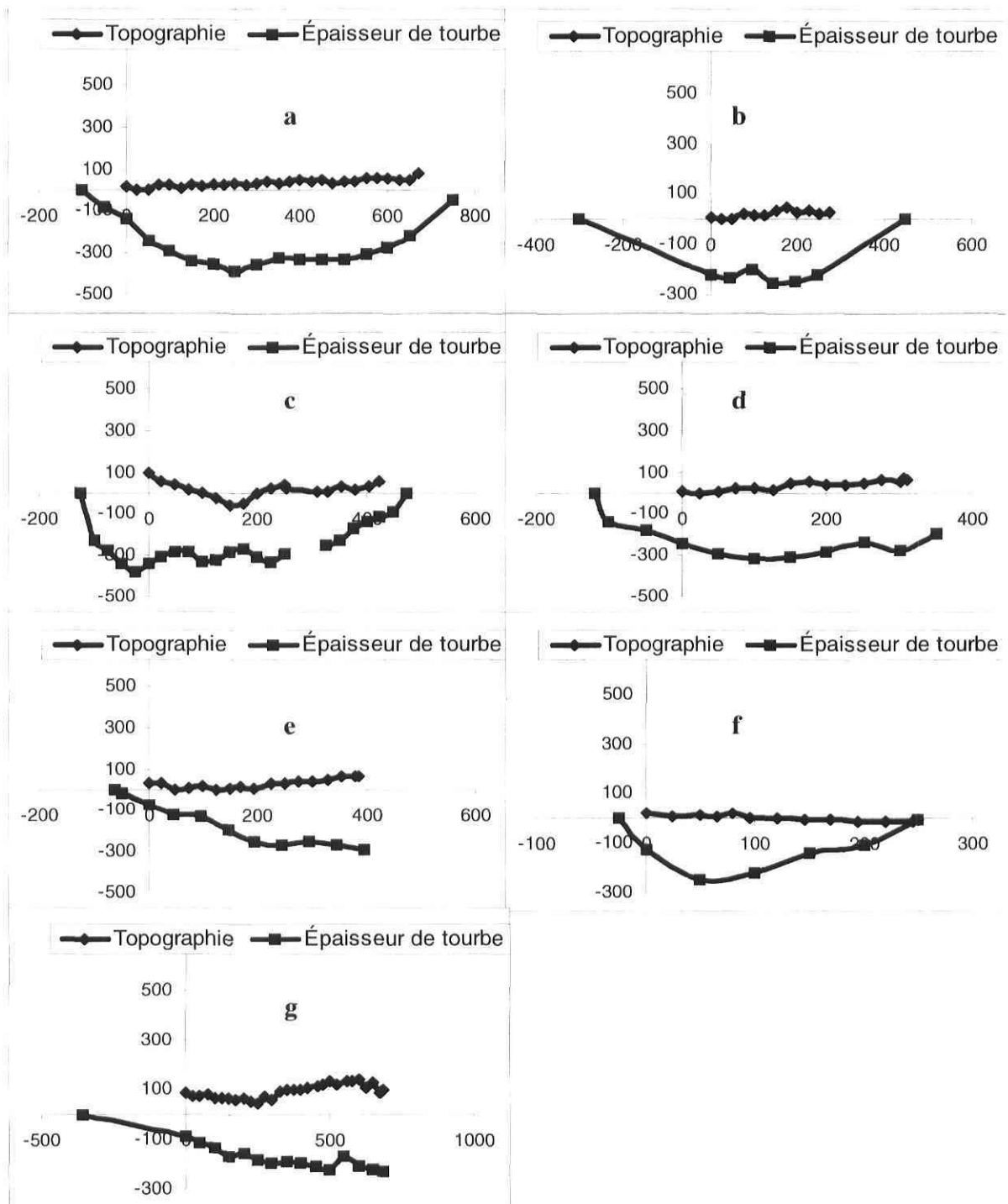


Figure 3 Épaisseur de la tourbe et topographie à la surface (en centimètres) des tourbières étudiées le long des transects d'inventaire écologique (en mètres). a : site Radisson; b : site LaGrande; c : site Duncan; d : site Desaulniers; e : site Castor; f : site Yasinski; g : site Lemoyne. Chaque losange représente un point d'échantillonnage.

Dynamique du pergélisol

Toutes les tourbières observées lors de l'inventaire aérien ayant une abondance notée de lichens furent analysées. Des traces de dégradation du pergélisol (thermokarst, butte effondrée) et de la présence de pergélisol ont été notées. Les observations effectuées lors de l'inventaire aérien (figure 4) montrent une régression du pergélisol au cours des dernières années et ce, sur plus de 130 km (un peu plus d'un degré de latitude). Il est à noter que les tourbières au sud du 53° N présentent une abondance relative de lichens plus faible que celle des tourbières plus au nord.

Un inventaire des buttes pergélisolées chez les sept tourbières étudiées a permis d'évaluer la stabilité de ces buttes sur une période de deux ans (2004-2005). Seules deux tourbières renfermaient en octobre 2004 des buttes pergélisolées, soit les tourbières Radisson (7 buttes) et LaGrande (51 buttes). Lors de la campagne de terrain à la mi-octobre 2005, seule une butte était toujours pergélisolée dans la tourbière Radisson, alors que dans la tourbière LaGrande il ne restait que 5 buttes pergélisolées. Il est toutefois à noter que la dégradation du pergélisol chez cette dernière a probablement été accentuée par le forage lors de la description de ces buttes en 2004, bien que ceci n'ait concerné que 26 des 58 buttes observées dans les deux tourbières. En octobre 2004, l'épaisseur moyenne du mollisol était de $48,0 \pm 4,0$ cm, alors que l'épaisseur moyenne du pergélisol était de $19,0 \pm 17,5$ cm ($n = 26$); le maximum étant 82 cm et le minimum 5 cm d'épaisseur. Ces données ne sont toutefois pas comparables avec celles obtenues en 2005, étant donné le petit nombre de buttes toujours présentes. On a par ailleurs constaté la présence de pergélisol au sein de buttes sévèrement brûlées, ce qui suggère que le rôle du couvert nival, affecté par la diminution du couvert arbustif, serait beaucoup plus important que celui de la fonte causée par la hausse relativement de courte durée de la température à la surface du sol qu'entraîne le passage du feu.

L'analyse de la végétation colonisant les buttes pergélisolées ainsi que les dépressions environnantes a permis d'observer la répartition des espèces et de caractériser certains groupements végétaux (figure 5). Dominant les buttes pergélisolées, *Cladina stellaris* et *Rhododendron groenlandicum* laissent leur place à *Trichophorum cespitosum* et *Mylia*

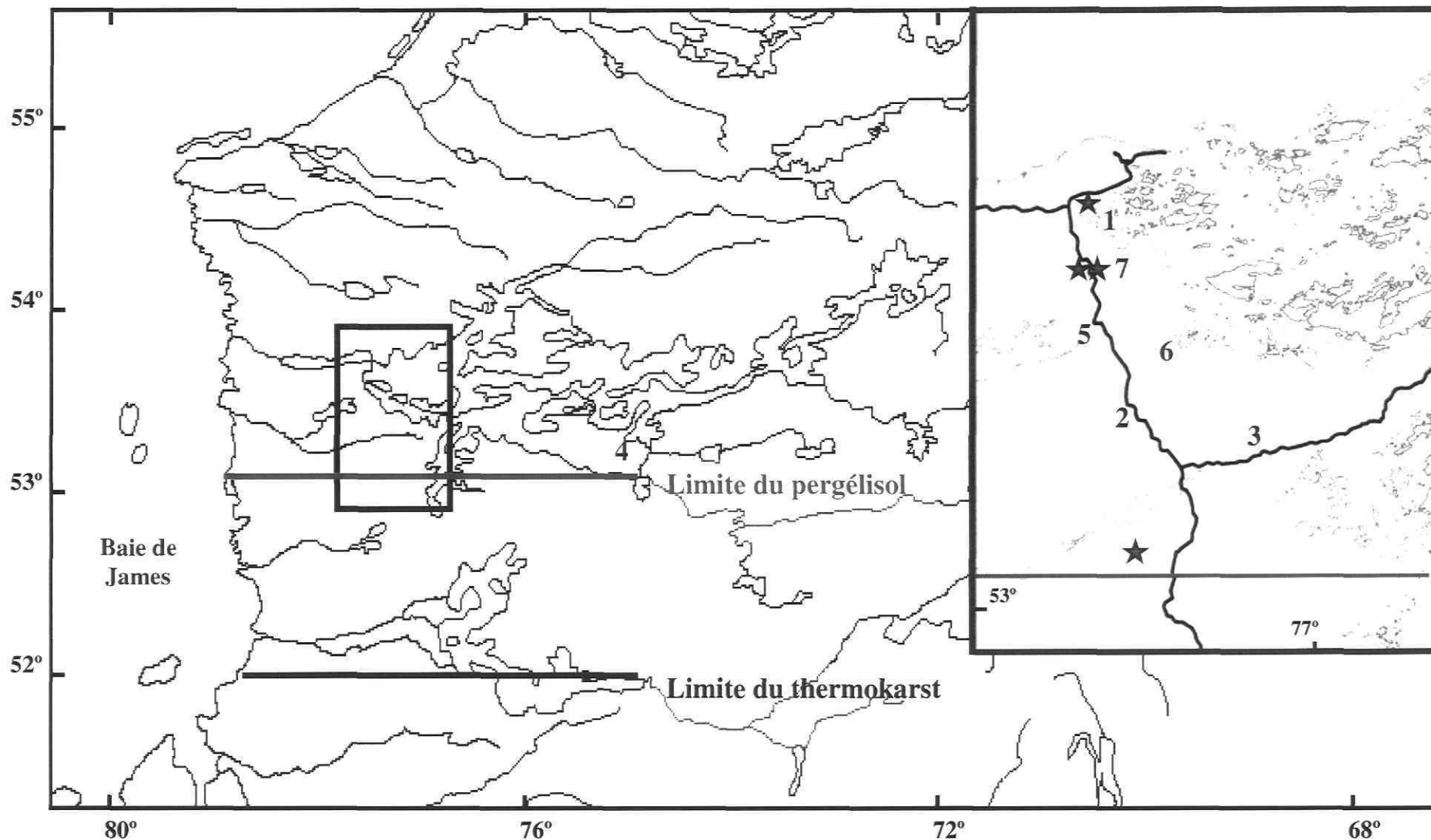


Figure 4 Répartition des sites pergélisolés observés sur le terrain en 2004 et lors de l’inventaire aérien en 2005. Les étoiles rouges représentent les tourbières pergélisolées. 1 : site Radisson; 2 : site Castor; 3 : site Yasinski; 4 : site Lemoyne; 5 : site Desaulniers; 6 : site Duncan; 7 : site LaGrande. Carte fournie par le Centre d’études nordiques. Encadré réalisé par L. Cournoyer (non-publié).

anomala lorsque ces buttes sont dégradées (dépressions ennoyées). *Chamaedaphne calyculata* et *Rubus chamaemorus* sont les deux seules espèces généralistes (figure 5).

Suite à l'analyse des données météorologiques recensées par Environnement Canada (2006) à la station LaGrande A (53°38' N 77°42' O) de 1976 à 2002, aucune tendance significative n'a été observée en ce qui concerne les précipitations et la neige au sol. Toutefois, une hausse significative des températures estivales (juin, juillet et août) et du mois de décembre est évidente (figure 6). Sur la figure 7, les sites du groupe A présentent des conditions nivales plus propices à l'établissement du pergélisol que ceux du groupe B, ce qui est confirmé chez ces tourbières par l'absence de traces de pergélisol (butte pergélisolée, butte effondrée, thermokarst). En effet, le groupe A présente une médiane de 58 cm d'épaisseur de neige, alors qu'elle est de 66 cm chez le groupe B (ANOVA, $p = 0,02$). Le profil de neige obtenu était toujours le même : une couche supérieure durcie par le vent représentant 20 à 40 % du profil suivie d'une couche composée de cristaux de neige plus grossiers représentant 60 à 80 % du profil.

L'analyse des photographies aériennes récentes (tableau 1) et de 1957 a permis une évaluation qualitative du maintien des buttes pergélisolées au cours des 50 dernières années. Dans tous les sites, les photographies récentes montraient un plus petit nombre de buttes lichéniques (typiquement blanches) que les images de 1957. À quelques exceptions près, les photos aériennes récentes ne montrent pas de nouvelles mares thermokarstiques. De plus, en comparant le nombre et la superficie des mares présentes sur les clichés de 1957 avec les plus récents, on a observé des conditions beaucoup plus sèches récemment, les diminutions allant de 33 à 93 % et de 28 à 67 % en ce qui concerne la superficie et le nombre de mares respectivement (tableau 2). Il est à noter que seule la tourbière Yasinski présente une augmentation du nombre de mares présentes, principalement suite à une fragmentation de celles qui étaient déjà présentes en 1957.

Rôle du feu

Une chronoséquence post-incendie a été établie entre les différents sites (tableau 1 et figure 8). La combustion lors d'un feu est très variable (Jaseniuk et Jonhson 1982, Foster et Glaser

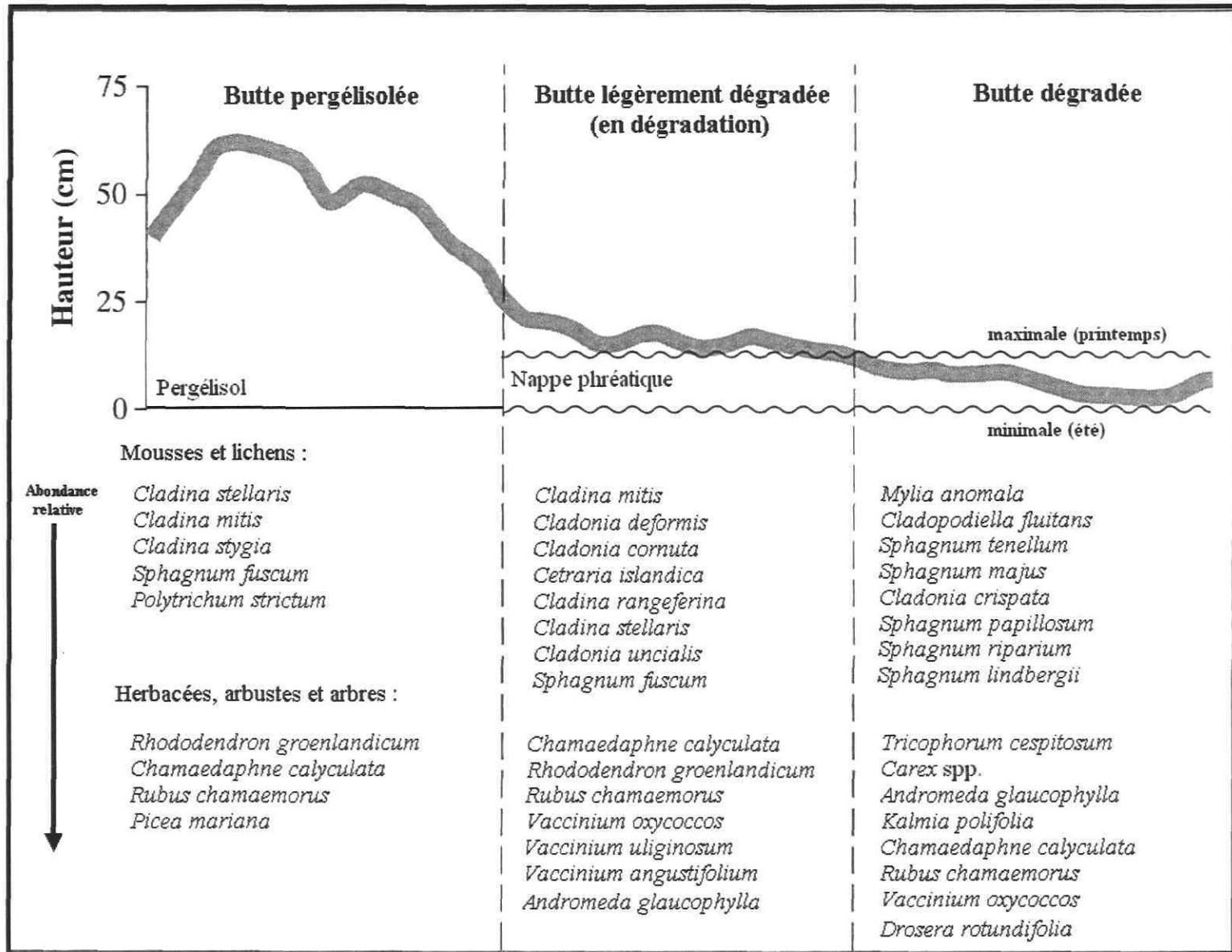


Figure 5 Répartition des espèces végétales caractéristiques le long d'un gradient de dégradation du pergélisol.

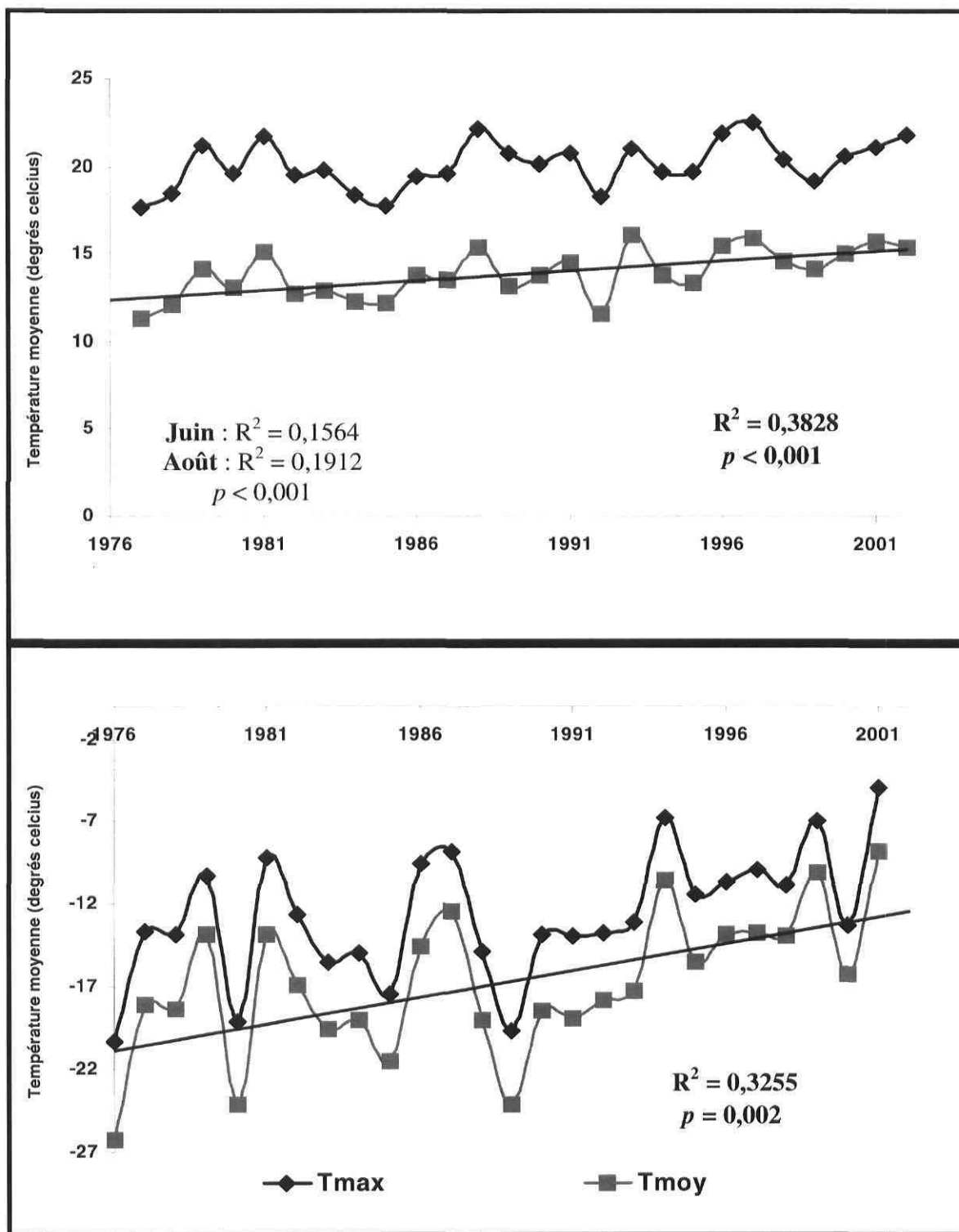


Figure 6 Températures moyennes et maximales des mois de juillet (en haut) et décembre (en bas) de la station météorologique LaGrande A (53°38' N, 77°42' O) de 1976 à 2002 (Environnement Canada 2006). Il est à noter qu'il s'agit des seuls mois pour lesquels des relations significatives ont été observées (juin, juillet, août, décembre).

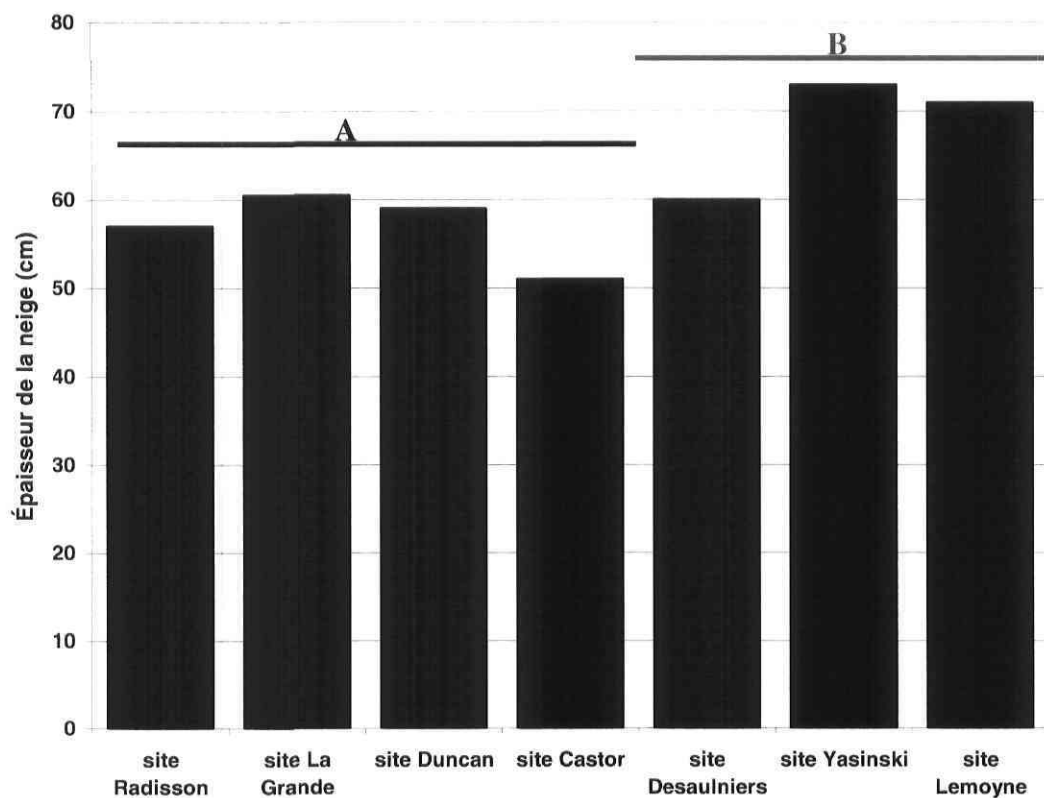


Figure 7 Épaisseur de la neige (mars 2005) dans les tourbières Castor, Desaulniers, Duncan, LaGrande, Lemoyne, Radisson et Yasinski. Le groupe A représente les sites au sein desquels des traces de pergélisol ont été trouvées (thermokarst, buttes pergélisolées, buttes effondrées, etc.). Le groupe B représente les tourbières où le pergélisol est absent.

Tableau 2 Changements de superficie et du nombre de mares entre 1957 et aujourd'hui. Les années correspondant aux images récentes sont écrites entre parenthèses sous le nom de chaque site. *Scion Image for Windows* (version 4.0.3.2, Scion Corporation, Frederick, MD, USA)

Sites	Mares			
	Superficie (m ²)		Nombre	
	1957	Image récente	1957	Image récente
Radisson (1991)	571	210	82	48
Desaulniers (1989)	43	3	3	1
Lemoyne (1989)	2659	511	113	81
LaGrande¹ (1991)	N/D	± 31 000	N/D	± 700
Duncan (1991)	4247	206	185	75
Castor (1984)	13 129	2696	602	313
Yasinski² (1982)	4474	2965	11	29

¹ Étant donné le nombre de mares présentes dans la tourbière LaGrande et la mauvaise résolution de la photographie de 1957, il n'a pas été possible d'obtenir une évaluation fiable du nombre et de la superficie des mares. N/D = non disponible.

² Pour les deux années comparées, la plus grande mare représente près de 98 % de la superficie totale occupée par les mares.

1986, Wein *et al.* 1987, Johnson 1992, Kuhry 1994), avec quelques endroits qui subissent un brûlage sévère et d'autres qui ne sont que légèrement brûlés. Par surcroît, il est possible que le feu ne se rende pas au centre de la tourbière, alors que la bordure brûle, comme ce fut le cas dans le site Castor lors du feu de 1998. La figure 8 montre que le centre de la tourbière n'a pas été affecté par le feu le plus récent, mais plutôt par un plus vieux feu non daté. Ce phénomène s'explique par le gradient hydrique qui prévaut du centre à la bordure d'une tourbière, le centre étant généralement plus humide et moins forestier (Gauthier et Grandtner 1975, Damman et Dowhan 1981), donc moins propice au feu.

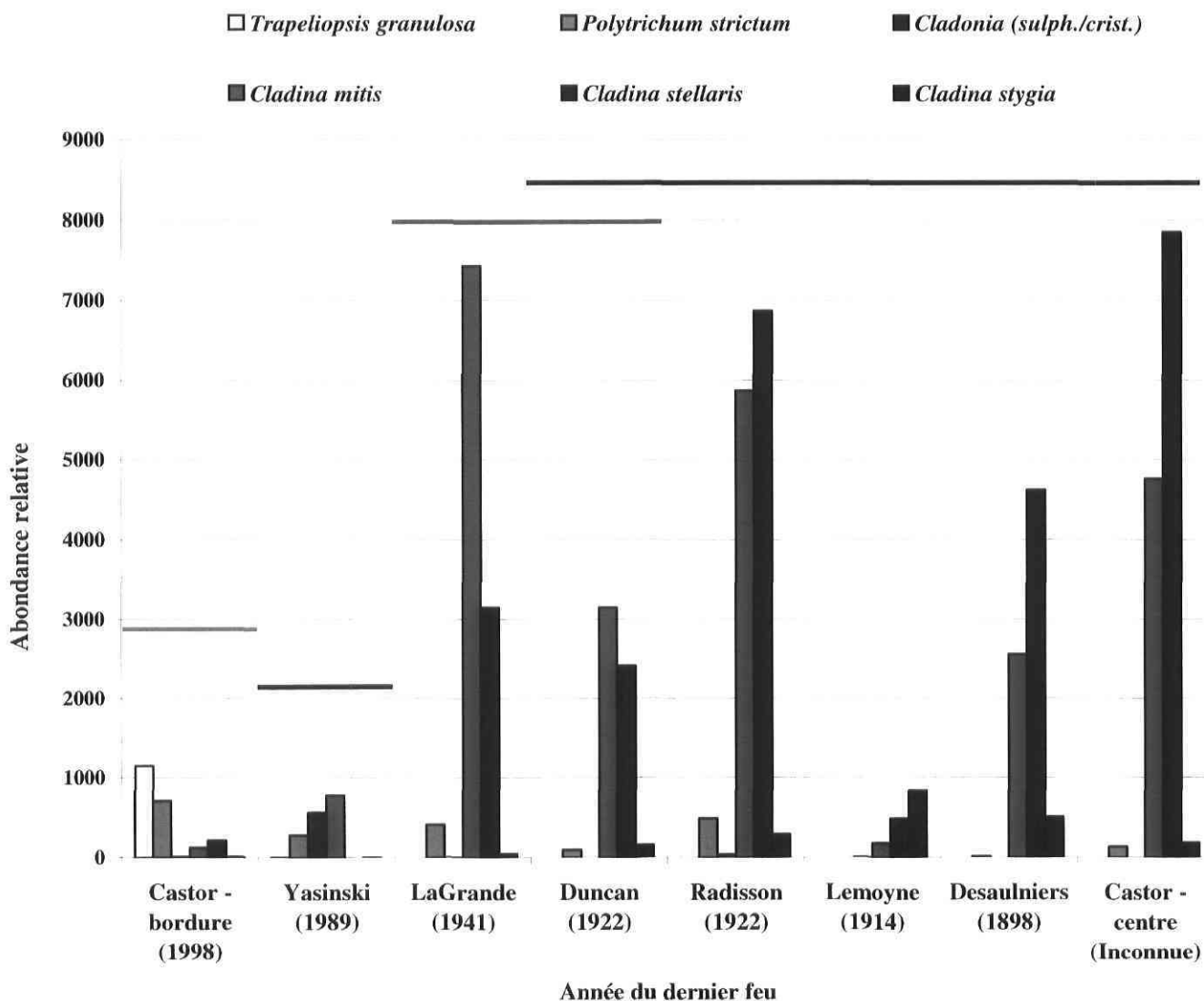


Figure 8 Abondance relative des différentes espèces de thallophytes de la succession post-incendie dans les tourbières à l'étude. Les lignes représentent les différents stades dominés par une espèce en particulier (couleur correspondante). Le site Castor – bordure représente les 200 premiers mètres le long du transect, alors que Castor – centre représente le reste.

Le feu initie une succession d'espèces de thallophytes (Skutch 1929, Schimmel et Granström 1996, Esposito *et al.* 1999, Ryömä et Laaka-Lindberg 2005) qui tend avec le temps vers une présence plus marquée de *C. stellaris* sur les buttes (figure 8). Le secteur brûlé en 1998 de la tourbière Castor (les premiers 200 m) est dominé par *Trapeliopsis granulosa* (Hoffm.) Lumbsch et *Polytrichum strictum* Brid. (figure 8). Ces deux espèces sont caractéristiques des stades pionniers de la succession post-incendie (Morneau et Payette 1989). La tourbière Yasinski, entièrement brûlée en 1989, présente une abondance marquée de *Cladonia sulphurina* (Michx.) Fr. et de *C. cristatella* Tuck., mais on peut aussi y observer une faible dominance de *Cladina mitis* (figure 8). Dans les sites les plus humides, tel le site Lemoyne (tableau 3), les lichens typiques de la succession post-incendie sont peu abondants et laissent la place à *C. stygia* (figure 8), espèce typique des milieux plus humides (Brodo *et al.* 2001). Cette espèce apparaît au même moment que *Cladina stellaris* et semble atteindre, tout comme cette dernière, son abondance relative maximale plus de 70 ans après feu. La tourbière LaGrande représente le stade *Cladina mitis*, alors que les tourbières Radisson, Desaulniers ainsi que le centre de la tourbière Castor correspondent au stade *Cladina stellaris* (figure 8). La végétation post-incendie de la tourbière Duncan constitue une étape intermédiaire entre ces deux derniers stades.

En effet, dans le cas des sites Duncan et Radisson, le dernier feu à avoir sévi date de 1922 (tableau 1). La figure 8 montre des abondances relatives des espèces *Cladina mitis* et *Cladina stellaris* bien différentes pour ces deux tourbières. Ces différences découleraient de feux ayant brûlé plus ou moins sévèrement ces sites en réponse à des conditions d'humidité différentes. D'autres observations faites au sein d'une tourbière brûlée au cours des 5 dernières années, située le long du transect aérien, montraient des signes de brûlage différentiel. En effet, les buttes d'un premier secteur, ici nommé secteur A, présentaient une dominance typique de *Polytrichum strictum* alors que les buttes d'un deuxième secteur, ici nommé secteur B, montraient une absence quasi totale de polytrics et une dominance de *Trapeliopsis granulosa*. Cette dernière espèce est reconnue pour coloniser les sols secs mis à nu par le feu. Ce qui est toutefois intéressant est que cette espèce apparaît sur les buttes sévèrement brûlées, là où la tourbe est noircie, indicatrice d'un feu sévère. En effet, le secteur B de la tourbière affichait entre autres des signes d'un brûlage très sévère, avec des buttes brûlées profondément sur une grande surface où le couvert arbustif était presque

absent. Le secteur A n'exhibait aucunement de tels signes et avait plutôt été brûlé légèrement (couvert arborescent faiblement affecté).

Tableau 3 Comparaison entre les précipitations totales moyennes mesurées (mm ; neige = équivalent en eau) des stations météorologiques d'Environnement Canada (2006) des régions de LaGrande (77° 42' O) et LaGrande 4 (73° 40' O) pendant la période de 1986 à 1995. Les données ne sont pas disponibles pour LaGrande 3 (75° 57' O). Voir tableau 1 pour les coordonnées des sites.

Mois	Stations météorologiques		Maximum
	LaGrande A	LaGrande 4A	
Janvier	28,1	30,5	LaGrande 4A
Février	20,6	25,8	LaGrande 4A
Mars	26,4	27,8	LaGrande 4A
Avril	35,5	32,5	LaGrande A
Mai	41,4	49,4	LaGrande 4A
Juin	46,6	82,3	LaGrande 4A
Juillet	75,8	87,3	LaGrande 4A
Août	74,1	99,7	LaGrande 4A
Septembre	11,2	12,9	LaGrande 4A
Octobre	88,0	86,6	LaGrande A
Novembre	74,8	58,1	LaGrande A
Décembre	43,3	39,3	LaGrande A
Moyenne annuelle	565,8	632,2	LaGrande 4A

Analyse statistique du couvert végétal

L'analyse de redondance a permis d'étudier deux gradients environnementaux : un gradient de dégradation du pergélisol, en fonction de la hauteur de la nappe phréatique, ainsi qu'une chronoséquence post-incendie. En regard des résultats obtenus avec cette analyse, le niveau de la nappe phréatique et l'âge du dernier feu à avoir brûlé la surface des tourbières ne sont en aucun point corrélés, les deux vecteurs les représentant étant perpendiculaires

(figure 9). Il en va de même, mais dans une moindre mesure, du degré de corrélation entre l'épaisseur du couvert nival et le niveau de la nappe phréatique (figure 9). D'autre part, les vecteurs représentant l'épaisseur du couvert nival et l'âge du dernier feu sont diamétralement opposés (corrélation ≈ -1 ; figure 9). Le tableau 4 et la figure 9 présentent les principaux résultats obtenus avec la RDA. Les regroupements suivants ont pu être déduits :

1. Le groupe principalement déterminé par la variable « Feu » et correspondant aux espèces pionnières de la succession post-incendie (*Trapeliopsis granulosa*, *Polytrichum strictum*, *Cladonia sulphurina*, *C. cristatella*);
2. celui représentant *Mylia anomala* et qui correspond aux milieux très humides;
3. celui regroupant les espèces lichéniques typiques des buttes pergélisolées et préférant les milieux secs et à faible couvert nival (*Cladina rangiferina*, *C. stellaris*, *C. stygia*, *C. mitis*);
4. celui représentant les espèces qui se positionnent de façon intermédiaire (*Picea mariana*, *Rhododendron groenlandicum*);
5. et un dernier, représentant *Chamaedaphne calyculata*, espèce des buttes sèches surélevées, pergélisolées ou non.

Tableau 4 Résumé des principaux résultats obtenus par l'analyse de redondance. Les valeurs en gras représentent les corrélations jugées significatives (seuil = 0,6).

Axes	1	2	3	
Valeurs propres	0,090	0,007	0,004	
Pourcentage cumulé de la variance expliquée	9,0	9,7	10,2	
Somme des valeurs propres	1,000			
Somme des valeurs propres canoniques	0,102			
Matrice de corrélation		<i>Axe env. 1</i>	<i>Axe env. 2</i>	<i>Axe env. 3</i>
	<i>WT</i>	0,9931	0,0897	0,0761
	<i>Eneige</i>	0,3466	0,6781	- 0,6481
	<i>Feu</i>	- 0,0759	- 0,7270	- 0,6825
Test de signification de l'ensemble des axes	$p = 0,001$			

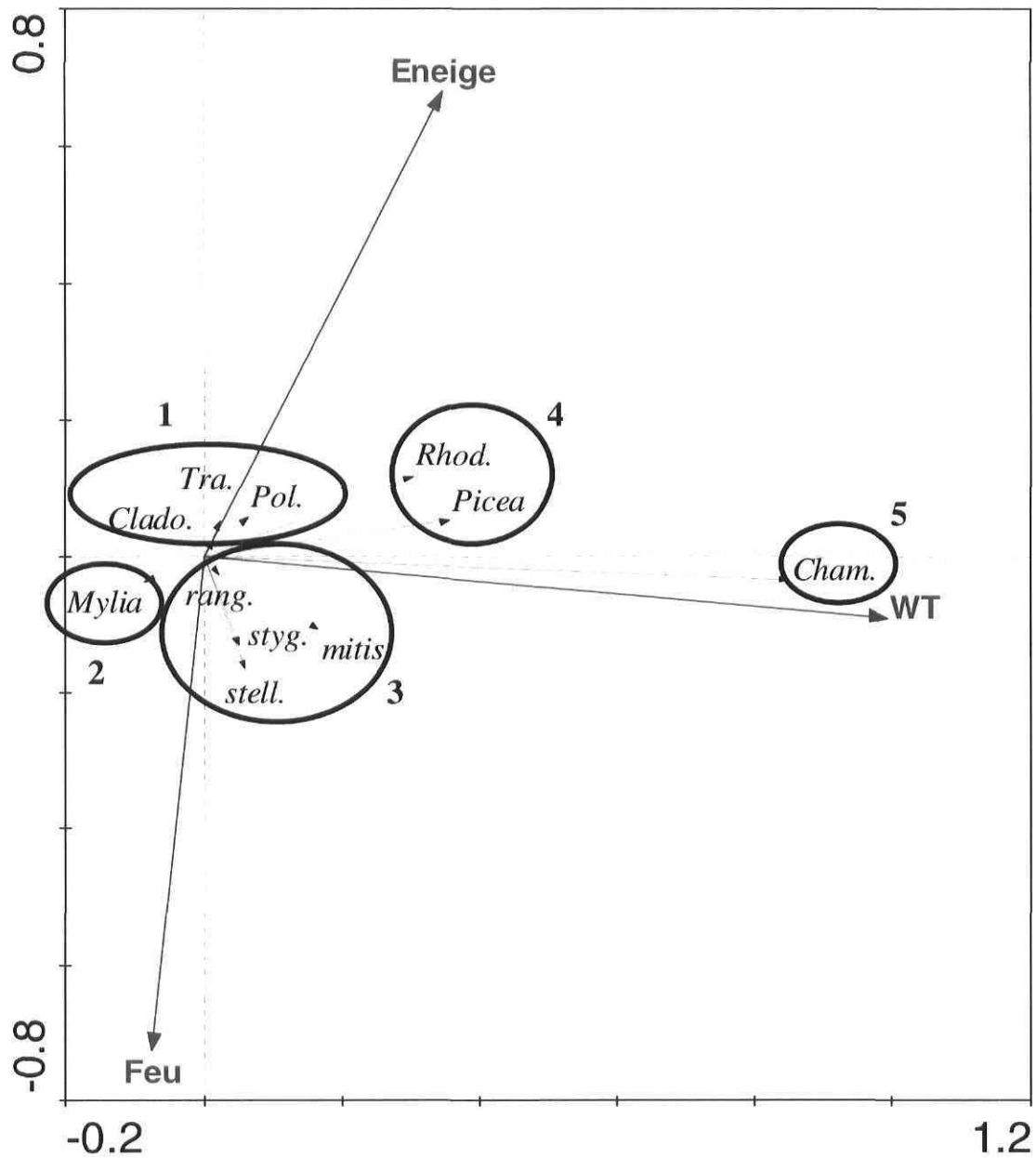


Figure 9 Analyse de redondance des variables « Âge du dernier feu » (Feu), « hauteur de la nappe phréatique » (WT) et « Épaisseur de la neige » (Eneige). *CANOCO for Windows 4.5* (Ter Braak et Šmilauer 2002). En suivant le sens de la flèche, le feu est de plus en plus ancien, le couvert nivale de plus en plus épais et la nappe phréatique de plus en plus basse. *Pol.* = *Polytrichum strictum*; *Clado.* = *Cladonia* spp. ; *Tra.* = *Trapeliopsis granulosa*; *Mylia* = *Mylia anomala*; *stell.* = *Cladina stellaris*; *mitis* = *C. mitis*; *stygia* = *C. stygia*; *rang.* = *C. rangiferina*; *Rhod.* = *Rhododendron groenlandicum* ; *Cham.* = *Chamaedaphne calyculata*; *Picea* = *Picea mariana*.

DISCUSSION

Dynamique du pergélisol

Tant l'inventaire aérien que la cartographie des palses présentes au sein des sept tourbières étudiées ont montré une régression de la superficie occupée par des formes pergélisolées lors des années 2004 et 2005. Le rôle des précipitations, tant hivernales qu'estivales, dans la dégradation du pergélisol n'a toutefois pu être démontré clairement par des données climatiques étant donné les changements observés entre 1957 et plus récemment en ce qui a trait aux mares (tableau 2). Cependant, l'hypothèse de la hausse marquée des précipitations semble toujours plausible, principalement en raison du fait qu'elle est beaucoup plus facilement observable au sein des tourbières minérotrophes avec le phénomène d'aqualyse¹ (Yann Arlen-Pouliot, communication personnelle). Au début de l'hiver, les dépressions atmosphériques en provenance de l'ouest de la baie d'Hudson emportent avec elles des masses d'air humide vers le nord-est laissant des précipitations nivales abondantes sur la côte québécoise (Rouse 1991; tableau 3). Un phénomène climatique liant les anticyclones à la position du front arctique en été serait responsable de la hausse des précipitations estivales (Barry 1967). Suite à ces changements climatiques récents, le pergélisol est affecté par une tourbe plus humide en été et par un couvert isolant de neige plus épais, dès le début de l'hiver, favorisant sa dégradation (Railton et Sparling 1968, Sollid et Sorbel 1998, Luoto et Seppälä 2003, Zhang 2005). Or, cette hypothèse ne semble pas pouvoir être confirmée par des données météorologiques pour l'instant.

Une autre possibilité quant à la dégradation des buttes pergélisolées actuellement observable dans la région d'étude tient compte de l'impact qu'aurait eu la hausse prononcée de la température au cours de la décennie 1990 et ce, jusqu'à aujourd'hui (Mitchell *et al.* 2004). Cette hausse ayant eu lieu après la période couverte par les photographies aériennes (tableau 1), ceci expliquerait l'absence de mares thermokarstiques, la dégradation ayant débuté avec la hausse de la température. Or, plusieurs observations de terrain laissent à penser que cette idée est erronée. D'une part, la végétation qui couvre les buttes dégradées est très différente de celle couvrant les buttes pergélisolées (figure 5; Camill 1999), ce qui suggère une dégradation non pas toute concentrée dans la dernière décennie, mais plutôt

¹ Néologisme, S. Payette. Dégradation mécanique de la tourbe par l'action de l'eau à la surface des tourbières

amorcée il y a environ 30-40 ans. Malheureusement, l'absence de tiges datables sur ces buttes (bois de réaction) n'a pas permis une datation précise de ces événements. D'autre part, au pourtour des buttes lichéniques légèrement dégradées et qui montrent des traces évidentes de la présence passée de pergélisol (figure 10), rares sont les cas où des mares thermokarstiques sont observables, et lorsqu'elles l'étaient, ces mares étaient aussi visibles sur les photos de 1957. Ceci suggère que le contenu en glace des buttes pergélisolées n'était pas suffisamment élevé pour entraîner la formation d'une mare, mais plutôt seulement d'une dépression souvent partiellement ennoyée.

En effet, la grande majorité des buttes dégradées sont bordées par des dépressions colonisées par des sphaignes hygrophiles telle *Sphagnum tenellum* (figure 5). Cette idée semble la plus logique afin d'expliquer le manque de traces laissées par la dégradation de ces buttes pergélisolées sur les photographies aériennes en comparaison avec celles laissées par les palses plus nordiques (Luoto et Seppälä 2003, Payette *et al.* 2004). De plus, des observations faites lors de l'inventaire des buttes pergélisolées ont permis de constater que le pergélisol présentait une teneur en glace particulièrement faible (figure 11). Le faible contenu en glace de ces petites buttes serait donc à l'origine de leur grande sensibilité au climat, mais aussi de l'impact mineur sur la topographie et sur les conditions hydrologiques du milieu qu'entraîne leur dégradation. De cette façon, il est logique de penser que le pergélisol n'est pas sporadique que spatialement dans la région de la baie de James, mais aussi temporellement : si le climat redevenait froid et sec, les buttes autrefois pergélisolées ne s'étant que légèrement effondrées suite à leur dégradation pourraient être à nouveau affectées par le pergélisol.

Suite à l'analyse des conditions d'enneigement, on a observé que les tourbières du groupe A sont de plus grandes dimensions que celles du groupe B et présentent donc un plus long fetch, ce qui diminue la couverture nivale (figure 7). La seule exception est le site Lemoyne qui se trouve à 2° de longitude plus à l'est que les autres sites (tableau 1). Le site Lemoyne se situe en altitude, favorisant des précipitations plus abondantes (tableau 3), ce qui explique une couverture nivale relativement épaisse malgré plus faible que les autres sites du groupe B, mais on n'y a pas observé de traces de pergélisol (figure 7). Ce site étant



Figure 10 Butte lichénique légèrement dégradée démontrant des traces de la présence passée de pergélisol. Les lichens de position sommitale et plus jeunes (plus grisâtres; voir flèches rouges) sont aujourd'hui plus bas que les lichens plus développés et par le fait même plus vieux (plus verdâtres; voir flèches bleues). Ceci illustre l'affaissement de la butte suite à la fonte du pergélisol. À noter que seule la zone encerclée en vert est toujours pergélisolée et que les lichens y sont répartis conformément (les plus jeunes au sommet).



Figure 11 Pergélisol extrait de la tourbe (en haut) et carotte extraite à l'aide de la foreuse (en bas). À remarquer le faible contenu en glace du pergélisol.

beaucoup plus forestier que les autres, les arbres agissent comme « piège à neige » et interceptent une bonne partie des précipitations nivales remises en circulation par le vent. Les buttes, presque toutes colonisées par les arbres, sont les seules microformes à pouvoir être pergélisolées, et elles se trouvent sous une quantité de neige plus grande comparativement aux dépressions environnantes. Ceci pourrait expliquer la faible couverture nivale médiane mesurée pour ce site, alors que le site présenterait des conditions d'enneigement plus prononcées et par le fait même moins favorables à la présence du pergélisol. Les plus faibles couvertures nivales sont majoritairement mesurées au centre des tourbières. En effet, la présence des plus grandes mares dans ce secteur des tourbières ombrotrophes, tant boréales que méridionales, ainsi que le faible couvert arborescent, comparativement à la bordure, sont les principales causes d'un impact négatif accentué du vent sur les conditions d'enneigement. Cette étude en vient aussi à confirmer l'existence d'une valeur qui apparaît critique quant à la présence du pergélisol et dont l'ordre de grandeur, environ 60 cm de neige (figure 7), est rapporté dans la littérature (Brown 1979).

Dynamique de la végétation

Cette étude en vient à confirmer que le climat (précipitations nivales et température) a une grande influence sur le développement du pergélisol dans les tourbières et que le feu n'a pas un impact important sur le pergélisol des milieux tourbeux. Une ouverture par le feu du couvert forestier des environs de la tourbière est d'abord observée et parfois même jusqu'au sein de la tourbière. Cette diminution des couvertures arborescente et arbustive diminue l'épaisseur du couvert nival (par l'action du vent), ce qui peut favoriser la formation du pergélisol. La sévérité d'un feu au sein d'une tourbière peut ralentir la succession; le cas du site Duncan, comparativement au site Radisson, en est un bon exemple. Ce phénomène peut se dérouler à l'échelle locale (au sein d'une tourbière) tout comme à l'échelle régionale (entre différentes tourbières).

En regardant de plus près les résultats fournis par l'analyse de redondance, bien qu'en général les espèces typiques des buttes pergélisolées soient bel et bien apparues dans la zone « faible couvert nival, nappe phréatique basse » (groupe 3; figure 9), on observe que la succession post-incendie caractéristique (*Trapeliopsis granulosa*, *Polytrichum strictum*, *Cladonia* spp., *Cladina mitis*, *C. stellaris*) s'étale difficilement le long du vecteur « Feu » (figure 9). Le principal facteur ayant biaisé les résultats de l'analyse statistique et pouvant

aider à comprendre le faible pourcentage de variance expliquée (10,2 %) correspond probablement aux conditions très humides qui ont caractérisée l'année 2004, année au cours de laquelle l'inventaire écologique fut effectué. On sait que la nappe phréatique ne suit pas la microtopographie de surface, ce qui rend les conditions d'humidité très différentes entre les buttes et les dépressions (Andrus *et al.* 1983). Des conditions aérobies prévalent presque en tout temps sur les buttes alors que les dépressions sont bien souvent ennoyées ou sous l'influence d'une nappe d'eau affleurante (Damman 1978, Johnson et Damman 1991; figure 5). Si la hauteur de la nappe phréatique était relevée par des conditions humides exceptionnelles, comme ce fut le cas lors de notre échantillonnage, son influence sur la répartition des espèces s'en trouve homogénéisée. Il est ainsi difficile d'expliquer des variations en terme de répartition des espèces, surtout lorsque l'on sait que la position de la nappe phréatique est l'une des principales caractéristiques abiotiques déterminant la répartition des espèces au sein des tourbières (Clymo et Hayward 1982, Gignac 1992, Rydin 1993). Dans le tableau 4, on peut observer une corrélation importante entre le premier axe environnemental et la nappe phréatique. Par ailleurs, il est possible que les variations en terme de quantité de gel et les changements en terme de topographie qui y sont associés aient affecté la mosaïque végétale, d'où sa complexité et ainsi le faible pourcentage de variance expliquée par l'analyse multivariable (Michel Allard, communication personnelle).

Les buttes des tourbières ombrotrophes de la région de la baie de James présentent une grande abondance de lichens. Il a déjà été démontré que le pergélisol, en soulevant la surface de la tourbière, crée par le fait même une butte plus élevée que celle au sein de laquelle il s'est formé et où la tourbe sommitale devient plus sèche; dès lors la surface n'est plus influencée par la nappe d'eau, ce qui permet l'installation de lichens, principalement *Cladina stellaris* (Seppälä 1986, 1988, Payette 2001b). Les lichens les plus vieux, soit les plus développés (en termes de croissance), se trouvent ainsi à la périphérie de la butte alors que les plus jeunes sont sur la partie sommitale (figure 10). L'abondance marquée des lichens au sein des tourbières ombrotrophes de la région de la baie de James est donc redevable à deux facteurs principaux. D'abord les feux qui sont récurrents dans la région (Arseneault 2001, Parisien et Sirois 2003, Arseneault et Sirois 2004) initient une succession végétale menant dans bien des cas à une présence plus marquée de *Cladina* spp. (figure 8;

Morneau et Payette 1989). Ensuite, l'abondance des lichens au sein de tourbières n'ayant pas brûlé ou ayant brûlé récemment (moins de 40 ans) serait due à la présence ancienne ou actuelle du pergélisol.

Le feu n'ayant pas tendance à brûler les endroits aussi humides et peu forestiers que le centre des tourbières ombrotrophes, il faut, pour qu'il puisse y sévir, des conditions plus sèches et par le fait même qui permettent l'établissement d'arbres (*Picea mariana*) et d'arbustes (*Rhododendron groenlandicum*) jouant le rôle de combustible (figure 5). Le pergélisol, lorsque présent, se concentre généralement au centre des tourbières puisqu'il s'agit d'un milieu où le couvert nival est plus faible (moins forestier, plus de grandes mares, donc plus de vent). Les buttes pergélisolées créent lors de leur formation des conditions sèches au centre des tourbières, au sein d'un milieu initialement plus humide. Il est donc possible que l'abondance des lichens dans les tourbières ombrotrophes de la région de la baie de James soit due à l'influence passée du pergélisol, qui aurait permis la présence du feu, et par le fait même l'initiation d'une succession post-incendie, au centre des tourbières. Il est à noter que Zoltai *et al.* (1998) ont constaté la présence marquée des feux au sein des tourbières pergélisolées comparativement aux autres types de tourbières, principalement causée par une nappe phréatique généralement très basse.

En analysant l'abondance relative des lichens au sein des tourbières ombrotrophes en fonction des limites méridionales du pergélisol et du thermokarst (figure 4), on observe une diminution progressive de leur présence vers le sud, les limites marquant des zones de transition importantes en ce qui concerne leur abondance. Ainsi, à long terme (80-100 ans), les conditions plus humides liées à la fonte du pergélisol et l'apparition de dépressions ennoyées étant plus favorables au maintien des sphaignes, il est possible que l'abondance des lichens ira en diminuant avec le temps. Il est à noter que le remplacement des lichens par des sphaignes sur les buttes les plus basses au sein des tourbières ombrotrophes est d'ores et déjà observable. L'hypothèse voulant que les précipitations augmentent dans les régions nordiques (Barry 1967, Payette 1980, Bradley *et al.* 1987, Bégin et Payette 1988, Payette et Delwaide 1991, Karl *et al.* 1993, Ye *et al.* 1998, Bégin 2001, Houghton *et al.* 2001) et le fait que la croissance des sphaignes colonisant les buttes (par exemple, *Sphagnum fuscum*) soit favorisée par une augmentation des précipitations nivales

(Dorrepaal *et al.* 2003) ne pourront qu'aggraver cette situation en limitant de plus en plus les habitats secs disponibles pour les lichens et par le fait même la présence des feux au sein des tourbières ombrotrophes de la région de la baie de James.

CONCLUSION

Le pergélisol au sein des tourbières ombrotrophes de la région de la baie de James est actuellement en phase de dégradation avancée. La dynamique reliée à la formation et à la dégradation des palses est influencée par différents facteurs locaux, tels que la végétation et le régime nival, ainsi que des facteurs régionaux comme les feux.

Les tourbières ombrotrophes lichéniques renferment des traces de la présence passée de pergélisol entre le 52° et le 55° parallèle nord. Il existe actuellement peu de tourbières ombrotrophes pergélisolées et le pergélisol atteint sa limite sud de répartition au sud du lac Yasinski (53° N).

Sans la présence d'une couverture tourbeuse à la fois isolante et humide, il n'y aurait pas de pergélisol dans la région de la baie de James, exception faite des quelques palses boisées observées par Dionne (1978) aujourd'hui en phase de dégradation très avancée. Ainsi, les tourbières offrent, par leur long fetch qui favorise un faible couvert nival, leur végétation basse et leur couverture tourbeuse isolante, un milieu très propice à la formation du pergélisol. Or, leur grande sensibilité au climat, et tout particulièrement l'impact mineur de la fonte de ces petites palses sur les conditions hydrologiques du milieu, s'explique principalement par leur faible contenu en glace.

La couverture nivale, influencée par le vent et le microrelief de la tourbière, est sans aucun doute le facteur abiotique le plus important qui influence la dynamique du pergélisol. Le rôle du feu dans la dynamique des tourbières ombrotrophes pergélisolées se limite à la succession de la végétation (réduction des couverts arbustif et arborescent, initiation d'une succession végétale). La présence de buttes pergélisolées peut permettre au feu de brûler une plus grande superficie des tourbières ombrotrophes. Sans la présence de ces buttes sèches, le feu est bien souvent limité aux bordures de la tourbière, les conditions humides environnantes empêchant sa progression vers le centre.

Afin de mieux comprendre le lien qui unit le pergélisol et les feux au sein des tourbières ombrotrophes de la région de la baie de James et leur impact respectif sur la répartition et l'abondance des lichens, une étude stratigraphique couvrant le premier mètre du dépôt tourbeux permettrait de tester l'hypothèse de l'influence du pergélisol sur la propagation des feux. Une connaissance plus poussée de ces problèmes est essentielle pour la compréhension des tendances et des incidences futures des changements climatiques sur ces écosystèmes.

BIBLIOGRAPHIE

Allard, M. et Séguin, M.K. 1987a, Le pergélisol au Québec nordique: bilan et perspectives. *Géographie physique et Quaternaire*, 41, 141-152.

Allard, M. et Séguin, M.K. 1987b, The Holocene evolution of permafrost near the tree line, on the eastern coast of Hudson Bay (northern Quebec). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24, 2206-2222.

Allard, M., Caron, S. et Bégin, Y. 1996, Climatic and ecological controls on ice segregation and thermokarst: the case history of a permafrost plateau in northern Quebec. *Permafrost and Periglacial Processes* 7, 207-227.

Andrus, R.E., Wagner D.J. et Titus J.E. 1983, Vertical zonation of *Sphagnum* mosses along the hummock-hollow gradients. *Canadian Journal of Botany*, 61, 3128-3139.

Arlen-Pouliot, Y. et Bhiry, N. 2005, Palaeoecology of a palsa and a filled thermokarst pond in a permafrost peatland, subarctic Québec, Canada. *The Holocene*, 15, 408-419.

Arseneault, D. 2001, Impact of fire behavior on postfire forest development in a homogeneous boreal landscape. *Canadian Journal of Forest Research*, 31, 1367-1374.

Arseneault, D. et Sirois, L. 2004, The millennial dynamics of a boreal forest stand from buried trees. *Journal of Ecology*, 92, 490-504.

Barry, R.G. 1967, Seasonal location of the Arctic front over North America. *Geographical Bulletin*, 9, 79-95.

Bégin, Y. 2001, Tree-ring dating of extreme lake levels at the subarctic-boreal interface. *Quaternary Research*, 55, 133-139.

Bégin, Y. et Filion, L. 1995, A downward expansion of shoreline shrubs at Lake Bienville (subarctic Québec). *Geomorphology*, 13, 271–282.

Bégin, Y. et Payette, S. 1988, Dendroecological evidence of subarctic lake level changes during the last three centuries in subarctic Québec. *Quaternary Research*, 30, 210–220.

Beilman, D.W. 2001, Plant community and diversity change due to localized permafrost dynamics in bogs of western Canada. *Canadian Journal of Botany*, 79, 983-993.

Benninghoff, W.S. 1952, Interaction of vegetation and soil frost phenomena. *Arctic*, 5, 34-44.

Bradley, R.S., Diaz, H.F., Eischeid, J.K., Jones, P.D., Kelly, P.M. et Goodess, C.M. 1987, Precipitation fluctuations over northern hemisphere land areas since the mid-19th century. *Science*, 237, 171–175.

Brodo, I.M., Sharnoff, S.D. et Sharnoff, S. 2001, *Lichens of North America*. Yale University Press, Connecticut, USA. 828 pages.

Brown, R.J.E. 1968, Occurrence of permafrost in Canadian peatlands. *Proceedings of the 3rd International Peat Congress, Québec*, 174-181.

Brown, R.J.E. 1979, Permafrost distribution in the southern part of the discontinuous zone in Quebec and Labrador. *Géographie physique et Quaternaire*, 33, 279-289.

Brown, R.J.E. et Péwé, T.L. 1973, Distribution of permafrost in North America and its relationship to the environment: a review, 1963-1973. *Proceedings of the 2nd International Conference on Permafrost, Yakutsk, Russie*, 71-100.

Burn, C.R. 1998, The response (1958-1997) of permafrost and near-surface ground temperatures to forest fire, Takhini River Valley, southern Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35, 184-199.

Burn, C. R. et Smith, C.A.S. 1988, Observations of the “thermal offset” in near-surface mean annual ground temperatures at several sites near Mayo, Yukon Territory, Canada. *Arctic*, 41, 99-104.

Camill, P. 1999, Patterns of boreal permafrost peatland vegetation across environmental gradients sensitive to climate warming. *Canadian Journal of Botany*, 77, 721-733.

Camill, P. et Clark, J.S. 1998, Climate change disequilibrium of boreal permafrost peatlands caused by local processes. *American Naturalist*, 151, 209-222.

Campbell, D. et Rochefort, L. 2001, La végétation : gradients. Pages 128-140 dans *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Sous la direction de Serge Payette et Line Rochefort, Les Presses de l'Université Laval, Québec. (Le format de la figure 7 du présent document est inspiré de la figure 4.2 de ce chapitre)

Chambers, S.D. et Chapin, F.S. 2002, Fire effects on surface-atmosphere energy exchange in Alaskan black spruce ecosystems: Implications for feedbacks to regional climate. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, Volume 108, Issue D1, CiteID 8145.

Clymo, R.S. et Hayward, P.M. 1982, The ecology of *Sphagnum*. Pages 229-289 dans Smith, A.J.E. (éd), *Bryophyte Ecology*, Chapman et Hall, London.

Couillard, L. et Payette, S. 1985, Évolution holocène d'une tourbière à pergélisol (Québec nordique). *Canadian Journal of Botany*, 63, 1104-1121.

Damman, A.W.H. 1978, Distribution and movement of elements in ombrotrophic peat bogs. *Oikos*, 30, 480-495.

Damman, A.W.H. 1979, Geographic patterns in peatland development in eastern North America. Pages 42-57 dans *Classification of Mires and Peats*. Proceedings of the International Symposium on Classification of Peat and Peatlands, International Peat Society, Hyytiälä.

Damman, A.W.H. et Dowhan, J.J. 1981, Vegetation and habitat conditions in Western Head Bog, a southern Nova Scotia plateau bog. *Canadian Journal of Botany*, 59, 1343-1359.

Dionne, J.C. 1978, Formes et phénomènes périglaciaires en Jamésie, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire*, 32, 187-247.

Dorrepaal, E., Aerts, R., Cornelissen, J.H.C., Callaghan, T.V. et van Logtestijn, R.S.P. 2003, Summer warming and increased winter snow cover affect *Sphagnum fuscum* growth, structure and production in sub-arctic bog. *Global Change Biology*, 10, 93-104.

Environnement Canada, 2006, Normales climatiques au Canada, 1971–2002, Service Météorologique du Canada. http://climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climate_normals/

Esposito, A., Mazzoleni, S. et Strumia, S. 1999, Post-fire bryophyte dynamics in Mediterranean vegetation. *Journal of Vegetation Science*, 10, 261-268.

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. 1990, Role of ecosystem development and climate change in bog formation in central Sweden. *Ecology*, 71, 450-463.

Gauthier, R. 2001, Les sphaignes. Pages 98-127 dans *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Sous la direction de Serge Payette et Line Rochefort, Les Presses de l'Université Laval, Québec.

Gauthier, R. et Grandtner, M.M. 1975, Étude phytosociologique des tourbières du Bas-St-Laurent, Québec. *Naturaliste canadien*, 102, 109-153.

Gignac, L.D. 1992, Niche structure, resource partitioning, and species interactions of mire bryophytes relative to climatic and ecological gradients in western Canada. *The Bryologist*, 95, 406-418.

Gill, D. 1973, A spatial correlation between plant distribution and unfrozen ground within a region of discontinuous permafrost. *Proceedings of the 2nd Permafrost Conference*, 105-113.

Glaser, P. 1987, The ecology of patterned boreal peatlands of northern Minnesota: a community profile. U.S. Fish and Wildlife Service. Biological Report 85, Washington, D.C.

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.

Gore, A.J.P. 1983, *Ecosystems of the World, Mires: Swamp, Bog, Fen, Moor*, 4A General Studies and 4B Regional Studies, Elsevier, Amsterdam, 440 pages.

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.

Grove, J.M. 1988, *The Little Ice Age*. Methuen, London. 498 pages.

Halsey, L. A., Vitt, D. H. et Zoltai, S.C. 1995, Disequilibrium response of permafrost in boreal continental western Canada to climate change. *Climatic Change*, 30, 57-73.

- Hardy, L. 1976, Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses terres de la baie de James. Thèse de doctorat, McGill University, Montréal, Québec.
- Harris, S.A., French, H.M., Heginbottom, J.A., Johnston, G.H., Ladanyi, B., Segó, D.C. et van Everdingen, R.O. 1988, Glossary of permafrost and related ground-ice terms. National Research Council of Canada, Tech. Memo. 142, Ottawa, Ontario.
- Hillaire-Marcel, C., Occhietti, S. & Vincent, J.S. 1981, Sakami moraine, Quebec: a 500-km-long moraine without climatic control. *Geology*, 9, 210–214.
- Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K. et Johnson, C.A. 2001, *Climate Change 2001: The Scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge. 892 pages.
- Jasieniuk, M.A. et Johnson, E.A. 1982, Peatland vegetation organization and dynamics in the western subarctic, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Botany* 60, 2581–2593.
- Johnson, E.A. 1992, *Fire and vegetation dynamics: Studies from the North American boreal forest*. Cambridge University Press, Cambridge. 129 pages.
- Johnson, L.C. et Damman, A.W.H. 1991, Species-controlled *Sphagnum* decay on a south Swedish raised bog. *Oikos*, 61, 234–242.
- Karl, T.R., Groisman, P.Y., Knight, R.W. et Heim, R.R. Jr. 1993, Recent variations of snow cover and snowfall in North America and their relationship to precipitation and temperature variations. *Journal of Climate*, 6, 1327–1344.
- Kuhry, P. 1994, The role of fire in the development of *Sphagnum*-dominated peatlands in western boreal Canada. *Journal of Ecology*, 82, 899–910

Laberge, M.-J. et Payette, S. 1995, Long-term monitoring of permafrost change in a palsa peatland in northern Quebec, Canada: 1983-1993. *Arctic and Alpine Research*, 27, 167-171.

Lamb, H. H. 1977, *Climate, present, past and future. Volume 2. Climatic history and the future.* Methuen, London. 835 pages.

Laprise, D. et Payette, S. 1988, Évolution récente d'une tourbière à palsa (Québec subarctique) : analyse cartographique et dendrochronologique. *Canadian Journal of Botany*, 66, 2217-2227.

Lavoie, C., Zimmerman, C. et Pellerin, S. 2001, Peatland restoration in southern Québec (Canada): a paleoecological perspective. *Écoscience*, 8, 247-258.

Legendre, P. et Gallagher, E.D. 2001, Ecologically meaningful transformations for ordination of species data. *Oecologia*, 129, 271-280.

Legendre, P. et Legendre L. 1998, *Numerical ecology.* 2^e édition. Elsevier, Amsterdam. 870 pages.

Lepš, J. et Šmilauer, P. 2003, *Multivariate analysis of ecological data using CANOCO.* Cambridge University Press, Cambridge. 269 pages.

Lévesque, R., Allard, M. et Séguin M.K. 1988, Regional factors of permafrost distribution and thickness, Hudson Bay coast, Québec, Canada. Pages 199-204 dans *Proceedings of the 5th International Conference on Permafrost, Trondheim.*

Luoto, M. et Seppälä, M. 2003, Thermokarst ponds as indicators of the former distribution of palsas in Finnish Lapland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14, 19-27.

Luthin, J.N. et Guymon, G.L. 1974, Soil moisture – vegetation – temperature relationships in central Alaska. *Journal of Hydrology*, 23, 233-246.

Metropolis, N. and Ulam, S. 1949, The Monte Carlo Method. *Journal of the American Statistical Association*, 44, 335-341.

Mitchell, T.D., Carter, T.R, Jones, P.D., Hlmu, M. et New, M., 2004, A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: the observed records (1901-2000) and 16 scenarios (2001-2100). Tyndall Centre for Climate Change Research, Working Paper 55, 25 pages.

Morneau, C. et Payette, S. 1989, Post fire lichen-spruce woodland recovery at the limit of the boreal forest in northern Quebec. *Canadian Journal of Botany*, 67, 2770-2782.

Mueler-Dombois, D. et Ellenberg, H. 1974, Aims and methods of vegetation ecology. John Wiley & Sons, New York, USA. 570 pages.

Nelson, F.E., Anisimov, O.E. et Shiklomanov, N.I. 2001, Subsidence risk from thawing permafrost. *Nature*, 410, 889.

Nicholson, F.H. et Granberg, H.B. 1973, Permafrost and snow cover relationships near Schefferville. Pages 428-433 dans *Proceedings of the 3rd International Conference on Permafrost*, Edmonton.

Osterkamp, T.E. et Romanovsky, V.E. 1999, Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes* 10, 17-37.

Parisien, M.-A. et Sirois, L. 2003, Distribution and dynamics of tree species across a fire frequency gradient in the James Bay region of Quebec. *Canadian Journal of Forest Research*, 33, 243–256.

Payette, S. 1980, Les grandes crues glacielles de la rivière aux Feuilles (Nouveau-Québec): une analyse dendrochronologique. *Naturaliste canadien*, 107, 215–225.

Payette, S. 1983, The forest tundra and present tree-lines of the Northern Québec-Labrador Peninsula. Pages 3-24 dans *Tree-Line Ecology, Proceedings of the Northern Québec Tree-Line Conference*. Sous la direction de Morisset, P. et Payette, S., Centre d'études nordiques, Université Laval, Québec, Collection Nordicana, no.47.

Payette, S. 1988, Late-Holocene development of subarctic ombrotrophic peatland: allogenic and autogenic succession, *Ecology*, 69, 516-531.

Payette, S. 2001a, Les principaux types de tourbières. Pages 39-90 dans *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Sous la direction de Serge Payette et Line Rochefort, Les Presses de l'Université Laval, Québec.

Payette, S. 2001b, Les processus et les formes périglaciaires. Pages 199-239 dans *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Sous la direction de Serge Payette et Line Rochefort, Les Presses de l'Université Laval, Québec

Payette, S. et Delwaide, A. 1991, Variations séculaires du niveau d'eau dans le bassin de la rivière Boniface (Québec nordique): une analyse dendrochronologique. *Géographie physique et Quaternaire*, 45, 59–67.

Payette, S. et Delwaide, A. 2000, Recent permafrost dynamics in a subarctic floodplain associated with changing water levels, Québec. *Arctic and Alpine Research*, 32, 316-323.

Payette, S., Delwaide, A., Caccianiga, M. et Beauchemin, M. 2004, Accelerated thawing of subarctic peatland permafrost over the last 50 years. *Geophysical Research Letters*, 31, L18208.

Payette, S., Samson, H. et Lagarec, D. 1976, The evolution of permafrost in the taiga and in the forest-tundra, western Quebec – Labrador Peninsula. *Canadian Journal of Forest Research*, 6, 203-220.

Pellerin, S. et Lavoie, C. 2000, Peatland fragments of southern Québec: recent evolution of their vegetation structure. *Canadian Journal of Botany*, 78, 255-265.

Railton, J.B. et Sparling, J.H. 1968, Preliminary studies on the ecology of palsa mounds in northern Ontario. *Canadian Journal of Botany*, 51, 1037-1044.

Rouse, W.R. 1991, Impacts of Hudson Bay on the terrestrial climate of the Hudson Bay Lowlands. *Arctic and Alpine Research*, 23, 24-30.

Rydin, H. 1985, Effect of water level on desiccation of *Sphagnum* in relation to surrounding *Sphagna*. *Oikos*, 45, 374-379.

Rydin, H. 1993. Mechanisms of interactions among *Sphagnum* species along water-level gradients. *Advances in Bryology*, 5, 153-185.

Ryömä, R. et Laaka-Lindberg, S. 2005, Bryophyte recolonisation on burnt soil and logs. *Scandinavian Journal of Forest Research*, 20 (suppl. 6), 5-16.

Samson, H. 1975, Évolution du pergélisol en milieu tourbeux en relation avec le dynamisme de la végétation, Golfe de Richmond, Nouveau-Québec. Mémoire de maîtrise, Université Laval, Sainte-Foy.

Séguin, M.K. et Allard, M. 1984, La répartition du pergélisol dans la région du détroit de Manitousuk, côte est de la mer d'Hudson, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21, 354-364.

Seppälä, M. 1976, Seasonal thawing of a palsa at Enontekiö, Finnish Lapland, in 1974. Turun Yliopiston Maantieteen Laiktoksen Julkaisuja no.79, réimprimé à partir de Biuletyn Peryglacjalny 26.

Seppälä, M. 1982, An experimental study of the formation of palsas. Pages 36-42 dans Proceedings 4th Canadian Permafrost Conference. Sous la direction de French, H.M., National Research Council of Canada, Ottawa, Ontario.

Seppälä, M. 1986, The origin of palsas. Geografiska Annaler, 68 A, 141-147.

Seppälä, M. 1988, Palsas and related form. Pages 247-278 dans Advances in Periglacial Geomorphology. Sous la direction de Clark, M. J., John Wiley & Sons, Chichester.

Seppälä, M. 1994, Snow depth controls palsa growth. Permafrost and Periglacial Processes, 9, 367-373.

Seppälä, M. 1995, How to make a palsa: a field experiment on permafrost formation. Zeitschrift für geomorphologie, Neue Folge, supplement-Band 99, 91-96.

Seppälä, M. 1998, New permafrost formed in peat hummocks (pounus), Finnish Lapland. Permafrost and Periglacial Processes, 9, 367-373.

Schimmel, J. et Granström, A. 1996, Fire severity and vegetation response in the Boreal Swedish Forest. Ecology, 77, 1436-1450.

Sirois, L. 1997, Distribution and dynamics of balsam fir [*Abies balsamea* (L.) Mill.] at its northern limit in the James Bay area. Ecoscience, 4, 340-352.

Skutch, A.F. 1929, Early stages of plant succession following forest fires. Ecology, 10, 177-190.

Sollid, J. L. et Sorbel, L. 1998, Palsa bogs as a climate indicator: examples from Dovrefjell, southern Norway. *Ambio*, 27, 287-291.

Société de protection contre les feux (SOPFEU) 2004, Cartographie et datation des feux de la région de la baie de James, 1976-2004, Bureau de Radisson/Val-d'Or.

Swanson, D.K. 1996, Susceptibility of permafrost soils to deep thaw after forest fires in interior Alaska, U.S.A., and some ecological implications, *Arctic and Alpine Research*, 28, 217-227.

Tarnocai, C. 1978, Genesis of organic soils in Manitoba and the Northwest Territories. Pages 453-470 dans *Quaternary Soils*. Sous la direction de Mahaney, W.C., Geo Abstracts, Norwich.

Ter Braak, C.J.F. et Prentice, I.C. 1988, A theory of gradient analysis. *Advances in Ecological Research*, 18, 271-317.

Ter Braak, C.J.F. et Šmilauer, P. 2002, CANOCO reference manual and CanoDraw for windows user's guide: software for canonical community ordination (version 4.5). Microcomputer Power, Ithaca, New York.

Thie, J. 1974, Distribution and thawing of permafrost in the southern part of the discontinuous permafrost zone in Manitoba. *Arctic*, 27, 189-200.

Tremblay, M. 2006, La croissance de l'épinette noire (*Picea mariana* (Mill.) BSP.) en milieux tourbeux, Jamésie, Québec nordique. Thèse de Doctorat, Université Laval, Québec, 145 pages.

Tyrtikov, A.P. 1959, Principles of Geocryology, Chapitre 12, Perennially frozen ground and vegetation, Academy of Sciences of the USSR, Moscow, 399-434. Traduit par R.J.E. Brown, Conseil national de la recherche du Canada, Technical translation 1163, 1964.

van Breeman, N. 1995, How *Sphagnum* down other plants. *Trends in Ecology and Evolution*, 10, 270-275.

Viereck, L.A. 1982, Effects of fire and firelines on active layer thickness and soil temperatures in interior Alaska. Pages 123-135 dans *Proceedings, 4th Canadian Permafrost Conference*, Calgary, Alberta. Sous la direction de French, H.M., National Research Council of Canada, Ottawa, Ontario.

Vincent, J.-S. 1985, Géologie des formations en surface. Cartes 1590A, 1591A et 1592A, 1 : 100 000. Commission géologique du Canada, Ottawa, Ontario.

Vitt, D.H., Halsey, L.A. et Zoltai, S.C. 2000, The changing landscape of Canada's western boreal forest: current dynamics of permafrost. *Canadian Journal of Forest Research*, 30, 283-287.

Washburn, A.L. 1983, What is a palsa ? Dans *Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialrum. Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen Mathematisch – Physikalische Klasse*. Sous la direction de Poser, H. et Shunke, E., Dritte Folge, 35.

Wein, R.W., Burzynski, M.P., Sreenivasa, B.A. et Tolonen, K. 1987, Bog profile evidence of fire and vegetation dynamics since 3000 years BP in the Acadian Forest. *Canadian Journal of Botany*, 65, 1180–1186.

Wheeler, B.D. et Proctor, M.C.F. 2000, Ecological gradients, subdivisions and terminology of north-west European mires. *Journal of Ecology*, 88, 187-203.

Ye, H.C., Cho, H.R. et Gustafson, P.E. 1998, The changes in Russian winter snow accumulation during 1936–1983 and its spatial patterns. *Journal of Climate*, 11, 856–863.

Zhang, T. 2005, Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: an overview. *Review of Geophysics*, 43, RG4002.

Zhang, T., Osterkamp, T.E. et Stamnes, K. 1997, Effects of climate on the active layer and permafrost on the North Slope of Alaska, USA. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8, 45-67.

Zoltai, S.C. 1972, Palsas and peat plateaus in central Manitoba and Saskatchewan. *Canadian Journal of Forest Research*, 2, 291-302.

Zoltai, S.C. et Tarnocai, C. 1975, Perennially frozen peatlands in the western arctic and subarctic of Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 12, 28-43.

Zuidhoff, F. S. et Kolstrup, E. 2000, Changes in palsa distribution in relation to climate change in Laivadalen, northern Sweden, especially 1960-1997. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, 55-69.