

## TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS.....	ii
LISTE DES FIGURES .....	vii
LISTE DES TABLEAUX .....	viii
LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES .....	ix
RÉSUMÉ.....	x
CHAPITRE I	
INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	1
1.1 État des connaissances.....	1
1.1.1 Contexte géomorphologique.....	1
1.1.2 Terminologie et processus de paludification .....	3
1.1.3 Influences des facteurs allogènes sur la paludification.....	4
1.1.4 Influences des facteurs autogènes sur la paludification.....	4
1.1.5 Influence du feu sur l'accumulation de la matière organique.....	6
1.1.6 Méthode de reconstitution de l'historique des feux.....	6
1.2 Contexte de la recherche.....	7
CHAPITRE II	
DYNAMIQUE HOLOCÈNE DE LA PALUDIFICATION DES FORÊTS DE LA CEINTURE D'ARGILE.....	9
2.1 Résumé .....	10
2.2 Introduction .....	11
2.3 Matériels et méthodes .....	13
2.3.1 Zone d'étude .....	13
2.3.2 Design expérimental .....	15
2.3.3 Sélection des sites .....	16
2.3.4 Relevés topographiques .....	16
2.3.5 Interpolation spatiale et cartographie.....	17
2.3.6 Variables relatives à la topographie.....	17

2.3.7 Analyses statistiques.....	19
2.3.8 Analyses en laboratoire.....	20
2.3.9 Analyses des charbons de bois et identification des feux.....	20
2.3.10 Datations.....	21
2.4 Résultats et interprétations.....	21
2.4.1 Topographie, accumulation de MO et longueur des séquences.....	21
2.4.2 Chronologies.....	25
2.4.3 Vitesses d'expansion latérale hypothétiques.....	27
2.4.4 Paléofeux.....	28
2.4.5 Influence de la topographie locale du sol minéral.....	32
2.5 Discussion.....	34
2.5.1 Initiation de la paludification.....	34
2.5.2 Paludification le long des toposéquences.....	36
2.5.3 Influence du feu sur l'accumulation de matière organique.....	36
2.5.4 Influence des variables topographiques.....	38
2.6 Conclusion.....	39
2.7 Références bibliographiques.....	40
CHAPITRE III	
CONCLUSION GÉNÉRALE.....	46
ANNEXE A	
SCHÉMA REPRÉSENTANT LA MÉTHODE POUR MESURER LES PENTES <i>IN SITU</i> .....	49
ANNEXE B	
SCHÉMA (VUE AÉRIENNE) REPRÉSENTANT LA POSITION ET L'ORIENTATION DES RELEVÉS DE PENTES RÉALISÉS <i>IN SITU</i> .....	50
ANNEXE C	
MÉTHODE DE CALCUL DES VALEURS DE MICROTOPOGRAPHIE.....	51
ANNEXE D	
VALEURS MANQUANTES DANS LES CALCULS DE MICROTOPOGRAPHIE.....	52
ANNEXE E	
SCHÉMA DES CAROTTES RÉCOLTÉES SUR LE SITE TP.....	53
ANNEXE F	
SCHÉMA DES CAROTTES RÉCOLTÉES SUR LE SITE HAR.....	54

ANNEXE G	
SCHÉMA DES CAROTTES RÉCOLTÉES SUR LE SITE AUX .....	55
ANNEXE H	
ÉPAISSEURS DE MATIÈRE ORGANIQUE INFÉRÉES À PARTIR DU MEILLEUR MODÈLE (ÉLÉVATION RELATIVE PLUS MICROTOPOGRAPHIE MOYENNE) .....	56
ANNEXE I	
RÉSULTATS DES ANALYSES DE SÉLECTION DE MODÈLES MIXTES. SEUL LES MODÈLES COMPRENNANT LES VARIABLES RÉCOLTABLES EN SURFACE SONT INCLUS .....	57
Liste des références pour l'introduction et la conclusion générale .....	58

## LISTE DES FIGURES

Figure	Page
2.1 Localisation des sites d'étude .....	15
2.2 Topographie du site TP: (a) Élévation relative du sol minéral (b) Accumulation de matière organique (c) Pentes.....	22
2.3 Topographie du site HAR: (a) Élévation relative du sol minéral (b) Accumulation de matière organique (c) Pentes.....	24
2.4 Topographie du site AUX: (a) Élévation relative du sol minéral (b) Accumulation de matière organique (c) Pentes.....	25
2.5 Résultats des analyses de charbons de bois du site TP .....	30
2.6 Résultats des analyses de charbons de bois du site HAR.....	31
2.7 Résultats des analyses de charbons de bois du site AUX .....	32
3.8 Schéma conceptuel résumant les principales conclusions de l'étude .....	47

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
2.1 Résultats des datations radiocarbone.....	26
2.2 Vitesses d'expansion latérale hypothétiques de la matière organique entre les points de carottage.....	27
2.3 Résultats des analyses de sélection de modèles mixtes.....	33
2.4 Résultats des inférences multimodèle.....	34

## LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

AA	Avant l'Actuel
a.c.	années conventionnelles
Cal. BP	Calibrées <i>Before Present</i>
MO	Matière Organique

## RÉSUMÉ

La paludification est un phénomène répandu dans les régions froides soumises à des précipitations relativement importantes. En pessière à mousses, de telles conditions limitent la décomposition de la matière organique accumulée au sol. Ce phénomène est accentué dans la région de la ceinture d'argile qui présente une topographie relativement plane et des dépôts d'argiles glaciolacustres compacts mal drainés favorisant la rétention d'eau. L'épaisse couche de matière organique accumulée peut être réduite par l'action du feu, perturbation fortement dépendante du climat. Cependant, l'influence des incendies sur la dynamique de la paludification reste à approfondir afin de mieux appréhender les répercussions d'un changement du régime des incendies, induit par les changements climatiques en cours. Cette étude paléoécologique vise à comprendre la dynamique de la paludification durant l'Holocène dans les pessières à mousses des basses terres de la baie de James. Nos objectifs sont de décrire la dynamique de paludification en lien avec la topographie, de dégager l'influence du feu sur l'accumulation de matière organique et de caractériser les relations qui existent entre les variables topographiques et les épaisseurs d'accumulation de matière organique. Nous avons prélevé 12 carottes de sédiments organiques le long de 3 gradients de la couche de matière organique (30 cm à 110 cm) accumulée sur de faibles pentes. Nous avons daté l'ensemble des carottes, notamment pour connaître l'âge du début de l'accumulation de matière organique. Les macrocharbons (> 250 µm et > 1 mm) de l'ensemble des carottes ont été analysés à une résolution de 0,5 cm afin de dégager l'influence du feu. Nous avons effectué des relevés topographiques afin de connaître la configuration spatiale du sol minéral et de la couche organique accumulée sur nos sites d'étude. Les datations des bases des carottes révèlent une paludification rapide suite au retrait des eaux. En effet, sur deux des sites, l'entourbement semble avoir débuté vers 7680 cal. BP à la suite de la réduction des incendies dans la région. Le troisième site aurait commencé à accumuler de la matière organique suite au comblement d'un plan d'eau peu profond. Nous n'avons pas dégagé de modalité d'accumulation de la matière organique (endogène ou exogène) exclusive au bas ou au haut des toposéquences. La couche de matière organique accumulée en haut de pente semble cependant continuellement réduite par le passage récurant de feux sévères ou une forte décomposition. L'impact du feu sur la couche organique semble intimement lié à la position au sein de la toposéquence. Il semblerait que les accumulations de matière organique soient principalement influencées par la configuration locale du sol minéral de nos toposéquences. L'élévation relative et la microtopographie moyenne du sol minéral sont les deux variables qui expliquent le mieux les accumulations de matière organique le long de nos toposéquences. Les résultats de notre étude suggèrent qu'il serait préférable de partitionner le territoire en fonction d'ensembles topographiques plus ou moins susceptibles à la paludification lors de l'analyse des relations variables topographiques / accumulation de matière organique sur de grands territoires.

## CHAPITRE I

### INTRODUCTION GÉNÉRALE

La pessière à mousses se situe dans la zone boréale coniférienne qui est la plus grande zone forestière d'Amérique du Nord et l'une des plus étendues de la planète avec ses 14,7 millions de km<sup>2</sup>, soit 11 % de la surface terrestre (Bonan et Shugart 1989). Au Québec, la pessière à mousses est délimitée au nord par la transition avec la pessière à lichens, ce qui marque aussi l'actuelle limite septentrionale de l'exploitation commerciale des forêts, et se termine au sud par la transition avec la sapinière à bouleau blanc (Robitaille & Saucier 1998). La partie de la pessière à mousses qui sera étudiée dans le cadre du présent projet se situe sur la ceinture d'argile, une région propice à la paludification (Boudreault et al. 2002), couvrant 125 000 km<sup>2</sup> (Lefort et al. 2002). Cette zone correspond à une large unité physiographique, relativement plane, composée de pentes généralement inférieures à 0,1 % (Gorham 1991). Vingt-neuf pourcent des territoires situés sur la ceinture d'argile sont recouverts de dépôts argileux assez imperméables (Riley 1982) et 36 % de dépôts organiques favorisant la rétention d'eau (Gauthier et al. 2000). La paludification est le phénomène par lequel de la matière organique faiblement décomposée se dépose sur le sol au cours du temps. Ce phénomène conduit ultimement à la formation de tourbières. Le deuxième complexe de tourbières au monde s'est formé dans les bas territoires de la baie de James et de la baie d'Hudson (Gorham 1991) et cela a été rendu possible par la présence des dépôts laissés par la mer de Tyrrell et le lac Ojibway qui sont des vestiges de l'histoire géomorphologique récente de la région.

#### 1.1 État des connaissances

##### 1.1.1 Contexte géomorphologique

La calotte glaciaire qui s'étendait jusqu'au sud de la région des Grands Lacs lors de la dernière glaciation aux environs de 20000 ans AA (années conventionnelles (a.c.)) (Dyke &



Prest 1987) est nommée l'inlandsis Laurentidien. Il a commencé à se retirer à partir de 18000 ans AA (a.c.) pour atteindre le nord de la baie de James aux alentours de 8000 AA (a.c.) (Dyke & Prest 1987). Lors de ce retrait, l'inlandsis s'est progressivement divisé et le glacier s'est partagé, le long de la moraine d'Harricana, en deux calottes glaciaires indépendantes : le glacier d'Hudson à l'ouest et le glacier du Nouveau-Québec, à l'est (Hardy 1977). Pendant le retrait des glaces, les eaux de fonte se sont accumulées entre la marge glaciaire en récession vers le nord et la ligne de partage des eaux vers le sud, pour donner naissance à de vastes étendues lacustres (Vincent & Hardy 1977). Ainsi, la région étudiée (basses terres de la baie de James) était couverte par le lac Ojibway qui se serait formé vers 9000 AA (a.c.) (Vincent & Hardy 1977). Ce lac proglaciaire fut le siège d'une sédimentation progressive en eaux profondes qui a entraîné la formation d'épaisses couches d'argiles. Il s'est étendu sur les basses terres de la baie de James au sud, au-delà de la Grande-Rivière au nord et jusqu'à la moraine de Sakami à l'Est (Vincent & Hardy 1977). Les sédiments glaciolacustres de la région comprennent essentiellement des silts argileux varvés dont la distribution est très sporadique au nord du 52° parallèle (Vincent & Hardy 1977).

Pendant le retrait des glaces, il s'est produit des phénomènes tardifs de récurrences glaciaires qui ont entraîné des ré-avancées du glacier avant sa disparition complète (Veillette 2007). La première récurrence glaciaire, appelée Cochrane I, s'est étendue en deçà du 50° parallèle et se serait produite vers 8300 ans AA (a.c.) (Hardy 1977). Cet épisode fût suivi de près par les ré-avancées de Rupert et de Cochrane II, mais elles ne se sont pas étendues au sud 50° parallèle (Hardy 1977). La première récurrence de Cochrane a entraîné la compaction des dépôts de surface déjà en place et l'incorporation de gravier. Elle a donc conduit à la formation du till de Cochrane, compact donc très favorable à la rétention d'eau (Simard et al. 2008).

Deux masses glaciaires étaient alors individualisées, mais une masse de glace rémanente occupait la baie d'Hudson, servant de barrage de glace pour le lac Ojibway (Barber et al. 1999). Le barrage se serait disloqué vers 8400 - 8200 cal. BP (Barber et al. 1999), permettant la vidange du lac et l'envahissement rapide de l'intérieur des terres par les eaux de la mer de Tyrrell (Lee 1960). Les eaux de la mer de Tyrrell ont submergé les basses terres de la baie de James et de la baie d'Hudson, laissant une couche d'argiles marines (Hardy 1977). Ballivy et al. (1971) avancent que la mer a pénétré à l'intérieur des terres alors que la région était déjà

submergée. La fonte finale aurait eu lieu vers 6500 - 7000 AA (a.c.) (Dyke & Prest 1987; Vincent 1989).

### 1.1.2 Terminologie et processus de paludification

De nombreuses variantes existent concernant l'utilisation des termes relatifs à l'entourbement selon les auteurs. Nous allons donc établir les définitions des principaux termes qui décrivent l'accumulation de matière organique dans le paysage. Nous utiliserons «entourbement» comme un terme générique pour définir l'accumulation de matière organique faiblement décomposée au-dessus du sol minéral, indépendamment du milieu d'origine ou du mode de formation. Nous distinguerons deux modes d'entourbement (Kuhry & Turunen 2006). La paludification, qui correspond à la formation d'écosystèmes tourbeux sur des terres jadis couvertes de forêts, des prairies humides, ou des terrains nus exposés pendant de longues périodes (Kuhry & Turunen 2006). Le comblement («*terrestrialization*» en anglais), qui correspond à l'accumulation progressive de matière organique dans un bassin saturé en eaux (Anderson et al. 2003). Nous distinguerons 2 types de paludification selon leur origine. La paludification endogène (Glebov & Korzukhin 1992) (=paludification autochtone (Gorozhankina 1997)) correspond à la paludification «naturelle» des peuplements forestiers sous l'influence de la succession végétale. La paludification exogène (Glebov & Korzukhin 1992) (=paludification allochtone (Gorozhankina 1997)) fait référence aux peuplements qui se paludifient sous l'influence des eaux de ruissellement issues des milieux tourbeux environnants.

La paludification peut donc être définie comme l'accumulation progressive de matière organique faiblement décomposée sur le sol minéral, généralement des milieux humides, qui conduit ultimement à la formation d'une tourbière (Payette 2001). Cette accumulation débute quand la production de matière organique excède sa dégradation (Charman 2002; Paavilainen & Päivänen 1995) et serait plus redevable à un faible taux de décomposition qu'à une importante production primaire. Les facteurs qui contrôlent le taux de décomposition de la matière organique sont : le climat, l'humidité du sol, l'aération et le pH du sol, les caractéristiques physicochimiques de la litière et de la tourbe et la composition en micro-organismes ainsi que la faune du sol (Charman 2002; Clymo 1965; van Cleve et al. 1983; van Cleve & Viereck 1983). Il est possible de classer ces facteurs en deux grands groupes selon

qu'ils soient régis par développement intrinsèque de la tourbière (facteurs autogènes) ou qu'il s'agisse plutôt d'une influence du milieu externe (facteurs allogènes).

### 1.1.3 Influences des facteurs allogènes sur la paludification

Il existera souvent une hiérarchie incontournable des facteurs allogènes sur les facteurs autogènes lors des processus de paludification (Korhola 1996). En effet, l'initiation de la paludification est d'abord redevable à une combinaison de facteurs allogènes qui favorisent un surplus d'eau dans un site donné dont le climat est souvent l'élément déterminant (Turunen & Turunen 2003). De basses températures et des précipitations importantes favoriseront un bilan hydrique positif et de faibles taux de décomposition (Yu et al. 2001). La topographie locale peut aussi accentuer le maintien d'une nappe d'eau superficielle. En effet, les terrains plats sont propices à la paludification à cause de leur haute capacité de rétention d'eau. La paludification peut aussi prendre place le long des pentes et s'étendre vers le paysage environnant (Korhola 1996), mais les sites en pente ont un drainage latéral plus important et présentent des taux de paludification plus faibles (Simard et al. 2009). Par exemple, Simard et al. (2009) soulignent qu'une couche de matière organique réduite à 20 cm après un feu mettra 75 ans pour atteindre 40 cm d'épaisseur sur terrain plat alors qu'elle mettra 180 ans sur une pente. Ainsi, une très faible différence de pente de l'ordre de 3% à 7% peut faire une très grande différence dans le maintien de la productivité des arbres après feu (Simard et al. 2009). Le haut des pentes est soumis à un drainage plus important qui assèche la surface du sol et affecte la quantité, la qualité et la continuité des combustibles (Cyr et al. 2007). Les feux ont donc tendance à être plus sévères en haut de pentes. La combustion en profondeur de la matière organique y sera accentuée. Les feux entravent donc l'accumulation de matière organique en haut de pentes. La topographie aura donc un effet déterminant sur la paludification (Lavoie et al. 2005) en modulant à la fois le degré d'entourbement initial après feu, mais aussi la cadence et l'intensité du processus de paludification (Simard et al. 2009).

### 1.1.4 Influences des facteurs autogènes sur la paludification

La paludification est influencée par plusieurs facteurs dont il est difficile de différencier les conséquences exactes. Nous savons cependant que sous des conditions climatiques adéquates, les facteurs autogènes, dont notamment la succession végétale, prendront une

importance capitale pour perpétuer ce processus (Korhola 1996). En effet, la succession forestière peut être considérée comme un excellent moteur de la paludification, indépendamment de la topographie et du drainage (Simard et al. 2009). La succession de la végétation en pessière à mousses conduit à la formation de pessières noires (Harper et al. 2003) qui développent, avec le temps, un épais sol forestier composé de matériaux végétaux produits par la végétation de sous-bois et les arbres (Fenton et al. 2005). Cette matière résiduelle sera à l'origine d'une litière difficilement décomposable (van Cleve et al. 1983). Dans les peuplements où l'épinette noire (*Picea mariana* (Mill.) B.S.P.) n'est pas initialement dominante, il se forme aussi un tapis de bryophytes plutôt forestières de la famille des Hypnaceae (Schimp.) avec une prédominance de *Pleurozium schreberi* ((Brid.)Mitt). Ce tapis conduira à la formation d'une couche de matière organique pouvant atteindre 20 à 30 cm d'épaisseur (Viereck 1970) plus favorable aux épinettes noires. Ainsi, les vieilles forêts de conifères se transforment généralement en pessières paludifiées (Viereck 1970). La présence d'un tapis de mousses, qui en forêt boréale sera principalement formé de mousses hypnacées et de sphaignes (*Sphagnum spp.*) (Larsen 1971), prend donc une importance capitale, car il contribue à l'accumulation de matière organique (van Cleve et al. 1983; van Cleve & Viereck 1981; van Cleve & Viereck 1983). Les mousses hypnacées se retrouvent en position dominante sur le sol des forêts productives denses, parce qu'elles sont intolérantes à la lumière directe (Weetman 1968) et que les sphaignes ne sont pas capables de s'établir et de se développer lorsque l'ouverture de la canopée est inférieure à 20% (Fenton et al. 2007). On observe un remplacement des mousses hypnacées par les sphaignes après le premier siècle, lorsque l'accumulation de matière organique a entraîné une ouverture de la canopée (Lecomte et al. 2005). L'élévation de la nappe phréatique qui accompagne l'accumulation de matière organique (Fenton & Bergeron 2006) rendra l'eau disponible pour les sphaignes et favorisera leur croissance au détriment des mousses hypnacées. La colonisation par les sphaignes et la diminution progressive du couvert forestier entraîneront une élévation de la nappe phréatique (Crawford et al. 2003) et une acidification progressive du milieu (Kuhry et al. 1993). Les sphaignes génèrent donc elles même les conditions propices à leur prolifération et sont d'importants protagonistes du développement d'un épais sol forestier (Fenton et al. 2005). Nous remarquerons également que la formation d'une

couche de matière organique crée « un manteau » isolant qui diminue la température du sol et ralentit encore plus la décomposition (van Cleve & Viereck 1983).

En pessière à mousses, la succession végétale conduit généralement au développement de pessières noires ombrotrophes, mais ce n'est pas toujours le cas. En effet, les dynamiques de végétations sont aussi fortement liées à l'histoire des feux (Fenton & Bergeron 2013; Larocque et al. 2000).

#### 1.1.5 Influence du feu sur l'accumulation de la matière organique

Le feu est considéré comme la principale perturbation en forêt boréale (Johnson 1992; Payette 1992). Les feux ont la capacité de consumer complètement la matière organique accumulée sur le sol forestier (Johnson 1992). Les feux de surface répétés ralentissent fortement le taux d'accumulation de matière organique (Kuhry 1994). Il est cependant très difficile de généraliser l'effet des incendies sur les écosystèmes (van Cleve & Viereck 1983), car diverses réponses de la végétation au passage d'un feu sont possibles (Fenton & Bergeron 2013; Lecomte et al. 2005). Il est tout de même possible de distinguer deux types de feu en forêt boréale selon le degré de réduction de la couche de matière organique. Les conséquences locales d'un feu sur la couche organique semblent principalement liées au taux d'humidité (Rein et al. 2008; Terrier et al. 2014; Viereck & Dyrness 1979). Les feux de faible sévérité ne consomment pas complètement la couche de matière organique, entraînent une ouverture de la canopée et favorisent l'envahissement subséquent par les sphaignes (Lecomte et al. 2005). Ils paraissent donc induire un entourbement prématuré des peuplements (Lecomte et al. 2005). Au contraire, les feux de forte sévérité consomment entièrement l'horizon fibrique ce qui entraîne une augmentation de l'activité biologique et, par conséquent, une augmentation de la décomposition (Viereck 1982, Simard et al. 2008). Les feux de forte sévérité semblent entraîner un retour dans la séquence de succession en favorisant le rétablissement des mousses hypnacées (Lecomte et al. 2005). Les feux de forte sévérité paraissent donc ralentir l'accumulation de matière organique (Lecomte et al. 2005). Il demeure donc primordial, si l'on cherche à comprendre la dynamique d'accumulation de la matière organique dans le paysage, de connaître l'histoire des feux qui y est rattachée.

### 1.1.6 Méthode de reconstitution de l'histoire des feux

Différentes méthodes permettent de retracer l'histoire des feux, que ce soit à l'échelle locale ou régionale, et pour des échelles temporelles allant du siècle à plusieurs millénaires. Les analyses dendrochronologiques et l'analyse des cicatrices de feux sont souvent utilisées pour retracer précisément l'histoire des feux qui ont affecté un peuplement (*e.g.* Bergeron & Archambault 1993; Gauthier et al. 2001). Cette méthode, bien que spatialement et temporellement très précise, sera restreinte par la durée de vie limitée des arbres. Les analyses pédoanthracologiques sont parfois aussi utilisées (*e.g.* Talon et al. 1998). Cependant, la nécessité de dater un grand nombre de charbons de bois rend la méthode très coûteuse. L'analyse des charbons de bois contenus dans des profils sédimentaires, de lacs ou de sols tourbeux peut aussi être utilisée. Cette méthode permet de reconstituer les historiques de feux sur de longues périodes (Ali et al 2009; Ouarmim et al. 2014). Par contre, les résolutions spatiale et temporelle sont moindres. Les charbons pouvant être transportés sur de plus ou moins longues distances selon leurs dimensions, ils témoignent de l'histoire des feux à l'échelle locale ou régionale (Clark 1988; Ohlson et al. 2006; Ohlson & Tryterud 2000; Tolonen 1983). Nous nous sommes focalisés sur l'analyse des macrocharbons de bois (> 250  $\mu\text{m}$ ) afin de retracer la dynamique locale des feux.

### 1.2 Contexte de la recherche

La paludification prend une place prépondérante dans la portion de la pessière à mousses que nous allons étudier. En effet, cette portion est située sur la ceinture d'argile qui est une zone relativement plane où règne de faibles températures annuelles et des dépôts de surface favorisant la présence d'un sol humide (Simard et al. 2009).

L'accumulation d'une épaisse couche de matière organique aura d'importantes répercussions sur la productivité des peuplements en agissant principalement sur la disponibilité en nutriment, notamment, en azote et en phosphore (Simard et al. 2007; van Cleve et al. 1983; van Cleve & Viereck 1981), mais aussi sur l'aération du sol (Lavoie et al. 2005). Or, la majeure partie du volume de bois alloué aux compagnies dans les basses terres de la baie de James se situe dans des forêts paludifiées (Robitaille & Saucier 1998). La paludification est donc un problème majeur pour l'industrie forestière.

Lecomte et al. (2006) ont comparé le stockage de la biomasse dans de jeunes et de vieux peuplements de la forêt boréale coniférienne. Dans les jeunes peuplements, elle est stockée à plus de 60 % dans les arbres. Dans les vieux, elle bascule progressivement dans le sol forestier avec des proportions supérieures à 80 %. En moyenne, la biomasse du sol forestier représente entre 40 et 50 % du carbone retenu dans les pessières noires (Cyr et al. 2007). En consommant la couche de matière organique accumulée, les feux entraîneront le relargage de grandes quantités de carbone dans l'atmosphère. Les tourbières boréales et subarctiques ont d'ailleurs joué un rôle très important sur la concentration de carbone atmosphérique au cours de l'Holocène (Yu 2011). Entre 1960 et 2000, les émissions de carbone provenant des feux auraient représenté des quantités de l'ordre de 30% de celles provenant à la fois des combustibles fossiles et des activités industrielles (Schultz et al. 2008). Cela constitue une part non négligeable du budget global de carbone et, comme nous venons de le voir, une grande partie de ce carbone est issu des sols forestiers.

Améliorer les connaissances sur les facteurs qui ont contrôlé l'accumulation et l'expansion de la matière organique dans le passé demeure indispensable si l'on veut imiter au mieux les dynamiques naturelles dans un contexte d'aménagement forestier écosystémique. Cela pourrait contribuer à contrôler les quantités de carbone stockées dans les sols des territoires aménagés. Carbone qui sera éventuellement libéré dans l'atmosphère lors des incendies forestiers futurs qui pourraient devenir plus fréquents (Bergeron et al. 2006; Girardin & Mudelsee 2008; Hély et al. 2010).

Dans cette optique, le présent projet de maîtrise cherche à caractériser les processus écologiques qui ont prévalu dans la paludification des forêts des basses terres de la baie de James. Nous chercherons à identifier quelles influences ont pu avoir la topographie et les feux dans les dynamiques de paludification des forêts depuis le retrait des eaux du lac Ojibway.

## CHAPITRE II

### DYNAMIQUE HOLOCÈNE DE LA PALUDIFICATION DES FORÊTS DE LA CEINTURE D'ARGILE

Pierre Crespin

*Chaire industrielle CRSNG-UQAT-UQAM en aménagement forestier durable, Institut de recherche sur les forêts Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, 445 boul. de l'Université, Rouyn-Noranda, Québec, J9X 5E4, Canada*

Adam A. Ali

*Centre de Bio-Archéologie et Écologie (UMR5059, CNRS, UM2, EPHE), Université Montpellier 2, Institut de Botanique, 163 rue Auguste Broussonet, 34090, Montpellier, France. et Chaire industrielle CRSNG-UQAT-UQAM en aménagement forestier durable, Institut de recherche sur les forêts Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, 445 boul. de l'Université, Rouyn-Noranda, Québec, J9X 5E4, Canada*

Yves Bergeron

*Chaire industrielle CRSNG-UQAT-UQAM en aménagement forestier durable, Institut de recherche sur les forêts Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, 445 boul. de l'Université, Rouyn-Noranda, Québec, J9X 5E4, Canada*

Revue cibles : *Journal of Quaternary Science, Quaternary Science Review ou The Holocene*



## 2.1 Résumé

La paludification est un phénomène très répandu dans les régions froides soumises à des précipitations relativement importantes. En pessière à mousses, de telles conditions limitent la décomposition de la matière organique accumulée au sol. Ce phénomène est accentué dans la région de la ceinture d'argile qui présente une topographie relativement plane et des dépôts d'argiles glaciolacustres compacts mal drainés favorisant la rétention d'eau. L'épaisse couche de matière organique accumulée peut être réduite par l'action du feu, perturbation fortement dépendante du climat. Cependant, l'influence des incendies sur la dynamique de la paludification reste à approfondir afin de mieux appréhender les répercussions d'un changement du régime des incendies, induit par les changements climatiques en cours. Cette étude paléoécologique vise à comprendre la dynamique de la paludification durant l'Holocène dans les pessières à mousses des basses terres de la baie de James. Nos objectifs sont de décrire la dynamique de paludification en lien avec la topographie et de dégager l'influence du feu sur l'accumulation de matière organique au cours du temps. Nous avons caractérisé les relations qui peuvent exister entre les différentes variables topographiques et les accumulations de matière organique sur nos sites d'étude. Nous avons prélevé 12 carottes de sédiments tourbeux le long de 3 gradients de la couche de matière organique (30 cm à 110 cm) accumulée sur de faibles pentes. Nous avons daté l'ensemble des carottes, notamment pour connaître l'âge du début de l'accumulation de matière organique. Les macrocharbons (> 250 µm et >1 mm) de l'ensemble des carottes ont été analysés afin de dégager l'influence du feu. Les datations des bases des carottes révèlent une paludification qui aurait débuté aux alentours de 800 ans après la vidange du lac proglaciaire Ojibway. En effet, sur deux des sites, la paludification dans le bas des toposéquences semble avoir débuté vers 7680 cal. BP. Le troisième site aurait commencé à accumuler de la matière organique suite au comblement d'une mare. La couche de matière organique accumulée en haut de pente semble cependant continuellement réduite par le passage récurrent de feux sévères ou une forte décomposition. Il semblerait que les accumulations de matière organique soient principalement influencées par la configuration locale du sol minéral de nos toposéquences. L'élévation relative et la microtopographie moyenne du sol minéral sont les deux variables qui expliquent le mieux les accumulations de matière organique le long de nos toposéquences. L'impact du feu sur la couche organique semble intimement lié à la position au sein de la toposéquence.

## 2.2 Introduction

Les écosystèmes tourbeux sont largement répandus en zone boréale. Ce sont des milieux pauvres et acides qui présentent une épaisse couche de matière organique (MO) constituée d'importantes quantités de végétaux peu ou pas décomposés. Le Canada possède le plus large couvert de système tourbeux au monde avec 170 millions d'hectares soit 17% de la surface du territoire qui serait recouverte de tourbières (Gorham 1991). Le deuxième complexe de tourbière au monde s'est formé dans les basses terres de la baie de James et de la baie d'Hudson (Gorham 1991), en zone boréale coniférienne. La zone boréale coniférienne est la plus grande zone forestière d'Amérique du Nord et l'une des plus étendues de la planète avec ses 14,7 millions de km<sup>2</sup>, soit 11 % de la surface terrestre (Bonan et Shugart 1989). Au Québec, le sud de cette zone se situe dans le domaine bioclimatique de la pessière à mousses dont une large partie à l'ouest est caractérisée par la ceinture d'argile. La ceinture d'argile est une large unité physiographique de dépôts argileux. Elle est soumise à de faibles températures, des précipitations importantes et les pentes sont généralement inférieures à 0,1%. A l'échelle du globe, environ 455 Gt de carbone seraient stockées dans les dépôts tourbeux (Gorham 1991), mais ces estimations négligent souvent les quantités importantes qui pourraient être contenues dans les sols paludifiés des massifs forestiers. La forêt boréale renferme donc de gigantesques quantités de carbone dans les sols qui doivent être pris en compte dans le cycle global du carbone.

Jusqu'à 50% du total de carbone présent dans les forêts paludifiées est contenu dans les sols (Lecomte et al. 2006). De plus, Fyfe et al. (2013) ont récemment démontré que la MO qui recouvre les sols forestiers est proportionnellement plus abondante en carbone que celle qui constitue les épais manteaux de tourbe des tourbières ombrotrophes. La paludification affecte aussi la disponibilité en nutriment, notamment l'azote et le phosphore (Simard et al. 2007; van Cleve et al. 1983; van Cleve & Viereck 1981), mais aussi l'aération du sol (Lavoie et al. 2005). Ainsi, l'accumulation d'une épaisse couche de MO (> 40 cm) a d'importantes répercussions sur la croissance des peuplements (Harper et al. 2003; Simard et al. 2009; van Cleve et al. 1983). L'épaississement continu de la couche organique diminue le volume de bois produit par les arbres de 50 à 80 % (Heinselman 1963; Simard et al. 2009).

La majeure partie du volume de bois alloué aux compagnies dans les basses terres de la baie de James se situe dans des forêts paludifiées (Robitaille & Saucier 1998). Il s'agit donc d'une préoccupation majeure pour l'industrie forestière. Par ailleurs, les couches organiques accumulées dans les sols forestiers ont une importance capitale si l'on cherche à estimer les quantités de carbone renfermé dans les écosystèmes boréaux. Elles peuvent entrer en jeu dans les concentrations atmosphériques des gaz à effet de serre potentiellement libérés par les feux.

Les feux ont la capacité de réduire la couche organique accumulée sur le sol forestier (Johnson 1992). Il est cependant difficile de généraliser l'effet des incendies sur les écosystèmes (van Cleve & Viereck 1983). On distingue deux types de feu en forêt boréale selon le degré de la réduction de la couche organique qu'ils provoquent. Les feux de faible sévérité ne consomment pas complètement la couche de MO, entraînent une ouverture de la canopée et favorisent l'envahissement subséquent par les sphaignes (Lecomte et al. 2005). Ils paraissent donc induire une paludification prématurée des peuplements (Lecomte et al. 2005). Les feux de forte sévérité consomment entièrement l'horizon fibrique du sol organique ce qui entraîne une augmentation de l'activité biologique et, par conséquent, une augmentation de la décomposition (Viereck 1982; Simard et al. 2008). Ils semblent donc entraîner un retour dans la séquence de succession en favorisant le rétablissement des mousses hypnacées (Lecomte et al. 2005). Les feux de forte sévérité paraissent donc ralentir l'accumulation de MO (Lecomte et al. 2005). Il s'agit plus ici de différence de capacité de résistance de la MO au feu que d'une intensité différente au sein de l'incendie. L'épaisseur de MO éliminée lors du passage d'un feu semble principalement liée au taux d'humidité de la couche organique qui peut être dépendant de la microtopographie locale du sol minéral (Viereck & Dyrness 1979; Devito et al. 2005; Rein et al. 2008; Terrier et al. 2014). De ce fait il est primordial d'étudier les variations de la topographie à fine échelle.

La paludification débute le plus souvent dans les bassins humides et les dépressions (Payette 2001). Au fur et à mesure que la MO s'accumule, elle peut prendre place sur des pentes (Lavoie et al. 2007; Simard et al. 2009; Turunen & Turunen 2003). Ainsi, à l'échelle locale la MO peut parfois s'étendre des parties les plus basses de la dépression vers le paysage environnant (Korhola 1996). Dans cette configuration entre en jeu la topographie locale qui

jouera un rôle déterminant sur l'accumulation horizontale et verticale de la MO. La topographie module à la fois le degré d'accumulation de MO après un feu et aussi la célérité du processus d'accumulation de MO. Les terrains plats sont propices à l'accumulation de MO à cause de leur haute capacité de rétention d'eau qui favorise notamment la croissance des sphaignes (Simard et al. 2009). Les sites en pente ont pour leur part un drainage latéral plus important avec pour conséquence un taux d'accumulation de MO qui sera plus faible (Simard et al. 2009). Par ailleurs, il est important de souligner que les conditions xériques sont plus importantes en haut des pentes (Shetler et al. 2008). Elles permettront vraisemblablement l'occurrence de feux d'une plus grande sévérité qui induiront d'importantes réductions de la couche de MO de façon récurrente.

Notre étude a pour principal objectif de retracer la paludification des forêts depuis le retrait des eaux du lac Ojibway d'une pessière à mousses se situant au sud de la baie de James. Plus précisément, nous chercherons à caractériser l'accumulation verticale et latérale de la MO en fonction de la topographie depuis 8000 ans environ. Nos analyses se sont effectuées le long de toposéquences matérialisant l'accumulation spatiale de la MO, avec de plus grandes accumulations en bas des toposéquences. Une attention particulière a été portée à l'influence des feux sur l'accumulation de MO. Nous émettons comme hypothèses que l'accumulation de MO débuta dans le bas des toposéquences. Elle serait suivie d'une diffusion graduelle (du bas vers le haut le long de la toposéquence) et très rapide de la MO dans le paysage, car favorisée par la présence des argiles glaciolacustres. Nous présumons aussi que le haut des toposéquences, plus sec, est soumis à des feux plus sévères qui y auraient entravé l'accumulation d'épaisses couches de MO. Comme hypothèse alternative, nous avons considéré que le processus de paludification aurait pu avoir lieu de façon synchrone en plusieurs points de la toposéquence et que les feux n'ont pas eu d'influence sur les accumulations de MO. Autrement dit, les âges de la base des carottes d'un même transect seraient très proches indépendamment de la position le long de la toposéquence et les historiques de feux observées ne montreraient pas de liens avec les épaisseurs de MO mesurées.

## 2.3 Matériels et méthodes

### 2.3.1 Zone d'étude

Les sites d'études se trouvent dans le nord-ouest du Québec, dans les basses terres de la baie de James (49° 00 N, 78° 00 O) (Fig. 2.1). Les sites se localisent sur la grande ceinture d'argile dominée par les pessières à mousses. Le climat actuel de la région est continental avec des hivers froids et des étés chauds. Entre 1970 et 2000 la température moyenne annuelle (La Sarre, 120 km au sud), a été de 0,7°C et les précipitations moyennes annuelles de 890 mm avec près du tiers (246 mm) qui sont tombées sous forme de neige (Environnement Canada 2013). La ceinture d'argile est caractérisée par la présence de dépôts de surface issus de l'histoire géologique récente de la région. Lors de la dernière déglaciation, les eaux de fonte de l'inlandsis laurentidien se sont progressivement accumulées entre la marge du glacier en récession au nord et la ligne de partage des eaux au sud (*i.e.* Abitibi) pour former le lac proglaciaire Ojibway (Vincent & Hardy 1977). Les basses terres de la baie de James sont donc caractérisées par la présence d'argiles varvées glaciolacustres sédimentées dans les eaux profondes du lac Ojibway (Vincent & Hardy 1977). Pendant le retrait des glaces, il s'est produit des phénomènes tardifs de récurrences glaciaires qui ont entraîné des ré-avancées du glacier avant sa disparition complète (Veillette 2007). La première récurrence glaciaire, appelée Cochrane I, se serait produite vers 8300 ans cal. BP et s'est étendue en deçà du 50° parallèle (Hardy 1977). Elle a entraîné l'incorporation de graviers dans les argiles glaciolacustres et la compaction de ces dépôts de surface déjà en place. Ainsi, il s'est formé le till de Cochrane, compact donc très favorable à la rétention d'eau (Simard et al. 2008). Les sites sont dominés par l'épinette noire, le mélèze laricin (*Larix laricina* ((Du Roi) K.Koch) et les buissons éricacées dont notamment *Rhododendron groenlandicum* ((Oeder) Kron & Judd) et *Kalmia* spp. La strate mucinale est dominée par les sphaignes (*Sphagnum* spp.) et les mousses hypnacées dont surtout *Pleurozium schreberi* ((Brid.)Mitt).

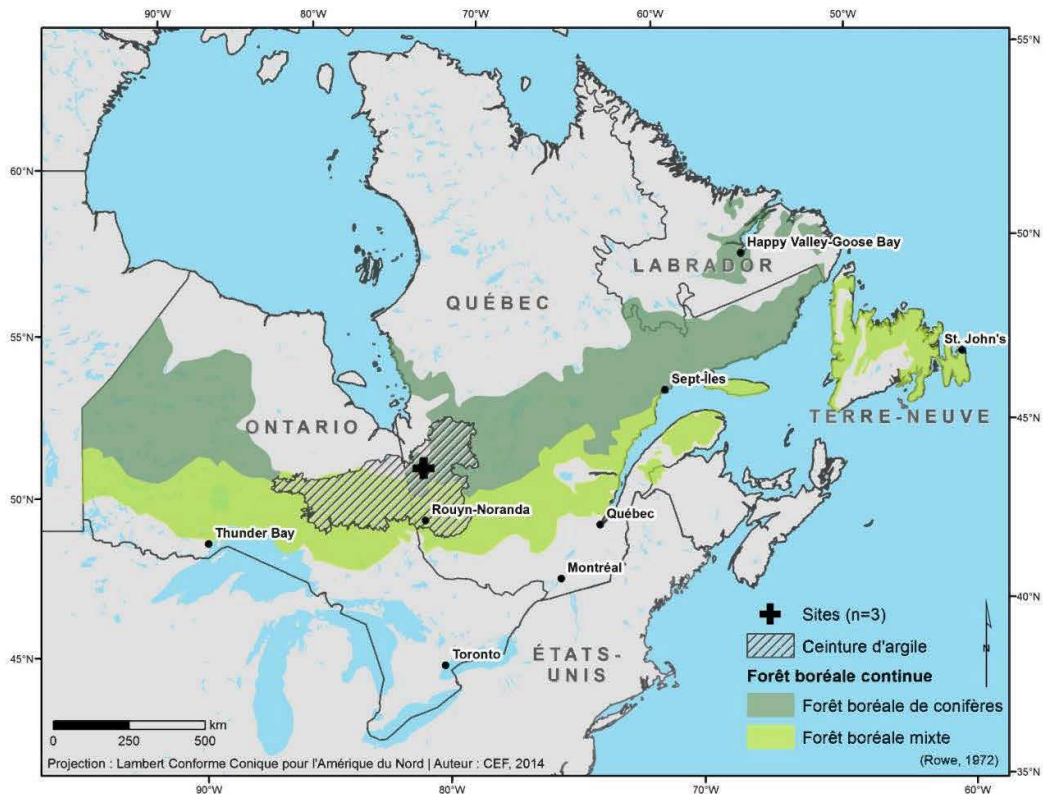


Figure 2.1 : Localisation des sites d'étude

### 2.3.2 Design expérimental

Le patron d'accumulation de la tourbe dans l'espace peut être correctement étudié en datant de multiples échantillons basaux de tourbe le long de transect d'une et même tourbière (Korhola et al. 2010). Nous avons donc basé notre design expérimental sur la recherche de gradients d'accumulation de MO le long de faibles pentes. Notre intérêt s'est principalement porté sur les phénomènes qui pourraient être responsables des faibles quantités de MO accumulées sur le sol de certains peuplements forestiers en haut des pentes. Au Québec, la limite entre une forêt productive et une tourbière est fixée à 30 cm de MO accumulée au dessus du sol minéral (MDDEP 2006). Nous avons donc recherché des gradients représentant de 30 cm à une centaine de centimètres de MO accumulés sur le sol forestier le long d'une faible pente avec de plus grandes accumulations de MO en bas de pente.

### 2.3.3 Sélection des sites

La recherche des sites s'est faite à partir de l'analyse de cartes écoforestières. Nous avons, dans un premier temps, recherché des sites potentiellement productifs puis avons tracé un gradient en direction de la zone tourbeuse la plus proche. Nous nous sommes arrêtés à une centaine de centimètres de MO accumulée en direction de la zone tourbeuse sans rechercher le point le plus profond. Nous avons choisi 3 sites d'études (AUX, HAR et TP) situés dans un rayon de 5 km environ et dans lesquels nous avons prélevé respectivement 3, 4 et 5 carottes de sol organique afin de couvrir l'intégralité du gradient. Le nombre de carottes prélevées a été adapté à la longueur de chacune des toposéquences. Les trois sites ont été échantillonnés en août 2011 à l'aide d'un carottier russe (4,5 cm de diamètre). Quand le sol était trop dense ou contenait trop de racines, des monolithes ont été prélevés l'aide d'une pelle. Chaque séquence a été emballée dans du papier cellophane recouvert de papier d'aluminium puis stockée dans un réfrigérateur à 4°C en attendant d'être analysée au laboratoire.

### 2.3.4 Relevés topographiques

Nous avons effectué des relevés de topographie (pentes et épaisseurs de MO) en août 2012 afin de caractériser la topographie de chacun de nos sites d'étude. Des mesures de profondeur de MO ont été réalisées le long de chaque transect, à l'aide d'une tarière, tous les 10 m (HAR et TP) ou tous les 5 m pour la toposéquence la plus courte (AUX). Certains points ont été décalés de quelques mètres à cause de la trop forte densité de végétation qui rendait la mesure impossible. Ces mesures nous ont permis d'estimer l'épaisseur de la couche de MO accumulée le long de chacun des transects. Nous avons ensuite placé des tiges de longueur identique à la transition argile/MO de l'ensemble de ces points. Nous avons ainsi pu déterminer, à l'aide d'un clinomètre, la pente du sol minéral entre chacun des points du transect pris 2 à 2 (Annexe A Fig. 1). Les relevés ont été effectués dans l'axe du transect, mais aussi perpendiculairement afin d'avoir une vision tridimensionnelle de la topographie de chaque site (Annexe B Fig. 2). Les mesures de pente et les distances entre les points nous ont permis de calculer une valeur d'élévation relative associée à chacun des relevés d'épaisseur de MO. Nous avons donc pu réaliser des cartes qui représentent la topographie et l'accumulation de MO dans l'espace.

### 2.3.5 Interpolation spatiale et cartographie

Notre échelle d'étude (10 m ou 5 m entre chaque relevé) couplée au manque de précision des GPS traditionnel nous ont incités à replacer les points dans une matrice XY où chaque point est repositionné parfaitement dans l'espace. Nous avons donc reconstruit une matrice XY pour chaque site avec exactement 10 m ou 5 m entre chacun des points. Cette nouvelle matrice est orientée « nord/sud » avec les hauts de topographies toujours au nord. Nous utiliserons "nord, sud, est et ouest" dans la suite du protocole expérimental en faisant référence à ces cartes théoriques mais ce ne sont pas les azimuts réels. Les azimuts observés *in situ* sont présentés dans la partie « résultats ».

Nous avons par la suite procédé à une interpolation des données topographiques à l'aide du logiciel Golden Software Surfer 11 et par la méthode du krigage. Deux séries de krigages ont été réalisées indépendamment. Une première afin d'estimer la topographie du sol minéral des sites. Nous avons donc interpolé les élévations relatives calculées pour chacun des points puis réalisé des cartes représentant la topographie du sol minéral des sites. Une seconde série de cartes destinée à estimer la répartition de la MO le long du transect a aussi été réalisée. Nous avons pour cela interpolé les mesures directes des profondeurs de MO prises sur le terrain. Nous avons réalisé une dernière carte afin de connaître la microtopographie de nos sites. Nous avons estimé des pentes locales à l'aide du programme ArcGis 10.1. Les pentes sont calculées à partir des différences maximales d'élévation à une résolution de 0,1 m, les valeurs obtenues sont toujours positives. Il ne s'agit pas des pentes mesurées *in situ*, mais d'un calcul de pentes qui représente les variations d'élévation du sol minéral à très fine échelle (0,1 m). On peut considérer cette variable comme représentative de l'intensité des variations de la microtopographie du sol minéral. Toutes les cartes ont été réalisées à l'aide du logiciel Golden Software Surfer 11.

### 2.3.6 Variables relatives à la topographie

L'analyse des relations variables topographiques/épaisseurs de MO, est soumise à diverses contraintes. La première est de savoir quelles variables pourraient refléter au mieux les variations de topographie quand on étudie la couche organique. Trois variables qui représentent différents aspects des variations de la topographie de nos sites ont été choisies.



Une première appelée « pente simple de sol minéral » représente les pentes du sol minéral mesurées in situ. Cela reflète donc les différences d'élévation relative du sol minéral entre les 2 points d'échantillonnage les plus proches (Annexe A Fig. 1).

Une seconde variable appelée « pente simple de surface » représente les pentes en surface (Élévation relative plus épaisseur de MO). Elle reflète les différences d'élévation relative du sol en surface entre les 2 points d'échantillonnage les plus proches.

Enfin, une troisième variable appelée « microtopographie » représente les variations de microtopographie du sol minéral. Pour cette variable nous avons choisi de tenir compte de l'hétérogénéité qui peut exister dans la largeur du transect, car celle-ci pourrait avoir une influence sur les processus étudiés. Pour cela, nous avons tracé, sur les cartes de pentes, un triangle (10 m \* 10 m \* 10 m) pour chaque point et chacune des directions (Annexe C Fig. 3). Puis, nous avons calculé la moyenne des pentes dans chacun de ces triangles séparément. Les cartes de pentes ne présentent que des pentes positives, cette variable peut donc être considérée comme un indice de l'intensité de la variation de la microtopographie du sol minéral.

Il demeure une seconde contrainte qui est de savoir comment obtenir une valeur de pente associée à chacun des relevés de MO et d'élévation relative. En effet, nous possédons 108 relevés d'épaisseur de MO pour l'ensemble des sites et autant d'élévations relatives du sol minéral associées. Tous les points ne possèdent pas d'informations pour toutes les directions du transect et les tables sont incomplètes. Il n'y a pas de pentes « nord » pour les points les plus hauts des transects et de pentes « sud » pour ceux les plus bas. Il n'y a pas non plus de pentes « est » ou « ouest » pour les points qui ne sont pas dans l'axe du transect de carottage (Annexe D Fig. 4). Le manque de données pour certaines des directions rend impossible la construction de modèles linéaires mixtes utilisant l'ensemble des relevés (n=108). Nous avons donc choisi d'utiliser la moyenne, la valeur maximale et la valeur minimale parmi les directions disponibles pour chacun des points et chacune des variables. Ainsi, nous utilisons des variables qui reflètent l'environnement direct (échantillonné) autour du point et nous conservons l'ensemble des relevés disponibles. Par contre, les points sur les côtés ainsi que ceux en haut et bas de toposéquence ont moins de choix pour les trois transects. Nous

obtenons donc, pour une épaisseur de MO et une élévation relative associée, les variables suivantes : trois valeurs de pente simple de sol minéral (minimale, maximale et moyenne), trois valeurs de pente simple de surface (minimale, maximale et moyenne) et trois valeurs de « l'indice » de microtopographie (minimale, maximale et moyenne).

### 2.3.7 Analyses statistiques

Nous avons cherché à identifier les variables ou combinaisons de variables qui expliquent au mieux les accumulations de MO sur nos sites d'étude. Pour cela nous avons construit des modèles linéaires mixtes avec les sites comme effet aléatoire et l'épaisseur de MO comme variable réponse. Les 22 modèles construits se résument de la façon suivante :

- 11 modèles incluent une seule variable: élévation relative du sol minéral, élévation relative de surface, pente simple de sol minéral (moyenne, minimale ou maximale), pente simple de surface (moyenne, minimale ou maximale), microtopographie (moyenne, minimale ou maximale);
- 9 modèles associent des variables à l'élévation relative du sol minéral: élévation relative plus pente de sol minéral (moyenne, minimale ou maximale), élévation relative plus pente de surface (moyenne, minimale ou maximale), élévation relative plus microtopographie (moyenne, minimale ou maximale);
- 2 modèles associent des variables à l'élévation relative de surface : élévation relative de surface plus pente de surface moyenne, élévation relative plus pente de sol minéral moyenne.

Nous avons ensuite réalisé une analyse de sélection de modèles à l'aide du logiciel R (R Development Core Team 2012) et du package « AICcmodavg » (Mazerolle 2012). Une donnée manquante (HAR, C1) a été supprimée afin de répondre aux conditions d'ajustement du modèle global (n=107).

Nous avons effectué des inférences multimodèles à partir des modèles crédibles à l'aide de la fonction modavgpred du package « AICcmodavg » (Mazerolle 2012) afin de connaître l'influence des variables topographiques sur les épaisseurs de MO accumulées. Nous avons

aussi effectué des inférences à partir du meilleur modèle identifié afin d'illustrer l'influences des variables utilisées.

### 2.3.8 Analyses en laboratoire

Les carottes ont tout d'abord été découpées en sections de 0,5 cm afin d'obtenir la résolution temporelle la plus fine possible. Nous avons sous-échantillonné 1 cm<sup>3</sup> de matériel à l'aide d'un emporte-pièce. Ce matériel a été mélangé à 10 cm<sup>3</sup> d'eau et 10 cm<sup>3</sup> de défloculateur ((NAPO) à 3 %) puis laissé incubé 24 h afin de le rendre soluble et permettre le tamisage. L'ensemble des analyses en laboratoire a nécessité une loupe binoculaire (x10 – x40).

### 2.3.9 Analyses des charbons de bois et identification des feux

Nous avons versé 1 cm<sup>3</sup> de cette solution dans une colonne de tamis de 1 mm et 250 µm afin d'éliminer les microcharbons (*i.e.* <250 µm). Les microcharbons pourraient refléter des incendies à l'échelle régionale, alors que les macrocharbons donnent des indices du passage de feux au niveau de nos points de carottage (Tolonen 1983). Certains charbons de bois (entre 1 mm et 250 µm) peuvent être transportés sur de longues distances (Clark 1988; Tinner et al. 2006). Nous avons donc pris le parti de différencier ceux supérieurs à 1 mm, car ils fournissent des informations plus robustes sur les incendies locaux (Ohlson et al. 2006; Ohlson & Tryterud 2000). Chaque refus de tamis a été plongé pendant quelques minutes dans de l'eau de Javel (NaClO) afin de blanchir les macrorestes restants et de faciliter le comptage des charbons. Tous les charbons de bois ont été comptabilisés dans chaque sous-échantillon (pas analytique de 0,5 cm) le long des trois toposéquences. Nous discuterons principalement des charbons contenus à l'interface sol minéral/MO afin de caractériser le rôle des feux dans l'initiation de la paludification. Néanmoins nous avons quantifié les charbons de bois sur l'intégralité des séquences afin de déterminer l'amplitude dans les pics de charbons de bois.

L'identification des événements de feu à partir des charbons de bois préservés dans les sols tourbeux est une entreprise délicate (Ouarmim et al. 2014). La consommation de la MO par les feux et les fortes variations dans les taux de sédimentation sont les principaux inconvénients qui limitent toutes analyses numériques (statistiques) classiquement employées sur les données issues des dépôts lacustres par exemple. Par conséquent, nous nous sommes limités à

une approche qualitative des séries de charbons de bois pour identifier les périodes de fortes activités de feu, en considérant les variations dans l'amplitude des pics de charbons de bois.

#### 2.3.10 Datations

Les bases de toutes les carottes ont été datées. Nous avons utilisé essentiellement les macrorestes végétaux (pas de charbons) présents au plus près du sol minéral afin d'obtenir la date du début de l'accumulation de MO. Des datations ont aussi été réalisées tout le long des profils stratigraphiques des carottes les plus longues. Au total, 21 échantillons ont été datés par la méthode de la spectrométrie de masse par accélérateur (AMS) par le laboratoire Beta Analytic. Les dates ont été étalonnées à l'aide du programme CALIB version 7.0 (Stuiver & Reimer 1993) basé sur la courbe de référence IntCal09 (Reimer et al. 2009). Les dates obtenues nous ont aussi permis de calculer des vitesses d'expansion latérale hypothétiques entre les points de carottage les plus proches. Nous les avons calculées afin de voir si les vitesses seraient crédibles pour une diffusion de la MO par expansion latérale le long des pentes. Nous n'avons pas calculé de vitesses d'expansion latérale hypothétiques lorsque les intervalles de confiance des datations radiocarbone se chevauchaient.

### 2.4 Résultats et interprétations

#### 2.4.1 Topographie, accumulation de MO et longueur des séquences

Le transect TP mesure 180 m de longueur (Fig. 2.2). Le sol minéral ne présente pas de pente régulière, il y a de fortes dépressions dans le haut et le bas du transect (Fig. 2.2a). Nous n'observons pas de net gradient d'accumulation de MO (Fig. 2.2b). Les épaisseurs de MO, comprises entre 10 et 210 cm, sont assez faibles au milieu du transect. La microtopographie est très accidentée dans le haut du transect, notamment entre les carottes TP4 et TP5 (Fig. 2.2c). L'irrégularité du sol minéral et de la couche organique associée apparaît dans les carottes prélevées: les séquences aux 2 extrémités représentent bien les limites du gradient, avec TP1 qui mesure 97 cm et TP5 16 cm (Annexe E Fig. 5). Par contre, le centre du transect présente une séquence plus courte (TP3=17 cm) intercalée entre deux carottes plus longues, TP2 (= 33 cm) et TP4 (= 44 cm). Le transect est orienté vers le nord/est (du bas vers le haut de la pente).

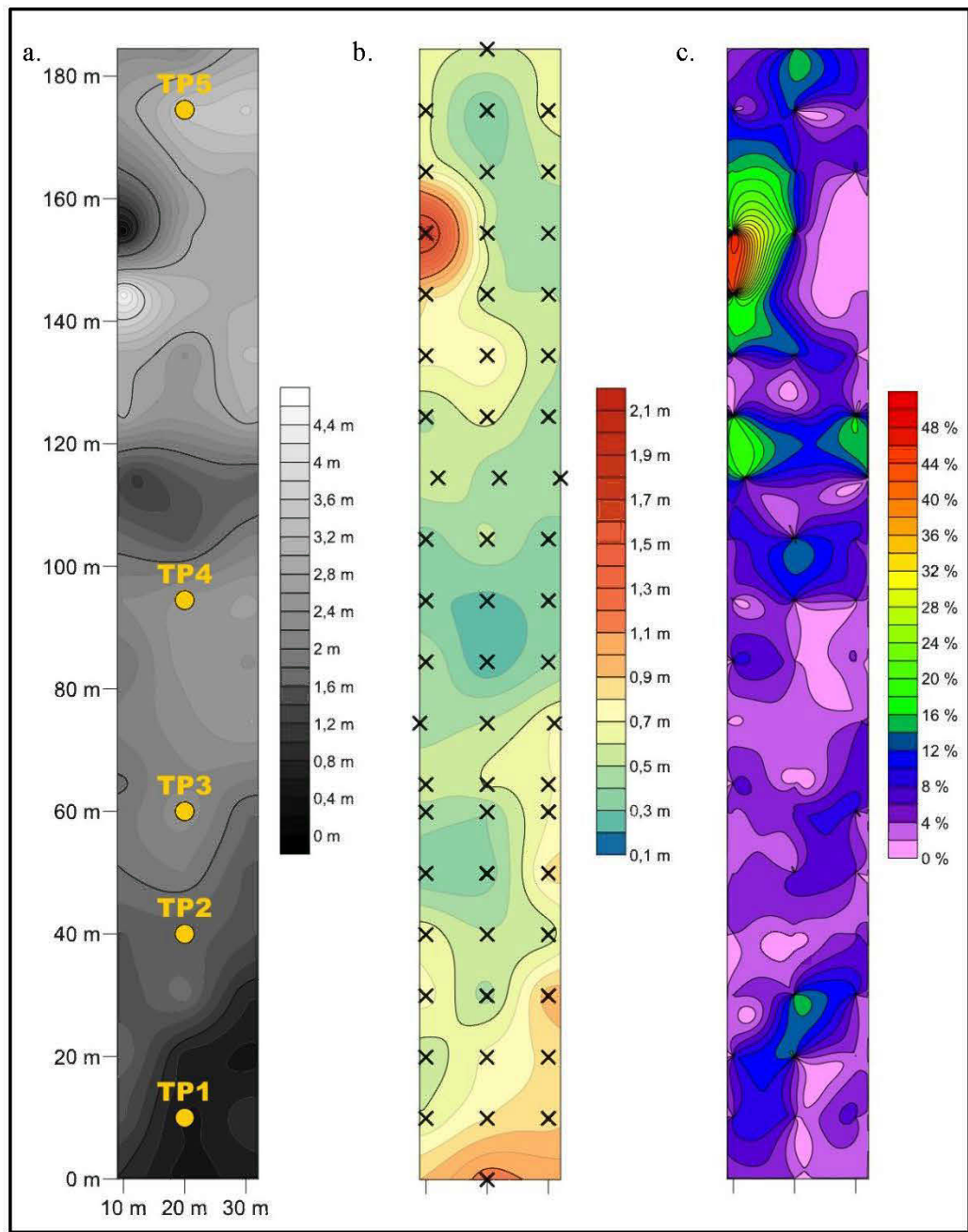


Figure 2.2: Topographie du site TP : (a) Élévation relative du sol minéral (b) Accumulation de matière organique (c) Pentes ; o= Points de carottages ; x= Position des relevés de MO et des mesures de pente



Le transect HAR mesure 120 m de longueur. Le sol minéral présente une pente plutôt régulière dans l'axe du transect de carottage (Fig. 2.3a). Il y a un net gradient d'accumulation de MO avec plus de MO accumulée en bas de la toposéquence (Fig. 2.3b). Les épaisseurs de MO accumulée sur ce site vont de 40 à 190 cm. La microtopographie est très accidentée entre HAR1 et HAR2, mais encore plus entre HAR3 et HAR4 (Fig. 2.3c). Les 4 carottes laissent clairement apparaître le gradient de MO. Les carottes récoltées représentent de 107 cm à 23 cm de sédiments (Annexe F Fig. 6). Les 2 carottes intermédiaires mesurent 77 cm (HAR2) et 62 cm (HAR3). Le site est orienté vers le nord (du bas vers le haut de la pente).

Le site AUX mesure 30 m de longueur et les carottes ne sont pas alignées (Fig. 2.4a). La pente est régulière entre les 3 carottes. AUX1 se situe dans une cuvette et AUX3 n'est pas exactement au sommet de la toposéquence (Fig 2.4a). On observe un net gradient d'accumulation de MO. Les plus grandes profondeurs de MO (150 cm) sont accumulées dans le bas de la pente (Fig. 2.4b). En haut de pente, les plus faibles épaisseurs de MO observées sont de 40 cm. Les carottes récoltées suivent bien la toposéquence. AUX1, AUX2 et AUX3 mesurent respectivement de 110, 86 et 43 cm (Annexe G Fig. 7). Le site est orienté nord-est/est.

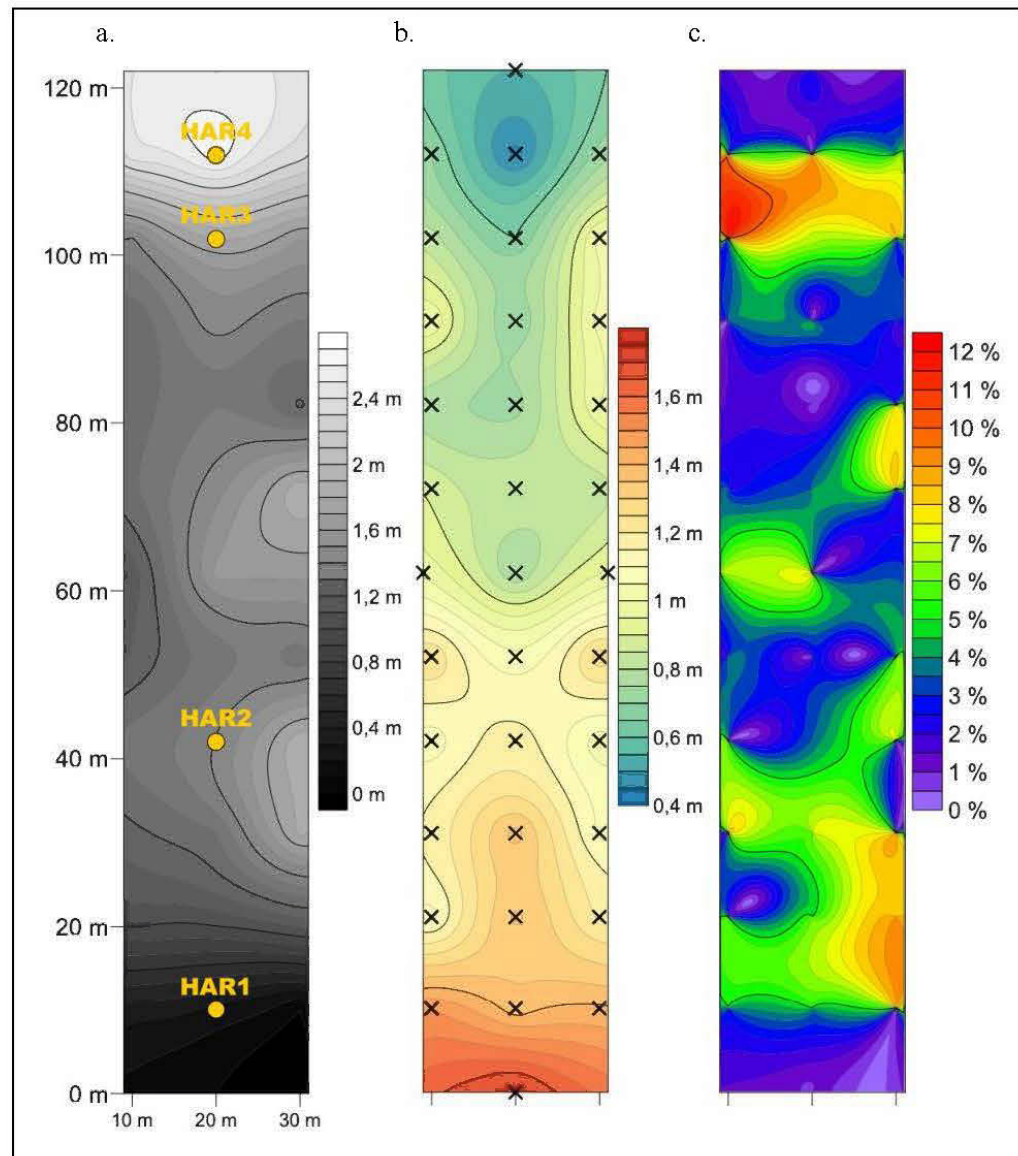


Figure 2.3 : Topographie du site HAR : (a) Élévation relative du sol minéral (b) Accumulation de matière organique (c) Pentes ; o= Points de carottages ; x= Position des relevés de MO et des mesures de pente

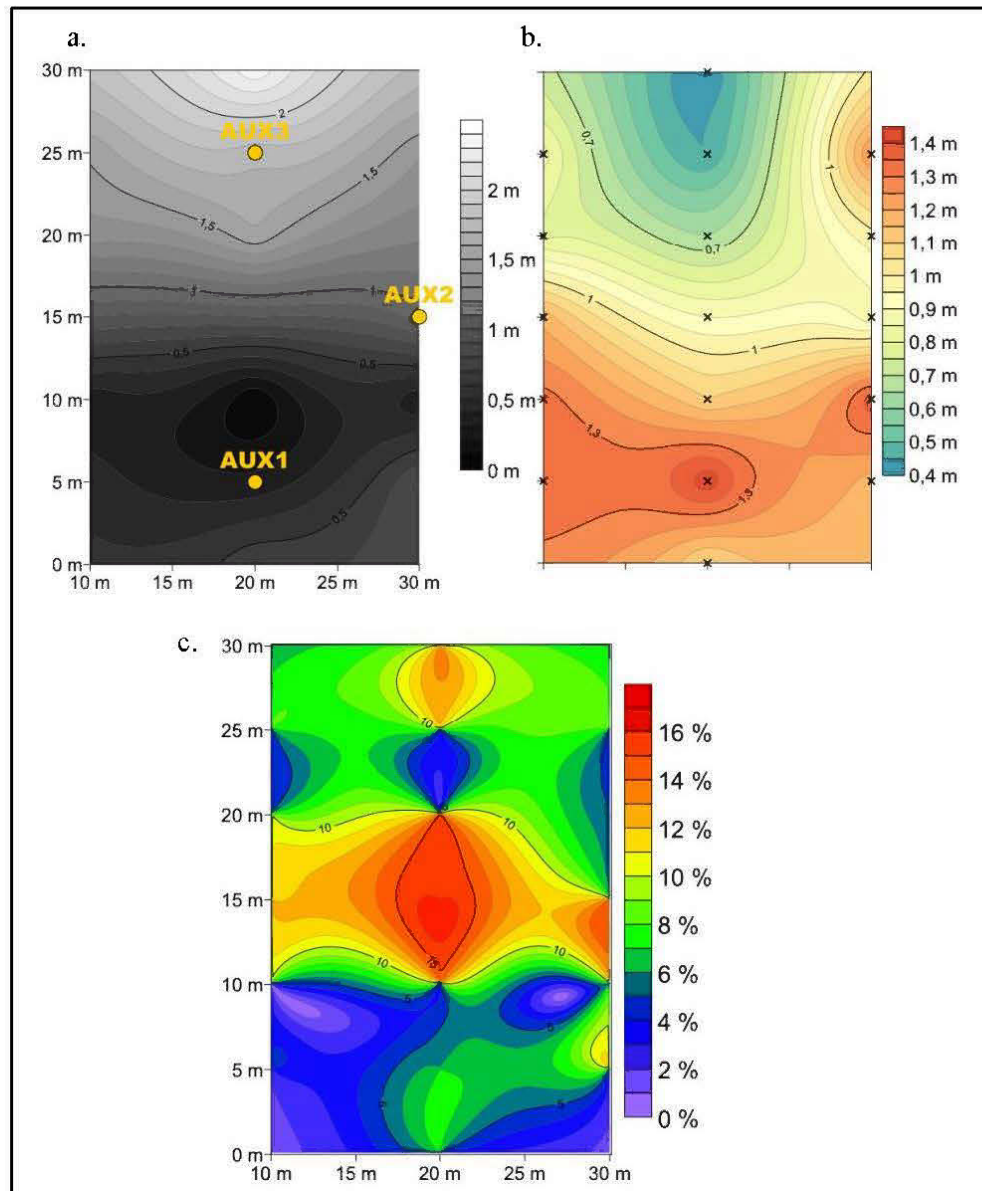


Figure 2.4 : Topographie du site AUX : (a) Élévation relative du sol minéral (b) Accumulation de matière organique (c) Pentés ; o= Points de carottages ; x= Position des relevés de MO et des mesures de pente

#### 2.4.2 Chronologies

Le début de l'accumulation de MO peu décomposée dans le bas du transect TP (TP1) a été daté à 7673 +/- 82 cal. BP (Tableau 2.1). Les datations intermédiaires le long de cette carotte révèlent que plus de 4500 ans se seraient écoulés entre les restes déposés à 75 cm (6475 +/-



150 cal. BP) de profondeur et ceux retrouvés à 50 cm (925 +/- 122 cal. BP). Le long de la pente, TP2 est estimé à 4114 +/- 121 cal. BP. Les bases des carottes TP3, TP4 et TP5 ont respectivement été datées à 412 +/- 93, 391 +/- 83 et 373 +/- 85 cal. BP.

Tableau 2.1 : Résultats des datations radiocarbone

Carotte	Profondeur (cm)	Matériel	Age BP	Cal. BP (2 $\sigma$ )	Référence
TP1	25 - 26	Aiguilles, bois	190 $\pm$ 30	150 (-2 - 302)	Beta-344394
	50 - 50,5	Aiguilles, bois	1020 $\pm$ 30	925 (803 - 1047)	Beta-344395
	75 - 75,5	Aiguilles, bois	5680 $\pm$ 40	6475 (6324 - 6625)	Beta-344396
	96,5 - 97	Aiguilles, bois, mousses hypnacées	6840 $\pm$ 40	7673 (7591 - 7755)	Beta-346345
TP2	32,5 - 33	Aiguilles, bois	3760 $\pm$ 30	4114 (3993 - 4235)	Beta-356175
TP3	17 - 17,5	Bois	380 $\pm$ 30	412 (319 - 505)	Beta-356176
TP4	43 - 43,5	Sphaignes, aiguilles, bois	330 $\pm$ 30	391 (308 - 473)	Beta-342624
TP5	14,5 - 16	Aiguilles, sphaignes, bois	290 $\pm$ 30	373 (288 - 458)	Beta-342625
HAR1	15 - 15,5	Bois, mousses, aiguilles, graine	2300 $\pm$ 30	2268 (2181 - 2355)	Beta-356173
	25 - 25,5	Aiguilles, bois	5200 $\pm$ 40	6036 (5897 - 6174)	Beta-344391
	50 - 50,5	Aiguilles, bois, sphaignes	5860 $\pm$ 40	6671 (6562 - 6779)	Beta-344392
	106,5 - 107	Bois	6740 $\pm$ 30	7616 (7568 - 7663)	Beta-342620
HAR2	50 - 50,5	Aiguilles, bois	3660 $\pm$ 30	3992 (3900 - 4084)	Beta-344393
	76,5 - 77	Bois	6850 $\pm$ 40	7697 (7608 - 7786)	Beta-356174
HAR3	61,5 - 62	Aiguilles, bois	6380 $\pm$ 40	7336 (7252 - 7420)	Beta-342621
HAR4	22,5 - 23,5	Aiguilles	580 $\pm$ 30	591 (533 - 649)	Beta-342622
AUX1	25 - 26	Aiguilles, bois	1210 $\pm$ 30	1158 (1059 - 1256)	Beta-344389
	50 - 52	Bois, aiguilles, sphaignes	4240 $\pm$ 30	4756 (4653 - 4859)	Beta-344390
	109 - 110	Bois	5680 $\pm$ 40	6475 (6550 - 6400)	Beta-342617
AUX2	85,5 - 86	Bois, graine	5230 $\pm$ 30	6045 (5916 - 6174)	Beta-342618
AUX3	42 - 43,5	Bois	1560 $\pm$ 30	1456 (1385 - 1526)	Beta-342619

La MO faiblement décomposée aurait commencé à s'accumuler à HAR1 aux alentours de 7616 +/- 48 ans cal. BP (Tableau 2.1). Les dates intermédiaires de cette carotte révèlent qu'il s'est écoulé quasiment 4000 ans entre la MO déposée à 25 cm de profondeur qui a été datée à 6036 +/- 138 cal. BP et celle déposée à 15 cm de profondeur datée à 2268 +/- 87. Lorsqu'on remonte le long de la pente, la base de HAR2 a été estimée à 7697 +/- 89 cal. BP. HAR3 a été daté à 7336 +/- 84 cal. BP. En haut de la pente, HAR4 a été datée à 591 +/- 58 BP.

La MO faiblement décomposée a commencé à s'accumuler à AUX1 aux alentours de 6475 +/- 151 cal. BP (Tableau 2.1). Au sein de cette même carotte, il se serait écoulé près de 4600 ans entre le dépôt de MO à 50 cm de profondeur (4756 +/- 103 cal. BP) et celui à 25 cm de profondeur (1158 +/- 98 cal. BP). Plus haut le long du transect, la base de AUX2 a été datée à 6045 +/- 129 cal. BP. AUX3 a été daté à 1456 +/- 71 cal. BP.

#### 2.4.3 Vitesses d'expansion latérale hypothétiques

Les datations radiocarbone suggèrent une vitesse de quelques millimètres par an entre TP1 et TP2 (0,008 m/an) et entre TP2 et TP3 (0,005 m/an) (Tableau 2.2). En haut de pente, les intervalles de confiance des datations radiocarbone se chevauchent et nous n'avons pas calculé de vitesses d'expansion latérale.

Tableau 2.2 : Vitesses d'expansion latérale hypothétiques de la MO entre les points de carottage

Carotte	Distance (m)	Temps (années)	Vitesse latérale (m/an)
TP1-TP2	30	3559	0,008
TP2-TP3	20	3702	0,005
HAR2-HAR3	60	361	0,166
HAR3-HAR4	10	6745	0,001
AUX1-AUX2	14,1	430	0,033
AUX2-AUX3	14,1	4589	0,003

Les intervalles de confiance des datations radiocarbone des bases de HAR1 et HAR2 se chevauchent. La vitesse serait de 0,166 m/an entre HAR2 et HAR3. Entre HAR3 et HAR4, la vitesse ne dépasserait pas le millimètre par an.

La vitesse serait de 0,032 m/an entre AUX1 et AUX2 (Tableau 2.2). Entre AUX2 et AUX3, la vitesse semble être d'environ 0,003 m/an.

#### 2.4.4 Paléofeux

Le premier pic de charbons de la carotte TP1 se retrouve vers 84,5 cm (Fig. 2.5a). On observe de nombreux pics entre 40 et 60 cm de profondeur mais les pics avec les plus grandes amplitudes sont observés entre 50 et 60 cm de profondeur. On y distingue de nombreux charbons > 1 mm. TP2 montre des accumulations très faibles de charbons à sa base (Fig. 2.5b). Cependant, on observe de fortes accumulations de charbons entre 15 et 22 cm de profondeur. Les 3 carottes de haut de pente (TP3, TP4 et TP5) laissent clairement apparaître une activité des feux très importante à leurs bases avec beaucoup de charbons supérieurs à 1 mm (Fig. 2.5c, 2.5d, 2.5e). TP3 présente plusieurs pics distribués entre 5 et 26 cm de profondeur mais on observe de très nombreux charbons > 1 mm entre 20 et 26 cm de profondeur (= base de la carotte) (Fig. 2.5c). TP4 présente un très gros pic de charbons à sa base (entre 43 et 50 cm de profondeur) dans lequel on retrouve énormément de charbons > 1 mm (Fig. 2.5d). Sur le reste de la séquence (entre 0 et 40 cm de profondeur) les influx de charbons sont quasiment nuls. TP5 présente plusieurs pics de charbons entre 10 et 16 cm de profondeur mais la majorité des charbons > 1 mm sont concentrés entre 13 et 16 cm (Fig. 2.5e). Sur le reste de la séquence (entre 0 et 10 cm de profondeur) les influx de charbons restent quasiment nuls.

HAR1 montre une très forte accumulation de charbons au début de la séquence, entre 105 et 110 cm, avec plusieurs charbons supérieurs à 1 mm (Fig. 2.6a). On observe plusieurs pics de charbons de bois entre 3 et 25 cm de profondeur. Cependant, un pic de charbons de bois (> 250 µm et > 1 mm) équivalent à l'amplitude du premier se démarque entre 15 et 20 cm de profondeur. HAR2 présente seulement quelques charbons accumulés à sa base (Fig. 2.6b). Un premier pic de charbons est observé entre 55 et 60 cm de profondeur mais il ne contient que quelques charbons > 1 mm. Un second pic de charbons de bois est observable entre 30 et 40 cm de profondeur mais on y retrouve très peu de charbons > 1 mm. Le troisième et dernier pic observable est centré aux alentours de 23 cm et présente la plus importante quantité de charbons (> 250 µm et > 1 mm) parmi tous ceux observés. HAR3 laisse apparaître un léger pic de charbons au début de la séquence, entre 55 et 60 cm de profondeur, (Fig. 2.6c) avec quelques charbons supérieurs à 1 mm. On y observe quelques pics entre 40 et 50 cm de profondeur mais les plus forts influx (> 250 µm et > 1 mm) sont centrés aux alentours de

48 cm. Les faibles pics observés entre 30 et 40 cm de profondeur qui contiennent quelques charbons > 1 mm pourraient être considérés comme des événements de feux. La carotte HAR4 dans son ensemble présente les influx de charbons de bois les plus faibles de toutes les carottes prélevées (Fig. 2.6d). On observe un pic de charbons avec quelques charbons > 1 mm au début de la carotte HAR4 (entre 19 et 22 cm de profondeur), les influx sont les plus forts de toute la carotte (Fig. 2.6d).

On ne distingue que très peu de fragments de charbons de bois à la base de AUX1 (Fig. 2.7a). Le premier pic de charbons de bois est observable entre 90 et 93 cm de profondeur et les influx de charbons (250  $\mu\text{m}$  et > 1 mm) sont très forts. Entre 25 et 75 cm de profondeur, on observe de nombreux échantillons présentant des charbons > 1 mm accompagnés de plusieurs pics dépassant les 70 fragments de charbons > 250  $\mu\text{m}$ . AUX2 montre une activité des feux élevée au début de l'accumulation de la MO (entre 70 et 86 cm de profondeur) avec quelques charbons supérieurs à 1 mm (Fig. 2.7b). On observe une activité des feux très élevée tout le long de la carottes avec de nombreux pics dépassant les 60 fragments de charbons de bois > 250  $\mu\text{m}$  et contenant des charbons > 1 mm. Les influx de charbons diminuent aux alentours de 20 cm de profondeur. Nous retrouvons quelques charbons à la base de AUX3, mais pas de charbons supérieurs à 1 mm (Fig. 2.7c). On observe plusieurs pics de charbons entre 26 et 38 cm de profondeur, mais les plus forts influx sont centrés aux alentours de 33 cm de profondeur où on retrouve également beaucoup de charbons > 1 mm.

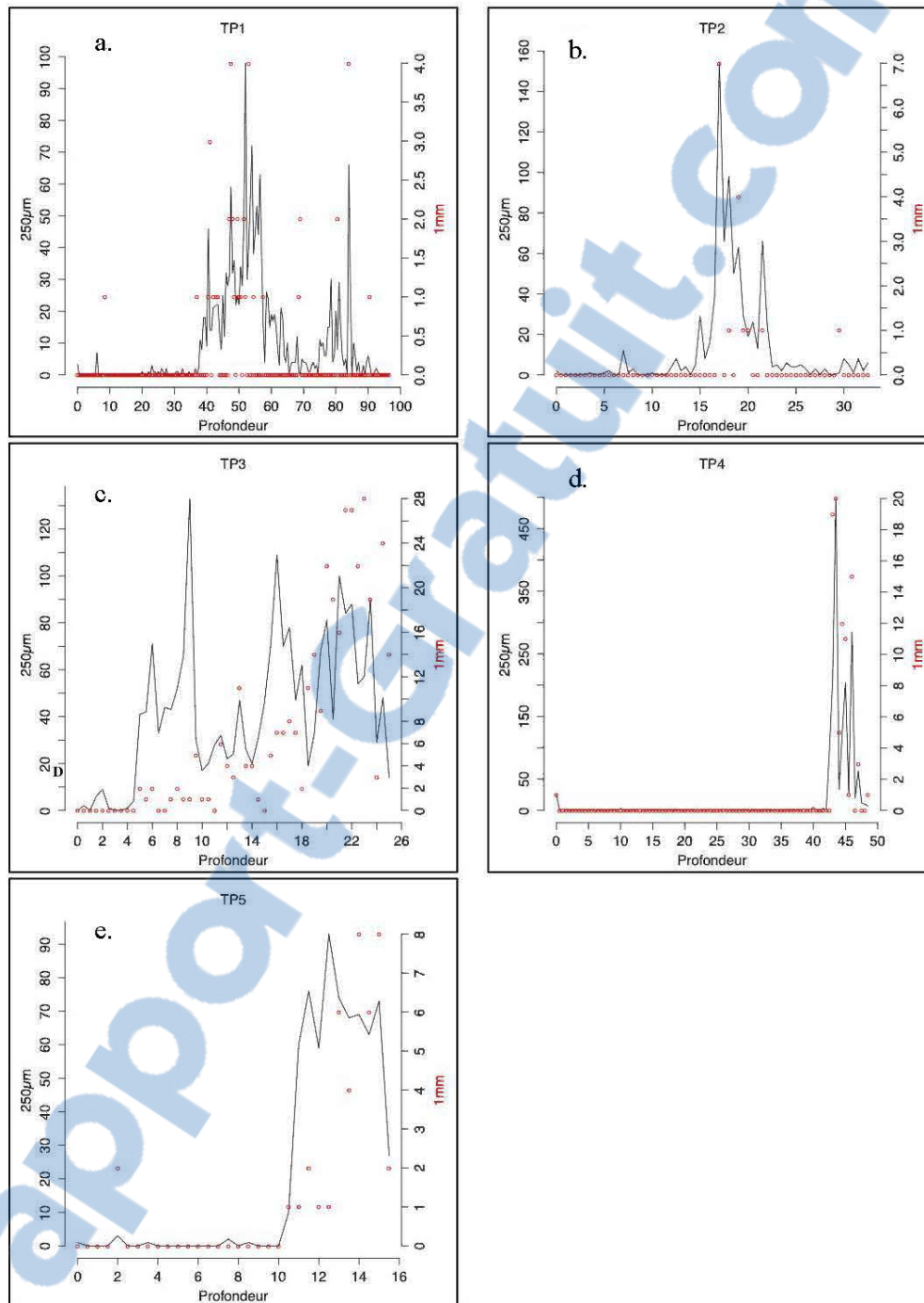


Figure 2.5 : Résultats des analyses de charbons de bois du site TP. Les lignes continues représentent le nombre de charbons  $>250 \mu\text{m}$ , les symboles «  $\circ$  » représentent le nombre de charbons  $> 1 \text{ mm}$

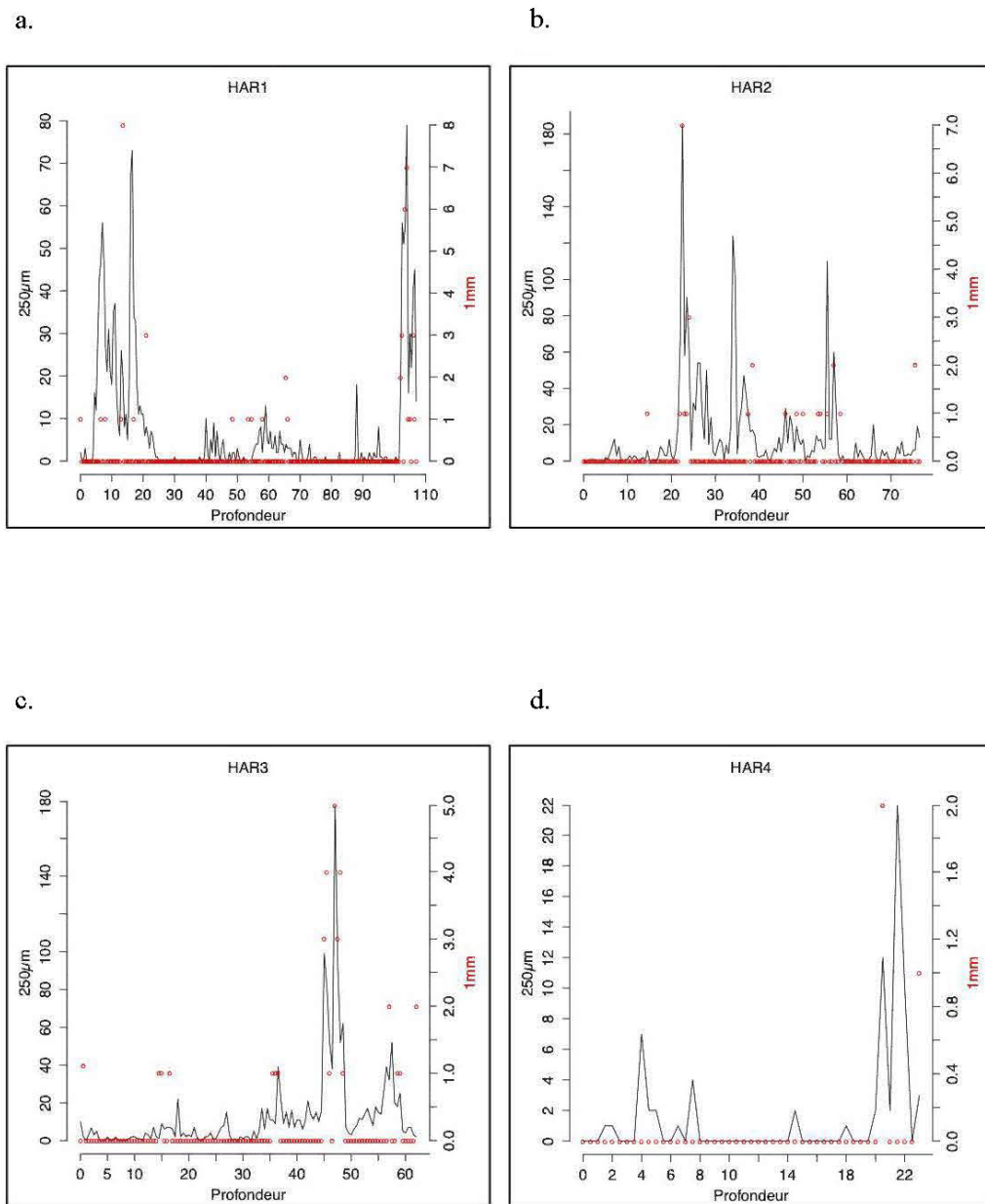


Figure 2.6 : Résultats des analyses de charbons de bois du site HAR. Les lignes continues représentent le nombre de charbons  $> 250 \mu\text{m}$ , les symboles «  $\circ$  » représentent le nombre de charbons  $> 1 \text{ mm}$

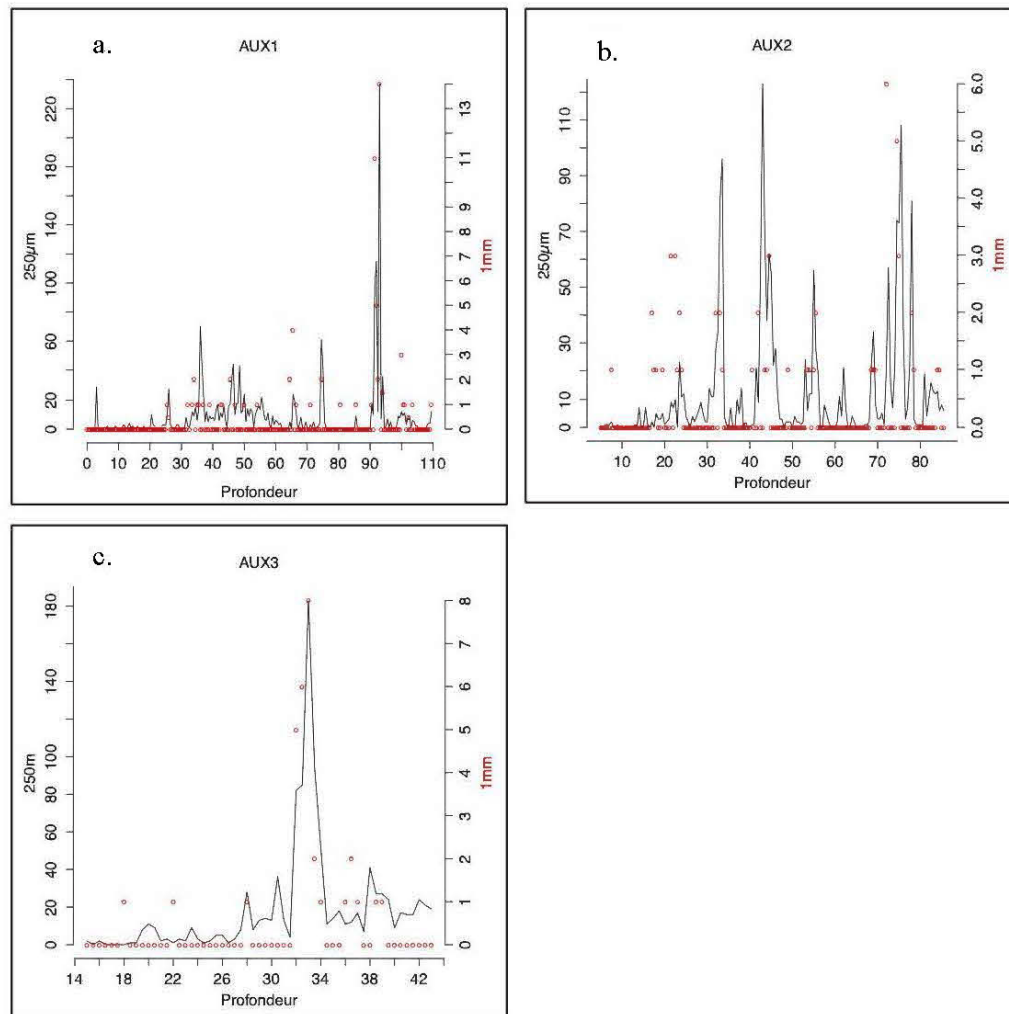


Figure 2.7 : Résultats des analyses de charbons de bois du site AUX. Les lignes continues représentent le nombre de charbons  $>250 \mu\text{m}$ , les symboles « ° » représentent le nombre de charbons  $>1 \text{ mm}$

#### 2.4.5 Influence de la topographie locale du sol minéral

Les 2 modèles crédibles identifiés à partir des analyses de sélection de modèles mixtes couplent l'élévation relative du sol minéral à la microtopographie moyenne ou maximale (Tableau 2.3). L'élévation relative possède une influence négative sur la couche de MO accumulée (Tableau 2.4). L'influence de la microtopographie moyenne est positive, mais de moins grande importance (Tableau 2.4). Cependant, la microtopographie moyenne affecte

plus les épaisseurs de MO lorsqu'elle est très prononcée (Annexe H Fig. 8). L'élévation de surface possède une influence négative, mais la force est faible (Tableau 2.4) et les modèles qui contiennent cette variable ne ressortent pas plausibles ( $\Delta AICc > 4$ ) dans les analyses de sélection de modèles mixtes (Tableau 2.3).

Tableau 2.3 : Résultats des analyses de sélection de modèles mixtes. Tous les modèles mixtes construits sont inclus

Modèle	K	AICc	Delta_AICc	AICcWT	LL
Élévation relative + Microtopographie moyenne	5	988,24	0	0,51	-488,82
Élévation relative + Microtopographie maximale	5	988,37	0,13	0,48	-488,89
Élévation relative + Microtopographie minimale	5	996,7	8,46	0,01	-493,05
Élévation relative	4	1002,24	14	0	-496,92
Élévation relative + Pente de surface minimale	5	1002,75	14,51	0	-496,08
Élévation relative + Pente de surface moyenne	5	1003,2	14,96	0	-496,3
Élévation relative + Pente du sol minéral minimale	5	1003,79	15,55	0	-496,6
Élévation relative + Pente du sol minéral maximale	5	1004,3	16,06	0	-496,85
Élévation relative + Pente du sol minéral moyenne	5	1004,35	16,11	0	-496,88
Élévation relative + Pente de surface maximale	5	1004,41	16,17	0	-496,91
Élévation de surface + Microtopographie moyenne	5	1024,51	36,27	0	-506,96
Microtopographie moyenne	4	1029,3	41,06	0	-510,45
Microtopographie minimale	4	1030,74	42,5	0	-511,17
Microtopographie maximale	4	1031,05	42,81	0	-511,33
Élévation de surface	4	1033,27	45,03	0	-512,44
Élévation de surface + Pente de surface moyenne	5	1034,22	45,98	0	-511,81
Pente de surface moyenne	4	1035,32	47,08	0	-513,46
Pente de surface minimale	4	1035,33	47,09	0	-513,47
Pente du sol minéral minimale	4	1035,62	47,38	0	-513,62
Pente du sol minéral maximale	4	1035,96	47,72	0	-513,78
Pente de surface maximale	4	1036,41	48,17	0	-514,01
Pente du sol minéral moyenne	4	1036,45	48,21	0	-514,03



Tableau 2.4 : Résultats des inférences multimodèles

<b>Paramètre</b>	<b>Estimée Pondérée</b>	<b>Erreur standard inconditionnelle</b>	<b>IC Inférieur</b>	<b>IC Supérieur</b>
<i>Élévation relative du sol minéral</i>	-21,32	2,92	-27,04	-15,61
<i>Élévation relative de surface</i>	-10,79	4,07	-18,76	-2,82
<i>Microtopographie minimale</i>	2,54	0,89	0,8	4,29
<i>Microtopographie maximale</i>	1,57	0,37	0,84	2,3
<i>Microtopographie moyenne</i>	2,7	0,64	1,45	3,96
<i>Pente du sol minéral minimale</i>	0,29	0,35	-0,41	0,98
<i>Pente du sol minéral maximale</i>	-0,13	0,36	-0,83	0,57
<i>Pente du sol minéral moyenne</i>	0,2	0,68	-1,13	1,53
<i>Pente de surface minimale</i>	-0,32	0,24	-0,79	0,16
<i>Pente de surface maximale</i>	-0,04	0,24	-0,51	0,43
<i>Pente de surface moyenne</i>	-0,5	0,44	-1,36	0,37

## 2.5 Discussion

Nos résultats montrent une répartition bimodale des dates avec des âges vieux ( $> 4000$  cal. BP) en bas des toposéquences et des âges moins vieux ( $< 1500$  cal. BP) en haut (Tableau 2.1). Plus précisément, les âges de bas de pente semblent aussi être la résultante de deux phénomènes distincts: des âges très vieux ( $> 6000$  cal. BP) qui correspondent à l'initiation de l'accumulation d'un sol organique épais dans le bas des toposéquences et des âges «intermédiaires» qui semblent plutôt représenter l'accumulation de MO dans les parties plus élevées. Les âges de bas de pente laissent aussi apparaître un certain patron, deux sites sont très proches avec TP1, HAR1 et HAR2 datés aux alentours 7680 cal. BP alors que le troisième site (AUX) est beaucoup plus jeune.

### 2.5.1 Initiation de la paludification

Avant tout, nous tenons à signaler que même en l'absence d'analyses macrofossiles détaillées de la base de nos carottes nous avons la conviction que les dates basales obtenues reflètent bien le début de l'accumulation du sol organique faiblement décomposé. D'une part, la

capacité de « résistance » à la décomposition des macrorestes prélevés (principalement du bois et des aiguilles) ne nous paraît pas assez importante pour que ces macrorestes puissent être les vestiges d'une époque où les peuplements étaient productifs. D'autre part, la cohérence des dates basales obtenues au sein d'un même site et entre nos différents sites d'étude nous conforte dans l'idée que nous avons bien obtenu des dates qui reflètent la période du début de l'accumulation d'un sol organique faiblement décomposé. La matière organique semble avoir commencé à s'accumuler à la même période au niveau de TP1 et HAR1 c'est à dire aux alentours de 7680 cal. BP. Le chevauchement des intervalles de confiance des dates basales de HAR1 et HAR2 nous laisse penser que HAR2 a aussi commencé à accumuler de la MO à la même période (Tableau 2.1). L'accumulation initiale de MO sur nos sites d'étude semble avoir débuté à la même période que dans le reste de la région (Dionne 1979, Ali et al. 2008). Ce résultat, qui illustre une initiation de la paludification aux alentours de 7700 ans cal. BP à l'échelle régionale, révèle très probablement une influence externe à l'écosystème (Korhola 1994) autrement dit un forçage d'origine climatique par exemple. Il est important de rappeler que la vidange du lac proglaciaire Ojibway s'est produite aux alentours de 8200 – 8400 cal. BP (Barber et al. 1999). Ce résultat souligne un laps de temps oscillant aux alentours de 800 ans entre la vidange du lac Ojibway et l'initiation de la paludification dans la région. Il est également important de souligner que les dépôts lacustres ont également commencé à accumuler de la gyttja (boue algale) également aux alentours de 7700 cal. BP (Carcaillet et al. 2001; Ali et al. 2009; Hély et al. 2010). Il semblerait qu'à cette période les températures estivales étaient faibles en Amérique du Nord (Viau et al. 2006). Au Québec, elles auraient été accompagnées de faibles précipitations annuelles (Viau & Gajewski 2009). Ce climat froid mais sec aurait pu entraver l'accumulation verticale de MO au niveau des sols en ne ralentissant pas suffisamment la décomposition.

L'initiation de l'entourbement au niveau de AUX aurait débuté plus tardivement, aux alentours de 6500 cal. BP (Tableau 1). Ce point d'échantillonnage se situe dans une sorte de cuvette au bas de la toposéquence (Fig. 2.4a), nous pourrions donc envisager qu'il s'agissait alors d'une mare peu profonde. Il semblerait qu'une période de sécheresse ait été observée entre 7000 et 4000 cal. BP (Hély et al. 2010). Le comblement peut se produire même en

situation de sécheresse climatique relative (Kuhry et al. 1993). L'abaissement soudain du niveau des eaux aurait permis l'accumulation de MO dans ce site submergé sous une faible profondeur d'eau.

### 2.5.2 Paludification le long des toposéquences

Les vitesses d'expansion latérale hypothétiques que nous avons calculées montrent un résultat qui peut paraître étonnant. La vitesse entre HAR2 et HAR3 est de 0,166 m/an ce qui semble très rapide. Cette vitesse semble excessive et minimise l'hypothèse d'une diffusion latérale de la MO du bas vers le haut de la toposéquence. Néanmoins, certains auteurs considèrent de telles vitesses crédibles pour la diffusion latérale de la MO le long d'une faible pente et avancent des vitesses pouvant même aller jusqu'au mètre par an (Loisel et al. 2013; Zhao et al. 2014). Les intervalles de confiance des datations des bases de HAR2 et HAR3 ne se chevauchent pas mais sont cependant très proches (HAR2 estimée à 7697 +/- 89 et HAR3 à 7336 +/- 84 cal. BP). Nous pouvons donc nous interroger sur la validité de cette vitesse d'expansion latérale hypothétique qui pourrait être une conséquence des erreurs de datations et du faible nombre de macrorestes datés.

Les autres vitesses, de l'ordre de quelques millimètres par an, semblent beaucoup plus crédibles (Tableau 2.2). Il se pourrait que la MO se soit diffusée de TP1 vers TP2 et de AUX2 vers AUX3 par paludification exogène. De plus, TP2 et AUX3 ne présentent que très peu de charbons à leur base (Fig. 2.5b, 2.7c). Les vitesses de HAR3 à HAR4 et de TP2 à TP3 sont du même ordre de grandeur (Tableau 2.2). Cependant, les carottes TP3 et HAR4 possèdent de forts influx de charbons à leur base dont certains sont > 1 mm (Fig. 2.5c, 2.6d).

### 2.5.3 Influence du feu sur l'accumulation de matière organique

Dans un premier temps, nous remarquons que les taux d'accumulation verticaux le long des carottes les plus longues de chaque transect (TP1, HAR1, AUX1) ne sont pas réguliers. TP1 présente a priori un net hiatus sédimentaire entre 50 et 75 cm de profondeur (Tableau 2.1). HAR1 laisse apparaître a priori un hiatus entre 15 et 25 cm (Tableau 2.1). Il semble aussi que les taux d'accumulation verticaux soient anormalement faibles entre les 25 et 50 cm de la carotte AUX1 (Tableau 2.1). Or, on distingue de forts influx de charbons avec de nombreux charbons > 1 mm à ces mêmes profondeurs (Fig. 2.5a, 2.6a, 2.7a). Les feux semblent ici avoir

consumé la MO qui aurait dû se trouver dans les séquences créant ainsi des hiatus. Ce phénomène a été observé dans de nombreuses études auparavant (Kuhry 1994; Magnan et al. 2012; van Bellen et al. 2011; Ouarmim et al. 2014). La destruction de la MO lors des incendies semble se faire principalement par consommation (= combustion lente) (Hungerford et al. 1995; Rein et al. 2008). La capacité de consommation de la MO semble directement liée à sa densité volumique et à son taux d'humidité (Kane et al. 2007; Rein et al. 2008; Shetler et al. 2008; Viereck & Dyrness 1979). Or, les zones avec une couche organique épaisse, généralement dominées par les sphaignes, ont une plus forte densité volumique (van Cleve et al. 1983) et une meilleure capacité de rétention d'eau que les peuplements avec une fine couche organique (< 30 cm) dominés par les mousses hypnacées (Terrier et al. 2014). La capacité de rétention d'eau des sphaignes leur permet de maintenir un haut taux d'humidité même sous l'influence des fortes températures dégagées pendant un incendie (Shetler et al. 2008, Benschoter & Wieder 2003). Cependant, il semblerait que de façon épisodique il y ait pu avoir des événements de feux qui ont permis de consommer de la MO en bas de nos toposéquences et entraîner des hiatus sédimentaires. Il est important de souligner que ces hiatus s'opèrent en bas des toposéquences, il y aurait donc eu des feux d'une sévérité assez importante pour consommer de la MO dans le bas de nos toposéquences qui présentent une forte accumulation de MO.

Si l'on s'intéresse maintenant aux carottes du haut des toposéquences on remarque que les âges de la base sont très jeunes, généralement en dessous de 1000 cal. BP (Tableau 2.1). Il semble y avoir une rupture nette dans le processus de paludification entre les séquences de bas de toposéquences et celles de haut de toposéquences. Plusieurs hypothèses peuvent être évoquées pour expliquer cette rupture dans le processus de paludification. La première hypothèse est liée au fait qu'en haut de toposéquence nous avons généralement des conditions beaucoup plus sèches comparées aux environnements au bas de la toposéquence. Ces conditions plus sèches sont moins favorables à l'accumulation de MO (décomposition/ plus forte activité biologique). La deuxième hypothèse est liée à l'activité des feux qui pourrait être plus grande en haut des toposéquences en lien avec les conditions beaucoup plus sèches. Toutes les carottes initiées après 1000 BP présentent de forts influx de charbons à leurs bases avec de forts influx de charbons de bois > 1 mm (Fig. 2.5c, 2.5d, 2.5e, 2.6d). Nos

données ne permettent pas de décrire de façon précise la fréquence des feux le long des séquences. Pour avoir ce type de résultats, il aurait fallu dater un certain nombre de charbons de bois dans l'horizon minéral mais aussi à la transition entre la MO et sol minéral (e.g. Payette et al. 2013). Peu importe le phénomène impliqué (feux et/ou conditions microclimatiques) l'accumulation de la MO en haut des toposéquences semble être entravée par des facteurs qui y rajeunissent continuellement la MO.

#### 2.5.4 Influence des variables topographiques

Les modèles qui expliquent le mieux les accumulations de MO sur nos sites d'étude sont en liens avec des variables qui décrivent la configuration locale du sol minéral (Tableau 2.3). L'élévation relative possède une forte influence négative sur les accumulations de MO (Tableau 2.4). Il s'agit de la seule variable qui possède une influence significative (ANCOVA, p. value  $\ll 0,001$ , non présenté). La microtopographie possède une influence positive, mais moindre que l'élévation relative (Tableau 2.4). Par contre, plus la microtopographie moyenne du sol minéral est prononcée, plus elle a d'influence sur les accumulations de MO (Annexe H Fig. 8). Lavoie et al. (2007) ont également observé la même relation. Leurs sites avec une faible microtopographie montrent une faible relation entre microtopographie et accumulation de MO alors que les sites avec une forte microtopographie présentent une forte relation entre ces deux variables. Les inférences que nous avons réalisées révèlent qu'à élévation identique il y aurait une différence de plus de 50 cm de MO entre les plus faibles microtopographies moyennes et les plus fortes (dans la gamme échantillonnée) (Annexe H Fig. 8). Le mécanisme qui serait en lien avec la microtopographie implique une plus forte rétention d'eau dans les zones de fortes micro-dépression (Devito et al. 2005) qui permettrait une plus grande accumulation de MO. Nos données indiquent que la configuration locale du sol minéral joue fortement sur l'accumulation horizontale et verticale de la MO au cours du temps. Néanmoins la relation entre l'épaisseur de la MO accumulée et la position le long de la toposéquence pourrait être aussi influencée par les activités de feu. Nous avons pu constater que les feux peuvent réduire la couche de MO le long de la toposéquence. La relation entre épaisseur de MO accumulée et position le long de la toposéquence (= élévation relative) pourrait être une conséquence de l'influence localisée du feu avec une potentielle plus grande activité en haut des

toposéquences (à vérifier). Les feux réduiraient fortement la couche organique en haut de la toposéquence et non dans les dépressions, ce qui accroîtrait la relation statistique en faveur d'une forte incidence de l'élévation relative. Il est important également de souligner qu'une forte décomposition en haut des toposéquences pourrait avoir la même incidence sur la relation statistique entre MO et élévation relative. Il paraît donc contre-intuitif d'analyser la couche organique présente sur un territoire sans considérer la topographie (et la microtopographie) locale du sol minéral.

## 2.6 Conclusion

L'initiation de la paludification dans notre région d'étude semble être le résultat d'une influence du climat. L'accumulation de MO s'est faite avec un certain temps de latence dans notre région d'étude, s'amorçant aux alentours de 7700 cal. BP c'est-à-dire environ 800 ans après la vidange du lac Ojibway. Les feux semblent avoir consommé épisodiquement la MO au sein des carottes les plus longues (*i.e.* bas de toposéquence) vraisemblablement durant des périodes de fortes secheresses. Il semblerait que l'accumulation de MO sur nos sites soit principalement influencée par la configuration locale du sol minéral sous-jacent. L'accumulation de la MO en haut de nos toposéquences pourrait être contrainte par le passage récurrent de feux sévères et/ou par une plus forte dégradation de la MO en liens avec des conditions beaucoup plus sèches en haut de nos toposéquences. Nous considérons qu'il est pertinent d'appréhender le territoire en fonction des caractéristiques du sol minéral et de leurs conséquences potentielles sur les processus d'accumulation de la MO dans le temps et dans l'espace. Les résultats présentés dans cette étude sont malgré tout limités. Il serait intéressant, pour affiner nos conclusions, de développer des travaux permettant par exemple de retracer les fluctuations hydrologiques au cours du temps (analyse des rhyzopodes) et de développer des méthodes permettant de reconstruire de façon plus précise des activités de feux le long des séquences sédimentaires (Ouarmim et al. 2014). Des analyses macrofossiles permettraient de dégager des résultats sur l'incidence des dynamiques de végétation sur le processus de paludification. Notre travail s'est donc surtout attaché à comprendre l'initiation des peissières de notre région d'étude et l'incidence de la topographie (et la microtopographie) locale du sol minéral dans les dynamiques d'accumulation de MO.

## 2.7 Références bibliographiques

- Ali, A. A., Asselin, H., Larouche, A. C., Bergeron, Y., Carcaillet, C., & Richard, P. J. H. (2008). Changes in fire regime explain the Holocene rise and fall of *Abies balsamea* in the coniferous forests of western Québec, Canada. *The Holocene*, 18(5), 693-703.
- Ali, A. A., Carcaillet, C., & Bergeron, Y. (2009). Long term fire frequency variability in the eastern Canadian boreal forest: the influences of climate vs. local factors. *Global Change Biology*, 15(5), 1230-1241.
- Barber, D., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A., Andrews, J., Kerwin, M., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M. D. & Gagnon, J.- M. (1999). Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 400(6742), 344-348.
- Benscoter, B., & Wieder, K. (2003). Variability in organic matter lost by combustion in a boreal bog during the 2001 Chisholm fire. *Canadian Journal of Forest Research*, 33(12), 2509-2513.
- Bonan, G. B., & Shugart, H. H. (1989). Environmental factors and ecological processes in boreal forests. *Annual review of ecology and systematics*, 1-28.
- Carcaillet, C., Bergeron, Y., Richard, P. J., Fréchette, B., Gauthier, S., & Prairie, Y. T. (2001). Change of fire frequency in the eastern Canadian boreal forests during the Holocene: does vegetation composition or climate trigger the fire regime?. *Journal of Ecology*, 89(6), 930-946.
- Clark, J. S. (1988). Particle motion and the theory of charcoal analysis: source area, transport, deposition, and sampling. *Quaternary Research*, 30(1), 67-80.
- Devito, K., Creed, I., Gan, T., Mendoza, C., Petrone, R., Silins, U., & Smerdon, B. (2005). A framework for broad- scale classification of hydrologic response units on the Boreal Plain: is topography the last thing to consider? *Hydrological processes*, 19(8), 1705-1714.
- Dionne, J. C. (1979). Radiocarbon dates on peat and tree remains from James Bay area, subarctic Quebec. *Canadian Journal of Forest Research*, 9(1), 125-129.
- Environnement Canada. (2013). <http://weather.gc.ca/>
- Fyfe, R. M., Coombe, R., Davies, H., & Parry, L. (2013). The importance of sub-peat carbon storage as shown by data from Dartmoor, UK. *Soil Use and Management*. 30(1), 23-31.
- Gorham, E. (1991). Northern peatlands: role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. *Ecological Applications*, 1(2), 182-195.

- Hardy, L. (1977). La déglaciation et les épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des basses terres de la baie de James. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4), 261-273.
- Harper, K. A., Boudreault, C., DeGrandpré, L., Drapeau, P., Gauthier, S., & Bergeron, Y. (2003). Structure, composition, and diversity of old-growth black spruce boreal forest of the Clay Belt region in Québec and Ontario. *Environmental Reviews*, 11(S1), 79-98.
- Heinselman, M. L. (1963). Forest sites, bog processes, and peatland types in the glacial Lake Agassiz region, Minnesota. *Ecological Monographs*, 33(4), 327-374.
- Hély, C., Girardin, M. P., Ali, A. A., Carcaillet, C., Brewer, S., & Bergeron, Y. (2010). Eastern boreal North American wildfire risk of the past 7000 years: A model-data comparison. *Geophysical Research Letters*, 37(14).
- Hungerford, R. D., Harrington, M. G., Frandsen, W. H., Ryan, K. C., Niehoff, G. J. (1995). The influence of fire on factors that affect site productivity. Management and Productivity of Western-Montane Forest Soils, *USDA Forest Service General Technical Report INT-280*. pp. 32-50.
- Johnson, E. A. (1992). Fire and Vegetation Dynamics. *Cambridge University Press, Cambridge, UK*.
- Kane, E., Kasischke, E., Valentine, D., Turetsky, M., & McGuire, A. (2007). Topographic influences on wildfire consumption of soil organic carbon in interior Alaska: Implications for black carbon accumulation. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences (2005–2012)*, 112(G3).
- Korhola, A. (1994). Radiocarbon Evidence for Rates of Lateral Expansion in Raised Mires in Southern Finland. *Quaternary Research*, 42(3), 299-307.
- Korhola, A. (1996). Initiation of a sloping mire complex in southwestern Finland: Autogenic versus allogenic controls. *Écoscience*, 3, 216-222.
- Korhola, A., Ruppel, M., Seppä, H., Väliranta, M., Virtanen, T., & Weckström, J. (2010). The importance of northern peatland expansion to the late-Holocene rise of atmospheric methane. *Quaternary Science Reviews*, 29(5), 611-617.
- Kuhry, P. (1994). The role of fire in the development of Sphagnum-dominated peatlands in western boreal Canada. *Journal of Ecology*, 899-910.
- Kuhry, P., Nicholson, B. J., Gignac, L. D., Vitt, D. H., & Bayley, S. E. (1993). Development of Sphagnum-dominated peatlands in boreal continental Canada. *Canadian Journal of Botany*, 71(1), 10-22.



- Lavoie, M., Harper, K., Paré, D., & Bergeron, Y. (2007). Spatial pattern in the organic layer and tree growth: A case study from regenerating *Picea mariana* stands prone to paludification. *Journal of Vegetation Science*, 18(2), 213-222.
- Lavoie, M., Paré, D., Fenton, N., Groot, A., & Taylor, K. (2005). Paludification and management of forested peatlands in Canada: a literature review. *Environmental reviews*, 13(2), 21-50.
- Lecomte, N., Simard, M., Bergeron, Y., Larouche, A., Asnong, H., & Richard, P. J. H. (2005). Effects of fire severity and initial tree composition on understory vegetation dynamics in a boreal landscape inferred from chronosequence and paleoecological data. *Journal of Vegetation Science*, 16(6), 665-674.
- Lecomte, N., Simard, M., Fenton, N., & Bergeron, Y. (2006). Fire Severity and Long-term Ecosystem Biomass Dynamics in Coniferous Boreal Forests of Eastern Canada. *Ecosystems*, 9(8), 1215-1230.
- Loisel, J., Yu, Z., Parsekian, A., Nolan, J., & Slater, L. (2013). Quantifying landscape morphology influence on peatland lateral expansion using ground-penetrating radar (GPR) and peat core analysis. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 118(2), 373-384.
- Magnan, G., Lavoie, M., & Payette, S. (2012). Impact of fire on long-term vegetation dynamics of ombrotrophic peatlands in northwestern Québec, Canada. *Quaternary Research*, 77(1), 110-121.
- Mazerolle, M. J. 2012. Package “AICcmodavg. Model selection and multimodel inference based on (Q)AIC (c) version 1.24. *R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria*.
- MDDEP. (2006). Identification et délimitation des écosystèmes aquatiques, humides et riverains.
- Ohlson, M., Korbøl, A., & Økland, R. H. (2006). The macroscopic charcoal record in forested boreal peatlands in southeast Norway. *The Holocene*, 16(5), 731-741.
- Ohlson, M., & Tryterud, E. (2000). Interpretation of the charcoal record in forest soils: forest fires and their production and deposition of macroscopic charcoal. *The Holocene*, 10(4), 519-525.
- Ouarmim, S., Asselin, H., Bergeron, Y., Ali, A. A., & Hély, C. (2014). Stand structure in fire refuges of the eastern Canadian boreal mixedwood forest. *Forest Ecology and Management*, 324, 1-7.
- Payette, S., Garneau, M., Delwaide, A., & Schaffhauser, A. (2013). Forest soil paludification and mid-Holocene retreat of jack pine in easternmost North America: Evidence for a climatic shift from fire-prone to peat-prone conditions. *The Holocene*, 23(4), 494-503.

- Payette, S. (2001). Les principaux types de tourbières. Dans *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Édité par Payette, S. et Rochefort, L. *Les Presses de l'Université Laval, Québec*. 39–89.
- R Development Core Team (2012). R: A language and environment for statistical computing. *R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria*.
- Reimer, P. J., Baillie, M., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Burr, G. S., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S. W., Reimer, R. W., Richards, D. A., Southon, J. R., Talamo, S., Turney, C. S. M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C. E. (2009). IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP.
- Rein, G., Cleaver, N., Ashton, C., Pironi, P., & Torero, J. (2008). The severity of smouldering peat fires and damage to the forest soil. *Catena*, 74(3), 304-309.
- Robitaille, A., & Saucier, J. (1998). Paysages régionaux du Québec méridional. MRN, Gouvernement du Québec. Les publications du Québec.
- Shetler, G., Turetsky, M. R., Kane, E., & Kasischke, E. S. (2008). Sphagnum mosses limit total carbon consumption during fire in Alaskan black spruce forests. *Canadian Journal of Forest Research*, 38(8), 2328-2336.
- Simard, M., Lecomte, N., Bergeron, Y., Bernier, P., & Paré, D. (2007). Forest productivity decline caused by successional paludification of boreal soils. *Ecological Applications*, 17(6), 1619-1637.
- Simard, M., Lecomte, N., Bergeron, Y., Bernier, P., & Paré, D. (2008). Un aménagement écosystémique de la pessière du nord de la ceinture d'argile québécoise. Dans Gauthier, S., Vaillancourt, M.-A., Leduc, A., Grandpré, L. D., Morin, H., Drapeau, P., & Bergeron, Y. (2008). Aménagement écosystémique en forêt boréale. *Presses de l'Université du Québec, Québec (Québec), Canada*. 269-300.
- Simard, M., Bernier, P. Y., Bergeron, Y., Paré, D., & Guérine, L. (2009). Paludification dynamics in the boreal forest of the James Bay Lowlands: effect of time since fire and topography. *Canadian Journal of Forest Research*, 39(3), 546-552.
- Stuiver, M., & Reimer, P. J. (1993). Extended (super 14) C data base and revised CALIB 3.0 (super 14) C age calibration program. *Radiocarbon*, 35(1), 215-230.
- Terrier, A., de Groot, W. J., Girardin, M. P., & Bergeron, Y. (2014). Dynamics moisture content in spruce-feather moss and spruce sphagnum organic layers during an extreme fire season and implication for future depths of burn in clay belt black spruce forest. *International Journal of Wildland Fire*, 1448-5516.

- Tinner, W., Hofstetter, S., Zeugin, F., Conedera, M., Wohlgemuth, T., Zimmermann, L., & Zweifel, R. (2006). Long-distance transport of macroscopic charcoal by an intensive crown fire in the Swiss Alps-implications for fire history reconstruction. *The Holocene*, 16(2), 287-292.
- Tolonen, K. (1983). The post-glacial fire record. Dans *The Role of Fire in Northern Circumpolar Ecosystems*. Édité par Wein, R. W. et Maclean, D. A. Chichester, UK: John Wiley & Sons.
- Turunen, C., & Turunen, J. (2003). Development history and carbon accumulation of a slope bog in oceanic British Columbia, Canada. *The Holocene*, 13(2), 225-238.
- van Bellen, S., Garneau, M., & Booth, R. K. (2011). Holocene carbon accumulation rates from three ombrotrophic peatlands in boreal Quebec, Canada: Impact of climate-driven ecohydrological change. *The Holocene*, 21(8), 1217-1231.
- van Cleve, K., Dyrness, C. T., Viereck, L. A., Fox, J., Chapin III, F. S., & Oechel, W. (1983). Taiga ecosystems in interior Alaska. *Bioscience*, 33(1), 39-44.
- van Cleve, K., & Viereck, L. A. (1981). Forest succession in relation to nutrient cycling in the boreal forest of Alaska. *Forest succession*, 185-211.
- van Cleve, K., & Viereck, L. (1983). A comparison of successional sequences following fire in permafrost-dominated and permafrost-free sites in interior Alaska, pp. 1286–1290. in *Permafrost: Fourth International Conference Proceedings*. National Academy Press, 1524 pp.
- Veillette, J. (2007). *Géologie des formations en surface et histoire glaciaire, Rivière Harricana, Québec*: Commission géologique du Canada.
- Viau, A., & Gajewski, K. (2009). Reconstructing millennial-scale, regional paleoclimates of boreal Canada during the Holocene. *Journal of Climate*, 22(2), 316-330.
- Viau, A., Gajewski, K., Sawada, M., & Fines, P. (2006). Millennial-scale temperature variations in North America during the Holocene. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 111(D9).
- Viereck, L. A. (1982). Effects of fire and firelines on active layer thickness and soil temperatures in interior Alaska. In *Proceeding of the Fourth Canadian Permafrost Conference*. National Research Council of Canada. Ottawa, Ontario, Canada, 123-135.
- Viereck, L. A., & Dyrness, C. T. (1979). *Preliminary results of experimental fires in the black spruce type of interior Alaska* (Vol. 332): Dept. of Agriculture, Forest Service, Pacific Northwest Forest and Range Experiment Station.
- Vincent, J., & Hardy, L. (1977). L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4), 357-372.

Zhao, Y., Tang, Y., Yu, Z., Li, H., Yang, B., Zhao, W., Li, F. & Li, Q. (2014). Holocene peatland initiation, lateral expansion, and carbon dynamics in the Zoige Basin of the eastern Tibetan Plateau. *The Holocene*, 0959683614538077

## CHAPITRE III

### CONCLUSION GÉNÉRALE

Le présent projet nous a permis d'améliorer nos connaissances sur la dynamique d'accumulation de la MO dans le paysage au cours de l'Holocène. Il semblerait que le climat sec au moment de l'émergence des terres ait pu limiter l'accumulation initiale de MO sur nos sites d'étude. L'accumulation de MO se serait initiée en de multiples points indépendants le long de nos toposéquences mais se serait aussi diffusée de façon latérale avec des vitesses d'expansion de l'ordre de quelques mm par an. La présence d'une microtopographie prononcée du sol minéral semble accentuer les accumulations de MO notamment dans les microdépressions.

Les accumulations de MO de nos sites d'étude semblent principalement contrôlées par la configuration locale du sol minéral (élévation relative plus microtopographie). Nos résultats suggèrent donc que la paludification n'est pas un phénomène vertical associé à un point donné sans relation avec le paysage environnant. Nous considérons qu'il est important de caractériser l'accumulation de MO en fonction des conditions topographiques et microtopographiques locales pour pleinement comprendre la dynamique d'accumulation de la MO dans le temps et dans l'espace. Les feux peuvent jouer sur l'accumulation de la MO avec potentiellement une plus forte incidence en haut de toposéquences. Néanmoins, durant des périodes de fortes sécheresses une consommation de la MO peut s'opérer dans les dépressions. Il paraît alors périlleux d'analyser les relations MO / variables topographiques au niveau d'un point en l'extrayant du paysage environnant (*i.e.* de sa toposéquence). L'influence du feu sur les accumulations de MO semble intimement liée à la position au sein de la toposéquence. Le haut des toposéquences semble plus affecté par les feux que le bas. Cependant, nous travaillons en élévation relative et le haut de nos toposéquences ne constitue pas forcément un haut de pente à l'échelle du paysage. On pourrait donc se demander dans

quelle mesure les couches organiques présentes sur le territoire sont plus influencées par des phénomènes qui ont cours à l'échelle du paysage plutôt qu'à celle de la toposéquence. Autrement dit, les phénomènes qui jouent essentiellement à l'échelle du paysage ont-ils plus d'influence que ceux liés à la microtopographie et à l'action du feu au sein de chacune des toposéquences qui constitue le paysage?

Si on cherche à caractériser les relations accumulation de MO / variables topographiques sur de grands territoires, il pourrait être pertinent de considérer le territoire comme une succession de « bassins de paludification ». Chaque « bassin de paludification » représenterait une portion de territoire qui ne peut plus brûler jusqu'au sol minéral (Fig. 3.8. a+b ou d), peu importe son « altitude absolue », délimitée par le territoire maintenu productif en amont (Fig. 3.8. c ou e). Ainsi, « l'élévation absolue » qui se positionne par rapport au niveau de la mer

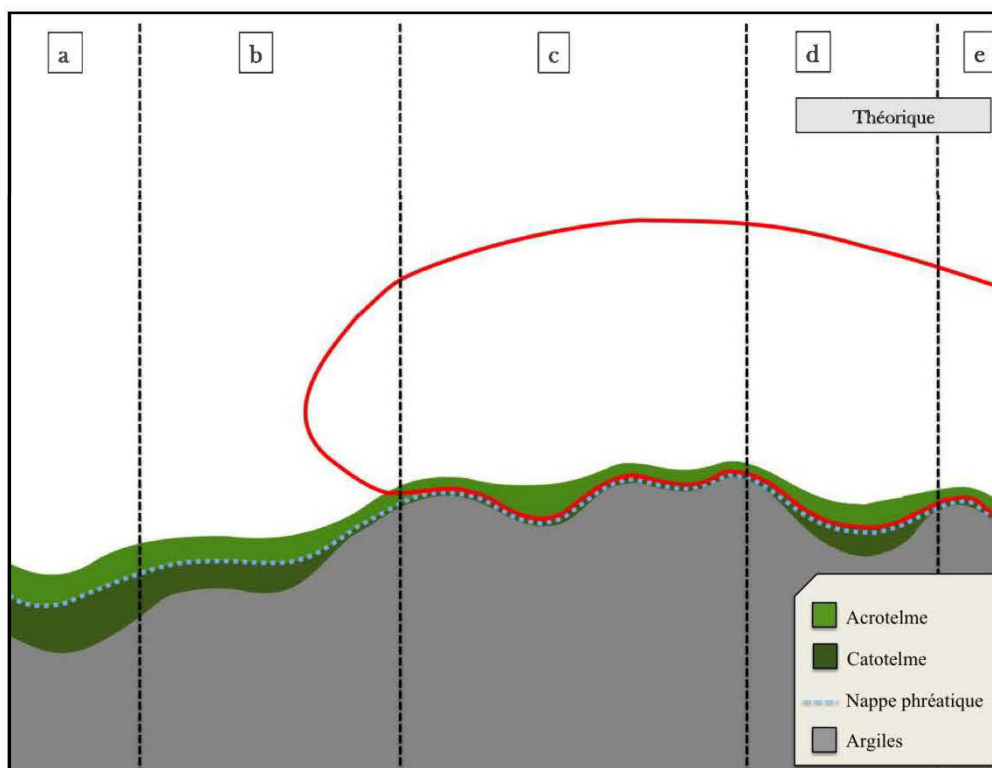


Figure 3.8 : Schéma conceptuel résumant les principales conclusions de l'étude. à l'échelle de la toposéquence. La bulle rouge représente l'influence du feu qui consomme la MO jusqu'au sol minéral sur le haut des pentes

deviendrait une «élévation relative» au niveau le plus bas du «bassin de paludification» considéré, la meilleure des variables explicatives que nous ayons identifiée. De ce fait, travailler par «bassin de paludification » (*i.e.* à l'échelle de la toposéquences) permettrait d'avoir une approche plus fine des processus de paludification. Cela permettrait de ne pas considérer le paysage (et sa couche organique) comme un tout, mais plutôt comme une suite de toposéquences délimitées notamment par les feux. Cela implique que l'ensemble des données qui sont présentées dans cette étude ne peuvent pas être appliquées à l'échelle du territoire sans avoir au préalable défini les différents «bassins de paludification » qui le constituent.

Dans une perspective d'aménagement des forêts paludifiées du sud des basses terres de la baie de James, si on cherche à prédire les accumulations de MO à partir de variables observables en surface, l'élévation relative de surface semble être un meilleur prédicteur que la pente de surface seule (minimale, maximale ou moyenne) (Annexe I Tableau 1). L'élévation relative de surface seule reste un meilleur prédicteur même si on l'associe à une des trois variables de pente de surface (minimale, maximale ou moyenne) (Annexe I Tableau 1). Cependant, l'élévation relative de surface ne montre pas de relation significative avec l'épaisseur de la couche de MO (ANCOVA, p.value : 0.0716, non présenté). Tous les modèles construits essentiellement à partir des variables « de surface » sont nettement moins bons que ceux qui utilisent les caractéristiques du sol minéral sous-jacent (Tableau 2.3). Il est important de noter que nous travaillons ici essentiellement en considérant que l'élévation minimale (du sol minéral) de chaque site est égale à 0 (= élévation relative) et les données dont nous disposons ne permettent pas de savoir si l'altitude absolue est un meilleur prédicteur que la pente de surface dans le paysage général. Si l'on cherche à prédire le plus fidèlement possible les couches de MO sans contraintes logistiques, il serait préférable de partitionner le territoire en de multiples « bassins de paludification » (*i.e.* partitionner le territoire en fonctions des zones productives). Il serait alors mieux de se fier à l'élévation relative du sol minéral éventuellement couplée à une variable représentative de la microtopographie moyenne du sol minéral.

## ANNEXE A

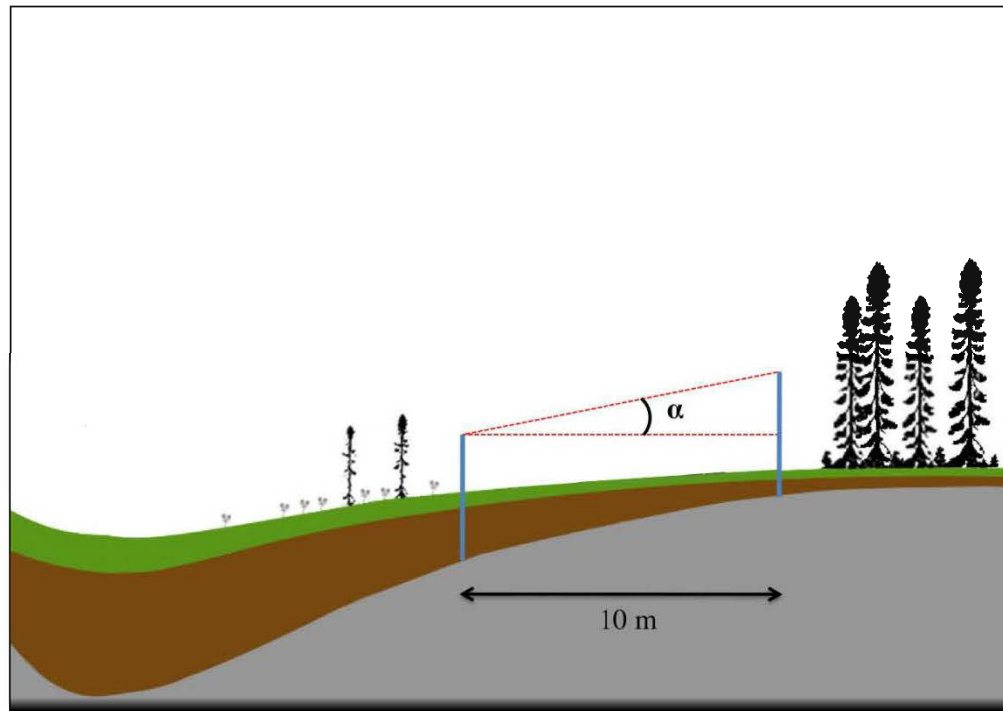


Figure 1 : Schéma représentant la méthode pour mesurer les pentes *in situ*. Les deux tiges bleues de longueur identique sont accotées à la transition argile/matière organique. Nous avons mesuré la pente du sol minéral ( $\alpha$ ) à l'aide d'un clinomètre



ANNEXE B

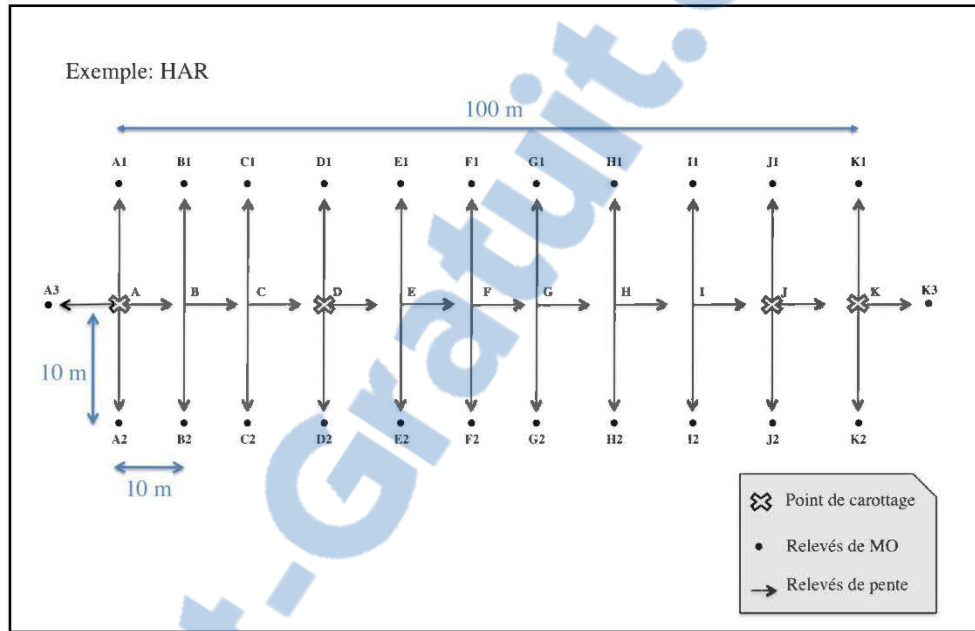


Figure 2 : Schéma (vue aérienne) représentant la position et l'orientation des relevés de pentes réalisés *in situ*. Les pentes ont été mesurées dans l'axe du transect de carottage mais aussi perpendiculairement à celui-ci. La matière organique a aussi été mesurée au niveau de tous les points (A, B, C...) situés dans l'axe du transect de carottage

## ANNEXE C

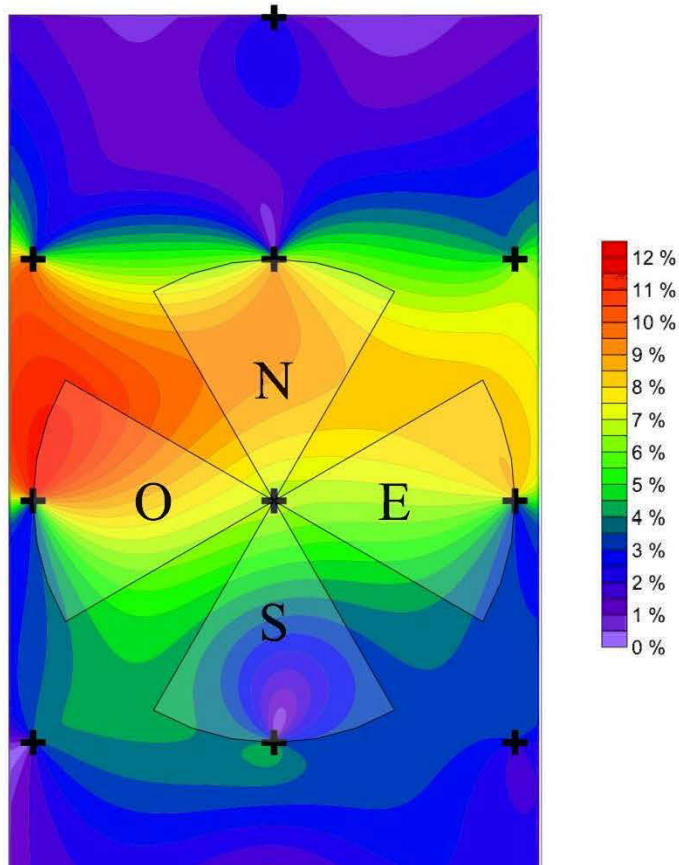


Figure 3 : Méthode de calcul des valeurs de microtopographie. Les « + » correspondent aux relevés de matière organique. La carte en arrière plan est celle du calcul des pentes à fine échelle. Nous avons effectué une moyenne des valeurs de pentes à l'intérieur de chacun des triangles. Par exemple, la valeur de microtopographie « est » correspondra à la moyenne de toutes les pentes que l'on observe dans le triangle « E ». Pour obtenir une valeur associée au point central nous avons utilisé la moyenne de ces quatre valeurs (= microtopographie moyenne), la plus forte de ces quatre valeurs (= microtopographie maximale) et la plus faible de ces quatre valeurs (=microtopographie minimale)

## ANNEXE D

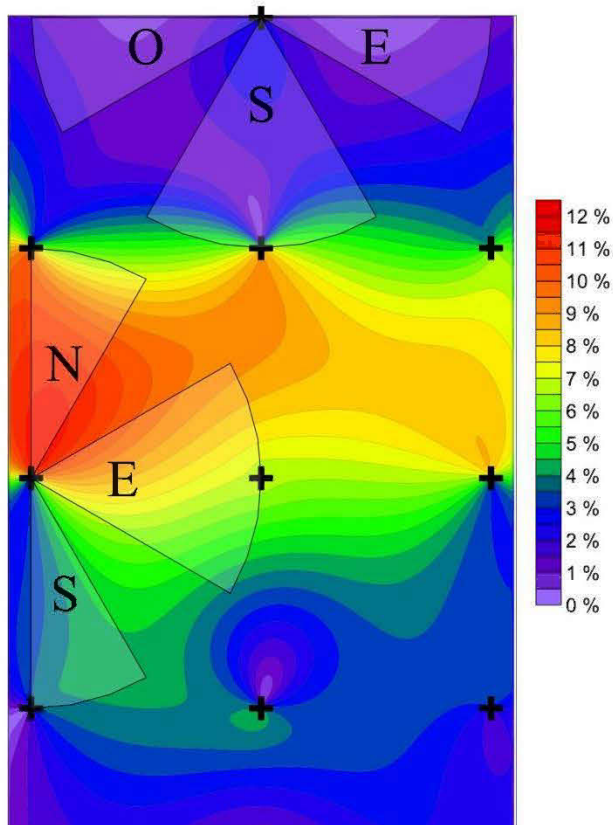


Figure 4 : Valeurs manquantes dans les calculs de microtopographie. Les éléments de la carte sont les mêmes qu'en Annexe C figure 3. On remarque que les points les plus hauts (= les plus au nord) du transect ne possèdent pas de valeur de microtopographie « nord ». Les points situés à l'ouest ne possèdent pas de valeur de microtopographie « ouest »

## ANNEXE E

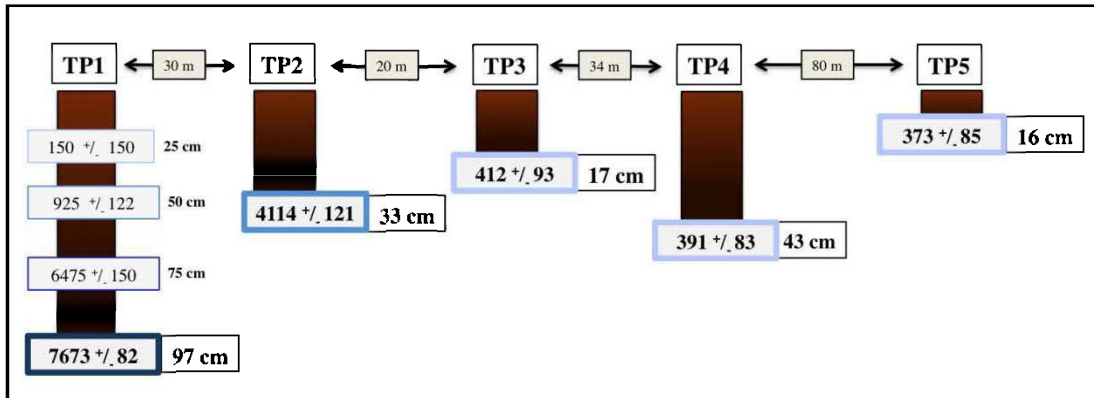


Figure 5 : Schéma des carottes récoltées sur le site TP. Les datations radiocarbones (en années cal. BP) et les profondeurs respectives (en cm) où elles ont été réalisées sont aussi présentées. Les profondeurs les plus grandes de toutes les carottes correspondent à la longueur des séquences récoltées. Les distances entre les carottes (en m) apparaissent dans les cases entre le nom des carottes

## ANNEXE F

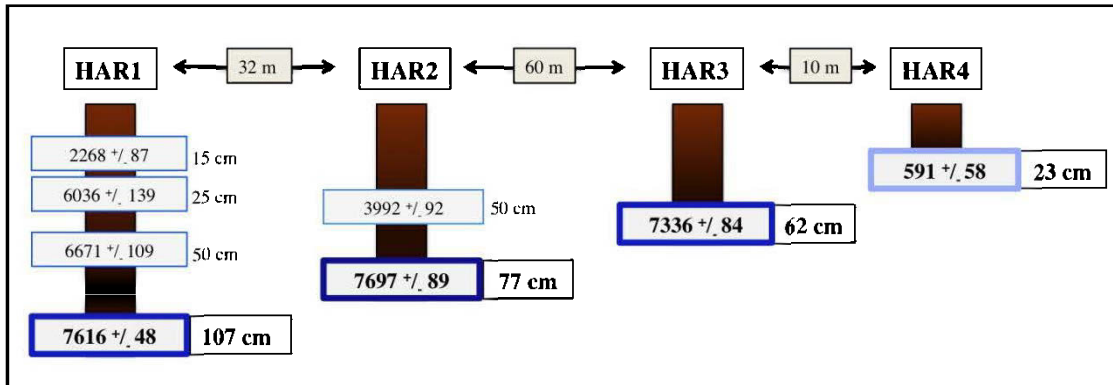


Figure 6 : Schéma des carottes récoltées sur le site HAR. Les datations radiocarbones (en années cal. BP) et les profondeurs respectives (en cm) où elles ont été réalisées sont aussi présentées. Les profondeurs les plus grandes de toutes les carottes correspondent à la longueur des séquences récoltées. Les distances entre les carottes (en m) apparaissent dans les cases entre le nom des carottes

## ANNEXE G

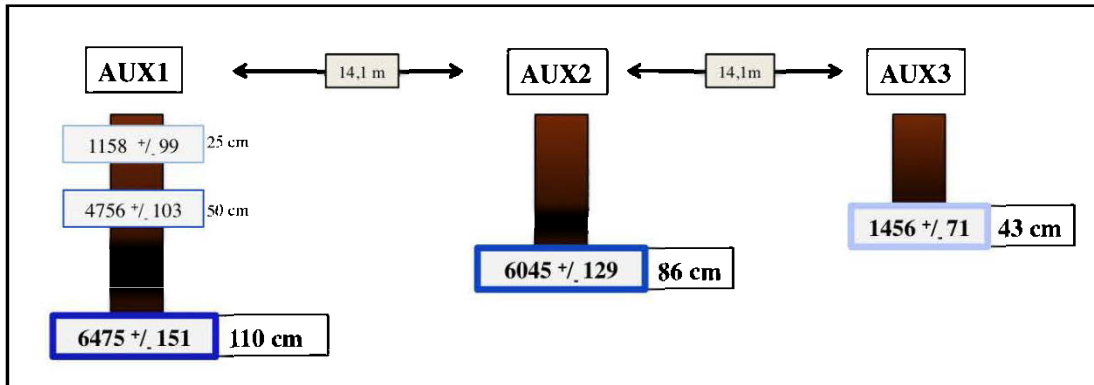


Figure 7 : Schéma des carottes récoltées sur le site AUX. Les datations radiocarbones (en années cal. BP) et les profondeurs respectives (en cm) où elles ont été réalisées sont aussi présentées. Les profondeurs les plus grandes de toutes les carottes correspondent à la longueur des séquences récoltées. Les distances entre les carottes (en m) apparaissent dans les cases entre le nom des carottes

## ANNEXE H

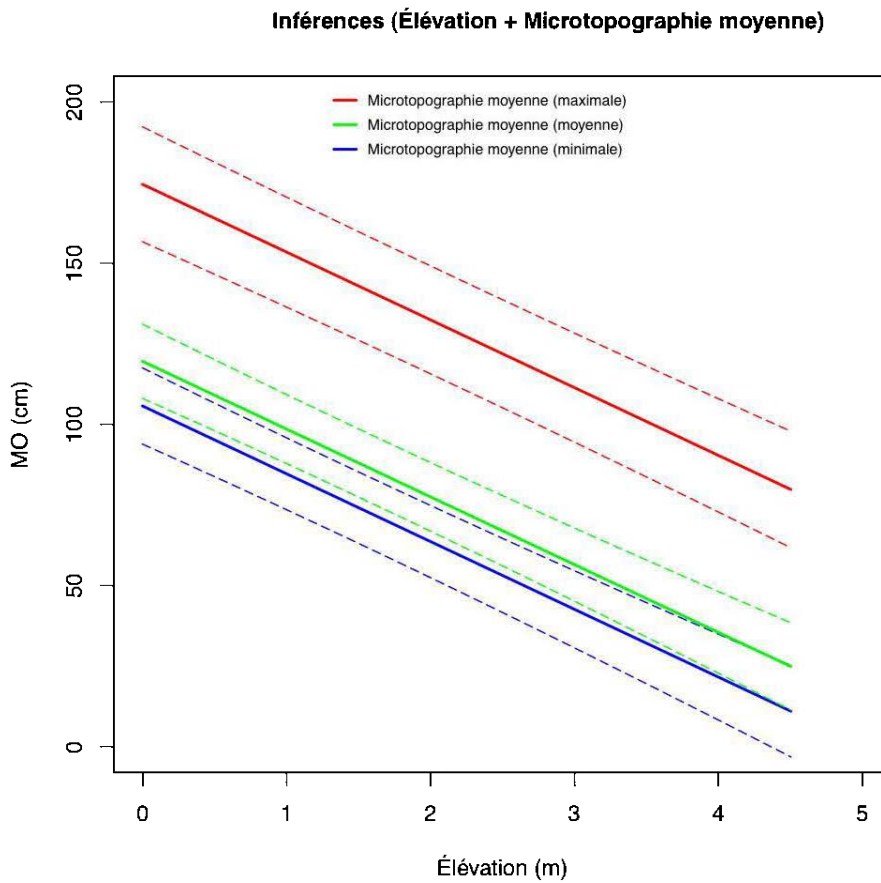


Figure 8 : Courbe représentant les épaisseurs de matière organique inférées à partir du meilleur modèle (*Élévation relative plus Microtopographie moyenne*). Les élévations relatives et les microtopographies moyennes sont dans la gamme des valeurs échantillonnées. La microtopographie moyenne (minimale) correspond à la plus faible des microtopographies moyennes calculées. La microtopographie moyenne (moyenne) correspond à la moyenne de toutes les microtopographies moyennes calculées. La microtopographie moyenne (maximale) correspond à la plus forte des microtopographies moyennes calculées

## ANNEXE I

Tableau 1 : Résultats des analyses de sélection de modèles mixtes. Seul les modèles comprenant les variables récoltables en surface sont inclus

<b>Modèle</b>	<b>K</b>	<b>AICc</b>	<b>Delta_AICc</b>	<b>AICcWT</b>	<b>LL</b>
Élévation de surface	4	1033,27	0	0,28	-512,44
Élévation de surface + Pente de surface minimale	5	1034,08	0,81	0,19	-511,74
Élévation de surface + Pente de surface moyenne	5	1034,22	0,94	0,18	-511,81
Pente de surface moyenne	4	1035,32	2,04	0,1	-513,46
Pente de surface minimale	4	1035,33	2,06	0,1	-513,47
Élévation de surface + Pente de surface maximale	5	1035,43	2,15	0,1	-512,42
Pente de surface maximale	4	1036,41	3,14	0,06	-514,01



LISTE DES RÉFÉRENCES POUR L'INTRODUCTION ET LA CONCLUSION  
GÉNÉRALE

- Ali, A. A., Carcaillet, C., & Bergeron, Y. (2009). Long term fire frequency variability in the eastern Canadian boreal forest: the influences of climate vs. local factors. *Global Change Biology*, 15(5), 1230-1241.
- Anderson, R. L., Foster, D. R., & Motzkin, G. (2003). Integrating lateral expansion into models of peatland development in temperate New England. *Journal of Ecology*, 91(1), 68-76.
- Ballivy, G., Pouliot, G., & Loiselle, A. (1971). Quelques caractéristiques géologiques et minéralogiques des dépôts d'argile du Nord-Ouest du Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(12), 1525-1541.
- Barber, D., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A., Andrews, J., Kerwin, M., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M. D. & Gagnon, J.- M. (1999). Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 400(6742), 344-348.
- Bergeron, Y., & Archambault, S. (1993). Decreasing frequency of forest fires in the southern boreal zone of Quebec and its relation to global warming since the end of the 'Little Ice Age'. *The Holocene*, 3(3), 255-259.
- Bergeron, Y., Cyr, D., Drever, C. R., Flannigan, M., Gauthier, S., Kneeshaw, D., Lauzon, E., Leduc, A., Le Goff, H., Lesieur, D. & Logan, K. (2006). Past, current, and future fire frequencies in Quebec's commercial forests: implications for the cumulative effects of harvesting and fire on age-class structure and natural disturbance-based management. *Canadian Journal of Forest Research*, 36(11), 2737-2744.
- Bonan, G. B., & Shugart, H. H. (1989). Environmental factors and ecological processes in boreal forests. *Annual review of ecology and systematics*, 1-28.
- Boudreault, C., Bergeron, Y., Gauthier, S., & Drapeau, P. (2002). Bryophyte and lichen communities in mature to old-growth stands in eastern boreal forests of Canada. *Canadian Journal of Forest Research*, 32(6), 1080-1093.
- Charman, D. J. (2002). Peatlands and environmental change. *John Wiley & Sons Ltd.*
- Clark, J. S. (1988). Particle motion and the theory of charcoal analysis: source area, transport, deposition, and sampling. *Quaternary Research*, 30(1), 67-80.

- Clymo, R. (1965). Experiments on breakdown of Sphagnum in two bogs. *The Journal of Ecology*, 747-758.
- Crawford, R., Jeffree, C., & Rees, W. (2003). Paludification and forest retreat in northern oceanic environments. *Annals of Botany*, 91(2), 213-226.
- Cyr, D., Gauthier, S., & Bergeron, Y. (2007). Scale-dependent determinants of heterogeneity in fire frequency in a coniferous boreal forest of eastern Canada. *Landscape Ecology*, 22(9), 1325-1339.
- Dyke, A. S., & Prest, V. K. (1987). Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide ice sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41(2), 237-263.
- Fenton, N., Béland, C., De Blois, S., & Bergeron, Y. (2007). Sphagnum establishment and expansion in black spruce (*Picea mariana*) boreal forests. *Botany*, 85(1), 43-50.
- Fenton, N., & Bergeron, Y. (2006). Facilitative succession in a boreal bryophyte community driven by changes in available moisture and light. *Journal of Vegetation Science*, 17(1), 65-76.
- Fenton, N., & Bergeron, Y. (2013). Stochastic processes dominate during boreal bryophyte community assembly. *Ecology*, 94(9), 1993-2006.
- Fenton, N., Lecomte, N., Legare, S., & Bergeron, Y. (2005). Paludification in black spruce (*Picea mariana*) forests of eastern Canada: potential factors and management implications. *Forest Ecology and Management*, 213(1-3), 151-159.
- Gauthier, S., Grandpré, L., & Bergeron, Y. (2000). Differences in forest composition in two boreal forest ecoregions of Quebec. *Journal of Vegetation Science*, 11(6), 781-790.
- Gauthier, S., Leduc, A., Harvey, B., Bergeron, Y., & Drapeau, P. (2001). Les perturbations naturelles et la diversité écosystémique. *Naturaliste canadien*, 125(3), 10-17.
- Girardin, M. P., & Mudelsee, M. (2008). Past and future changes in Canadian boreal wildfire activity. *Ecological Applications*, 18(2), 391-406.
- Glebov, F. Z., & Korzukhin, M. D. (1992). Transitions between boreal forest and wetland. *A systems analysis of the global boreal forest*. Cambridge University Press, Cambridge, 241-266.
- Gorham, E. (1991). Northern peatlands: role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. *Ecological Applications*, 1, 182-195.
- Gorozhankina, S. (1997). Paludification in the Tsentral'no-Sibirskii Biosphere Reserve (the Yenisei Region of Siberia). *Russian Journal of Ecology*, 28(2), 67-72.

- Hardy, L. (1977). La déglaciation et les épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des basses terres de la baie de James. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4), 261-273.
- Harper, K. A., Boudreault, C., DeGrandpré, L., Drapeau, P., Gauthier, S., & Bergeron, Y. (2003). Structure, composition, and diversity of old-growth black spruce boreal forest of the Clay Belt region in Québec and Ontario. *Environmental reviews*, 11(S1), 79-98.
- Hély, C., Girardin, M. P., Ali, A. A., Carcaillet, C., Brewer, S., & Bergeron, Y. (2010). Eastern boreal North American wildfire risk of the past 7000 years: A model-data comparison. *Geophysical Research Letters*, 37(14).
- Johnson, E. A. (1992). *Fire and Vegetation Dynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Korhola, A. (1996). Initiation of a sloping mire complex in southwestern Finland: Autogenic versus allogenic controls. *Écoscience*, 3, 216-222.
- Kuhry, P. (1994). The role of fire in the development of Sphagnum-dominated peatlands in western boreal Canada. *Journal of Ecology*, 899-910.
- Kuhry, P., Nicholson, B. J., Gignac, L. D., Vitt, D. H., & Bayley, S. E. (1993). Development of Sphagnum-dominated peatlands in boreal continental Canada. *Canadian Journal of Botany*, 71(1), 10-22.
- Kuhry, P., & Turunen, J. (2006). The postglacial development of boreal and subarctic peatlands. *Boreal peatland ecosystems*, 25-46.
- Larocque, I., Bergeron, Y., Campbell, I., & Bradshaw, R. (2000). Vegetation changes through time on islands of Lake Duparquet, Abitibi, Canada. *Canadian Journal of Forest Research*, 30(2), 179-190.
- Larsen, J. A. (1971). Vegetational relationships with air mass frequencies: boreal forest and tundra. *Arctic*, 24(3), 177-194.
- Lavoie, M., Paré, D., Fenton, N., Groot, A., & Taylor, K. (2005). Paludification and management of forested peatlands in Canada: a literature review. *Environmental Reviews*, 13(2), 21-50.
- Lecomte, N., Simard, M., Bergeron, Y., Larouche, A., Asnong, H., & Richard, P. J. H. (2005). Effects of fire severity and initial tree composition on understory vegetation dynamics in a boreal landscape inferred from chronosequence and paleoecological data. *Journal of Vegetation Science*, 16(6), 665-674.
- Lecomte, N., Simard, M., Fenton, N., & Bergeron, Y. (2006). Fire Severity and Long-term Ecosystem Biomass Dynamics in Coniferous Boreal Forests of Eastern Canada. *Ecosystems*, 9(8), 1215-1230.

- Lee, H. (1960). Late glacial and postglacial Hudson Bay sea episode. *Science*, 131(3413), 1609-1611.
- Lefort, P., Harvey, B., Parton, J., & Smith, G. K. M. (2002). Synthesizing knowledge of the Claybelt to promote sustainable forest management. *The Forestry Chronicle*, 78(5), 665-671.
- Ohlson, M., Korbøl, A., & Økland, R. H. (2006). The macroscopic charcoal record in forested boreal peatlands in southeast Norway. *The Holocene*, 16(5), 731-741.
- Ohlson, M., & Tryterud, E. (2000). Interpretation of the charcoal record in forest soils: forest fires and their production and deposition of macroscopic charcoal. *The Holocene*, 10(4), 519-525.
- Ouarmim, S., Asselin, H., Bergeron, Y., Ali, A. A., & Hély, C. (2014). Stand structure in fire refuges of the eastern Canadian boreal mixedwood forest. *Forest Ecology and Management*, 324, 1-7.
- Paavilainen, E., & Päivänen, J. (1995). Peatland forestry: ecology and principles (Vol. 111): Springer.
- Payette, S. (2001). Les principaux types de tourbières. Dans *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Edité par Payette, S. et Rochefort, L. *Les Presses de l'Université Laval, Québec*. 39-89.
- Rein, G., Cleaver, N., Ashton, C., Pironi, P., & Torero, J. (2008). The severity of smouldering peat fires and damage to the forest soil. *Catena*, 74(3), 304-309.
- Riley, J. L. (1982). Hudson Bay Lowland floristic inventory, wetlands catalogue and conservation strategy. *Le Naturaliste Canadien*.
- Robitaille, A., & Saucier, J. (1998). Paysages régionaux du Québec méridional. MRN, Gouvernement du Québec. *Les publications du Québec*.
- Schultz, M. G., Heil, A., Hoelzemann, J. J., Spessa, A., Thonicke, K., Goldammer, J. G., Held, A. C., Pereira, J. M. C. & van het Bolscher, M. (2008). Global wildland fire emissions from 1960 to 2000. *Global Biogeochemical Cycles*, 22(2).
- Simard, M., Lecomte, N., Bergeron, Y., Bernier, P., & Paré, D. (2007). Forest productivity decline caused by successional paludification of boreal soils. *Ecological Applications*, 17(6), 1619-1637.
- Simard, M., Lecomte, N., Bergeron, Y., Bernier, P., & Paré, D. (2008). Un aménagement écosystémique de la pessière du nord de la ceinture d'argile québécoise. Dans Gauthier, S., Vaillancourt, M.-A., Leduc, A., Grandpré, L. D., Morin, H., Drapeau, P., & Bergeron, Y. (2008). Aménagement écosystémique en forêt boréale. *Presses de l'Université du Québec, Québec (Québec), Canada*. 269-300.

- Simard, M., Bernier, P. Y., Bergeron, Y., Paré, D., & Guérine, L. (2009). Paludification dynamics in the boreal forest of the James Bay Lowlands: effect of time since fire and topography. *Canadian Journal of Forest Research*, 39(3), 546-552.
- Talon, B., Carcaillet, C., & Thinon, M. (1998). Études pédoanthracologiques des variations de la limite supérieure des arbres au cours de l'Holocène dans les Alpes françaises. *Géographie physique et Quaternaire*, 52(2), 195-208.
- Terrier, A., de Groot, W. J., Girardin, M. P., & Bergeron, Y. (2014). Dynamics moisture content in spruce-feather moss and spruce sphagnum organic layers during an extreme fire season and implication for future depths of burn in clay belt black spruce forest. *International Journal of Wildland Fire*, 1448-5516.
- Tolonen, K. (1983). The post-glacial fire record. Dans *The Role of Fire in Northern Circumpolar Ecosystems*. Édité par Wein, R. W. et Maclean, D. A. Chichester, UK: John Wiley & Sons.
- Turunen, C., & Turunen, J. (2003). Development history and carbon accumulation of a slope bog in oceanic British Columbia, Canada. *The Holocene*, 13(2), 225-238.
- van Cleve, K., Dyrness, C. T., Viereck, L. A., Fox, J., Chapin III, F. S., & Oechel, W. (1983). Taiga ecosystems in interior Alaska. *Bioscience*, 39-44.
- van Cleve, K., & Viereck, L. A. (1981). Forest succession in relation to nutrient cycling in the boreal forest of Alaska, pp. 185–211 in D. West, H. Shugart, and D. Botkin, eds. *Forest Succession: Concepts and Application*. Springer-Verlag, 517 pp.
- van Cleve, K., & Viereck, L. (1983). A comparison of successional sequences following fire in permafrost-dominated and permafrost-free sites in interior Alaska, pp. 1286–1290. in *Permafrost: Fourth International Conference Proceedings*. National Academy Press, 1524 pp.
- Veillette, J. (2007). *Géologie des formations en surface et histoire glaciaire, Rivière Harricana, Québec*: Commission géologique du Canada.
- Viereck, L. A. (1970). Forest succession and soil development adjacent to the Chena River in interior Alaska. *Arctic and Alpine Research*, 1-26.
- Viereck, L. A. (1982). Effects of fire and firelines on active layer thickness and soil temperatures in interior Alaska. *Proceedings of the Fourth Canadian Permafrost Conference*. National Research Council of Canada, Ottawa, Ontario, Canada, 123-135.
- Viereck, L. A., & Dyrness, C. T. (1979). Preliminary results of experimental fires in the black spruce type of interior Alaska (Vol. 332): *Dept. of Agriculture, Forest Service, Pacific Northwest Forest and Range Experiment Station*.

- Vincent, J. (1989). Le Quaternaire du sud-est du Bouclier canadien. *Le Quaternaire du Canada et du Groenland*, 1.
- Vincent, J., & Hardy, L. (1977). L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4), 357-372.
- Weetman, G. (1968). *The relationship between feather moss growth and the nutrition of black spruce.*
- Yu, Z. (2011). Holocene carbon flux histories of the world's peatlands Global carbon-cycle implications. *The Holocene*, 21(5), 761-774.
- Yu, Z., Campbell, I. D., Vitt, D. H., & Apps, M. J. (2001). Modelling long-term peatland dynamics. I. Concepts, review, and proposed design. *Ecological modelling*, 145(2), 197-210.