

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC EN ABITIBI-TÉMISCAMINGUE

ÉVALUATION DES INDICATEURS DES ZONES DE RECHARGE DES
AQUIFÈRES SUR LES COMPLEXES FLUVIOGLACIAIRES ABITIBIENS

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN BIOLOGIE

EXTENSIONNÉE DE

L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

PAR

ABDERRAHMANE HASNAOUI

AVRIL 2014

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier profondément ma directrice de recherche Suzanne Brais, Ph.D., ainsi que mon codirecteur Osvaldo Valeria, Ph.D; pour avoir cru en moi dès notre première rencontre. Je suis reconnaissant pour leurs conseils pertinents, leur support ainsi que leur suivi tout le long de ce projet. Un grand remerciement à Vincent Cloutier (Groupe de recherche sur l'eau souterraine) qui a contribué au financement de la présente étude. Mes remerciements s'adressent également à Marc Mazerolle pour son aide statistique et à Igor Drobyshev pour la fourniture des données. Je remercie aussi Ahmed Koubaâ et son laboratoire, Besma Bousslimi ainsi que Gilles Villeneuve.

Je remercie également les techniciens de laboratoire notamment Mario Major et Alfred Coulombe pour leur aide pendant les sorties sur le terrain. J'exprime ma gratitude à tous les membres de la Chaire-AFD rencontrés lors des recherches effectuées et qui ont accepté de répondre à mes questions. Je n'oublie pas tous les gens qui ont contribué, de loin ou de près, à ce projet. Enfin, un remerciement spécial surtout à mes parents ainsi qu'à toute ma famille et à tous mes proches et mes amis, qui m'ont toujours soutenu et m'encouragé au cours de la réalisation de ce mémoire. Merci à tous et à toutes.

AVANT-PROPOS

Ce travail vise à intégrer des connaissances relatives à l'écologie, l'hydrologie forestière et l'hydrologie souterraine des eskers pour une classification plus fine des complexes fluvioglaciaires de l'Abitibi. Dans le cadre de ce projet de maîtrise, les liens entre la nature de la végétation et les propriétés d'infiltration et de rétention en eau dans le sol ont été étudiés afin d'identifier des indicateurs des zones de recharge des aquifères.

Pour cela, ce mémoire est composé d'un premier chapitre constitué d'une introduction générale et d'une mise en contexte de l'étude. Un deuxième chapitre montre les résultats de mon projet de recherche. Il est sous la forme d'un manuscrit d'article scientifique en français qui sera traduit par la suite en anglais pour une éventuelle soumission à une revue scientifique avec comité de lecture. Les co-auteurs sont les superviseurs de ce projet: Suzanne Brais, PhD. et Osvaldo Valeria, PhD. Enfin, le dernier chapitre est une conclusion générale qui synthétise l'ensemble des résultats obtenus.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	ii
AVANT-PROPOS	iii
LISTE DES FIGURES	vii
LISTE DES TABLEAUX	viii
RÉSUMÉ	ix
CHAPITRE I	
INTRODUCTION	1
1.1 PROBLÉMATIQUE	1
1.2 ÉTAT DES CONNAISSANCES	3
1.2.1 Eskers et complexes fluvio-glaciaires	3
1.2.2 Facteurs influençant la recharge des aquifères	4
1.2.2.1 Interception	6
1.2.2.2 Ruissellement	7
1.2.2.3 Infiltration et rétention	7
1.2.2.4 Influence de la texture, de la matière organique et de la structure du sol sur l'infiltration et la rétention de l'eau	8
1.2.2.5 Influence de la végétation de sous-bois: (éricacées, mousses, lichens) sur l'infiltration et la rétention en eau	11
1.2.3 Le stress hydrique des arbres comme indicateur de l'intensité de la recharge ..	11
1.2.3.1. Largeur et densité des cernes de croissance	12
1.2.3.2. Isotopes stables	13
1.2.4 Schéma conceptuel	15

1.2.5 Indicateurs de l'intensité de la recharge	16
1.2.6 La carte écoforestière et intensité de la recharge.....	17
1.3 Hypothèses et questions de recherche	17
Questions de recherche.....	18

CHAPITRE II

ÉVALUATION DES INDICATEURS DES ZONES DE RECHARGE DES AQUIFÈRES SUR LES COMPLEXES FLUVIOGLACIAIRES ABITIBIENS	19
2.1 RÉSUMÉ.....	19
2.2 INTRODUCTION	20
2.3 MÉTHODOLOGIE	23
2.3.1 Région d'étude.....	23
2.3.2 Échantillonnage sur terrain.....	23
2.3.3 Analyses du sol.....	25
2.3.4 Analyses de densitométrie.....	27
2.3.5 Analyses isotopiques	28
2.3.6 Données météorologiques 2000-2011	29
2.3.7 Analyses statistiques.....	29
2.3.8 Cartographie de l'intensité de la recharge sur l'esker de St-Mathieu/Berry	31
2.4 RÉSULTATS.....	32
2.4.1 Caractéristiques des sites échantillonnés	32
2.4.2 Relation entre la végétation et les paramètres hydrauliques du sol.....	36
2.4.2.1 Effet de la végétation et de la granulométrie du sol sur le contenu en matière organique.....	36

2.4.2.2 Effet de la granulométrie et du contenu en matière organique du sol sur la capacité au champ, le point de flétrissement permanent et la capacité de rétention en eau disponible du sol...	38
2.4.3 Relation entre les indicateurs du stress hydrique et paramètres hydrauliques du sol.....	43
2.4.3.1 Effet des précipitations, texture du sol, et rétention en eau sur la densité des cernes des arbres.	43
2.4.3.2 Effet de la végétation, de la granulométrie, de la rétention en eau sur le taux de discrimination de carbone 13	45
2.4.4 Carte prédictive délimitant les zones de recharge, à partir des indicateurs du stress hydrique	47
2.5 DISCUSSION.....	52
2.5.1 Relations végétation – recharge.....	53
2.5.2 Relations propriétés hydrauliques des sols – stress hydrique	54
CHAPITRE III	
CONCLUSION.....	58
ANNEXE 1	60
BIBLIOGRAPHIE	61

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Cheminement de l'eau des précipitations.	6
1.2 Schéma conceptuel des différents facteurs qui influencent l'intensité relative de recharge en eau.	16
2.1 Localisation de la zone d'étude et des peuplements échantillonnés.	24
2.2 Relations entre les caractéristiques du sol de 68 sites échantillonnés sur 8 eskers.	34
2.3 Relation entre d_{10} et le contenu en matière organique du sol minéral sur les eskers de l'Abitibi.	38
2.4 Relation entre la capacité au champ avec le contenu en matière organique; et le d_{10} (μm) (0 – 15 cm) sur les eskers de l'Abitibi.	40
2.5 Relation entre le point de flétrissement et le contenu en matière organique (0 – 15 cm) sur les eskers de l'Abitibi.	41
2.6 Relation entre la macroporosité et le contenu en sables grossiers sur les eskers de l'Abitibi.	43
2.7 Relation entre le $\Delta^{13}\text{C}$) et a) le d_{10} (μm), b) macroporosité (%) à sur les eskers de l'Abitibi.	47
2.8 Répartition du d_{10} des particules par rapport aux quatre types du dépôt de surface sur l'esker de St-Mathieu/Berry.	48
2.9 Intensité relative de la recharge sur un segment de l'esker de St-Mathieu obtenue à partir des indicateurs du stress hydrique.	49

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
1.1 Les paramètres hydrauliques du sol et du bilan hydrique.....	10
2.1 Caractéristiques des sols (horizon 0 – 15 cm) et de la végétation sur les complexes fluvioglaciaires de l'Abitibi	33
2.2 Corrélations de Pearson entre les deux premiers axes principaux de l'analyse en composantes principales et les variables incluses dans l'analyse et l'abondance de la végétation.....	35
2.3 Sélection des modèles candidats de la relation entre la végétation et la granulométrie avec le contenu en matière organique du sol.	37
2.4 Sélection des modèles de régression linéaire de la relation entre le contenu en matière organique et le d_{10} avec la capacité au champ du sol.	39
2.5 Sélection des modèles candidats de régression linéaire de la relation entre le contenu en matière organique et le d_{10} avec le point de flétrissement.....	41
2.6 Sélection des modèles candidats de régression linéaire de la relation entre le contenu en matière organique et la granulométrie avec la macroporosité.	42
2.7 Sélection des modèles candidats de régression linéaire de la relation entre les variables associées à la rétention en eau, le d_{10} et les précipitations avec la densité des cernes.....	44
2.8 Sélection de modèles candidats de régression linéaire de la relation entre la végétation, les paramètres de rétention en eau et le d_{10} avec le taux de discrimination du carbone 13 ($\Delta^{13}C$).	46
2.9 Description statistique des données estimées par le krigeage.....	50
2.10 La superficie (%) des valeurs prédites des indicateurs de stress hydrique	51

RÉSUMÉ

Les complexes fluvioglaciaires de l'Abitibi, dont celui associé à l'esker de St-Mathieu/Berry, représentent des aquifères importants reconnus pour la qualité de leur eau. On assume que, sur ces aquifères, les zones de forte recharge correspondent à des environnements secs dotés d'une capacité de rétention en eau du sol faible. La végétation, dominée par les peuplements de pin gris (*Pinus banksiana* Lamb.), y subirait un stress hydrique plus marqué dans les zones où la recharge est moins forte. Notre étude vise à identifier des indicateurs de l'intensité de la recharge des complexes fluvioglaciaires afin de développer une classification plus fine du milieu permettant de mieux encadrer l'aménagement forestier de ces territoires. Soixante-huit peuplements de pin gris répartis sur huit eskers de la région d'Abitibi ont été échantillonnés et les caractéristiques dendrométriques des peuplements et les propriétés de rétention en eau du sol y ont été mesurées. Des mesures de la densité des cernes annuels de pin gris et de la discrimination du ^{13}C ($\Delta^{13}\text{C}$) des 5 dernières années ont été réalisées afin de caractériser le stress hydrique enregistré par les arbres. Une analyse en composantes principales des caractéristiques des sols indique que les sites se distribuent selon deux gradients indépendants. Le premier est associé à la granulométrie des particules du sol (38 % de la variance) et le second aux propriétés de rétention en eau (29 % de la variance). Les propriétés de rétention en eau du sol étaient conditionnées principalement par le pourcentage en matière organique et le diamètre effectif des particules du sol (d_{10}). Cependant, la porosité à l'air (pores > 30 μm) et le d_{10} s'avéraient de meilleurs indicateurs du stress hydrique tel qu'enregistré par le $\Delta^{13}\text{C}$. L'abondance de la végétation de sous-bois et le couvert forestier n'avaient aucune incidence sur les propriétés du sol. Deux cartes de l'intensité du stress hydrique ont été réalisées par krigeage pour l'esker de St-Mathieu/Berry. La première est basée sur le $\Delta^{13}\text{C}$ et la deuxième sur la macroporosité et le diamètre effectif des particules (d_{10}). Les deux cartes montraient un gradient de conditions hydriques à la surface de l'esker. Mais le peu de convergence entre les deux cartes des zones de stress hydrique indique que la caractérisation des propriétés physiques du sol ne permet pas à elle seule de prédire le stress hydrique enregistré par les arbres.

Mots clés : eskers, stress hydrique, granulométrie, rétention en eau, pin gris.

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1. PROBLÉMATIQUE

Les complexes fluvioglaciaires de l'Abitibi représentent un héritage important de la période postglaciaire (Maqsoud et al., 2004). La structure complexe de ces formations géologiques favorise la formation d'aquifères significatifs, tant en termes de qualité que de quantité d'eau (Riverin, 2006; Dallaire et al., 2011). Ainsi, une partie importante de la population de la Municipalité régionale de comté de l'Abitibi incluant la ville d'Amos et la municipalité de Barraute, s'alimente en eau potable à partir des eskers (Veillette et al., 2007). De même, les populations des villes de Val-d'Or, Malartic, Senneterre et La Sarre bénéficient de sources d'eau potable similaires (SESAT, 2010). L'utilisation de l'eau des complexes fluvioglaciaires ne s'arrête pas à des usages domestiques et résidentiels. L'usine d'embouteillage "Eaux Vives Water Inc.", qui produit l'eau embouteillée de marque "ESKA", s'approvisionne aussi à un aquifère localisé dans un esker.

Les complexes fluvioglaciaires de la région ne représentent qu'environ 5 % du territoire (Cloutier et al., 2007) mais ils sont une source importante de sable et de gravier (Veillette, 2000) en raison de la qualité de leurs matériaux pour la construction des routes, l'accès facile et de leurs proximités des milieux habités. Les complexes fluvioglaciaires supportent des écosystèmes forestiers productifs qui génèrent des ressources ligneuses et non ligneuses importantes pour l'économie locale. Les peuplements de pin gris (*Pinus banksiana* Lamb.) qu'on y retrouve sont

propices à la cueillette de petits fruits et de champignons, à la randonnée pédestre ainsi qu'à la villégiature.

Certaines de ces activités peuvent avoir des effets sur la qualité et la quantité des eaux à la surface des eskers. Entre autres, les opérations forestières, notamment la récolte et la préparation de terrain en vue du reboisement, modifient le bilan hydrique des écosystèmes forestiers et les propriétés physico-chimiques des eaux qui y circulent (Rusanen et al., 2004; Smerdon et al., 2009; Buttle, 2011). L'implantation des sablières et des gravières a aussi un impact direct sur l'épaisseur de la zone non saturée de l'esker et peut dégrader le milieu (SESAT, 2010). Ces activités peuvent donc avoir une incidence sur le volume et la qualité de la recharge directe de l'aquifère.

La recharge directe des aquifères est assurée par l'infiltration des eaux des précipitations et de la fonte printanière à travers les dépôts poreux (Bengtsson et al., 1987; Riverin, 2006). On assume que la recharge prend place sur l'ensemble de la surface des complexes fluvioglaciaires non confinée par des dépôts imperméables (Veillette, 2000; Riverin, 2006). Cependant, l'intensité de la recharge peut varier selon les propriétés hydrauliques du sol que ce soit à la surface ou dans la zone non saturée du sol (Okkonen et al., 2010). De ce fait, elle est liée à la capacité et à la vitesse d'infiltration d'eau (Montaz, 2011), dont on soustrait la quantité d'eau perdue par l'évapotranspiration et par le ruissellement (Riverin, 2006). Les facteurs favorisant l'interception des précipitations et l'évapotranspiration modulent aussi le volume de la recharge (Bengtsson et al., 1987; De Vries et Simmers, 2002). Par ailleurs, la susceptibilité des aquifères à la contamination est directement liée à l'intensité de la recharge (Stigter et al., 2006).

Les complexes fluvioglaciaires sont au cœur de nombreux conflits d'utilisation et les enjeux socio-économiques concernant la compatibilité de ces utilisations, notamment les impacts des opérations forestières, sur les eaux souterraines sont

souvent mentionnés. En face de ces contraintes socio-économiques, et vue l'importance de maintenir le fonctionnement de la zone de recharge des aquifères, l'acquisition de connaissances sur ces milieux devient primordiale. Les variations de l'intensité relative de la recharge et les facteurs écologiques qui affectent cette recharge sont le sujet de ce mémoire. L'intensité relative de la recharge est évaluée sur la base des aspects marqués sur la végétation selon un gradient de stress hydrique. Nous visons donc le développement d'indicateurs de l'intensité de la recharge à travers les relations complexes entre la végétation (nature du sous-bois et fermeture du couvert végétal), les propriétés hydrauliques des sols et le stress hydrique enregistré dans les cernes de croissance des pins gris.

Outre l'acquisition des connaissances sur ces milieux, cette recherche permettra une meilleure intégration des utilisations du milieu, entre autres par une bonne planification et modulation des opérations forestières qui prennent en compte la susceptibilité du milieu à la détérioration de la zone de recharge.

1.2. ÉTAT DES CONNAISSANCES

1.2.1. Eskers et complexes fluvio-glaciaires

Les eskers de l'Abitibi ont été mis en place au moment de la fonte glaciaire lorsque les eaux de fonte circulaient dans des tunnels subglaciaires. Ces eaux transportaient des quantités importantes de sédiments grossiers. Au sortir du glacier et au contact des eaux des lacs glaciaires Barlow et Ojibway, les changements brusques de courant ont entraîné la sédimentation des matériaux, donnant ainsi lieu à de vastes épandages subaquatiques (Nadeau, 2011). Les sédiments les plus grossiers ont été transportés sur de plus courtes distances alors que les sables fins se sont déposés dans des milieux plus calmes et plus éloignés du front glaciaire (Allard, 1974). Le noyau de ces formations est souvent constitué de gravier, et sur les flancs du noyau s'installe une nappe de sable, de telle sorte que le matériel le plus grossier se situe en profondeur et le plus fin en surface (Veillette, 2000).

Les sables et graviers des eskers ont par la suite été remaniés par les eaux des lacs Barlow et Ojibway ainsi que par les vents, conduisant à des formations lacustres et éoliennes (Allard, 1974). L'enneigement d'une partie des eskers sous les eaux des lacs a conduit à leur recouvrement par des dépôts argileux. Ces dépôts glaciolacustres fins couvrent partiellement ou totalement les eskers (Veillette et al., 2004). C'est lorsque les eskers sont semi-confinés qu'ils présentent le potentiel aquifère le plus important (Veillette, 2007; Nadeau, 2011). La crête de l'esker constituée de matériaux grossiers et poreux agit comme zone de recharge de l'aquifère alors que les dépôts fins de part et d'autre de l'esker confinent l'eau au matériau granulaire.

Ces complexes fluvioglaciaires font quelques dizaines de mètres jusqu'à plusieurs kilomètres de large (Riverin, 2006) et s'étendent sur des centaines de kilomètres de long. En Abitibi-Témiscamingue, ils occupent au-delà de 1300 km² entre le 47° et le 49° N et entre le 77° et le 80° E (Veillette, 2007).

1.2.2. Facteurs influençant la recharge des aquifères

La recharge de l'aquifère est assurée par l'infiltration des précipitations dans l'esker à partir de la surface non confinée de l'esker et des sables littoraux (Riverin 2006). La recharge correspond à la quantité d'eau qui s'ajoute à l'aquifère (Bengetsson et al., 1987) et engendre le renouvellement de l'eau souterraine tout le long de l'esker. La recharge est assurée essentiellement par la fonte printanière et de façon moindre par les précipitations en automne (Riverin, 2006). La valeur de la recharge d'un bassin versant est exprimée comme suit:

$$Res = P - I - ET_R - R$$

où *Res*: Recharge de l'eau souterraine.

P: Précipitations.

I: Infiltration.

ET_R : Évapotranspiration réelle.

R : Ruissellement.

L'estimation de la recharge est définie par la différence entre les précipitations qui tombent et l'évapotranspiration, le ruissellement et la quantité d'eau qui s'infiltre (tableau 1.1, figure 1.1). Cette dernière est nécessaire pour alimenter les eaux souterraines et reconstituer les réserves aquifères. De plus, en absorbant une partie des eaux de précipitation, l'infiltration peut réduire les débits de ruissellement.

Les zones de recharge sont constituées des zones occupées par des dépôts granulaires qui permettent l'infiltration de l'eau vers la zone saturée. D'une façon générale, les principaux facteurs régionaux et locaux affectant la recharge sont le climat (Jyrkama et al., 2002, Bloomfield et al., 2006), la géologie, la topographie (Maxe et Johansson, 1998), les propriétés physiques des sols (Jyrkama et al. 2002) et la végétation en place (Okkonen et al., 2010). Localement, la recharge des eaux souterraines (figure 1.1) est limitée par les facteurs qui contribuent à l'interception des eaux des précipitations et favorisée par les facteurs qui contribuent à l'infiltration rapide dans le sol (Montaz, 2011).

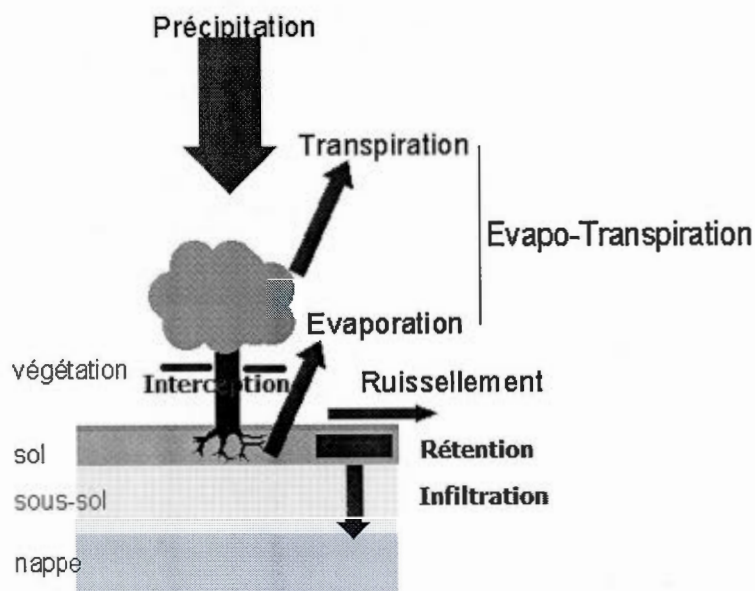


Figure 1.1 Cheminement de l'eau des précipitations (tirée et modifiée de Beauchamp, 2006).

1.2.2.1. *Interception*

Une partie non-négligeable de l'eau des précipitations n'atteint pas le sol en raison de leur interception par le couvert végétal (canopée et strate de sous-bois) (Musy et Higby, 2004). La quantité d'eau interceptée dépend largement de la nature et de la densité de la végétation. L'eau est captée par les feuilles des arbres, les branches et troncs et aussi par la litière du sol. Une fraction de cette eau interceptée sera perdue à travers l'évapotranspiration (Ulrich et al., 1995). Les taux d'interception représentent entre 15 - 40% des précipitations dans les forêts résineuses (Rutter, 1975) et peuvent atteindre jusqu'à 60% dans les peuplements résineux jeunes et denses (Barry et al., 1996). Par ailleurs, les relations entre la surface terrière et l'interception chez les conifères est bien meilleure que chez les feuillus (Forgeard, et al., 1980).

1.2.2.2. *Ruissellement*

Lorsque la vitesse d'arrivée de l'eau sur le sol dépasse la vitesse d'infiltration, l'eau ruisselle en surface (Okkonen et al., 2010). L'intensité du ruissellement superficiel dépend essentiellement des conditions climatiques, topographiques et pédologiques. La végétation de son côté s'oppose au ruissellement et favorise l'infiltration. Elle constitue des obstacles à l'écoulement superficiel qui diminuent la vitesse de l'eau. Les racines augmentent la perméabilité du sol et favorisent l'infiltration.

En milieu forestier non perturbé et lorsque les sols sont très perméables (Okkonen et al., 2010), comme sur les eskers (Bengtsson et al. 1987), la capacité d'infiltration du sol est suffisante pour absorber l'eau des précipitations et de la fonte des neiges. On considère alors que le ruissellement de l'eau à la surface du sol est une composante très négligeable du bilan hydrographique des eskers (Riverin, 2006).

1.2.2.3. *Infiltration et rétention*

L'infiltration représente l'écoulement vertical d'eau des précipitations ou de la fonte à travers la surface du sol vers les profondeurs sous l'effet de la gravité (Musy et Higy, 2004, Saxton et Rawls, 2006). Elle peut être calculée par la différence entre le taux des précipitations et la somme du ruissellement et de l'évapotranspiration (tableau 1.1) (Riverin, 2006). La capacité d'infiltration représente le taux de pénétration de l'eau dans le sol. Elle dépend de la nature du sol et du sous-sol, de la topographie, de la couverture végétale et la structure géologique du milieu (Musy et Higy, 2004). La rétention en eau du sol limite l'infiltration vers les zones sous-jacentes. Cette eau est détournée de la recharge, elle est disponible pour les plantes.

1.2.2.4. Influence de la texture, de la matière organique et de la structure du sol sur l'infiltration et la rétention de l'eau

La structure et la texture du sol contrôlent l'infiltration et la rétention en l'eau par le biais de leur relation avec la porosité du sol ainsi que des forces d'adsorption qui agissent sur l'eau qui y circule. La texture a une incidence directe sur la circulation de l'eau dans le sol parce qu'elle détermine la microporosité et la surface spécifique du sol. Elle a un effet indirect à travers ses effets sur la structure du sol. La surface spécifique ou le ratio surface/masse du sol est déterminée par sa texture et sa teneur en matière organique (Brais et al., 2009).

La structure du sol se définit comme l'arrangement et l'organisation spatiale des particules individuelles du sol. Dans les sols à texture fine, la structure se développe par l'agrégation des éléments minéraux du sol avec des unités secondaires (chimiques ou organiques) formant des agrégats de grandeur variable. Par opposition, les sables fonctionnent comme des particules individuelles conduisant à une structure particulière. La structure détermine en partie la taille et la répartition volumétrique des pores contrôlant ainsi la nature et la vitesse des mouvements de l'eau dans le sol. De ce fait, la porosité des sols détermine le cheminement de l'eau à travers les couches du sol.

L'eau qui arrive à la surface du sol est donc soumise à la force de gravité qui facilite l'infiltration et les forces de capillarité qui, au contraire, favorisent la rétention dans le sol (Prévoist, 1992). Le sol régule donc le régime des cours d'eau et le remplissage des nappes souterraines (Hillel, 1998). La matière organique du sol contribue aussi à la rétention en eau et cette contribution est d'autant plus importante quand la texture du sol est grossière (Rawls et al., 2003). Par ailleurs, à des taux d'humidité faibles, la rétention en eau est due aussi aux forces d'adsorption qui sont sous le contrôle de la surface spécifique du sol. Les sables ont une très faible cohésion, ils retiennent peu d'eau malgré ces forces d'adsorption (Brais et al., 2009).

Leur macroporosité élevée permet le drainage et l'infiltration rapide de l'eau (Hillel, 1998), ce qui implique une faible réserve utile en eau dans le sol pour la végétation (tableau 1.1). On s'attend à ce que l'infiltration soit rapide sur les eskers en raison de leur composition granulométrique grossière. Cependant, les variations granulométriques sont susceptibles d'induire des variations locales dans les taux d'infiltration.

L'eau qui gagne le sol remplit les espaces vides jusqu'à ce qu'on arrive à un point de saturation. La fraction de l'eau non retenue par les forces capillaires continue son écoulement à travers les macropores vers les nappes souterraines. Entre la capacité au champ et le point de flétrissement; la capacité de rétention en eau disponible fait augmenter la proportion d'eau retenue dans les zones superficielles du dépôt et elle sera disponible pour les plantes (tableau 1.1). Cette eau ne contribuera pas à la recharge de l'aquifère, mais sera prélevée par les racines et utilisée pour la photosynthèse ou retournée à l'atmosphère par évapotranspiration (tableau 1.1) (Hillel, 1998).

Tableau 1.1 Les paramètres hydrauliques du sol et du bilan hydrique

Paramètre	Définition
Porosité totale (%)	Ratio du volume des vides au volume total d'un échantillon (Chapuis, 1999)
Microporosité ou porosité capillaire (%)	Porosité relative aux pores, dont le diamètre $< 30 \mu\text{m}$ où l'eau est retenue contre par les forces capillaires
Macroporosité (%)	Porosité relative aux pores, dont le diamètre $\geq 30 \mu\text{m}$
Capacité au champ (%)	Contenu en eau lorsque la porosité capillaire est saturée et la macroporosité est complètement drainée (Hillel, 1998)
Point de flétrissement permanent (%)	Seuil minimal d'eau retenue par capillarité et adsorption au-delà duquel les plantes ne peuvent plus accéder à cette eau (Hillel, 1998)
Capacité de rétention en eau disponible (%)	Eau retenue par le sol entre la capacité au champ et le point de flétrissement permanent
Interception (mm)	Partie des précipitations interceptée par le couvert végétal (Musy et Higy, 2004)
Évapotranspiration (mm/an)	Perte sous forme de vapeur par transpiration ou évaporation
Infiltration (mm/h)	Écoulement vertical d'eau à travers la surface du sol vers les profondeurs sous l'effet de la gravité (Saxton et Rawls, 2006)

1.2.2.5. *Influence de la végétation de sous-bois: (éricacées, mousses, lichens) sur l'infiltration et la rétention en eau*

Malgré la prédominance du pin gris, les écosystèmes forestiers sont très variables sur les complexes fluvio-glaciaires de par la composition de la végétation du sous-bois (Smirnova et al., 2008). Par ailleurs, plusieurs recherches ont montré un lien entre la productivité des peuplements de pin gris et la nature de sous-bois, la granulométrie et les propriétés hydrauliques des sols (Pawluck et Arneman, 1961; Hamel et al., 2004; Brais et al., 2005).

La végétation de sous-bois peut contribuer à réduire l'infiltration en interceptant une partie des précipitations. La végétation de sous-bois peut aussi contribuer à accentuer le stress hydrique des arbres en prélevant une grande partie de l'eau disponible dans le sol (Prévost, 1992). La végétation du sous-bois est constituée de différents groupes fonctionnels (des mousses hypnacées, des sphaignes, des lichens des éricacées, des graminées et des fougères). Par exemple, les espèces printanières éphémères peuvent absorber une bonne quantité d'eau (Lapointe, 2001). De même, les lichens du genre *Cladonia* peuvent emprisonner l'eau de précipitations et maintenir la surface du sol humide même lors d'épisodes de sécheresse (Kershaw et Rouse, 1971).

1.2.3. Le stress hydrique des arbres comme indicateur de l'intensité de la recharge

Nous assumons que les zones où l'eau s'infiltre rapidement et est peu retenue par les horizons supérieurs du sol sont les zones où la recharge est maximale. Ces zones sont aussi considérées aussi moins productives parce que les sols y sont plus secs déclenchant des symptômes de stress hydrique bien marqué sur la végétation. Les peuplements de pin gris atteignent leur productivité la plus faible sur les sols sableux à régime hydrique sec (Béland et Bergeron, 1996). Un stress hydrique est produit lorsque les réserves en eau du sol s'épuisent, les tissus de la plante subissent

une perte non compensée de leur teneur en eau qui affecte tout le métabolisme de la plante (Prévost, 1992; Lecoœur, 2007).

Les cernes des arbres répondent à la fois physiquement et isotopiquement à une variation de l'environnement et des conditions biophysiques du sol. En conséquence, des corrélations entre la largeur et la densité des cernes, leur composition isotopique (carbone, oxygène et hydrogène) et des paramètres climatiques (Verheyden et al., 2004) comme la température (Robertson et al., 2001), les précipitations (Buhay et Edwards, 1995) et l'humidité relative de l'air ont été rapportées (McCarroll et Loader, 2004).

Le pin gris exerce un contrôle remarquablement fort de ses pertes en eau. La conductance stomatique des aiguilles diminue brusquement à un certain seuil de potentiel hydrique afin de limiter le stress hydrique des arbres (Dang et al., 1997). Cette diminution de la conductance résulte de la fermeture des stomates et entraîne une diminution de l'assimilation du carbone. Des variations dans les conditions d'humidité se traduisent donc par des variations dans la largeur des cernes (Savva et al., 2008). Dans ces conditions, les parois cellulaires du bois épaississent et se durcissent augmentant la densité de celui-ci (Savva et al., 2010).

1.2.3.1. Largeur et densité des cernes de croissance

La densité du bois représente la masse volumique de la matière ligneuse. Plusieurs études ont confirmé l'influence du stress hydrique sur la densité du bois (Boreux et al., 1998; Granier et al., 1999). Ainsi pour le pin d'Alep (Nicault et al., 2001), la densité du bois est inversement proportionnelle au taux de croissance. De plus, pour certaines espèces dotées d'un bois plus dense poussent généralement dans des milieux (sol) plus secs (Westoby et Wright, 2006).

1.2.3.2. Isotopes stables

Les isotopes stables des éléments naturels sont formés d'un même élément qui n'ont pas le même nombre de neutrons et ont par conséquent des masses atomiques différentes, comme c'est le cas pour le carbone de masse 12 et le carbone de masse 13. À deux étapes du processus d'assimilation du C par les plantes, on observe une discrimination du carbone de masse 13 (Panek et Waring, 1997; Brooks et al., 1998) soit au moment de la diffusion à travers les stomates et au moment de la carboxylation. En effet, le $^{13}\text{CO}_2$ étant plus lourd diffuse plus lentement à travers les stomates que le $^{12}\text{CO}_2$ (Körner et al., 1988). De plus, au moment de la carboxylation, le ^{12}C est préféré au ^{13}C (McCarroll et Loader, 2004).

Les isotopes stables du C dans les cernes des arbres constituent donc de bons indicateurs du stress hydrique par ce qu'ils sont sensibles à la température et à l'humidité relative de l'air ainsi qu'à la disponibilité de l'eau dans le sol et à la capacité de drainage du sol (McCarroll et Loader, 2004; Holzkämper et al., 2008).

Par convention, le ratio des isotopes stables du carbone ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) d'un échantillon est symbolisé par $\delta^{13}\text{C}$ (équation 1.1) et correspond au ratio de l'échantillon par rapport à celui d'un matériau de référence (standard) (McCarroll et Loader, 2004). Le $\delta^{13}\text{C}$ des cernes des arbres est affecté par plusieurs facteurs, incluant le taux d'assimilation de carbone et la conductance stomatique. Il s'exprime en pour mille (‰).

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{R_{\text{échantillon}}}{R_{\text{standard}} - 1} \right) \times 1000 \quad (\text{Équation 1.1})$$

où $R_{\text{échantillon}}$ et R_{standard} sont les ratios $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de l'échantillon et d'un standard

Le fractionnement isotopique (α) (équation 1.2) représente les rapports isotopiques lors du passage du CO₂ (état gazeux) en carbone organique, il représente le rapport de deux rapports isotopiques, tel que défini par (Clarck et Fritz, 1997):

$$^{13}\alpha = \frac{^{13}R_{(C)}}{^{13}R_{(CO_2)}} \quad (\text{Équation 1.2})$$

$$\text{où } ^{13}R_{(C)} = \left(^{13}C / ^{12}C \right)_C$$

$$^{13}R_{(CO_2)} = \left(^{13}C / ^{12}C \right)_{CO_2}$$

La discrimination isotopique (en ‰) (équation 1.3) est égale à la valeur de α , à laquelle on soustrait la valeur de 1:

$$\Delta = (\alpha - 1) \times 1000 \quad (\text{Équation 1.3})$$

Lorsque les stomates se referment à cause d'un stress hydrique, la concentration du CO₂ dans les cavités des feuilles diminue comparativement à la concentration du CO₂ dans l'air. Les arbres sous contrainte hydrique ne peuvent plus choisir entre les deux isotopes. Dans ces conditions, la discrimination du carbone 13 ($\Delta^{13}C$) diminue et $\delta^{13}C$ augmente dans les tissus de l'arbre (Leavitt, 1993). Le stress hydrique enregistré dans les cernes des arbres peut donc être détecté par la signature isotopique du carbone ($\delta^{13}C$), laquelle reflète la différence entre la conductance stomatique et la photosynthèse (Barbour et al., 2001; McCarroll et Loader, 2004).

Les caractéristiques des cernes des pins gris sur les eskers peuvent donc nous informer sur l'intensité relative de la recharge. La largeur des cernes, leur densité et le

$\Delta^{13}\text{C}$ du bois reflètent les conditions d'humidité du sol (toutes autres choses étant égales par ailleurs).

1.2.4. Schéma conceptuel

En résumé (figure 1.2), la recharge de l'aquifère pendant la saison de croissance est liée aux précipitations. Une partie de ces dernières est interceptée par la végétation et ne se rend pas au sol. On estime qu'en milieu forestier non perturbé et sur les sols à texture grossière, le ruissellement est négligeable. L'eau qui se rend à la surface du sol traverse la couverture morte qui en absorbe une partie. L'eau absorbée par la couverture morte peut être retournée dans l'atmosphère par évaporation. Si la couverture morte est saturée, l'eau s'infiltre dans le substrat minéral. Cependant, certains groupes végétaux tels que les lichens peuvent emprisonner l'eau de précipitations et nuire à l'infiltration. L'eau qui s'infiltre dans le sol peut être retenue dans les horizons de surface par les forces capillaires et d'adsorption. Cette eau est en bonne partie disponible pour la nutrition végétale et favorise la croissance et la productivité végétale. Une rétention en eau plus forte, en raison de la présence de particules fines et d'un contenu en matière organique élevé, diminue la proportion des eaux d'infiltration qui gagne l'aquifère. À l'opposé, les sols où l'infiltration est rapide sont plus secs et ces conditions amènent les pins gris à y réduire leur évapotranspiration, ce qui se traduit par une augmentation de la densité du bois et une diminution de la discrimination du carbone 13 ($\Delta^{13}\text{C}$).

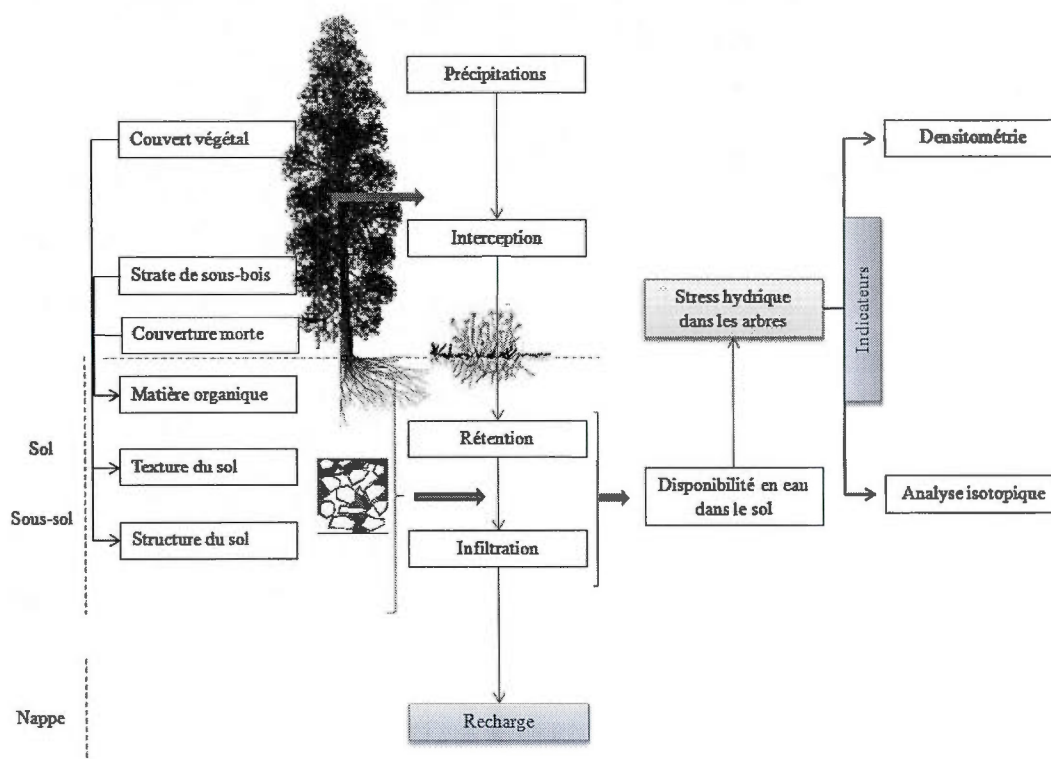


Figure 1.2 Schéma conceptuel des différents facteurs qui influencent l'intensité relative de recharge en eau.

1.2.5. Indicateurs de l'intensité de la recharge

Suite à cette revue littérature et des facteurs affectant l'infiltration de l'eau dans les sols, nous sommes en mesure d'identifier plusieurs indicateurs potentiels de l'intensité relative de la recharge. Soit les indicateurs liés aux caractéristiques hydrauliques des sols (texture, porosité, rétention en eau et matière organique du sol) et les indicateurs liés à la végétation (abondance de groupes fonctionnels végétaux et surface terrière des peuplements). Pour fin de validation, ces indicateurs seront comparés au signal donné par les cernes d'arbres (densité et composition isotopique) qui sont des indicateurs sensibles aux conditions d'humidité du sol dans des conditions climatiques constantes.

1.2.6. La carte écoforestière et intensité de la recharge

La classification et la cartographie écologiques constituent des outils importants dans la gestion des forêts. Des cartes écoforestières ont été produites par le ministère des Ressources naturelles du Québec à partir de la photo-interprétation des inventaires forestiers et des photos aériennes (1:15000) (MRNQ). La carte écoforestière regroupe des informations - sous forme une base de données du territoire (SIEF) - sur les essences forestières, sur le site (type du dépôt de surface, drainage et pente) et sur le réseau hydrographique. La classification écoforestière du MRNQ demeure l'outil privilégié pour la planification forestière (Dhital et al., 2013), notamment pour l'identification de zones de contraintes à l'aménagement forestier. À l'aide d'un système d'information géographique (SIG), les attributs des peuplements et des sites sont traités, analysés et interprétés dans le but de prendre des décisions face à des critères géographiques qui portent sur des enjeux territoriaux. De tels outils géomatiques ont été largement utilisés pour la caractérisation de la variabilité spatiale pour prédire certaines propriétés hydrauliques du sol (McKenzie et Ryan, 1999) telles que la teneur en eau du sol (Delbari et al., 2009; Shahbazi et al., 2013).

1.3. HYPOTHÈSES ET QUESTIONS DE RECHERCHE

Sous des conditions météorologiques similaires, le stress hydrique subi par les arbres résulte des caractéristiques hydrauliques du sol et de la nature de la strate de sous-bois et de la couverture végétale. Ce stress hydrique peut être évalué indirectement par des analyses des isotopes stables de carbone et de la largeur et de la densité des cernes des arbres. On assume que sous des conditions climatiques constantes :

- 1- Les zones où la recharge est plus intense (stress hydrique plus marqué) correspondent à des environnements dotés d'une capacité d'infiltration des précipitations (macroporosité) plus forte ou de rétention en eau plus faible ;

2- La végétation affecte la circulation de l'eau du sol par sa capacité d'interception, ainsi que par ses effets sur le contenu et la distribution de la matière organique et indirectement sur la rétention en eau du sol.

Questions de recherche

Le travail de recherche permettra de répondre aux questions suivantes :

- Quelle est l'étendue de la variation des caractéristiques hydrauliques des sols à l'intérieur de la zone de recharge sur les eskers ?
- Quelles sont les relations entre les indicateurs de stress hydrique enregistré dans les cernes de croissance des arbres, les propriétés hydrauliques des sols et l'abondance des groupes fonctionnels végétaux (végétation de sous-bois) ?
- La cartographie écoforestière existante permet-elle d'identifier les zones où la recharge est la plus intense ?

CHAPITRE II

ÉVALUATION DES INDICATEURS DES ZONES DE RECHARGE DES AQUIFÈRES SUR LES COMPLEXES FLUVIOGLACIAIRES ABITIBIENS

2.1 RÉSUMÉ

Les complexes fluvioglaciaires de l'Abitibi, dont celui associé à l'esker de St-Mathieu/Berry, représentent des aquifères importants reconnus pour la qualité de leur eau. On assume que les zones de forte recharge correspondent à des environnements secs dotés d'une capacité de rétention en eau du sol faible. La végétation, dominée par les peuplements de pin gris (*Pinus banksiana* Lamb.), subirait un stress hydrique plus marqué dans les zones où la recharge est plus forte. Notre étude vise à identifier des indicateurs de l'intensité de la recharge des complexes fluvioglaciaires afin de développer une classification plus fine du milieu permettant de mieux encadrer l'aménagement de ces territoires. Soixante-huit peuplements de pin gris répartis sur huit eskers de la région d'Abitibi ont été échantillonnés en 2011. Les caractéristiques dendrométriques des peuplements et les propriétés de rétention en eau du sol y ont été mesurées. Des mesures de la densité, de la largeur des cernes annuels des pins gris et de discrimination du ^{13}C ($\Delta^{13}\text{C}$) ont été réalisées afin de caractériser le stress hydrique enregistré par les arbres. Une analyse en composantes principales (ACP) des caractéristiques des sols indique que les sites se distribuent selon deux gradients indépendants. Le premier est associé à la granulométrie des particules du sol (38 % de la variance) et le second aux propriétés de rétention en eau (29% de la variance). Les propriétés de rétention en eau du sol sont conditionnées par le contenu en matière organique et le diamètre effectif des particules du sol (d_{10}). Cependant, la porosité à l'air (pores > 30 μm) et le d_{10} s'avèrent des meilleurs indicateurs du stress hydrique tel qu'enregistré par le $\Delta^{13}\text{C}$. La végétation n'affecterait ni les caractéristiques du sol ni le stress hydrique. Deux cartes de l'intensité du stress hydrique ont été réalisées par krigeage pour l'esker de St-Mathieu/Berry. La première est basée sur le $\Delta^{13}\text{C}$ et la deuxième sur la porosité à l'air et le diamètre effectif (d_{10}). Les deux cartes montrent une variation importante du stress hydrique et des propriétés hydrauliques des sols sur l'esker de St-Mathieu/Berry. Par contre, le peu de convergence entre les deux cartes des zones de stress hydrique indique que les propriétés hydrauliques du sol mesurées ne sont pas suffisantes pour cerner l'intensité de la recharge sur les eskers.

Mots clés : eskers, discrimination isotopique du carbone, granulométrie, rétention en eau, pin gris.

2.2 INTRODUCTION

Les complexes fluvio-glaciaires de l'Abitibi-Témiscamingue dans le nord-ouest du Québec représentent un héritage important de la période postglaciaire (Maqsoud et al., 2004; Rossi et al., 2012). Ces complexes se démarquent par leurs dimensions ; on retrouve d'aussid'aussi grandes qu'en Scandinavie (Allard, 1974). La structure complexe de ces formations géologiques favorise la formation d'aquifères dotés d'une eau d'une qualité exceptionnelle (Riverin, 2006; Dallaire et al., 2011). Ainsi, une partie importante de la population de la région s'alimente en eau potable à partir des eskers (Veillette et al., 2007; SESAT, 2010).

Les complexes fluvioglaciaires supportent aussi des écosystèmes forestiers productifs qui génèrent des ressources ligneuses et non ligneuses importantes pour l'économie locale. Les peuplements de pin gris (*Pinus banksiana* Lamb) qu'on y retrouve sont propices à la cueillette de petits fruits et de champignons, aux divers loisirs tels que la randonnée pédestre ainsi qu'à la villégiature. Les eskers sont aussi une source importante de sable et de gravier (Veillette, 2000). Ces activités peuvent donc avoir une incidence sur le volume et la qualité de la recharge directe de l'aquifère. Entre autres, les opérations forestières (Rossi et al., 2012) modifient le bilan hydrique des écosystèmes forestiers et les propriétés physico-chimiques des eaux qui y circulent (Rusanen et al., 2004; Smerdon et al., 2009; Buttle, 2011). Dans un contexte d'utilisation multiressource du milieu (SESAT, 2010), la caractérisation de l'intensité de la recharge sur les complexes fluvioglaciaires (Riverin, 2006; Nadeau, 2011) contribuerait à l'élaboration de normes d'intervention ciblant les zones les plus à risque (Maxe et Johansson, 1998; SESAT, 2010).

La recharge directe des aquifères est assurée par l'infiltration des eaux des précipitations et de la fonte printanière (Bengtsson et al., 1987; Riverin, 2006). Elle prend place sur l'ensemble de la surface des eskers non confinée par des dépôts imperméables (Veillette, 2000; Riverin, 2006). L'eau qui arrive à la surface du sol est peu sujette au ruissellement (Riverin, 2006) et soumise aux forces de gravité qui

favorisent l'infiltration et aux forces de capillarité qui, au contraire, favorisent la rétention dans le sol. Les dépôts à texture grossière des complexes fluvioglaciaires retiennent peu d'eau (Brais et al., 2009). Leur macroporosité élevée y permet l'infiltration et le drainage rapides (Hillel, 1998), ce qui implique une faible réserve utile pour la végétation. Cependant, les variations dans la dimension des particules sableuses et la présence de gravier à la surface des complexes fluvioglaciaires peuvent induire des variations locales dans les taux d'infiltration et de rétention.

Les facteurs favorisant l'interception des précipitations et l'évapotranspiration (densité de la canopée, strate de sous-bois) modulent aussi le volume de la recharge (Bengtsson et al., 1987; De Vries et Simmers, 2002; Saxton et Rawls, 2006). Certaines espèces printanières éphémères peuvent absorber une bonne quantité d'eau (Lapointe, 2001) alors que les lichens du genre *Cladonia*, associés aux peuplements de pin gris, peuvent absorber l'eau de précipitations à la surface du sol même pendant des épisodes de sécheresse (Kershaw et Rouse, 1971).

Le pin gris, espèce adaptée aux sols à texture grossière, exerce un contrôle remarquablement important de ses pertes en eau. La conductance stomatique des aiguilles diminue brusquement à un certain seuil de potentiel hydrique afin de limiter le stress hydrique (Dang et al., 1997). Cette diminution de la conductance entraînée par la fermeture des stomates réduit l'assimilation du carbone et la largeur des cernes (Savva et al., 2008). Dans ces conditions, les parois cellulaires du bois épaississent et se durcissent, augmentant sa densité (Savva et al., 2010). Les isotopes stables du carbone dans les cernes des arbres sont aussi sensibles à la disponibilité de l'eau et la capacité de drainage du sol (McCarroll et Loader, 2004; Holzkämper et al., 2008). En conditions de stress hydrique, les arbres discriminent moins entre le ^{12}C et le ^{13}C . Ce stress hydrique enregistré dans les cernes des arbres reflète la différence entre la conductance stomatique et la photosynthèse (Barbour et al., 2001; McCarroll et Loader, 2004). Les caractéristiques des cernes des pins gris sur les complexes

fluvioglaciaires peuvent donc nous informer sur l'intensité relative de la recharge : les zones de recharge élevée constituant des zones où le taux d'infiltration est élevée et où l'eau du sol disponible pour la photosynthèse serait la plus limitée.

Les facteurs biophysiques affectant la recharge des aquifères ont été documentés pour plusieurs écosystèmes (prairies, terres cultivées et terres boisées) (Kim et Jackson, 2012) mais plus particulièrement pour les régions arides ou semi-arides (De Vries et Simmers, 2002). Bien que la recharge des complexes fluvioglaciaires en milieu boréal ait aussi fait l'objet de plusieurs études (Jyrkama, 2002; Riverin, 2006, Okkonen et al., 2010; Okkonen et Kløve, 2011), les relations plus fines entre la recharge, la végétation et les propriétés hydrauliques des sols restent moins documentées pour ces milieux.

Notre étude vise le développement d'indicateurs de l'intensité de la recharge à travers les relations complexes entre la végétation (nature et recouvrement de la végétation de sous-bois, fermeture du couvert végétal), les propriétés hydrauliques des sols et les indicateurs de stress hydrique enregistré dans les cernes des pins gris. Nous émettons les hypothèses suivantes: a) la végétation affecte la circulation de l'eau du sol par l'interception de l'eau, ainsi que par ses effets sur le contenu et la distribution de la matière organique du sol et indirectement sur la rétention en eau; b) les zones où la recharge est plus intense (stress hydrique plus marqué) correspondent à des environnements dotés d'une capacité d'infiltration des précipitations (macroporosité) plus forte ou de rétention en eau plus faible. L'étude vise aussi à évaluer l'utilité de la cartographie écoforestière en vigueur au Québec (Ministère des Ressources Naturelles, MRNQ) comme outil de planification sur les eskers de l'Abitibi.

2.3 MÉTHODOLOGIE

2.3.1 Région d'étude

La zone d'étude (Figure 2.1) se situe au nord-ouest de la province du Québec, entre 47° et 49 °N et 77° à 79° W. Le climat est continental avec une température annuelle moyenne de 1,2° C et des précipitations totales moyennes de 918 mm (Environnement Canada, 2012). La région fait partie du Bouclier précambrien et la topographie est généralement douce avec des pentes faibles. La plupart du substratum rocheux est recouvert de dépôts de surface quaternaires. En raison de leurs dimensions, les eskers forment un élément important du paysage. La plaine d'argile formée par sédimentation au fond du lac glaciaire Barlow-Ojibway se situe entre les eskers (Allard, 1974).

Les peuplements forestiers sur les complexes fluvioglaciaires sont dominés par le pin gris (*Pinus banksiana* Lamb.) et les éricacées. Parmi les espèces arborescentes, on trouve également l'épinette noire (*Picea mariana* (Mill.) BSP), le sapin baumier (*Abies balsamea* (L.) Mill.) et le bouleau blanc (*Betula papyrifera* Marsh.) (Smirnova et al., 2008).

Le site d'étude principal est localisé sur l'esker Saint-Mathieu/Berry, qui se trouve dans la partie sud de la MRC d'Abitibi (figure 2.1c). Un échantillonnage plus restreint s'est étendu à sept autres complexes fluvioglaciaires de la région afin d'augmenter la portée de l'étude. Les niveaux piézométriques de l'esker Saint-Mathieu/Berry se situent entre 310 et 370 m de profondeur, soit 10 à 20 m sous la surface de l'esker (Riverin 2006).

2.3.2 Échantillonnage sur terrain

Soixante-huit peuplements de pin gris poussant sur des textures grossières ont été visités entre 2009 et 2011. La sélection des peuplements a été réalisée perpendiculairement le long de l'esker à l'aide des photographies aériennes au

1:15000 superposées à des cartes écoforestières (3^{ème} décennal) du MRNQ, et à la carte de la géologie des formations de surface de Ressources naturelles Canada (MRN- commission géologique du Canada). Chaque peuplement retenu a été défini et marqué par un point GPS.

Les coordonnées GPS définissaient le centre d'une parcelle d'échantillonnage temporaire. À proximité du centre, trois arbres études dominants ont été mesurés pour leur hauteur à l'aide d'un Vertex Laser (VL400) et leur diamètre à hauteur de poitrine (DHP). La surface terrière du peuplement a été estimée au prisme (fab 2) à partir du centre de la parcelle.

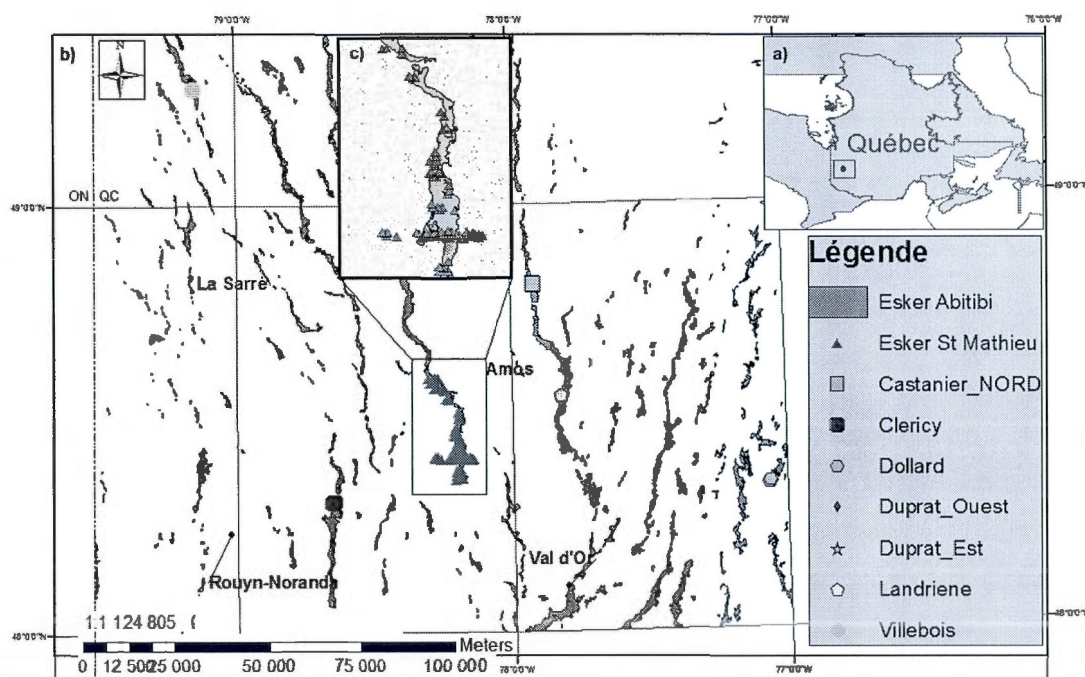


Figure 2.1 Localisation de la zone d'étude et des peuplements échantillonnés
a) région d'étude; b) sites d'étude sur les huit eskers; c) agrandissement d'un segment de l'esker Saint Mathieu/Berry.

Pour chacun des trois arbres études, deux carottes ont été prélevées à l'aide d'une sonde Pressler à une hauteur de 1,3 m perpendiculairement au tronc de l'arbre. L'une était destinée à l'analyse isotopique du carbone, l'autre à la densitométrie du bois ainsi qu'à l'estimation de l'âge des arbres au DHP.

Dans chaque parcelle, les sols ont été échantillonnés au pourtour de chacun des arbres études (± 1 m). On y a noté l'épaisseur de la couverture morte. Des échantillons du sol non perturbés (100 cm^3) ont été prélevés à l'aide d'une carotteuse à double cylindre (Blake et Hartge, 1986) entre 0 et 15 cm et entre 15 et 30 cm de profondeur pour les mesures de la masse volumique, macroporosité et capacité au champ. Des échantillons en vrac ont été prélevés dans la couverture morte, entre 0 et 15 cm et entre 15 et 30 cm dans le sol minéral pour les analyses physico-chimiques.

En prenant comme centre le premier arbre échantillonné, huit quadrats circulaires de 2 m^2 ont été distribués dans les quatre directions (nord, sud, est et ouest) à 4 m et 8 m du centre de l'arbre. L'abondance et le recouvrement des espèces de la strate de sous-bois à l'intérieur de ces quadrats ont été estimés par groupe d'espèces: 1- les mousses et hépatiques, 2- les sphaignes, 3- les lichens, 4- les fougère-prêles et lycopodes, 5- les espèces latifoliés, 6- les graminées et 7- les arbustes bas, incluant les éricacées. Le recouvrement (%) était réparti en 6 classes (≤ 1 , $1 > 10$, $10 > 25$, $25 > 50$, $50 > 75$, $75 > 100$). Dans le cas des éricacées, le recouvrement total et par espèce a été noté.

2.3.3 Analyses du sol

Au laboratoire, les sols ont été séchés à l'air et tamisés à 2 mm. Le contenu en matière organique a été évalué par perte au feu à 550°C (Moreno et al., 2001). La granulométrie des horizons minéraux a été caractérisée par tamisage afin de quantifier la répartition de la taille des sables (limon $\leq 53\text{ }\mu\text{m}$, sable très fin $53 > 106\text{ }\mu\text{m}$, sable fin $106 > 250\text{ }\mu\text{m}$, sable moyen $250 > 600\text{ }\mu\text{m}$, sable grossier $600\text{ }\mu\text{m} > 1\text{ mm}$, sable très grossier $> 1\text{ mm}$). Par ailleurs, les particules qui ont une taille allant de 2 mm à 5 cm

de diamètre sont considérées comme du gravier exprimé en masse/volume (mg/m^3). Le diamètre effectif (d_{10}) a été calculé à l'aide du programme GRADISTAT (Blott et Pye, 2001). Le diamètre effectif correspond à la taille des mailles du tamis qui laissent passer 10% de la masse de l'échantillon (Castany G. 1982). Le d_{10} constitue un bon indicateur de la conductivité hydraulique des sols (Chapuis 2012).

Les échantillons du sol non perturbés (cylindres de 100 cm^3) ont été saturés sous vide pendant 48 heures puis pesés (poids 1). Les échantillons saturés ont été placés sur une table à tension (Eikelkamp Agrisearch Equipment) pendant 48 heures sous une tension de 100 cm (pores $> 30 \mu\text{m}$) avant d'être pesés (poids 2), séchés au four à 105°C pendant 48 heures et pesés à nouveau (poids 3). La différence entre le poids 1 et le poids 2 correspond à la porosité à l'air. La dernière pesée nous a permis d'estimer la masse volumique du sol. La capacité au champ (CC % masse/masse) (équation 2.1) a été estimée selon la formule suivante :

$$CC = \frac{\text{poids 2} - (\text{poids 3} - \text{poids du cylindre})}{\text{poids 3} - \text{poids du cylindre}} \times 100 \quad (\text{Équation 2.1})$$

Le point de flétrissement du sol (Cassel et de Nielsen, 1986) a été évalué sur les échantillons tamisés, à l'aide d'un extracteur sous pression (Soilmoisture Equipment Corp). Les échantillons du sol ont été placés sur une plaque poreuse et immergés pendant 48 heures avant d'être placés sous une pression de 1500 kPa (pores $< 0.2 \mu\text{m}$) pendant 48 heures. Ils ont par la suite été pesés (poids 4), séchés à 105°C pendant 48 heures et pesés une dernière fois (poids 5).

Le point de flétrissement permanent (PFP, % masse/masse) (équation 2.2) a été estimé selon la formule :

$$PFP = \frac{\text{poids 4} - \text{poids 5}}{\text{poids 5}} \times 100 \quad (\text{Équation 2.2})$$

La capacité de rétention en eau disponible (CRED % poids/poids) correspond à l'eau contenue dans le sol à des tensions situées entre la valeur correspondant à la capacité au champ (CC) et la valeur correspondant au point de flétrissement permanent (PFP). Elle est donc estimée en soustrayant la proportion d'eau (%) retenue au PFP de celle qui est retenue à la CC (Klute, 1986).

2.3.4 Analyses de densitométrie

Les analyses de densitométrie ont été effectuées sur une carotte de bois par peuplement échantillonné. Chaque carotte a été collée sur planche en bois. À l'aide d'une double scie, une bande de 2 mm d'épaisseur y a été découpée longitudinalement.

Les carottes ont été macérées dans un mélange de cyclohexane/solution d'éthanol (2 volumes: 1 volume) pendant 24 h, puis trempées dans l'eau distillée (24 h) avant d'être séchées à l'air (Koubaa et al., 2005). Cette étape permet d'éliminer les substances extractibles et d'éviter de biaiser la mesure de la densité.

Les échantillons ont par la suite été placés dans la chambre du densitomètre - Quintek Measurement Systems, Inc. (QMS) équipé du logiciel de traitement des données Tree Ring Analyzer- (modèle QTRS-01X). L'estimation de la densité s'effectue par la mesure de l'absorption des rayons X de la moelle du rayon jusqu'à l'écorce (Alteyrac, 2005).

Les données récoltées permettent d'extraire diverses caractéristiques à savoir la largeur des cernes, leur densité maximale, leur densité minimale et leur densité moyenne. Ces mêmes données nous ont également permis aussi d'estimer l'âge des peuplements au DHP avec précision.

2.3.5 Analyses isotopiques

Les 5 derniers cernes de chaque carotte (3 par peuplement) ont été prélevés sur les carottes séchées à 60 °C. Le matériel récolté a été combiné (1 échantillon par peuplement) afin d'obtenir suffisamment de matériel pour les analyses. Les échantillons ont été broyés dans un broyeur à bille dans des mortiers préalablement refroidis à l'azote liquide. Une fois les échantillons broyés, ils ont été transférés dans des micro-tubes et envoyés au laboratoire pour les analyses isotopiques (Stable Isotope Laboratory, Renewable Resources Department - University of Alberta).

L'analyse isotopique a été réalisée par spectrométrie de masse (CF-IRMS, Continuous Flow Isotope Ratio Mass Spectrometry par Thermo Finnigan Corp, Bremen, Germany, 2003). Les échantillons ont été brûlés dans l'hélium, en présence d'oxygène et les gaz résultants ont été séparés par chromatographie en phase gazeuse et détectés par un détecteur à conductivité thermique. Des standards internes, calibrées sur l'échelle internationale de référence (^{13}C vs la norme *Vienna Pee Dee Belemnite* -VPDB-), ont été utilisées pour déterminer les résultats isotopiques des échantillons. La composition isotopique d'un composé de $\delta^{13}\text{C}$ ‰ de carbone a été calculée par rapport à la norme VPDB avec la formule suivante (équation 2.3):

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{\left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}}{\text{échantillon}} \right)}{\left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}}{\text{standard}} \right)^{-1}} \right] \times 1000 \quad (\text{Équation 2.3})$$

Le $\delta^{13}\text{C}$ du bois ($\delta^{13}\text{C}_p$) est contrôlé par la composition isotopique du CO_2 atmosphérique ($\delta^{13}\text{C}_a = -8\text{‰}$) et modifié par la discrimination isotopique qui apparaisse pendant l'absorption du CO_2 au cours de la photosynthèse telle que décrite par l'équation 1.4 (Farquhar et al., 1982).

$$\delta^{13}C_p = \delta^{13}C_a - a - (b - a) \times c_i/c_a \quad (\text{Équation 2.4})$$

où a est la discrimination de ^{13}C en raison de la diffusion plus lente du $^{13}\text{CO}_2$ à travers les stomates par rapport au $^{12}\text{CO}_2$ ($a = 4,4\text{‰}$), b est la discrimination du ^{13}C au moment de la carboxylation ($b \approx 27\text{‰}$), et c_i/c_a est le ratio de CO_2 de la pression partielle des espaces intercellulaires des feuilles (c_i) et dans l'atmosphère (c_a). En supposant c_a constante, les variations de c_i peuvent être attribués au différentiel entre la conductance stomatique et l'assimilation du Carbone (Francey et Farquhar, 1982). La discrimination du ^{13}C peut-être calculée à partir de l'équation 2.5 ci-dessous (Farquhar et al., 1989):

$$\Delta^{13}C = \frac{\delta^{13}C_a - \delta^{13}C_p}{1 + \frac{\delta^{13}C_p}{1000}} \quad (\text{Équation 2.5})$$

où $\Delta^{13}C$ est la discrimination isotopique du carbone, et $\delta^{13}C_a$ et $\delta^{13}C_p$ sont les $\delta^{13}C$ du CO_2 atmosphérique et de la plante (de l'échantillon), respectivement.

2.3.6 Données météorologiques 2000-2011

Les données climatiques ont été générées à partir des coordonnées géographiques des sites à l'aide de BioSim10 (Régnière et St-Amant, 2007). Par la suite, les données de précipitations annuelles moyennes (2000-2011) ont été extraites pour toute la région d'Abitibi dont on a pris 3 années repères à fortes, moyennes et faibles précipitations (2000, 2005 et 2008) afin de voir la sensibilité des peuplements de pin gris envers le taux des précipitations.

2.3.7 Analyses statistiques

Une analyse en composante principale (ACP) des relations entre les caractéristiques du sol et la végétation de sous-bois, a été réalisée à l'aide du logiciel SAS (SAS Institute Inc, 2008). Les corrélations (r) entre les deux axes principaux et les caractéristiques du sol et l'abondance des groupes fonctionnels de la végétation de

sous-bois ont été calculées. Cette analyse permet aussi de vérifier comment les différents complexes fluvioglaciaires échantillonnés se situaient dans l'espace multidimensionnel les uns par rapport aux autres.

Les relations entre la végétation de sous-bois, les caractéristiques hydrauliques du sol et le stress hydrique (figure 1.2) ont été testées selon des hypothèses construites *a priori* (Mazerolle, 2006). Pour la raison que le diamètre effectif (d_{10}) explique la conductivité hydraulique saturée (Chapuis, 2012), nous avons substitué le d_{10} aux différentes fractions granulométriques dans les modèles qui font intervenir les paramètres hydrauliques du sol (capacité au champ et point de flétrissement). Dans un premier temps, nous avons mis en relation la matière organique du sol minéral, la végétation de sous-bois et les caractéristiques granulométriques du sol. Dans un deuxième temps, nous avons testé l'effet du diamètre effectif des particules (d_{10}) et de la matière organique sur les caractéristiques hydrauliques. Finalement, nous avons vérifié dans quelle mesure les caractéristiques hydrauliques du sol et la végétation expliquaient les indicateurs du stress hydrique (densité du bois et le $\Delta^{13}\text{C}$). Nous avons testé l'effet des caractéristiques hydrauliques du sol et la végétation de sous-bois sur la densité des cernes. L'âge des peuplements et les précipitations ont été inclus dans les modèles afin de contrôler pour ces facteurs. Les relations entre le $\Delta^{13}\text{C}$ et les caractéristiques hydrauliques, diamètre effectif des particules (d_{10}) et la végétation de sous-bois ont aussi été testées.

Les analyses statistiques ont été effectuées à l'aide de modèles linéaires mixtes généralisés (GLM) et de la fonction `lme()` de l'extension `nlme` du logiciel R (The R Foundation for Statistical Computing, 2012). Les complexes fluvioglaciaires et les peuplements ont été traités comme des effets aléatoires. L'esker de St-Mathieu/Berry qui regroupe la majeure partie des peuplements a été divisé en transects, chaque transect étant identifié comme un site (complexe) différent. Afin de prendre en compte la corrélation entre les peuplements situés sur un même complexe

fluvioglaciaire, les peuplements étaient nichés à l'intérieur de chaque complexe fluvioglaciaire.

La sélection de modèles parmi les modèles candidats a été réalisée à l'aide du critère d'information d'Akaike corrigé pour les petits échantillons (AICc) (Mazerolle, 2006) et du package AICcmodavg de R (Mazerolle, 2011). Les modèles présentant un Delta AICc (Δ_i) < 2 ont été considérés comme les plus plausibles. Par la suite, nous avons utilisé l'inférence multi-modèle pour analyser l'effet des variables d'intérêt sur la variable réponse. Dans ce cas, l'AICc est recalculé pour les modèles contenant chacune des variables d'intérêt. Pour chacune des variables réponses, un intervalle de confiance à 95% a été établi à l'aide de la moyenne pondérée et de l'erreur-type inconditionnelle des variables explicatives. L'intervalle qui exclut "0" montre un effet probable de la variable d'intérêt.

2.3.8 Cartographie de l'intensité de la recharge sur l'esker de St-Mathieu/Berry

En se basant sur les indicateurs de stress hydrique des arbres identifiés à l'étape précédente, l'intensité de la recharge a été cartographiée par krigeage pour l'esker de St-Mathieu/Berry. Le Krigeage est une technique d'interpolation spatiale à partir d'un ensemble dispersé de points. Les analyses ont été réalisées de manière interactive à l'aide du logiciel ArcGIS 10 (ESRI 2012) et de l'outil Krigeage en utilisant le krigage ordinaire. Les valeurs estimées par Krigeage dépendent de la distance entre les points mesurés et les points estimés et de l'organisation spatiale des données observées (autocorrélation spatiale). En premier lieu nous avons réalisé une exploration des données statistiques en vérifiant la normalité à l'aide du QQplot et du nuage du semivariogramme. Une validation croisée a été effectuée par la suite afin de vérifier les erreurs prédites. Une fois le modèle accepté, une carte sous forme d'une couche matricielle a été générée. Cette dernière représente la répartition des indicateurs retenus sur le territoire d'étude. Deux cartes ont été générées ainsi, la première à partir de $\Delta^{13}\text{C}$ et la deuxième à partir des propriétés de l'horizon de sol

minéral (0 – 15 cm) identifiées comme indicateurs potentiels de l'intensité de la recharge. Les deux cartes ont été comparées à l'aide d'une corrélation de Pearson entre les valeurs obtenues pour chaque site échantillonné sur chacune des deux cartes.

2.4 RÉSULTATS

2.4.1 Caractéristiques des sites échantillonnés

Les peuplements échantillonnés (n=68) avaient entre 32 à 87 ans (âge au diamètre à la hauteur de poitrine) (tableau 2.1). Le pin gris représentait en moyenne 86 % de la surface terrière totale des peuplements. La strate de sous-bois était dominée par les mousses hypnacées (*Pleurozium schreberi* (Brid.) Mitt) et les éricacées (*Rhododendron groenlandicum* (Oeder) Kron & Judd, *Vaccinium myrtilloides* Michx, *Kalmia angustifolia* L) alors que les lichens et les sphaignes y étaient en général très peu abondants. Le recouvrement des graminées et des fougères était négligeable. Seuls les résultats concernant l'horizon de sol entre 0 – 15 cm sont présentés ici. Les analyses statistiques réalisées sur l'horizon 15 – 30 cm (voir Annexe 1 pour les valeurs moyennes) donnant des résultats similaires.

À l'exception d'un site (sables totaux= 81%) tous les sols appartenaient à la classe texturale des sables (sables totaux \geq 85%). Les sables fins représentaient la classe granulométrique la plus élevée avec une moyenne de 34.5 % mais aussi la plus variable avec un écart-type de 19 % (tableau 2.1). Les sols étaient caractérisés par une macroporosité élevée et une capacité en rétention en eau disponible faible.

Tableau 2.1 Caractéristiques des sols (horizon 0 – 15 cm) et de la végétation sur les complexes fluvioglaciaires de l'Abitibi (n=68)

Variable	Moyenne \pm erreur	Minimum	Maximum
Caractéristiques des peuplements échantillonnés			
Surface terrière totale ($\text{m}^2 \text{ha}^{-1}$)	29.0 ± 8.5	8.0	58.0
Surface terrière pin gris ($\text{m}^2 \text{ha}^{-1}$)	25.0 ± 7.6	5.0	42.0
Surface terrière épinette ($\text{m}^2 \text{ha}^{-1}$)	3.4 ± 5.5	0.0	32.0
Âge au DHP (année)	64 ± 14	32	87
Mousses hypnacées (%)	60 ± 33	0	88
Sphaignes (%)	0.5 ± 1.9	0.0	12.5
Lichens (%)	3 ± 6	0	37
Latifoliées (%)	144 ± 3	0	47
Éricacées totales (%)	21 ± 17	0	58
Élévation (m)	345 ± 16	315	380
Sol minéral			
Macroporosité (%)	30.0 ± 5.5	12.6	42.2
Capacité au champ (%) ¹	20 ± 6	12	44
Point de Flétrissement (%) ¹	4.0 ± 1.2	2.0	9.0
Capacité de rétention en eau disponible (%) ¹	17 ± 5	9	40
Matière organique (%)	3.8 ± 1.4	1.5	8.0
Volume roche (mg/m^3) ²	1.9 ± 2.5	0.0	9.8
Sables très grossiers (%)	7.5 ± 8.2	0.3	37.1
Sables grossiers (%)	12.2 ± 9.0	1.2	33.8
Sable moyen (%)	30.0 ± 15.6	5.3	62.7
Sables fins (%)	34.5 ± 19.0	5.8	81.0
Sables très fins (%)	11.0 ± 8.6	1.5	41.1
Limon (%)	3.8 ± 2.0	1.0	9.5
d ₁₀ (μm)	97 ± 34	3	182
Sables totaux (%)	95.3 ± 2.6	81.2	99.8

¹ % poids/poids ² masse / volume

L'analyse en composantes principales (figure 2.2) montre que les sites se distribuaient selon deux axes indépendants en ce qui a trait aux conditions du sol (horizon minéral 0-15 cm). Le premier axe (38% de la variance) était associé à la granulométrie. Les sables grossiers et très grossiers étaient corrélés avec le pôle positif de l'axe alors que les sables fins et les sables très fins étaient corrélés avec le pôle négatif de ce dernier (tableau 2.2).

Le deuxième axe (29% de la variance) était associé à la rétention en eau et à la macroporosité du sol. Il oppose la capacité au champ et le point de flétrissement (pôle positif) à la macroporosité (pôle négatif). Les variables décrivant l'abondance de la végétation n'étaient pas corrélées avec les deux premiers axes de l'ACP (tableau 2.2).

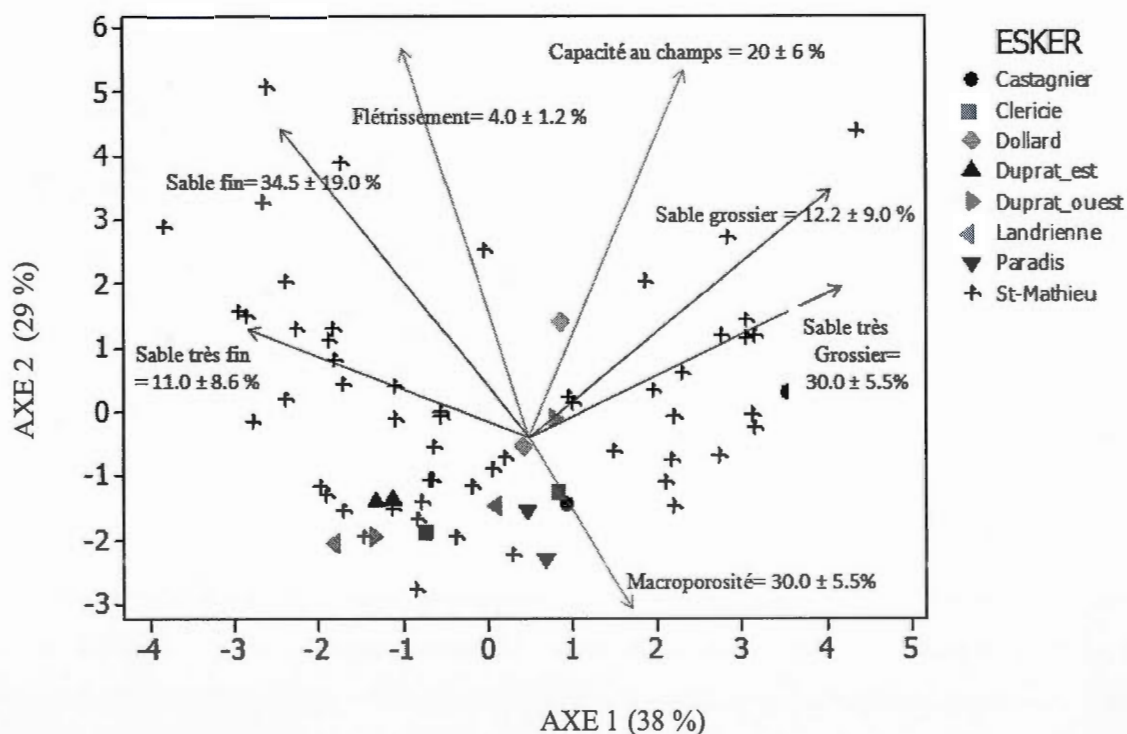


Figure 2.2 Relations entre les caractéristiques du sol de 68 sites échantillonnés sur 8 eskers. La position des sites sur les axes est indiquée par des formes géométriques et la corrélation entre les variables originales et les axes par des vecteurs.

Tableau 2.2 Corrélations de Pearson entre les deux premiers axes principaux (n = 68) de l'analyse en composantes principales et les variables incluses dans l'analyse et l'abondance de la végétation

Variable	Axe 1	Prob > r	Axe 2	Prob > r
Sables très grossiers (%)	0.78	***	0.39	**
Sables grossiers (%)	0.90	***	0.15	NS
Sables moyens (%)	0.56	***	-0.40	***
Sables fins (%)	-0.88	***	-0.12	NS
Sables très fins (%)	-0.71	***	0.36	**
Volume de roche (%)	0.77	***	0.32	**
Macroporosité (%)	0.27	*	-0.45	***
Rétention en eau (%)	-0.48	***	0.71	***
Capacité au champ (%)	-0.39	***	0.81	***
Flétrissement (%)	0.30	*	0.72	***
Surface terrière Épinette (m ² ha ⁻¹)	-0.13	NS	0.26	*
Surface terrière Pin gris (m ² ha ⁻¹)	0.06	NS	-0.07	NS
Mousses hypnacées (%)	-0.03	NS	0.11	NS
Sphaignes (%)	-0.14	NS	0.20	NS
Lichens (%)	-0.20	NS	-0.03	NS
Fougères (%)	-0.02	NS	0.01	NS
Latifoliées (%)	0.02	NS	0.20	NS
Éricacées totales (%)	-0.02	NS	-0.01	NS

**** P < 0.001; *** 0.001 < P < 0.01 ** 0.01 < P < 0.05, NS : non significatif

On remarque que les sites échantillonnés à l'extérieur de l'esker de St-Mathieu/Berry occupaient des positions sur les axes 1 et 2 qui se situent à l'intérieur de la variation observée pour les valeurs obtenues sur l'esker de St-Mathieu/Berry. Cependant, certains sites sur l'esker St-Mathieu/Berry présentaient des valeurs plus extrêmes sur le deuxième axe.

2.4.2 Relation entre la végétation et les paramètres hydrauliques du sol

2.4.2.1 Effet de la végétation et de la granulométrie du sol sur le contenu en matière organique

En se basant sur le schéma conceptuel (figure 1.2), six modèles candidats ont été construits *à priori* afin de déterminer dans quelle mesure la végétation et les particules fines du sol affectaient la teneur en matière organique du sol (tableau 2.3). Selon le modèle le plus probable (modèle 4, poids d'Akaike = 0.65), la teneur en matière organique variait en fonction du contenu en sables fins et en limons. Le deuxième modèle le plus probable (modèle 5, poids d'Akaike = 0.26) faisait intervenir seulement les sables fins. Ces deux modèles étaient respectivement 65 et 26 fois plus probables que le modèle incluant seulement les mousses et les lichens (modèle 3).

Les résultats de l'inférence multimodèle (tableau 2.3) indiquent que la matière organique dans le sol était affectée par la quantité des sables fins et des limons. Pour ces deux variables d'intérêt, l'intervalle de confiance excluait le 0 (tableau 2.3). La corrélation entre les valeurs prédites pondérées et la variable réponse montre que la teneur en matière organique décroissait avec le contenu en sables fins et ait augmentait avec la quantité du limon (figure 2.3). Le recouvrement des espèces de sous-bois n'avait aucun effet direct sur le contenu en matière organique du sol.

Tableau 2.3 Sélection des modèles candidats de la relation entre la végétation et la granulométrie avec le contenu en matière organique du sol.

Contenu en matière organique	Variable expliquée	Modèles	K	AIC	Δ AICc	AICc Wt
	G	surface terrière + mousses + lichens + éricacées totales + sables fins + limons	9	246	9.50	0.01
	1	surface terrière + mousses + lichens + éricacées totales	7	250	13.06	0
	2	mousses + lichens + limons + sables fins	7	241	4.51	0.07
	3	mousses + lichens	5	245	8.41	0.01
	4	limons + sables fins	6	237	0	0.65
	5	sables fins	4	239	1.82	0.26
	Variables d'intérêt	β	ET	Ic 95%		
				Inf.	Sup.	
	sables fins	-0.0192	0.0074	-0.034	-0.0046	
	limons	0.1744	0.084	0.01	0.34	

G : modèle général, **k**: nbre. de paramètres, **AICc**: critère d'information d'Akaike corrigé, **$\Delta AICc$** : AICc relative au modèle le plus parcimonieux, **AICcWt**: le poids du modèle, **β** : estimé pondéré du coefficient de régression, **ET**: erreur-type inconditionnelle, **Ic 95%**: intervalle de confiance à 95% avec limites inférieures et supérieures.

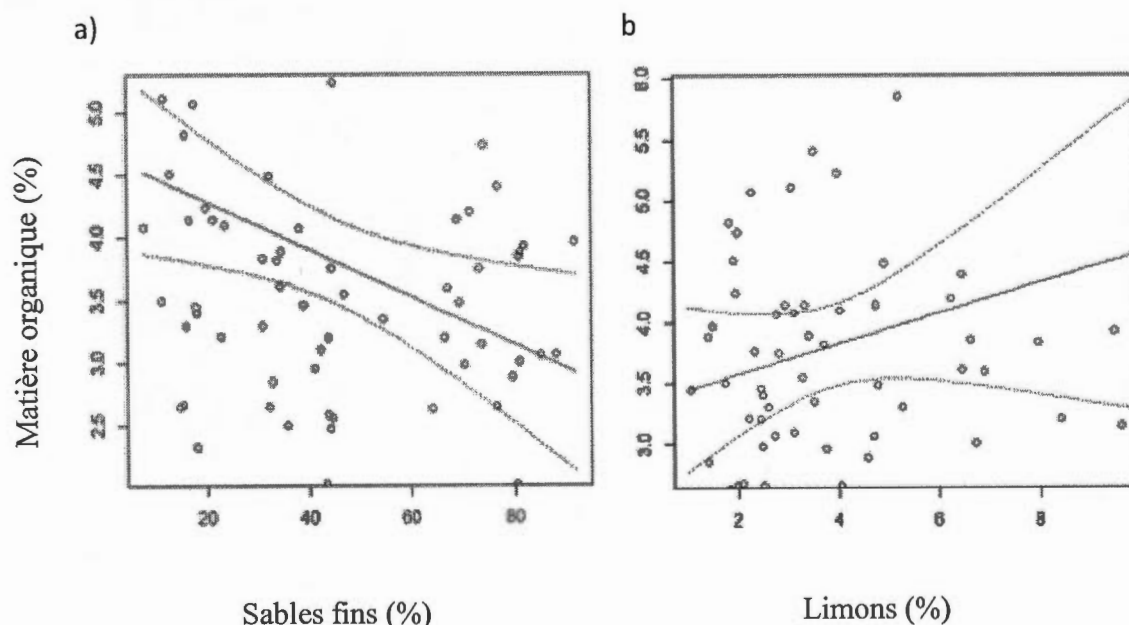


Figure 2.3 Relation entre le contenu en sables fins, en limons et le contenu en matière organique du sol minéral (0 – 15 cm) sur les eskers de l'Abitibi. Ligne en pointillé: intervalle de confiance (95%) obtenu par inférence multimodèle.

2.4.2.2 Effet de la granulométrie et du contenu en matière organique du sol sur la capacité au champ, le point de flétrissement permanent et la capacité de rétention en eau disponible du sol

Capacité au champ

En se basant sur le schéma conceptuel (figure 1.2), trois modèles candidats ont été avancés afin d'expliquer la capacité au champ du sol (tableau 2.4). Le modèle général et le modèle 1 affichaient des poids d'Akaike = 0.22 et 0.68 respectivement. Les modèles basés sur le d_{10} et le contenu en matière organique du sol étaient tous les deux plus probables par des facteurs de 22 à 68 que les modèles faisant uniquement intervenir le d_{10} . L'inférence multimodèle indique que la capacité au champ augmente

avec la matière organique et diminue avec d_{10} (tableau 2.4, figure 2.4). Le contenu en limon n'a pas d'incidence.

Tableau 2.4 Sélection des modèles de régression linéaire de la relation entre le contenu en matière organique et le d_{10} avec la capacité au champ du sol.

Variable expliquée	Modèles	K	AIC	$\Delta AICc$	AICcwt
Capacité au champ	G matière organique + d_{10} + limons	6	-195	2.24	0.22
	1 matière organique + d_{10}	5	-198	0.00	0.68
	2 d_{10}	4	-189	7.97	0.01
	Variables d'intérêt	B	ET	Ic 95%	
				Inf.	Sup.
	matière organique	0.0119	0.0047	0.0028	0.021
	d_{10}	-0.0006	0.0002	-0.001	-0.0002

G : modèle général, **k**: nbre. de paramètres, **AICc**: critère d'information d'Akaike corrigé, **$\Delta AICc$** : AICc relative au modèle le plus parcimonieux, **AICcWt**: le poids du modèle, **β** : estimé pondéré du coefficient de régression, **ET** : erreur-type inconditionnelle, **Ic 95%** : intervalle de confiance à 95 %, avec limites inférieures et supérieures.

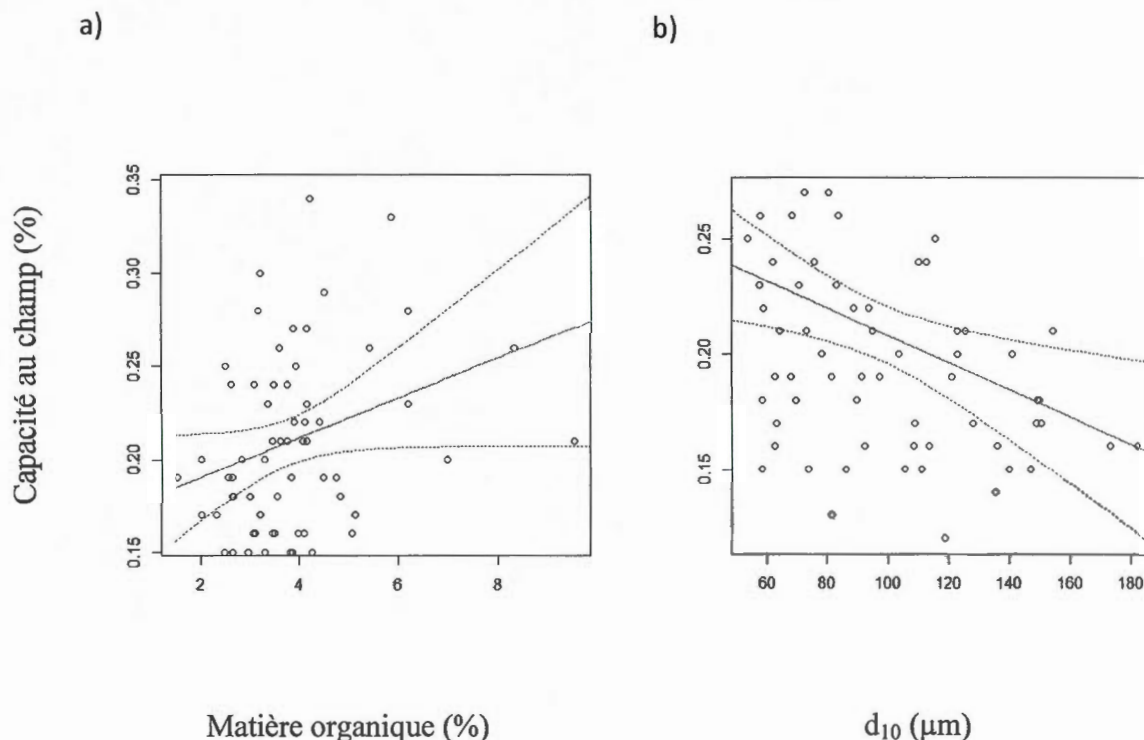


Figure 2.4 Relation entre la capacité au champ et a) le contenu en matière organique (%); b) d_{10} (μm) (0 – 15 cm) sur les eskers de l'Abitibi. Ligne en pointillé: intervalle de confiance (95%) obtenu par inférence multimodèle.

Point de flétrissement

En se basant sur le schéma conceptuel (figure 1.2), trois modèles candidats ont été établis afin d'expliquer l'effet de la matière organique et le diamètre effectif (d_{10}) sur le point de flétrissement. Le modèle général (G) était le plus parcimonieux avec un poids d'Akaike élevé (tableau 2.5). Dans ce cas, l'inférence mutlimodèle n'était pas requise (figure 2.5). La matière organique est la seule variable qui influence positivement le flétrissement ($p\text{-value}=0$).

Tableau 2.5 Sélection des modèles candidats de régression linéaire de la relation entre le contenu en matière organique et le d_{10} avec le point de flétrissement

Variable expliquée		Modèles	K	AIC	$\Delta AICc$	AICcWt
Point de flétrissement	G	matière organique + d_{10}	5	-446	0.00	0.96
	1	d_{10}	4	-399	46.74	0
	2	matière organique	4	-439	6.27	0.04

G : modèle général, **K**: nbre. de paramètres, **AICc**: critère d'information d'Akaike corrigé, **$\Delta AICc$** : aicc relative au modèle le plus parcimonieux, **AICcWt**: le poids du modèle.

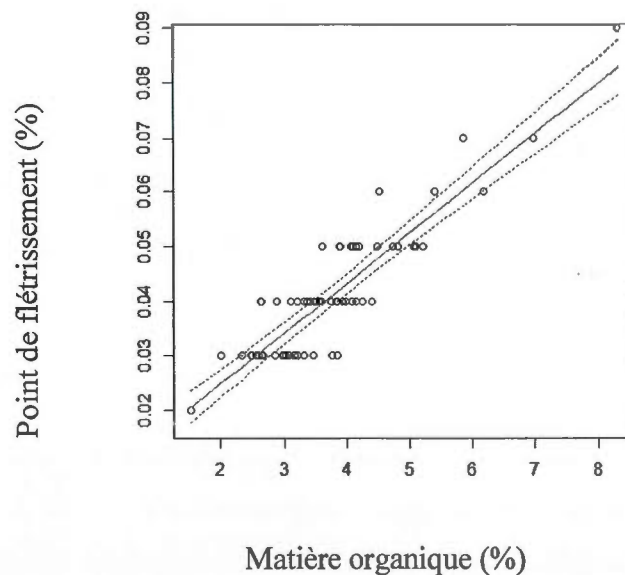


Figure 2.5 Relation entre le point de flétrissement et le contenu en matière organique (0 – 15 cm) sur les eskers de l'Abitibi. Ligne en pointillé représente l'intervalle de confiance (95%).

Macroporosité

En se basant sur le schéma conceptuel (figure 1.2), trois modèles candidats ont été établis pour tester l'effet du contenu en matière organique et de la granulométrie sur la macroporosité. Les 3 modèles affichent des probabilités semblables avec un $\Delta AIC \leq 2$ et un poids d'Akaike = 0.20, 0.24 et 0.56 (tableau 2.6). L'inférence multimodèle indique que seulement le contenu en sables grossiers affecte positivement la macroporosité (figure 2.6).

Tableau 2.6 Sélection des modèles candidats de régression linéaire de la relation entre le contenu en matière organique et la granulométrie avec la macroporosité.

Variable expliquée	Modèles	K	AICc	$\Delta AICc$	AICcWt
Macroporosité	G matière organique + sables grossiers + sables très grossiers + volume des graviers	7	428	2.02	0.20
	1 matière organique + sables grossiers + sables très grossiers	6	428	1.73	0.24
	2 sables grossiers + sables très grossiers	5	426	0	0.56
Variable d'intérêt		β	ET	Ic 95%	
				Inf.	Sup.
sables grossiers		0.26	0.11	0.056	0.48

G : modèle général, k: nbre. de paramètres, AICc: critère d'information d'Akaike corrigé, $\Delta AICc$: aicc relative au modèle le plus parcimonieux, AICcWt: le poids du modèle, β : estimé pondéré du coefficient de régression, ET: erreur-type inconditionnelle, Ic 95% : intervalle de confiance à 95 %, avec limites inférieures et supérieures.

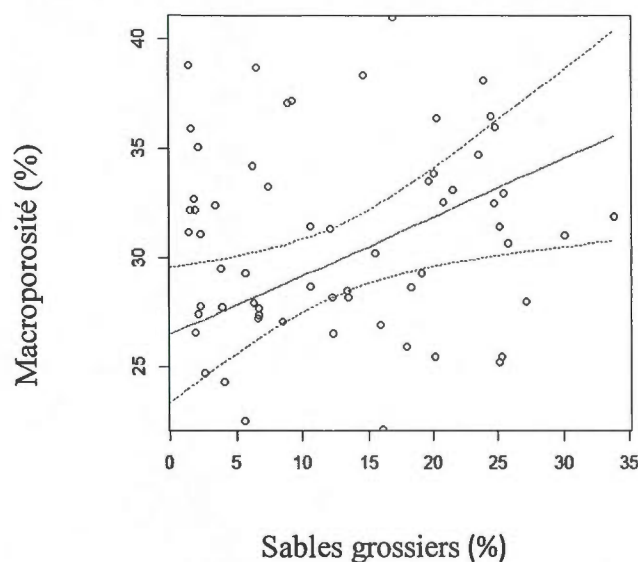


Figure 2.6 Relation entre la macroporosité et le contenu en sables grossiers (0 – 15 cm) sur les eskers de l’Abitibi. Ligne en pointillé: intervalle de confiance (95%) obtenu par inférence multimodèle.

2.4.3 Relation entre les indicateurs du stress hydrique et paramètres hydrauliques du sol

2.4.3.1 Effet des précipitations, texture du sol, et rétention en eau sur la densité des cernes des arbres.

La densité des cernes des arbres variait de 348 à 740 g/cm³ avec une moyenne de 540 g/cm³ et un écart-type de 85,8 (g/cm³). Sept modèles candidats ont été établis afin d’expliquer la densité des cernes. Le modèle basé sur l’âge des arbres et les précipitations (modèle 5)  tait le plus parcimonieux par rapport aux autres modèles avec un poids d’Akaike = 0.73 (tableau 2.7). Il était 9 fois plus probable que le modèle basé sur les variables associées à la rétention en eau et le d₁₀ (modèle 3). La densité des cernes annuels était aussi négativement corrélée avec l’âge des arbres.

Tableau 2.7 Sélection des modèles candidats de régression linéaire de la relation entre les variables associées à la rétention en eau, le d_{10} et les précipitations avec la densité des cernes.

Variable expliquée		Modèles	K	AICc	Δ AICc	AICcWt
Densité des cernes	G	âge au DHP + capacité au champ + macroporosité + d_{10} + mousses + kalmia + surface terrière totale + précipitations	11	2381.14	6.28	0.03
	1	capacité au champ + macroporosité + d_{10}	6	2385	10.73	0.00
	2	âge au DHP + mousses + kalmia + surface terrière totale	7	2378	3.95	0.10
	3	âge au DHP + capacité au champ + d_{10}	6	2379	4.38	0.08
	4	d_{10} + précipitations	5	2382	7.51	0.02
	5	âge au DHP + précipitations	5	2374	0	0.73
	6	précipitations	4	2381	6.23	0.03
			Ic 95%			
Variables d'intérêt		β	ET	Inf.		Sup.
âge au DHP		-1.2	0.44	-2.13		-0.39
précipitations		-0.36	0.17	-0.71		-0.025

G : modèle général, **k**: nbre. de paramètres, **AICc**: critère d'information d'Akaike corrigé, **Δ AICc**: aicc relative au modèle le plus parcimonieux, **AICcWt**: le poids du modèle, **β** : estimé pondéré du coefficient de régression, **ET**: erreur-type inconditionnelle, **Ic 95%**: intervalle de confiance à 95 %, avec limites inférieures et supérieures.

2.4.3.2 Effet de la végétation, de la granulométrie, de la rétention en eau sur le taux de discrimination de carbone 13

Les valeurs de discrimination du ^{13}C observées variaient de 18.6 à 20.6 ‰ avec une moyenne de 19.5 ‰ et un écart-type de 0.41 ‰. Six modèles candidats ont été établis pour expliquer le taux de discrimination du carbone (tableau 2.8). Le modèle 3 basé sur le d_{10} et la macroporosité était le plus plausible. L'inférence multimodèle indique que le taux de discrimination de carbone était corrélé négativement avec le d_{10} (figure 2.7). De même, une corrélation négative était observée entre la discrimination du ^{13}C et la macroporosité (figure 2.7). Les limites de l'intervalle de confiance pour ces variables étaient nettement au-dessus de 0 (tableau 2.8). Par ailleurs, le recouvrement de la végétation de sous-bois et la surface terrière des peuplements n'avaient pas d'effet sur la discrimination du ^{13}C .

Tableau 2.8 Sélection de modèles candidats de régression linéaire de la relation entre la végétation, les paramètres de rétention en eau et le d_{10} avec le taux de discrimination du carbone 13 ($\Delta^{13}\text{C}$).

Variable expliquée	Modèles	K	AICc	Δ AICc	AICcWt
$\Delta^{13}\text{C}$	G capacité au champ + macroporosité + d_{10} + mousses + kalmia + surface terrière totale	9	69.11	5.66	0.03
	1 capacité au champ + macroporosité + d_{10}	6	64.81	1.36	0.24
	2 mousses + kalmia + surface terrière totale	6	85.37	21.92	0
	3 macroporosité + d_{10}	5	63.45	0.00	0.47
	4 capacité au champ + d_{10}	5	67.44	3.99	0.06
	5 d_{10}	4	65.11	1.66	0.20
Ic 95%					
Variables d'intérêt	B	ET	Inf.		Sup.
d_{10}	-0.0061	0.0015	-0.0091		-0.0031
Macroporosité	-0.0193	0.0092	-0.0375		-0.0012

G : modèle général, k: nbre. de paramètres, AICc: critère d'information d'Akaike corrigé, Δ AICc: aicc relative au modèle le plus parcimonieux, AICcWt: le poids du modèle, β : estimé pondéré du coefficient de régression, ET: erreur-type inconditionnelle, Ic 95% : intervalle de confiance à 95 %, avec limites inférieures et supérieures.

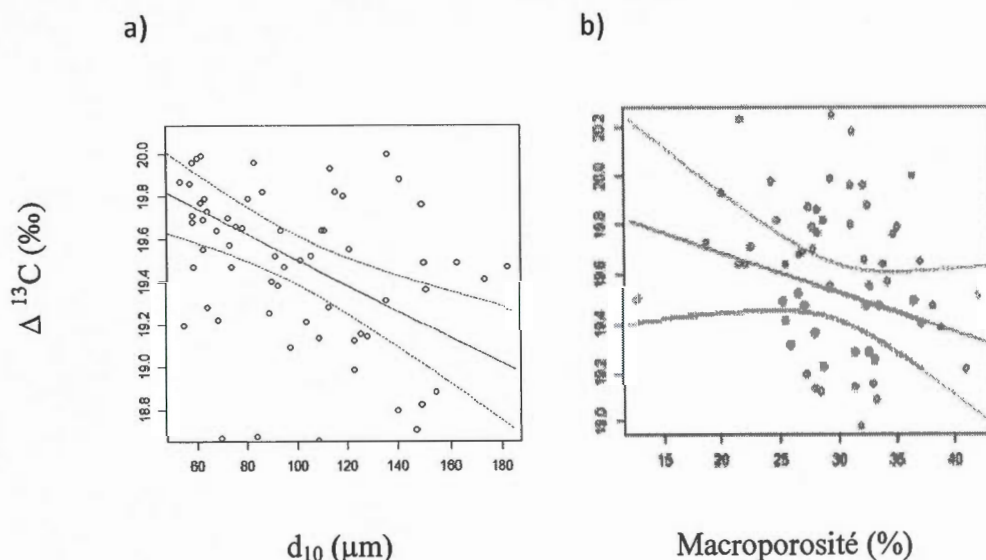


Figure 2.7 Relation entre le $\Delta^{13}\text{C}$ et a) le d_{10} (μm), b) macroporosité (%) à (0 – 15 cm) sur les eskers de l'Abitibi. L'intervalle de confiance (95%) a été obtenu par inférence multimodèle.

2.4.4 Carte prédictive délimitant les zones de recharge, à partir des indicateurs du stress hydrique

L'inventaire forestier sous forme de cartographie écoforestière du MRNQ (Létourneau et al., 2003) reconnaît quatre types de dépôts de surface associés aux complexes fluvioglaciaires soit les eskers (2AE) dotés d'une crête bien marquée et les dépôts juxtaglaciaires (2A), les dépôts glaciolacustres (4GS) et les dépôts éoliens (9S) (Brais et al., 2009). L'inférence multimodèle a révélé que le d_{10} était un bon prédicteur du stress hydrique. Cependant, la distribution du d_{10} associée à chaque type dépôt était aussi variable à l'intérieur des dépôts qu'entre ces derniers (figure 2.8). La cartographie écoforestière ne permettrait pas de localiser les variations d'intensité de la recharge sur les complexes fluvioglaciaires.

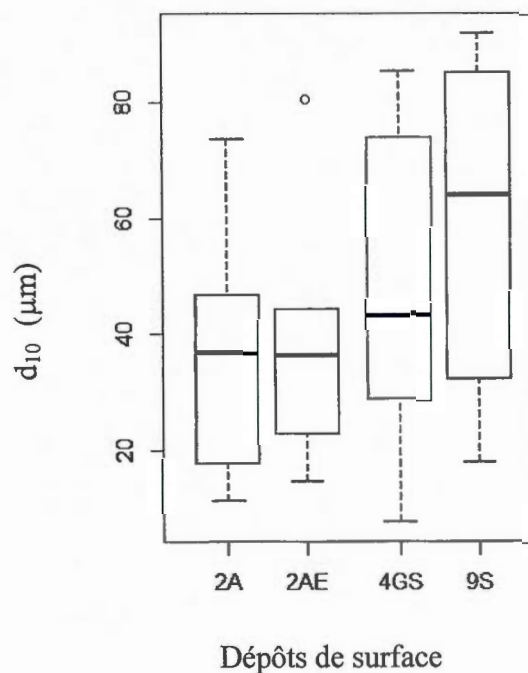


Figure 2.8 Répartition du d_{10} des particules par rapport aux quatre types du dépôt de surface sur l'esker de St-Mathieu/Berry.

Bien que la recharge prend place sur l'ensemble de la surface de l'esker, l'intensité de cette dernière peut varier selon le diamètre effectif des particules de sol (d_{10}) et la macroporosité du sol. Les cartes de l'intensité du stress hydrique et par extension de l'intensité de la recharge (Figure 2.9) ont été générées à partir d'un fichier matriciel, après une validation croisée des erreurs de prédiction.

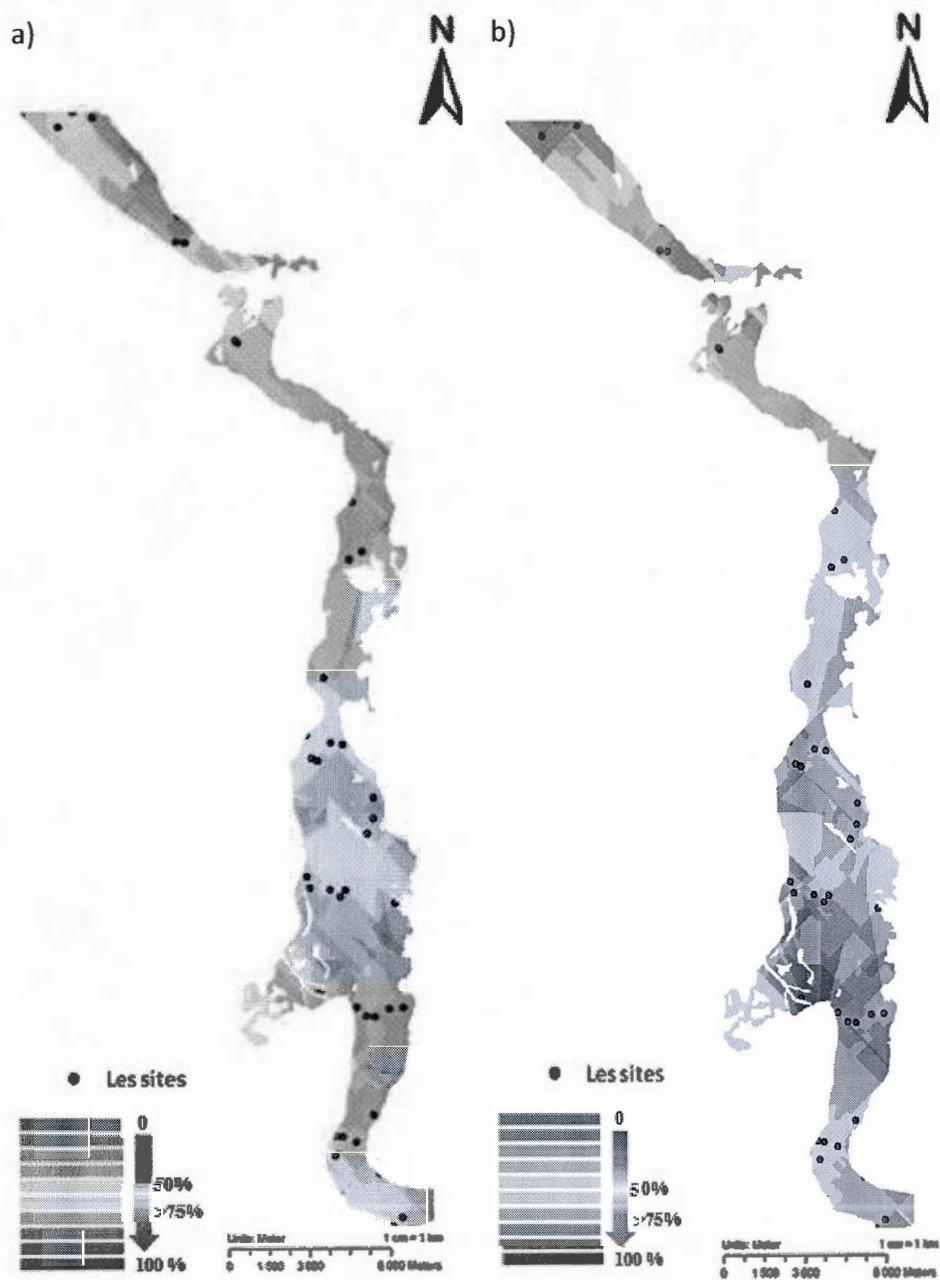


Figure 2.9 Intensité relative de la recharge sur un segment de l'esker de St-Mathieu/Berry obtenue à partir des indicateurs a) $\Delta^{13}\text{C}$ b) macroporosité et le d_{10} entre 0 – 15 cm.

Les modèles ont été optimisés, de sorte que les erreurs doivent être proches de 0 (Johnston et al., 2001). Les résultats montrent que l'erreur moyenne des modèles de prédiction pour les deux modèles atteint son minimum (0) pour le modèle qui représente le $\Delta^{13}\text{C}$ et (-0,10) pour le modèle basé sur la macroporosité et le d_{10} (tableau 2.9). De même, la racine carrée moyenne standardisée pour les deux modèles est proche de 1 (Johnston et al., 2001), avec 1.05 pour le modèle basé sur $\Delta^{13}\text{C}$ et 1,07 pour la macroporosité et le d_{10} (tableau 2.9).

Tableau 2.9 Description statistique des données estimées par le krigeage

Indicateur	Approche	Modèle	Moyenne erreur moyenne	Racine carrée moyenne	Racine carrée moyenne standardisée
Macroporosité (d_{10})	Co-kriging	Gaussien	-0.10	5.68	1.07
$\Delta^{13}\text{C}$	Co-kriging	Gaussien	0	0.46	1.05

Les valeurs prédictives de chaque modèle ont été exprimées en pourcentage et ont été réparties en dix classes. Malgré que la distribution ne soit pas uniforme, on remarque qu'il y a un gradient sur tout le long de l'esker de St-Mathieu/Berry; les proportions de superficies (en %) sont très comparables entre les deux cartes (tableau 2.10).

Cependant la corrélation entre l'intensité relative de la recharge estimée à partir de la macroporosité et le d_{10} et l'intensité estimée à partir du $\Delta^{13}\text{C}$ était faible et non significative.

Tableau 2.10 La superficie (%) des valeurs prédites des indicateurs de stress hydrique

classe	Superficie (%)	Superficie cumulative (%)
$\Delta^{13}\text{C}$		
10	0.13	
9	1.41	
8	2.46	>75 %
7	12.62	
6	17.02	
5	21.34	>50 - <75 %
4	20.39	>25 - <50 %
3	13.74	
2	7.29	<25 %
1	3.55	
Macroporosité associée au d_{10}		
10	0.09	
9	2.80	
8	8.82	>75 %
7	19.14	
6	27.81	>50 - <75 %
5	19.50	>25 - <50 %
4	17.32	
3	2.74	
2	1.68	<25 %
1	0.10	

2.5 DISCUSSION

L'objectif principal de l'étude était d'identifier et valider des indicateurs de l'intensité de la recharge de la nappe phréatique sur les complexes fluvioglaciers. Sous des conditions climatiques identiques, notamment sous un même régime de précipitations, les différences dans l'intensité de la recharge sont causées par des variations de l'interception, l'infiltration, la rétention en eau du sol et l'évapotranspiration (Bengtsson et al., 1987). En contrôlant statiquement pour l'interception et l'évapotranspiration à l'aide des variables exprimant la couverture végétale, nous assumions que le bilan entre la rétention en eau et l'infiltration se traduirait dans le stress hydrique enregistré par les arbres.

Il est reconnu que le pin gris, espèce dominant les peuplements forestiers sur ces complexes fluvioglaciers, est sensible à la disponibilité en eau (Dang et al., 1997; Lebourgeois et al., 1998). Cette sensibilité se reflète par une réduction de la largeur des cernes et une augmentation de leur densité en périodes sèches (Savva et al., 2008, 2010) et un enrichissement des cernes en ^{13}C (Brooks et al., 1997). Ces variables ont donc été retenues afin d'identifier les caractéristiques du sol et de la végétation pouvant être utilisées comme indicateurs de l'intensité de la recharge.

Malgré la présence d'une racine pivotante, la majorité des racines du pin gris se situent dans les horizons de surface. Strong et La Roi (1983) ont observé pour des pins gris poussant sur des sols similaires du nord de l'Alberta qu'entre 60 et 95 % des racines s'étendaient latéralement entre 0 et 12 cm de profondeur. Le prélèvement de l'eau prend donc place essentiellement dans les horizons de surface (Laio et al., 2001) alors que la partie qui échappe à la zone racinaire atteint directement l'aquifère par les forces de gravité (Bengtsson et al., 1987). De plus, les mesures piézométriques effectuées par Riverin (2006) sur l'esker de St-Mathieu/Berry montrent qu'elles restent bien en dessous de la zone racinaire des peuplements. Cela implique que les racines sont loin de la frange capillaire.

2.5.1 Relations végétation – recharge.

Nous avons testé les relations entre la végétation et l'intensité de la recharge via l'interception et la transpiration ainsi que les relations indirectes via le contenu en matière organique du sol et ses incidences sur les caractéristiques hydrauliques. Il est reconnu que la matière organique contribue à la capacité de rétention en eau disponible des sols sableux et plus particulièrement de ceux dont la teneur en matière organique est faible (Rawls et al., 2003).

Les valeurs observées pour le point de flétrissement et la capacité au champ sont très comparables à celles observées par Brais et al. (2005) pour des sables glaciolacustres de la région de l'Abitibi-Témiscamingue et par Pawluk et Arneman (1961) pour des peuplements de pin gris au Minnesota (Ontario). De plus, les relations entre le contenu en matière organique et le point de flétrissement ou la capacité au champ se situent à l'intérieur des valeurs rapportées par Hudson (1994) pour les sols de nature sableuse (90-95% de sable) ainsi que de celles estimées à partir du programme "Soil - Plant - Atmosphere - Water" (SPAW) de Saxton et Rawls (2006).

Le contenu en matière organique s'est avéré être la variable testée ayant le plus de poids dans la prédiction de la capacité au champ et du point de flétrissement. Par contre, les résultats indiquent aussi que la capacité au champ diminue lorsque le diamètre effectif (d_{10}) augmente, quoique l'amplitude de la relation soit moindre qu'avec le contenu en matière organique. Le poids élevé de la matière organique dans la prédiction des caractéristiques hydrauliques est dû aux valeurs élevées du contenu en sable dans notre ensemble de données et à leur uniformité (sables totaux = 95 ± 33 %).

Notre hypothèse selon laquelle l'abondance et la nature de la végétation de sous-bois affecteraient le contenu en matière organique du sol minéral (Prévost, 1992) a été invalidée. L'accumulation de matière organique dans les horizons

minéraux des podzols est le fruit de la précipitation et de l'adsorption des complexes métalloorganiques dans l'horizon illuvial (Lundström et al., 2000). Les processus en cause agissent à une échelle de temps (300-1000 ans, Lundström et al., 2000) qui dépassent largement le cycle de feu (150 ans, Bergeron et al., 2004) et le cycle de vie des peuplements de la région. Il est possible que la végétation actuelle ait un impact immédiat très limité sur l'accumulation de la matière organique dans les horizons minéraux. En effet, Fyles et McGill (1988) rapportent que pour des sols similaires de l'Alberta, la composition des peuplements n'avait pas d'incidence sur la translocation de complexes métalloorganiques. Ils ont aussi démontré que les caractéristiques de la matière organique des horizons minéraux répondaient lentement et peu aux changements de composition forestière (Fyles et McGill, 1987). De plus, les différents groupes fonctionnels de la strate de sous-bois interagissent entre eux. Ainsi, il a été démontré que les mousses hypnacées peuvent accélérer la décomposition des autres groupes fonctionnels (Wardle et al., 2003), limitant notre capacité à isoler les effets des divers groupes fonctionnels.

2.5.2 Relations propriétés hydrauliques des sols – stress hydrique

Contrairement à nos hypothèses, ni la capacité de rétention en eau disponible des horizons 0 – 15 cm et 15 – 30 cm (résultats non présentés), et ni ses limites supérieure et inférieure n'ont contribué à expliquer le stress hydrique enregistré dans les cernes des pins gris et cela autant pour la densité du bois que pour la discrimination du ^{13}C . Par contre, le diamètre effectif (d_{10}) et la macroporosité se sont avérés de bons prédictors de la discrimination du ^{13}C (inversement proportionnelle au stress hydrique). Les macropores représentent des sites d'écoulements préférentiels et une macroporosité élevée favorise ainsi l'infiltration rapide de l'eau (Buttle et McDonald, 2000) au-delà de la zone de prélèvement racinaire. Le diamètre effectif (d_{10}) représente un bon prédicteur de la conductivité hydraulique du sol (Chapuis, 2012). Il représente l'influence des particules les plus fines sur la porosité et les conditions d'écoulement de l'eau dans le sol.

Le dosage des isotopes dans le bois demeure une entreprise délicate. Il existe différentes approches quant à la stratégie d'échantillonnage des arbres et d'analyse des tissus (McCarroll et Loader, 2003). En regroupant les cernes des 5 dernières années et les arbres de chaque site, nous avons éliminé la variation interannuelle et la variation entre les individus. Par contre, nous avons perdu la possibilité d'inclure les précipitations annuelles dans l'analyse ou de cibler les années les plus sèches ce qui aurait pu améliorer les relations entre le stress hydrique et les caractéristiques du sol. Par ailleurs, les valeurs de $\Delta^{13}\text{C}$ du pin gris observées ici étaient similaires à celles rapportées par McNulty et Swank (1995) pour le pin blanc (*Pinus strobus* L.).

Bien que la recharge prenne place surtout pendant la fonte des neiges et à l'automne, nous estimons que le stress hydrique enregistré dans les cernes des arbres reflète les facteurs permanents qui déterminent l'intensité de la recharge et que ceux-ci sont indépendants de la saisonnalité de cette dernière. Par ailleurs, la productivité du pin gris et le $\Delta^{13}\text{C}$ sont aussi influencés par les précipitations hivernales et les périodes printanières humides (Larsen et MacDonald 1995; Brooks et al. 1998; Hofgaard et al. 1999). D'ailleurs, la formation du bois en forêt boréale prend place tôt pendant la saison de croissance et atteint son maximum avec le solstice d'été (Rossi et al., 2006).

L'utilisation des isotopes de carbone comme mesure de stress hydrique chez les pins a été validée par plusieurs études dont celle de Gomez et al. (2002) portant sur les sols compactés, Brooks et al. (1998) sur l'aire de répartition du pin gris et de McNulty et Swank (1995) sur l'expression du stress hydrique chez le pin blanc. Notons également que des corrélations ont été observées entre les $\delta^{13}\text{C}$ chez différentes essences forestières et l'humidité du sol et les précipitations (Leavitt et Longue, 1991; Livingston et Spittlehouse, 1996; Saurer, Aellen et Siegwolf, 1997). Par ailleurs, MacNulty et Swank (1995) rapportent une meilleure corrélation entre le

potentiel hydrique du sol et la discrimination du carbone qu'entre cette dernière et les données météorologiques.

Les valeurs de la densité des cernes de pin gris observées ici étaient comparables à celles rapportées par Savva et al. (2010) pour des pins gris de provenances diverses. Malgré les bonnes corrélations observées par Savva et al. (2010) entre les précipitations et les densités des cernes, dans le contexte de notre étude, seul l'âge des arbres affectait la densité du bois. La même relation avait été observée par Savva et al. (2010). Alors que le déficit en eau du sol a un effet direct sur la discrimination du ^{13}C par la fermeture des stomates (McCarroll et Loader 2003), la largeur des cernes et par extension leur densité reflètent un ensemble de processus influencés par les variables climatiques (Brooks et al., 1998). Il est donc moins probable de trouver des corrélations directes entre la densité des cernes et la disponibilité en eau du sol.

L'analyse en composante principale (ACP) a fait ressortir que les sites échantillonnés présentaient des variations importantes relativement à leur granulométrie et à leurs propriétés hydrauliques et que ces deux ensembles de facteurs étaient en partie indépendants. En utilisant les propriétés granulométriques et la macroporosité comme indicateurs du stress hydrique et par extension de l'intensité de la recharge, nous couvrons une partie de la variance associée aux deux premiers axes de l'ACP. Une étude menée au sud du Texas (État Unis) par Laio et al. (2001) montre que la texture contrôle et influence en grande partie la disponibilité en eau du sol et le stress hydrique. En continuité de cette étude, Fernandes-Illiscas et al., (2001) ont confirmé qu'il y a une forte dépendance entre la disponibilité de l'eau et la texture du sol. De plus, ces caractéristiques contrôlent le stress hydrique chez les végétaux indépendamment des conditions climatiques (Newman, 1967).

La classification écoforestière du MRNQ demeure l'outil privilégié pour la planification forestière notamment pour l'identification de zones de contraintes à

l'aménagement forestier (Dhital et al., 2013). Cependant, nos résultats montrent peu de concordance entre la taille des particules (d_{10}) de sols et la nature des dépôts de surface. À l'échelle des complexes fluvioglaciers qui regroupent des dépôts d'origine fluvioglaciers, littoraux et éoliens, la classification ne permet pas de saisir les variations de l'intensité de la recharge.

Le Co-kriging est un outil performant regroupant des outils géostatistiques à la fois descriptifs et prédictifs. Il a été largement utilisé pour la caractérisation de la variabilité spatiale pour prédire certaines propriétés hydrauliques du sol (McKenzie et Ryan, 1999) telles que la teneur en eau du sol (Delbari et al., 2009; Shahbazi et al., 2013). Les deux cartes produites indiquent une large variation du stress hydrique d'une part et des propriétés hydrauliques des sols d'autre part. Par contre, la comparaison de la carte prédictive élaborée à partir des valeurs de discrimination de ^{13}C et le diamètre effectif (d_{10}) et de macroporosité montre peu de convergence des zones de stress hydrique élevé et de stress hydrique faible entre les deux cartes. Théoriquement une macroporosité élevée favorise une infiltration et une recharge rapide (Buttle et McDonald, 2000) engendrant un stress hydrique chez les arbres qui se traduirait par des valeurs de discrimination du ^{13}C plus faibles. L'identification des zones de recharge à partir ces indicateurs demanderait à être validée à partir d'un échantillonnage plus poussé et des mesures in situ du taux d'infiltration. La circulation de l'eau dans le sol et la relation entre la végétation, la texture et les indicateurs du stress hydrique demeurent complexes (Hillel, 1998) et nos résultats font état d'une grande variation dans les relations développées à l'aide des modèles statistiques les plus probables. De plus, l'absence de relations statistiques significatives entre la capacité de rétention en eau disponible du sol et la discrimination du ^{13}C dans les cernes du pin gris soulève des questions quant à l'applicabilité des mesures statiques de rétention en eau (Hillel, 1998) en milieu forestier.

CHAPITRE III

CONCLUSION

L'étude présentée ici était de nature exploratoire. Nous n'avons retrouvé aucune étude similaire dans la littérature scientifique. L'étude tend à indiquer qu'à l'échelle des complexes fluvioglaciers, la distribution de la taille des sables est très variable et que cette variabilité a des incidences marquées sur la vitesse d'infiltration de l'eau dans les couches plus profondes du sol. L'étude montre aussi qu'il n'y pas de valeur ajoutée à mesurer les propriétés hydrauliques de sols afin de caractériser la recharge. Cependant, des mesures d'infiltration in situ jointes à des bilans hydriques permettraient de valider l'ampleur de la variation dans l'intensité de la recharge et les indicateurs identifiés ici.

De plus, les résultats révèlent que le pin gris montre une certaine sensibilité envers les facteurs climatiques, notamment les précipitations. Cet effet est observé sur les cernes annuels des peuplements. Dans le sol minéral, les caractéristiques granulométriques influencent en grande partie l'écoulement de l'eau, et cela se reflète sur nos indicateurs du stress hydrique.

La cartographie prédictive des indicateurs des zones de recharge illustre la variabilité de la recharge au sein des eskers de manière plus satisfaisante que peuvent le faire les cartes écoforestières basées sur les types des dépôts de surface. Comme démontré le dépôt de surface ne permet pas de distinguer la granulométrie en l'occurrence de la variabilité de la distribution des particules du sol par rapport à leur d_{10} . Ces connaissances vont permettre une meilleure intégration des utilisations du

milieu, entre autres une meilleure planification et modulation des opérations forestières qui prennent en compte la susceptibilité du milieu à la détérioration de la zone de recharge.

ANNEXE 1

Caractéristiques des sols (horizon 15-30 cm) sur les complexes fluvioglaciaires de l'Abitibi (n=68)

Variable	Moyenne	Minimum	Maximum
Caractéristiques Sol minéral 15 -30 cm			
Macroporosité (%)	31.4 ± 4.9	13.9	39.8
Capacité au champ (%) ¹	16 ± 7	7	57
Point de Flétrissement (%) ¹	4 ± 1	2	9
Capacité de rétention en eau disponible(%) ¹	12 ± 7	3	52
Matière organique (%)	3.6 ± 1.4	1.4	7.4
Volume roche (mg/m ³) ²	3 ± 5	0	33
Sables très grossiers (%)	9.3 ± 12.9	0.2	61.4
Sables grossiers (%)	12.4 ± 10.7	0.5	37.1
Sable moyen (%)	29.5 ± 18.6	2.6	69.9
Sables fins (%)	34.5 ± 21.9	1.6	85.0
Sables très fins (%)	10.5 ± 10.2	0.6	42.8
Limon (%)	3.2 ± 2.7	0.3	12.1
Sables totaux (%)	96.2 ± 2.7	88.4	99.6

¹ % poids/poids ² Masse / volume

BIBLIOGRAPHIE

- Allard, M. (1974). Géomorphologie des eskers abitibiens, Cahiers de géographie du Québec, Volume 18, numéro 44, 1974, p. 271-296.
- Alteyrac, J. (2005). Influence de la densité de peuplement et de la hauteur dans l'arbre sur les propriétés physico-mécaniques du bois d'épinette noire (*Picea mariana* (Mill.) B. S. P.). Ph.D. Thesis, Université Laval, Québec, Canada
- Barbour, M.M., Andrews, T.J. et Farquhar, G.D. (2001). Correlations between oxygen isotope ratios of wood constituents of *Quercus* and *Pinus* samples from around the world. *Australian Journal of Plant Physiology* 28, 335–348.
- Barry, R., Bernier, P., Plamondon, A. P., Prévost, M., Stein, J. et Trottier, F. (1996). Manuel de la foresterie. Chap 4. Hydrologie forestière et aménagement du bassin hydrographique. Ordre des ingénieurs forestiers du Québec. Les presses de l'université Laval. pp. 281-329
- Béland, M. et Bergeron, Y. (1996). Height growth in jack pine (*Pinus banksiana*) in relation to site types in boreal forests of Abitibi-Que. *Can. J. For. Res.* 26, 2170–2179.
- Bengtsson, L., Saxena, R. K. et Dressie, Z. (1987). Soil water movement estimated from isotope tracers / Mouvement de l'eau dans le sol estimé par le traçage isotopique. *Hydrological Sciences Journal* 32:497-520.
- Bergeron, Y., Flannigan, M., Gauthier, S., Leduc, A. et Lefort, P. (2004). Past, current and future fire frequency in the Canadian boreal forest: implications for sustainable forest management. *AMBIO: A Journal of the Human Environment*, 33 (6), 356-360.
- Blake, G. H. et Hartge, K. H. (1986). Bulk density. p 364–375. In A Klute (ed) *Methods of soil analysis. Part I.* 2nd ed. Agron Monogr 9. ASA and SSSA, Madison, WI.

- Bloomfield, J. P., Williams, R. J., Gooddy, D. C., Cape, J. N. et Guha, P. (2006). Impacts of climate change on the fate and behaviour of pesticides in surface and groundwater—a UK perspective. *Science of The Total Environment* 369:163-177.
- Boreux, J.J., Gadbin-Henry, C., Guiot, J. et Tessier, L. (1998). Radial tree-growth modelling with fuzzy regression, *Can. J. For. Res.* 28 (1998) 1249–1260
- Brady, N. C. et Weil, R. R. (2012). *The Nature and Properties of Soils, 14th Edition*. Pearson Prentice Hall.
- Brais, S., Sadi, F., Bergeron, Y., et Grenier, Y. (2005). Coarse woody debris dynamics in a post-fire jack pine chronosequence and their relation with site productivity. *For. Ecol. Manage.* 220: 216 – 226.
- Brais, S., Belanger, N., Camire, C., Drouin, P., Pare, D., Robitaille, A., Brazeau, M. et Brown, J. L. (2009). Géologie, dépôts de surface et sols forestiers. Pages 47-124 in Q. Éditions MultiMondes, editor. Manuel de foresterie. OIFQ.
- Brooks, J. R., Flanagan, L. B., Buchmann, N. et Ehleringer, J. R. (1997). Carbon isotope composition of boreal plants: functional grouping of life forms. *Oecologia*, 110 (3), 301-311.
- Brooks, J. R., Flanagan, L. B. et Ehleringer, J. R. (1998). Responses of boreal conifers to climate fluctuations: indications from tree-ring widths and carbon isotope analyses. *Canadian Journal of Forest Research*, 28 (4), 524-533.
- Buhay, W.M. et Edwards, T.W.D. (1995). Climate in southwestern Ontario, Canada, between AD 1610 and 1885 inferred from oxygen and hydrogen isotopic measurements of wood cellulose from trees in different hydrologic settings. *Quaternary Research* 44, 438–446.
- Buttle, J. et McDonald, D. (2000). Soil macroporosity and infiltration characteristics of a forest podzol. *Hydrological processes*, 14 (5), 831-848.
- Buttle, J. M. (2011). The Effects of Forest Harvesting on Forest Hydrology and Biogeochemistry Forest Hydrology and Biogeochemistry. Pages 659-677 in D. F. Levia, D. Carlyle-Moses, and T. Tanaka, editors. Springer Netherlands.

- Cassel, D.K. et Nielsen D.R. (1986). Field capacity and available water capacity. In: Methods of Soil Analysis. Part 1: Physical and Mineralogical Methods, Agronomy Series No. 9, ASA/SSSA, Madison, WO, USA, pp. 901–926.
- Castany, G. (1982). Principes et méthodes de l'hydrogéologie, Edition Bordas Paris.
- Chapuis, R. P., l'environnement, Q. M. d. et souterraines, Q. S. d. p. e. d. e. (1999). *Guide des essais de pompage et leurs interprétations*: [Québec]: Québec, Ministère de l'environnement.
- Chapuis, R. P. (2012). Predicting the saturated hydraulic conductivity of soils: a review. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 71 (3), 401-434.
- Cloutier, V., Veillette, J., Roy, M., Bois, D., Gagnon F. et De Corta, H. (2007). Atlas sur les eaux souterraines de la MRC d'Abitibi. Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, Québec. 24 p. (36 cartes).
- Dallaire, P.L., Cloutier, V., Nadeau, S. et Veillette, J. (2011). Acquisition de connaissances sur les aquifères granulaires de l'Abitibi : l'apport du géoradar. Geohydro 2011, Congrès conjoint CANQUA et AIH-CNC, Québec, 28-31 août 2011.
- Dang Q.L., Margolis, H.A., Coyea, M.R., Milailou S. et Collatz, G.J. (1997). Regulation of branch level gas exchange of boreal trees: roles of shoot water potential and vapor pressure difference. *Tree physiol.* 17:521-535.
- De Vries, J. et Simmers, I. (2002). Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal* 10:5-17.
- Delbari, M., Afrasiab, P. et Loiskandl, W. (2009). Using sequential Gaussian simulation to assess the field-scale spatial uncertainty of soil water content. *Catena*, 79 (2), 163-169.
- Dhital, N., Raulier, F., Asselin, H., Imbeau, L., Valeria, O. et Bergeron, Y. (2013). Emulating boreal forest disturbance dynamics: Can we maintain timber supply, aboriginal land use, and woodland caribou habitat? *The Forestry Chronicle*, 89 (1), 54-65.

- Environment Canada. (2012). National climate data and information archive. Available from http://climate.weatheroffice.gc.ca/Welcome_e.html?& [accédé 03 Avril 2012].
- Farquhar, G. D., Ehleringer, J. R. et Hubick, K. T. (1989). Carbon isotope discrimination and photosynthesis. *Annual review of plant biology*, 40 (1), 503-537.
- Farquhar, G. D., O'leary, M. et Berry, J. (1982). On the relationship between carbon isotope discrimination and the intercellular carbon dioxide concentration in leaves. *Functional Plant Biology*, 9 (2), 121-137.
- Fernandez-Illescas, C. P., Porporato, A., Laio, F. et Rodriguez-Iturbe, I. (2001). The ecohydrological role of soil texture in a water-limited ecosystem. *Water Resources Research*, 37 (12), 2863-2872.
- Forgeard, F., Gloaguen, J. et Touffet, J. (1980). Interception des précipitations et apport au sol d'éléments minéraux par les eaux de pluie et les pluviollessivats dans une hêtraie atlantique et dans quelques peuplements résineux en Bretagne. *Annales des Sciences forestières*, 37 (1), 53-71.
- Francey, R. et Farquhar, G. (1982). An explanation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ variations in tree rings. *Nature* 297: 28-31.
- Fyles, J. et McGill, W. (1987). Decomposition of boreal forest litters from central Alberta under laboratory conditions. *Canadian Journal of Forest Research*, 17 (2), 109-114.
- Granier, A., Bréda, N., Biron, P. et Vilette, S. (1999). A lumped water model to evaluate duration and intensity of drought constraints in forest stands, *Ecol. Model.* 116 (1999) 269-283.
- Gomez, G. A., Singer, M. J., Powers, R. F. et Horwath, W. R. (2002). Soil compaction effects on water status of ponderosa pine assessed through $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ composition. *Tree Physiology*, 22 (7), 459-467.
- Hamel, B., Bélanger N. et Paré, D. (2004). Productivity of black spruce and Jack pine stands in Québec as related to climate, site biological features and soil properties. *For. Ecol. Manage.* 191 : 239-251.

- Handershot, W. H., Lalande et Duquette, M. (1993). Soil reaction and exchangeable acidity. Pp. 141 – 146 In (M.R. Carter, ed.) Soil sampling and methods of analysis, Lewis Publishers, Florida.
- Hillel, D. (1998). Environmental soil physics. Academic Press, San Diego, CA.
- Hofgaard, A., Tardif, J. et Bergeron, Y. (1999). Dendroclimatic response of *Picea mariana* and *Pinus banksiana* along a latitudinal gradient in the eastern Canadian boreal forest. *Canadian Journal of Forest Research*, 29 (9), 1333-1346.
- Holzkämper, S., Kuhry, P., Kultti, S., Gunnarson, B. et Sonninen, E. (2008). Stable isotopes in tree rings as proxies for winter precipitation changes in the Russian Arctic over the past 150 years. *GEOCHRONOMETRIA*, Vol. 32, pp. 37-46. DOI 10.2478/v10003-008-0025-6
- Hudson, B. D. (1994). Soil organic matter and available water capacity. *Journal of Soil and Water Conservation*, 49 (2), 189-194.
- Johnston, K., Ver Hoef, J. M., Krivoruchko, K. et Lucas, N. (2001). Using ArcGIS geostatistical analyst (Vol. 380): Esri Redlands.
- Jyrkama, M. I., Sykes J. F. et Normani. S. D. (2002). Recharge Estimation for Transient Ground Water Modeling. *Ground Water* 40:638-648.
- Kershaw, K. A. et Rouse, W. R. (1971). Studies on lichen-dominated systems. I. The water relations of *Cladonia alpestris* in spruce-lichen woodland in northern Ontario. *Canadian Journal of Botany* 49:1389-1399.
- Kim, J. H. et Jackson, R. B. (2012). A Global Analysis of Groundwater Recharge for Vegetation, Climate, and Soils. *gsvadzone*, 11 (1).
- Klute, A. (1986). Water retention: Laboratory methods. In: *Methods of Soil Analysis. Part 1: Physical and Mineralogical Methods*, Agronomy Series No. 9, ASA/SSSA, Madison, WO, USA, pp.635–662.
- Körner, C., Farquhar, G. et Roksandic, Z. (1988). A global survey of carbon isotope discrimination in plants from high altitude. *Oecologia*, 74 (4), 623-632.

- Koubaa, A., Isabel, N., Zhang, S., Beaulieu, J. et Bousquet, J. (2005). Transition from juvenile to mature wood in black spruce [*Picea mariana* (Mill.) B.S.P.]. *Wood Fiber Sci* 37:445 – 455.
- Laio, F., Porporato, A., Fernandez-Illescas, C. et Rodriguez-Iturbe, I. (2001). Plants in water-controlled ecosystems: Active role in hydrologic processes and response to water stress: IV. Discussion of real cases. *Advances in Water Resources*, 24 (7), 745-762.
- Lapointe, L. (2001). How phenology influences physiology in deciduous forest spring ephemerals. *Physiologia plantarum* 113: 151-157.
- Larsen, C. et MacDonald, G. (1995). Relations between tree-ring widths, climate, and annual area burned in the boreal forest of Alberta. *Canadian Journal of Forest Research*, 25 (11), 1746-1755.
- Leavitt, S. W. et Lone, A. (1991). Seasonal stable-carbon isotope variability in tree rings: possible paleoenvironmental signals. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 87 (1), 59-70.
- Leavitt, S. W. (1993). Seasonal $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ changes in tree rings: species and site coherence, and a possible drought influence. *Canadian Journal of Forest Research*, 23 (2), 210-218.
- Lebourgeois, F., Lévy, G., Aussenac, G., Clerc, B. et Willm, F. (1998). Influence of soil drying on leaf water potential, photosynthesis, stomatal conductance and growth in two black pine varieties. *Communications présentées au Annales des Sciences Forestières*.
- Lecoeur, J. (2007). Influence déficit hydrique sur fonction couvert végétal. Montpellier SupAgro.12p
- Létourneau, J.-P., Bard, A. et Lambert, J. (2003). Normes de cartographie écoforestière: troisième inventaire écoforestier: Ministère des ressources naturelle, de la faune et des parcs du Québec, Direction des inventaires forestiers.
- Livingston, N. et Spittlehouse, D. (1996). Carbon isotope fractionation in tree ring early and late wood in relation to intra-growing season water balance. *Plant, Cell & Environment*, 19 (6), 768-774.

- Lundström, U. S., van Breemen, N. et Bain, D. (2000). The podzolization process. A review. *Geoderma*, 94 (2), 91-107.
- Maqsoud, A., Veillette J.J. et Bakalowicz. M. (2004). Hydrochimie de l'esker Saint-Mathieu-Berry, Abitibi, Québec. 57th Canadian Geotechnical Conference, 5th Joint CGS/IAH-CNC Conference, Québec city, October 2004.
- Maxe, L. et Johansson, P.-O. (1998). Assessing groundwater vulnerability using travel time and specific surface area as indicators. *Hydrogeology Journal*, 6 (3), 441-449.
- Mazerolle, M. (2011). AICcmodavg: model selection and multimodel inference based on (Q) AIC (c). R package version, 1, 16.
- Mazerolle, M. J. (2006). Improving data analysis in herpetology: using Akaike's Information Criterion (AIC) to assess the strength of biological hypotheses. *Amphibia-Reptilia*, 27 (2), 169-180.
- McCarroll, D. et Loader, N. J. (2004). Stable isotopes in tree rings. *Quaternary Science Reviews* 23:771-801.
- McKenzie, N. J. et Ryan, P. J. (1999). Spatial prediction of soil properties using environmental correlation. *Geoderma*, 89 (1), 67-94.
- McNulty, S. et Swank, W. (1995). Wood ($\delta^{13}\text{C}$) as a Measure of Annual Basal Area Growth and Soil Water Stress in a *Pinus Strobus* Forest. *Ecology*, 1581-1586.
- Ministère des ressources naturelles. carte écoforestière (<http://www.mrn.gouv.qc.ca/forets/inventaire/fiches/carte-ecoforestiere.jsp>)
- Montaz, H. (2011). Connaissance et gestion de l'eau souterraine, Organisme de bassin versant de la Yamaska, Présentation. <http://www.obv-yamaska.qc.ca>
- Moreno, M., Audesse, P., Giroux, M., Frenette, N. et Cescas, M. (2001). Comparaison entre la détermination de la matière organique des sols par la méthode de Walkley-Black et la méthode de perte au feu. *Agrosol*, 12 (1), 49-58.
- Musy, A., et Higy, C. (2004). Hydrologie. Gérer l'environnement. Presses polytechniques et universitaires romandes, 314pp.

- Nadeau, S. (2011). Estimation de la ressource granulaire et du potentiel aquifère des eskers de l'Abitibi-Témiscamingue et du sud de la Baie-James (Québec). Thèse de maîtrise, Département de géographie, UQAM, 145 pages.
- Newman, E. (1967). Response of *Aira Praecox* to Weather Conditions: I. Response to Drought in Spring. *The Journal of Ecology*, 539-556.
- Nicault, A., Rathgeber, C., Tessier, L. et Thomas, A. (2001). Observations sur la mise en place du cerne chez le pin d'Alep (*Pinus halepensis* Mill.) : confrontation entre les mesures de croissance radiale, de densité et les facteurs climatiques, *Ann. For. Sci.* 58 (2001) 769-784.
- Okkonen, J., Jyrkama, M. et Kløve, B. (2010). A conceptual approach for assessing the impact of climate change on groundwater and related surface waters in cold regions (Finland). *Hydrogeology Journal* 18:429-439.
- Okkonen, J. et Kløve, B. (2011). A sequential modelling approach to assess groundwater-surface water resources in a snow dominated region of Finland. *Journal of Hydrology*, 411 (1), 91-107.
- Panek, J. A. et Waring, R. H. (1997). Stable carbon isotopes as indicators of limitations to forest growth imposed by climate stress. *Ecological Applications*, 7 (3), 854-863.
- Pawluk, S. et Arneman, H. (1961). Some forest soil characteristics and their relationship to jack pine growth. *Forest Science*, 7 (2), 160-173.
- Prévost, M. (1992). Effets du scarifiage sur les propriétés du sol, la croissance des semis et la compétition : revue des connaissances actuelles et perspectives de recherches au Québec. *Ann. For. Sci.* 49:277-296.
- Rawls, W., Pachepsky, Y. A., Ritchie, J., Sobecki, T. et Bloodworth, H. (2003). Effect of soil organic carbon on soil water retention. *Geoderma*, 116 (1), 61-76.
- Régnière, J. et St-Amant, R. (2007). Stochastic simulation of daily air temperature and precipitation from monthly normals in North America north of Mexico. *International Journal of Biometeorology*, 51 (5), 415-430.

- Riverin, M.-N. (2006). Caractérisation et modélisation de la dynamique d'écoulement dans le système aquifère de l'esker Saint-Mathieu/Berry, Abitibi, Québec. MSc Thesis, Université du Québec, INRS-Eau, Terre et Environnement, Québec, 165 p.
- Rossi, S., Deslauriers, A., Anfodillo, T., Morin, H., Saracino, A., Motta, R., et Borghetti, M. (2006). Conifers in cold environments synchronize maximum growth rate of tree-ring formation with day length. *New Phytologist*, 170 (2), 301-310.
- Rossi, P. M., Ala-aho, P., Ronkanen, A.-K. et Kløve, B. (2012). Groundwater-surface water interaction between an esker aquifer and a drained fen. *Journal of Hydrology*, 432, 52-60.
- Robertson, A., Overpeck, J., Rind, D., Mosley-Thompson, E., Zielinski, G., Lean, J., Koch, D., Penner, J., Tegen, I. et Healy, R. (2001). Hypothesized climate forcing time series for the last 500 years. *Journal of Geophysical Research* 106, 14783-14803 (ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/paleo/climate_forcing/robertson2001/trace_gas.txt).
- Rusanen, L., Finér, M., Antikainen, K., Korkka-Niemi, K., Backman, B. et Britschgi, R. (2004). The effect of forest cutting on the quality of groundwater in large aquifers in Finland. *Boreal Environ. Res.* 2004;9:253-261.
- Rutter, A.J. (1975). The hydrological cycle in vegetation. In: J.L Monteith (Editor), *Vegetation and the Atmosphere. 1. Principles*. Academic Press, New York, pp. 111-154.
- Saurer, M., Aellen, K. et Siegwolf, R. (1997). Correlating $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in cellulose of trees. *Plant, Cell & Environment*, 20 (12), 1543-1550.
- Savva, Y., Bergeron, Y., Denneler, B., Koubaa, A. et Tremblay, F. (2008). Effect of interannual climate variations on radial growth of jack pine provenances in Petawawa, Ontario. *Canadian Journal of Forest Research*, 38:619-630, 10.1139/X07-178
- Savva, Y., Koubaa, A., Tremblay, F. et Bergeron, Y. (2010). Effects of radial growth, tree age, climate, and seed origin on wood density of diverse jack pine populations. *Trees - Structure and Function* 24: 53-65.

- Saxton, K. et Rawls, W. (2006). Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions. *Soil Science Society of America Journal*, 70 (5), 1569-1578.
- Saxton, K.E., Rawls, W.J., Romberger, J.S. et Papendick, R.I. (1986). Estimating generalized soil water characteristics from texture. *Trans. ASAE* 50:1031–1035.
- SESAT. (2010). Gouvernance des eaux souterraines de l'Abitibi-Témiscamingue État de situation 2010. Préparé par la Société de l'eau souterraine Abitibi-Témiscamingue (SESAT). 262p.
- Shahbazi, F., Aliasgharzad, N., Ebrahimzad, S. et Najafi, N. (2013). Geostatistical analysis for predicting soil biological maps under different scenarios of land use. *European journal of soil biology*, 55, 20-27.
- Smerdon, B.D., Redding, T.E. et Beckers, J. (2009). An overview of the effects of forest management on groundwater hydrology. *BC Journal of Ecosystems and Management* 10(1): 22-44.
- Smirnova, E., Bergeron, Y. et Brais, S. (2008). Influence of fire intensity on structure and composition of jack pine stands in the boreal forest of Quebec: Live trees, understory vegetation and dead wood dynamics. *Forest Ecology and Management* 255:2916-2927.
- Stigter, T. Y., Ribeiro, L. et Carvalho Dill. A.M.M. (2006). Application of a groundwater quality index as an assessment and communication tool in agro-environmental policies – Two Portuguese case studies. *Journal of Hydrology* 327:578-591.
- Strong, W. et Roi, G. L. (1983). Root-system morphology of common boreal forest trees in Alberta, Canada. *Canadian Journal of Forest Research*, 13 (6), 1164-1173.
- Ulrich, E., Lelong, N., Lanier, M. et Schneider, A. (1995). Interception des pluies en forêt: facteurs déterminants. Interprétation des mesures réalisées dans les sous-réseau CATAENAT de RENECOFOR. 30, ONF-Bulletin Technique.
- Veillette, J. (2000). Abitibi-Témiscamingue de l'emprise des glaces à un foisonnement d'eau et de vie : 10 000 ans d'histoire. Sainte-Foy, Québec MultiMondes.

- Veillette, J., Cloutier, V., De Corta, H., Gagnon, F., Roy, M., Douma M., et Bois, D. (2007). A complex recharge network, the Barraute esker, Abitibi, Quebec. Proceedings, 60th Canadian Geotechnical Conference and 8th Joint CGS/IAH-CNC Groundwater Conference, Ottawa
- Veillette, J., Maqsoud, A., De Corta, H. et Bois, D. (2004). Hydrogéologie des eskers de la MRC d'Abitibi, Québec. Proceedings, 5th Joint CGS/IAH-CNC Groundwater Conference, Quebec, 6-13.
- Verheyden, A., Helle, G., Schleser, G. H., Dehairs, F., Beeckman, H. et Koedam, N. (2004). Annual cyclicity in high-resolution stable carbon and oxygen isotope ratios in the wood of the mangrove tree *Rhizophora mucronata*. *Plant, Cell & Environment* 27:1525-1536.
- Wardle, D. A., M.-C. Nilsson, O. Zackrisson, and C. Gallet. (2003). Determinants of litter mixing effects in a Swedish boreal forest. *Soil Biology and Biochemistry* 35:827-835.
- Westoby, M. et Wright, I. J. (2006). Land-plant ecology on the basis of functional traits. *Trends in Ecology & Evolution* 21:261-268.