Fonctions hydrologiques des milieux humides boisés en relation avec l'aménagement forestier

André P. Plamondon, ing.f., Ph.D.
Sylvain Jutras, ing.f., Ph.D.
Laboratoire d'hydrologie forestière
Université Laval

pour

Ministère de l'Environnement et de
la lutte contre les changements climatiques

et

Ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs

Février 2020

SOMMAIRE

Le Gouvernement du Québec, par l'adoption de la *Loi concernant la conservation des milieux humides et hydriques*, fixe un objectif d'aucune perte nette des milieux humides et renforce la reconnaissance des fonctions écologiques exercées par les milieux humides et hydriques. Les fonctions écologiques énumérées dans la *Loi affirmant le caractère collectif des ressources en eau et favorisant une meilleure gouvernance de l'eau et des milieux associés* et associées à l'hydrologie peuvent être exprimées par la contribution des tourbières et des marécages boisés à la lutte contre l'érosion, la rétention des sédiments, la recharge de la nappe phréatique et la régulation des niveaux d'eau, se traduisant par la réduction des crues et l'augmentation des débits d'étiage. Cependant, le degré de contribution des milieux humides et hydriques aux fonctions écologiques varie fortement en raison de leurs caractéristiques et de leur situation hydro-géomorphologique.

L'objectif de ce travail est de déterminer ou d'inférer les effets de l'aménagement forestier des marécages boisés et des tourbières forestières sur leurs fonctions hydrologiques. Les autres fonctions écologiques telles que la biodiversité, la connectivité des écosystèmes ou la séquestration du carbone ne sont pas visées. Afin de répondre à notre objectif, une revue de la littérature est effectuée en regroupant l'information sous cinq catégories de milieux humides ou de situations hydro-géomorphologiques.

CATÉGORIE 1 - MILIEUX HUMIDES FORESTIERS DE LA PLAINE D'INONDATION

Les études qui ont fait l'objet d'une revue pour cette catégorie sont celles portant sur les marécages boisés inondés périodiquement, et non celles portant sur les milieux humides non inondés par le débordement d'un cours d'eau en crue. En période d'inondation, les milieux humides boisés et les autres forêts de la plaine inondable

ralentissent la vitesse d'écoulement en proportion de leur rugosité reliée à la microtopographie, la végétation et autres aspérités, telles des pierres. La réduction du débit de pointe par l'eau retenue temporairement fait quasi consensus, quoique l'on ait émis la possibilité d'une accentuation de la pointe par le relâchement de l'eau phréatique lors d'une crue prolongée. Malgré une conductivité hydraulique du sol généralement faible à une certaine profondeur, la rétention d'eau par le milieu humide, fréquemment localisée dans des dépressions mêmes légères, favorise la recharge de la nappe phréatique par la durée de la présence d'eau disponible après la période d'inondation. Il existe aussi un certain consensus sur la contribution de la plaine d'inondation à maintenir le débit de base du cours d'eau la bordant durant la saison de croissance.

Les dispositifs d'études du sud-est des États-Unis comparent généralement des activités forestières ayant deux niveaux de perturbation des sols. Les perturbations intenses réfèrent aux activités avec un minimum de restrictions qui correspondent à des travaux mal planifiés ou des coupes de récupération sur sol humide après un événement majeur tels les chablis à la suite d'un ouragan. Ces activités conduites avec peu de restrictions comprennent l'abattage manuel ou mécanique, l'extraction des troncs à la débusqueuse, le déchiquetage, la mise en andins des débris de coupe avec un bulldozer, le brûlage des débris, puis la plantation mécanisée avec ou sans préparation d'un lit de plantation surélevé. Ces travaux et la construction de voies d'accès peuvent être effectués en période plus ou moins humide, en ayant pour résultat la production d'ornières avec compaction et barattage (*puddling*) du sol. La deuxième approche consiste à appliquer les bonnes pratiques d'aménagement forestier afin de réduire l'exposition et la perturbation du sol minéral en opérant durant les périodes plus sèches, en localisant les voies d'accès aux endroits mieux drainés et en ajustant les opérations par rapport aux courbes de niveau. S'ils sont disponibles, de petits engins sont utilisés pour les activités qui comprennent normalement l'abattage manuel ou mécanisé,

l'extraction mécanisée des troncs, le déchiquetage des débris, la préparation d'un lit de plantation et la plantation, en minimisant l'exposition du sol minéral.

Peu importe l'intensité du traitement de récolte, on note très peu de changement du volume d'écoulement dans la plaine d'inondation en période de crue. La récolte et la construction de chemins contribuent dans certains cas à la réduction de la déposition de sédiments et à l'érosion locale en exposant le sol minéral. Ces effets négatifs sont renversés 1 à 2 ans après la récolte par l'installation de la végétation. Normalement, les opérations forestières maintiennent la rugosité de la surface qui assure la déposition des sédiments ou augmente celle-ci jusqu'à 7 ans après la récolte. À la suite de la crue, la nappe demeure plus élevée avec la réduction de l'évapotranspiration par l'ablation du couvert, ce qui favorise la recharge de la nappe phréatique et le débit en saison de croissance. Cet effet s'étend sur quelques années seulement et l'on mentionne qu'il est négligeable par rapport à l'ampleur des inondations saisonnières qui rechargent le sol en eau.

CATÉGORIE 2 - MARÉCAGES BOISÉS

Les études qui ont fait l'objet d'une revue pour cette catégorie sont celles portant sur les marécages boisés non inondés par le débordement d'un cours d'eau en crue. En période sèche, durant l'été, lorsque la nappe phréatique est à 35 cm de profondeur, la remontée moyenne du niveau de la nappe phréatique après la coupe totale est de l'ordre de 14 à 23 cm à Saint-Gilles et à Villeroy, dans la plaine du Saint-Laurent. La coupe partielle démontre que la remontée est proportionnelle au couvert enlevé. Le surplus d'eau se répartit en proportion inconnue entre l'infiltration et l'écoulement latéral. On observe un retour près de la normale du niveau de la nappe phréatique 15 ans après la récolte totale ou partielle. Une coupe précommerciale prolonge cette période d'environ de 2 ans.

En période humide, au printemps par exemple, la remontée après la récolte est très faible, la nappe étant normale haute. Elle apparaît occasionnellement dans les

creux avant et après la récolte sur les marécages de Saint-Gilles. Cependant, les bosses dont l'élévation varie de 15 à 25 cm séparant les creux annihilent tout ruissellement de surface, comme le démontre l'absence de lit d'écoulement. En période humide, l'écoulement latéral lent et diffus à travers la matière organique ne favorise pas la génération de forts débits de pointe et la récolte forestière est peu susceptible d'affecter ces derniers. La coupe a été effectuée en hiver, sauf sur deux marécages récoltés à l'automne à Saint-Gilles. Le sol a été très peu perturbé et les engins forestiers ont circulé dans le sens de la pente afin d'éviter tout blocage de l'écoulement latéral qui aurait pu être causé par des ornières ou du compactage.

Les résultats provenant du Minnesota et du sud-est des États-Unis corroborent une remontée de la nappe phréatique proportionnelle au couvert enlevé, tout en étant plus faible en période humide par rapport à une période sèche lorsque la nappe est plus profonde. La remontée est aussi plus importante sur les sols fins. Le niveau de la nappe phréatique n'était pas revenu à la normale 5 ans après la coupe totale au Minnesota, alors que la coupe par trouée (20 % de l'aire) n'a pas produit de perturbation hydro-écologique. Sur les marécages plats du sud-est des États-Unis, les études comparent fréquemment les effets des procédés de récolte (décrits dans la catégorie 1) avec faibles et fortes perturbations. La remontée de la nappe est généralement plus grande avec les fortes perturbations qui détruisent la végétation mais, occasionnellement, le contraire se produit par une augmentation du ruissellement due au compactage et à l'orniérage. Une étude montre une récupération du niveau de la nappe après 6 ans en milieu peu perturbé et l'absence de retour à la normale après 6 ans en milieux peu et fortement perturbés. Des études dans le sud-est des États-Unis ont montré que les propriétés physiques et hydrologiques de sols fortement perturbés sont revenues à la normale après 17 et 24 ans. Cependant, la végétation se rétablit plus rapidement que les propriétés du sol. La croissance du pin sur deux sites était normale 4 et 5 ans après la récolte.

La récolte augmente la durée de la saturation du sol et de l'accumulation d'eau dans les creux, ce qui contribue par la suite à la recharge de la nappe phréatique et au débit de base. Sur certains sites, le débit se tarit en période de forte évapotranspiration, mais la coupe réduit la durée du débit nul surtout sur les sites où la végétation a été détruite. Sur certains sites, les fortes perturbations du sol ou la mise en andins augmentent le ruissellement, le débit de pointe et la production de sédiments durant une période de 1 à 2 ans, ou occasionnellement plus longtemps. En général, sur les sites en faible pente du sud-est des États-Unis les études rapportent un effet négligeable de la récolte sur le ruissellement, les crues et les débits de pointe lorsque de bonnes pratiques forestières sont appliquées.

CATÉGORIE 3 - ÉTANGS VERNAUX FORESTIERS

L'étang vernal est une petite dépression qui dépasse rarement 0,4 ha et 1 m de profondeur. L'étang se remplit au printemps par l'écoulement phréatique et hypodermique et, occasionnellement, par le ruissellement. La récolte forestière sur le bassin versant augmente les apports d'eau à l'étang vernal, ce qui allonge l'hydropériode dans ce dernier. L'ombrage laissée par une bande, même éclaircie, autour de l'étang maintient un niveau d'eau plus élevé par rapport à la récolte totale autour du plan d'eau; ce dernier traitement augmente l'évapotranspiration en raison de l'exposition de l'eau au vent et au rayonnement. Il est peu probable que la récolte augmente le débit de pointe car les débordements supplémentaires de certains étangs après la récolte n'arriveront pas au cours d'eau en même temps.

Pour assurer le développement des communauté d'invertébrés dans l'étang, la qualité de l'eau doit être maintenue en évitant, entre autres, l'apport de sédiments. En considérant aussi les espèces qui se déplacent, comme la salamandre, quelques études soulignent l'importance de maintenir un couvert autour de l'étang et sur le bassin versant. Un peuplement inéquienne semble idéal, mais la coupe partielle, une coupe par

trouée ou une coupe totale sur une fraction du bassin versant sont des options possibles selon la nature des peuplements forestiers.

CATÉGORIE 4 - TOURBIÈRES FORESTIÈRES DANS UN BASSIN DE TÊTE

Nous avons classé dans cette catégorie les tourbières ayant fait l'objet d'études hydrologiques à la suite de la récolte forestière. On y retrouve premièrement les tourbières forestières en terrain plat dans la plaine du Saint-Laurent et celles de la ceinture d'argile du nord-est de l'Ontario. Ces tourbières localisées à moins de 150 m environ de la ligne de partage des eaux sont principalement alimentées par la précipitation. L'écoulement latéral contribue peu car il se produit sur de faibles distances en fonction des ondulations du sol minéral peu perméable. Un troisième groupe est constitué de tourbières dans des dépressions entourées de versants et donnant naissance à un cours d'eau généralement intermittent. Les apports d'eau sont dominés par l'écoulement provenant des versants qui entourent quasi entièrement ces tourbières et dont la ligne de partage des eaux se situe globalement entre 100 et 400 m.

La récolte forestière sur les tourbières et sur les versants produit une remontée de la nappe phréatique très faible en période humide, comme au printemps, et plus grande lorsque la nappe est profonde en été. La recharge de la nappe phréatique mesurée sous les tourbières du Minnesota varie selon la perméabilité du substrat. Lorsque la nappe est suffisamment haute, l'écoulement hypodermique alimente le lagg et le débit à l'exutoire du bassin versant. La perméabilité du substrat minéral sous le lagg étant plus élevée que celle sous la tourbière, le lagg contribue fortement à la recharge de la nappe phréatique dans le cas des tourbières du Minnesota. La recharge de la nappe régionale augmente avec le niveau phréatique dans les bogs et, par conséquent, la remontée de la nappe après la récolte.

De nombreuses études montrent que la tourbe relâche moins d'eau que le sol minéral en saison estivale, ce qui réduit le débit d'étiage. Cependant, l'évapotranspiration plus faible d'un bog par rapport aux versants au Minnesota

augmente le débit d'étiage provenant du bog. Des augmentations mesurables du débit d'étage ont été observées après la récolte. En réponse à une pluie intense en été, la tourbière produit une crue plus forte par unité d'aire par rapport au versant sur sol minéral dont la teneur en eau est plus faible que celle de la tourbe. Cependant, le rôle de la tourbière dépend de sa position hydro-géomorphologique. Au Minnesota, à l'exutoire de la tourbière, le débit de pointe généré par cette dernière se produit avant le débit de pointe provenant des versant et cette désynchronisation réduit la pointe provenant de cet ensemble. Le relâchement par la tourbière d'un débit plus faible par rapport à celui provenant des versants a été observé dans quelques études.

En période humide, comme au début du printemps, le degré de saturation est plus élevé dans la tourbière par rapport aux versants. Sous une pluie intense, la tourbière génère un débit de pointe plus élevé par rapport au versant et plusieurs études démontrent que les tourbières génèrent des débits de pointe élevés. Certaines années, la saturation des versants sur sol minéral se produit au cours du printemps et ces derniers génèrent des débits de pointes par unité d'aire similaires à ceux des tourbières. Les observations au Minnesota montrent que la désynchronisation des pointes, mesurée en été, se produirait au printemps même si la transmission de l'écoulement des versants par le lagg est très efficace. Le rôle des tourbières dépendant de son positionnement hydro-géomorphologique, d'autres scénarios de génération des débits ont été observés. Le ruissellement de saturation sur un sol minéral peut transmettre plus rapidement l'eau par rapport à une tourbière. La tourbière peut réduire la pointe provenant des versants à cause de sa capacité de rétention temporaire dans les creux de sa surface. En raison de sa réponse rapide, la pointe de débit de la tourbière peut se produire avant celle des versants; cette désynchronisation réduit la pointe par rapport à une tourbière seule ou un bassin versant bien drainé sans tourbière. La récolte forestière a très peu d'effet sur la disponibilité en eau et les débits de pointe printaniers, à l'exception d'une augmentation notable de la pointe après la

coupe totale des versants sur un bassin du Minnesota. Il semble qu'une génération plus hâtive de la pointe sur les versants ainsi que la présence de deux chemins facilitant la transmission de l'eau et la présence de deux exutoires aient synchronisé la pointe du versant à celle du bog en aval.

La comparaison des débits entre divers bassins occupés par des aires variables en tourbières pour déterminer le rôle hydrologique de ces dernières doit être considérée avec précaution. La littérature rapporte quelques cas de réduction du débit d'étiage que l'on ne peut pas attribuer à une superficie plus grande en tourbières. Par exemple, le débit alimenté par des tourbières devient nul dès que la nappe phréatique diminue sous le niveau d'un seuil dans le lit du cours d'eau alors qu'un cours d'eau voisin maintient son débit. Une tourbière dans un cours d'eau a peu d'effet sur l'étiage qui est contrôlé par les sols minces des versants dont la réserve d'eau s'épuise rapidement en été est un autre cas.

CATÉGORIE 5 - EFFETS CUMULATIFS DES MILIEUX HUMIDES D'UN GRAND BASSIN VERSANT

Le terme « grand bassin versant » est utilisé pour mettre l'emphase sur le rôle hydrologique des milieux humides répartis sur des bassins versants de dimensions très variables. La superficie de la plupart des bassins versants analysés varie entre 20 à 4 700 km^2, mais plusieurs bassins plus petits sont inclus dans les études répertoriées. Une quantification du pouvoir d'atténuation des crues par les milieux humides, et par conséquent de leur importance, est proposée dans le *Système d'évaluation des milieux humides de l'Ontario* et repris dans *l'Atlas des territoires d'intérêt pour la conservation dans les Basses-terres du Saint-Laurent*. De plus, si l'on considère l'effet potentiel non étudié de coupes forestières sur des milieux humides dispersés, une brève révision des connaissances portant sur les effets cumulatifs des milieux humides sur l'hydrologie des grands bassins est justifiée.

La réduction des débits de pointe est une fonction importante attribuée aux milieux humides. L'effet de la superficie des milieux humides sur les débits de pointe a

d'abord été inféré par la régression multiple entre ces derniers et les caractéristiques physiques des bassins versants. On a déduit, au Wisconsin, que le premier 10 % de milieux de stockage (lacs et milieux humides) réduisait les débits de pointe de 50 %. Cependant, lorsque la superficie en milieu humide est séparée de celle des lacs, elle n'est pas toujours retenue comme variable significative (régression multiple) dans plusieurs États du nord-est des États-Unis. L'approche par la régression est remise en question car les superficies en lacs et milieux humides sont traitées ensemble, ce qui fait dire à certains auteurs que cette approche évalue le rôle des aires planes sur un bassin et non les milieux humides. La modélisation hydrologique sur un bassin au Québec montre que le débit de pointe (Q_{100} et Q_2) serait augmenté de 14 à 18 % si l'on élimine les milieux humides qui couvrent 12 % de la superficie du bassin versant. Les milieux humides riverains dans la partie aval et ceux isolés en amont du bassin ont plus d'importance que les autres pour réduire les pointes. Toutefois, on ne fait pas de différence entre les milieux riverains inondés et non inondés. Il semble que la modélisation hydrologique est un moyen plus approprié que la régression pour quantifier le rôle des milieux humides sur les débits de pointe, en autant que des validations terrain en confirment les résultats, ce qui n'est pas encore le cas.

Le rôle des milieux humides sur le débit d'étiage des grands bassins est moins clair. Une étude en Ontario montre que la durée du débit était fortement corrélée à la proportion de la superficie occupée par les dépôts de sable et gravier, alors qu'elle n'est pas corrélée avec la superficie des milieux humides (5 à 22 %) de petits bassins. Ces résultats vont dans le même sens que la plupart de ceux provenant des bassins de tête et pour des grands bassins dans plusieurs États du nord-est des États-Unis. Des augmentations importantes des débits d'étiage ($Q_{2\text{-}7}$, $Q_{10\text{-}7}$, $Q_{5\text{-}30}$) avec la présence de milieux humides ont été obtenues par la simulation sur deux grands bassins au Québec, mais cela doit être validé sur le terrain.

La récolte forestière aurait plutôt un effet positif sur le débit d'étiage en période de croissance de la végétation à cause de l'augmentation du niveau de la nappe

phréatique. En considérant la faible fréquence d'augmentation des débits de pointe par la récolte sur des milieux humides considérés séparément, il est très peu probable que la coupe augmente la pointe sur un grand bassin à cause de la désynchronisation des crues provenant de milieux humides dispersés. Toutefois, il serait préférable d'éviter la concentration de la récolte sur une partie du grand bassin, particulièrement en amont. Une telle concentration est peu probable avec le fractionnement des propriétés forestières privées.

Conclusion

Les connaissances tirées de la littérature démontrent la complexité des interrelations entre les caractéristiques des milieux humides, leurs positions hydro-géomorphologiques, leurs fonctions hydrologiques et les changements induits par la récolte forestière. Certaines généralisations sont possibles en séparant les milieux humides boisés en catégories. Cependant, le rôle des milieux humides sur les fonctions hydrologiques en lien avec la récolte forestière peut varier à l'intérieur d'une catégorie en fonction de leurs positions hydro-géomorphologiques. La récolte forestière, en réduisant l'évapotranspiration, élève sauf exception le niveau de la nappe phréatique de l'ensemble des milieux humides. Cette remontée augmente le gradient hydraulique vertical qui peut contribuer à la recharge de la nappe phréatique dans la mesure où le sol sous-jacent a une certaine perméabilité. Une nappe plus haute accroît l'écoulement hypodermique vers le lagg et le cours d'eau. L'eau qui atteint le lagg peut aussi contribuer à la recharge de la nappe phréatique.

La contribution générale des milieux humides de la plaine d'inondation à réduire la crue, retenir les sédiments et augmenter la recharge de la nappe phréatique et le débit d'étiage fait consensus. La coupe sur les marécages en terrain plat favorise la recharge de la nappe phréatique et le débit d'étiage sans modifier significativement les débits de pointe lorsque le sol est peu perturbé. Lorsque le sol est fortement perturbé,

le ruissellement, la production de sédiments et le débit de pointe peuvent être amplifiés durant quelques années. Les résultats de nombreuses études démontrent qu'un aménagement forestier durable est obtenu par l'application de bonnes pratiques sylvicoles et d'opérations forestières. La conservation des étangs vernaux est compatible avec un aménagement forestier approprié. Un large consensus établit que la tourbière en soi augmente les débits de pointe et diminue les débit d'étiage. Cependant, lorsque l'on considère la tourbière en fonction de sa position hydro-géomorphologique dans un petit bassin versant son rôle peut être différent et ne fait pas consensus. On observe des situations où le débit des versants est transmis rapidement par la tourbière ou bien l'écoulement est nettement ralenti et réduit le débit de pointe.

Les fonctions hydrologiques bénéfiques fournies par les milieux humides peuvent être maintenues lorsque les opérations de récolte sont effectuées en appliquant les bonnes pratiques d'aménagement forestier qui limitent les perturbations du sol. Ces pratiques concernant la planification et l'exécution des activités forestières sont présentées dans le *Guide sylvicole du Québec* et dans divers documents. Les bonnes pratiques comprennent, entre autres, la récolte en hiver ou en période plus sèche, la localisation des chemins et des passages de la machinerie sur les aires mieux drainées des milieux humides, le choix de la machinerie pour réduire la pression au sol, la protection de la végétation, un mode d'extraction de la matière ligneuse qui laisse les branches et houppiers dans les sentiers de débardage et, en présence d'ornières, la déviation immédiate de l'écoulement.

Il est recommandé d'évaluer les meilleures pratiques forestières à mettre en place afin d'assurer la pérennité des fonctions hydrologiques des tourbières et des marécages boisés. Les pratiques à privilégier sont préventives, mais les actions correctives, lorsque nécessaires doivent aussi être évaluées. Il est aussi recommandé d'intégrer à ces études le suivi d'autres fonctions écologiques telles que la biodiversité et la séquestration du carbone.

TABLE DES MATIÈRES

SOMMAIRE i

TABLE DES MATIÈRES xii

LISTE DES TABLEAUX xiv

LISTE DES FIGURES xiv

1. INTRODUCTION 1
   1.1 Contexte 1
   1.2 Objectif 4

2. INFLUENCE DES PROPRIÉTÉS HYDROLOGIQUES DES SOLS SUR LEURS FONCTIONS HYDROLOGIQUES 5
   2.1 Capacité de rétention et conductivité hydrologique des sols 5
   2.2 Perturbations physiques et hydrologiques du sol 9
   2.3 Fonctions hydrologiques et propriétés hydrologiques du sol 10
      2.3.1 Recharge de la nappe phréatique 10
      2.3.2 Débit d'étiage en période de croissance 11
      2.3.3 Débit de crue 12

3. CATÉGORIES DE MILIEUX HUMIDES 14
   3.1 Classification hydro-géomorphologique 14
   3.2 Catégorie 1 - Milieux humides forestiers de la plaine d'inondation 15
   3.3 Catégorie 2 - Marécages boisés 16
   3.4 Catégorie 3 - Étangs vernaux forestiers 16
   3.5 Catégorie 4 - Tourbières forestières dans un bassin de tête 17
   3.6 Catégorie 5 - Effets cumulatifs des milieux humides d'un grand bassin versant 18

4. MILIEUX HUMIDES FORESTIERS DE LA PLAINE D'INONDATION (Catégorie 1) 19
   4.1 Effets de la coupe 19
   4.2 Fonctions hydrologiques et récolte forestière 22

5. MARÉCAGES BOISÉS (Catégorie 2) 26
   5.1 Effets de la coupe - Saint-Gilles et Villeroy, dans la plaine du Saint-Laurent 26
      5.1.1 Caractéristiques des sites étudiés 26
      5.1.2 Remontée de la nappe phréatique et durée 27
   5.2 Effets de la coupe - Minnesota 29
   5.3 Effets de la coupe - sud-est des États-Unis 30
      5.3.1 Hydrologie, sédiments et degré de perturbation des sols 30
      5.3.2 Hydrologie et croissance avec ou sans fossés de drainage 36
      5.3.3 Chemins 38
   5.4 Fonctions hydrologiques et récolte forestière 38

5.5 Bonnes pratiques forestières 41

6. ÉTANGS VERNAUX FORESTIERS (Catégorie 3) 43
6.1 Effets de la coupe forestière 43
6.2 Fonctions hydrologiques et récolte forestière 44

7. TOURBIÈRE FORESTIÈRE DANS UN BASSIN DE TÊTE (Catégorie 4) 48
7.1 Effets de la coupe - Saint-Gilles, dans la plaine du Saint-Laurent 48
7.1.1 Caractéristiques des sites d'étude 48
7.1.2 Remontée de la nappe phréatique et durée 49
7.2 Effet de la coupe : Nord-est de l'Ontario 49
7.3 Effet de la coupe - Minnesota 51
7.3.1 Récolte forestière sur une tourbière au Minnesota 51
7.3.2 Récolte forestière sur les versants alimentant une tourbière 52
7.4 Fonctions hydrologiques et récolte forestière 53
7.4.1 Recharge de la nappe phréatique 53
7.4.2 Débit d'étiage 55
7.4.3 Débit de crue 59

8. EFFETS CUMULATIFS DES MILIEUX HUMIDES D'UN GRAND BASSIN (Catégorie 5) 62
8.1 Suivi hydrologique de sous-bassins dans un grand bassin versant 62
8.2 Analyse par la régression 63
8.3 Modélisation hydrologique 68
8.4 Inférence pour la récolte forestière 70

9. CHANGEMENTS CLIMATIQUES 71

10. CONCLUSION 73

RÉFÉRENCES 78

ANNEXE 1 107

ANNEXE 2 114

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 Rétention en eau et conductivité hydraulique saturée selon la texture du sol 7

Tableau 2.2 Caractéristiques physiques et hydrologiques de la tourbe à Saint-Gilles 8

LISTE DES FIGURES

Figure 8.1 Réduction des débits de pointes par la présence de milieux humides et de lacs en fonction de la période de retour au Wisconsin (Conger 1971, 1981; Krug *et al.* 1992; Walker et Krug 2003). 65

Figure 8.2 Réduction des débits de pointes par la présence de milieux humides et de lacs (Sehgal 2016; Hoang 1977) et milieux humides seulement (Fossey et Rousseau 2016b). 66

1. INTRODUCTION

1.1 CONTEXTE

La *Loi concernant la conservation des milieux humides et hydriques* (Loi 132, 16 juin 2017) fait référence (article 46.03) aux fonctions écologiques énumérées au deuxième alinéa de l'article 13.1 de la *Loi affirmant le caractère collectif des ressources en eau et favorisant une meilleure gouvernance de l'eau et des milieux associés* (chapitre C-6.2; amendée le 11 juillet 2017). Cette Loi souligne que les milieux hydriques et humides sont bénéfiques par leurs fonctions :

1° de filtre contre la pollution, de rempart contre l'érosion et de rétention des sédiments, en permettant, entre autres, de prévenir et de réduire la pollution en provenance des eaux de surface et souterraines et l'apport des sédiments provenant des sols;

2° de régulation du niveau d'eau, en permettant la rétention et l'évaporation d'une partie des eaux de précipitation et des eaux de fonte, réduisant ainsi les risques d'inondation et d'érosion et favorisant la recharge de la nappe phréatique;

3° de conservation de la diversité biologique par laquelle les milieux ou les écosystèmes offrent des habitats pour l'alimentation, l'abri et la reproduction des espèces vivantes;

4° d'écran solaire et de brise-vent naturel, en permettant, par le maintien de la végétation, de préserver l'eau d'un réchauffement excessif et de protéger les sols et les cultures des dommages causés par le vent;

5° de séquestration du carbone et d'atténuation des impacts des changements climatiques;

6° liées à la qualité du paysage, en permettant la conservation du caractère naturel d'un milieu et des attributs des paysages associés, contribuant ainsi à la valeur des terrains voisins.

Les fonctions écologiques liées à l'hydrologie ne font toutefois pas consensus dans la littérature. Bullock et Acreman (2003) ont tiré d'une revue mondiale de la littérature que 80 % des milieux humides situés dans des plaines d'inondation réduisent les crues. Les milieux humides situés à la tête des bassins versants réduisent les crues dans 45 % des études citées tandis qu'elles augmentent les crues dans 41 % des cas. Dans 66 % des études traitant du sujet, la présence de milieux humides concorde avec une évapotranspiration plus élevée et des débits plus faibles en période sèche. La recharge de la nappe phréatique est observée dans 46 % des études portant sur le sujet, tandis qu'elle est nulle dans 26 % des cas. Des études portant sur des milieux humides situés dans des dépressions sans connexion directe avec les cours d'eau ont montré une réduction des débits de pointe. Cependant, l'effet du stockage de l'eau dans ces dépressions sur le débit de pointe diminue avec l'importance de la crue jusqu'à ce que la capacité de stockage soit atteinte (Acreman et Holden 2013). Le rôle des milieux humides sur la mitigation des crues est nettement exagéré (Simonovic et Juliano 2001; Kvaerner et Klove 2008). D'ailleurs, Bacon *et al.* (2017) soulignent que plusieurs hypothèses concernant les fonctions écologiques des tourbières sont ambiguës ou erronées, tel leur comportement que l'on assimile à une éponge.

Compte tenu des résultats contradictoires, ces auteurs concluent que les affirmations simples (Belyea et Baird 2006) et généralisées des fonctions hydrologiques ont peu de valeur pratique, le défi étant de tenir compte de la diversité des milieux et de leurs fonctions propres. Mitsch et Gosselink (2015), dans leur livre *Wetlands* qui constitue une référence classique pour de nombreux écrits, concluent qu'il n'est pas

tout à fait clair que les milieux humides supportent les fonctions qu'on leur attribue et que chaque milieu humide ne contribue pas également à chacune des fonctions.

Les conditions hydrologiques sont déterminantes pour l'établissement (Bazoge *et al.* 2015) et le maintien de la structure et des fonctions de chaque type de milieu humide (Cole *et al.* 1997; Mitsch et Gosselink 2015). Ces auteurs utilisent le terme fonctions, mais surtout les termes valeurs et services pour décrire la contribution des milieux humides à nos sociétés, parce qu'ils précisent explicitement une connotation anthropocentrique. L'environnement hydro-géomorphologique agit sur la physicochimie de l'eau et des sols ainsi que sur le biote de chaque milieu humide (Gosselink et Turner 1978; Winger 1986). En revanche, la présence d'un milieu humide a des effets sur le régime hydrologique qui varient principalement selon ses propriétés hydrologiques, sa dimension, sa localisation, ainsi que l'origine et la magnitude des apports d'eau qui l'alimente (Verry 1988; Roulet 1990a; Jackson 2006; Acreman et Holden 2013; Fossey *et al.* 2016; Fossey et Rousseau 2016a). Nous en déduisons qu'une étroite rétroaction caractérise ainsi les milieux humides et l'hydrologie; ils doivent leur présence au régime hydrologique particulier où ils se trouvent, tandis que leur présence affecte directement le régime hydrologique. Cette rétroaction est d'ailleurs une source de confusion importante dans l'interprétation des fonctions, valeurs et services hydrologiques fournis par les milieux humides.

Une proportion importante de milieux humides contribue à la croissance d'essences forestières pouvant atteindre des dimensions permettant leur exploitation pour la production de produits forestiers ligneux. Les revues de la littérature portant sur l'aménagement forestier et les fonctions hydrologiques des milieux humides forestiers sont incomplètes. Lockaby *et al.* (1997a) ont traité des marécages boisés de la plaine d'inondation, tandis que les revues de Grigal et Brooks (1997) et Päiväinen et Hånell (2012) ont porté sur les tourbières forestières le plus souvent drainées. Bien que l'on ait déjà reconnu que la majorité des activités d'aménagement forestier selon les bonnes pratiques présentent un risque négligeable ou faible sur les fonctions

hydrologiques des milieux humides forestiers, il y a lieu de faire le point sur les connaissances disponibles et pertinentes pour le Québec.

1.2 OBJECTIF

L'objectif de ce document est de déterminer ou d'inférer les effets de l'aménagement forestier des marécages arborescents et des tourbières boisées sur leurs fonctions hydrologiques. Les autres fonctions écologiques telle la biodiversité ne sont pas visées. Les liens entre la récolte et la déposition ou production de sédiments sont aussi considérés car ces derniers sont liés à l'hydrologie et à la perturbation des sols par la récolte mécanisée. Plusieurs études hydrologiques ont été effectuées sur une variété de milieux humides, mais les expériences portant sur les effets de la récolte forestière sur ces milieux sont beaucoup moins nombreuses.

Pour répondre à l'objectif fixé, une revue de la littérature est effectuée afin de regrouper l'ensemble des connaissances scientifiques pertinentes. Le chapitre 2 traite des propriétés hydrologiques des sols des milieux humides et les contraintes qu'elles exercent sur les fonctions hydrologiques. Nous décrivons, au chapitre 3, cinq catégories de milieux humides ou de situations permettant un regroupement pratique des fonctions hydrologiques et des effets de la récolte forestière sur ces dernières. Chaque catégorie est ensuite traitée dans les chapitres 4 à 8, suivis d'un commentaire sur les changements climatiques et d'une conclusion générale.

2. INFLUENCE DES PROPRIÉTÉS HYDROLOGIQUES DES SOLS SUR LEURS FONCTIONS HYDROLOGIQUES

2.1 CAPACITÉ DE RÉTENTION ET CONDUCTIVITÉ HYDROLOGIQUE DES SOLS

À l'origine, un milieu humide se forme lorsque l'eau est disponible à la surface du sol et que l'écoulement est très lent (Verry 1988). La source, la qualité, la quantité et la périodicité de l'eau déterminent le développement écologique du milieu humide (Verry 1988). L'excès d'eau favorise l'accumulation de la matière organique (Charman 2002) qui peut atteindre le stade de tourbière. Lorsque les apports d'eau sont plus importants que l'évapotranspiration, la faible capacité de drainage du sol qui s'exprime par une faible conductivité hydraulique saturée est fréquemment la cause principale de la présence plus ou moins permanente de l'eau sur un site. Ainsi, plusieurs fonctions hydrologiques des milieux humides dépendent des caractéristiques physiques et hydrologiques des sols minéraux et organiques.

La faible perméabilité des sols des milieux humides et leur forte capacité de rétention en eau sont des attributs reconnus de la plupart de ces milieux (Mitsch et Gosselink 2015). À saturation, la teneur en eau obtenue sur plusieurs milliers d'échantillons de sols minéraux (Rawls *et al.* 1982) est relativement similaire pour les sols de différentes textures (Tableau 2.1), mais la diminution de la dimension des pores du sable vers l'argile réduit la conductivité hydraulique saturée et le rendement spécifique (porosité de drainage), tout en augmentant la capacité de rétention de l'eau sous tension. L'augmentation de la densité du sol à une certaine profondeur (ex. horizon induré) réduit substantiellement la conductivité hydraulique. Pour une densité de 1,63 g cm^{-3} qui s'approche de celle à 50 cm de profondeur dans deux marécages de la plaine du Saint-Laurent à Saint-Gilles (Dubé *et al.* 1995), la conductivité hydraulique d'un loam sableux était de 0,072 m d^{-1} (Andrade 1971) et celle d'un loam limoneux de

0,008 m d^{-1} (Dec *et al.* 2008). La compaction d'un loam sableux de 1,30 g cm^{-3} à 1,56 g cm^{-3} a réduit la conductivité hydraulique de 0,58 m d^{-1} à 0,04 m d^{-1} (Carter et McDonald 1998). Xu *et al.* (2002) obtiennent, pour un loam sableux, des conductivités hydrauliques saturées de 1,85 m d^{-1} et 0,04 m d^{-1} pour des densités correspondantes de 1,10 g cm^{-3} et 1,66 g cm^{-3}. Ces auteurs notent que la conductivité hydraulique de l'horizon induré (1,51 g cm^{-3}) composée d'un loam argileux est réduite à 0,0024 m d^{-1}. Le passage d'un sol de texture moyenne à fine qui caractérise les milieux humides ou la compaction peuvent réduire de 10 à 50 fois ou plus la conductivité hydraulique des sols minéraux.

En ce qui a trait à la tourbe, les valeurs médianes des propriétés hydrologiques de la littérature mondiale (Letts *et al.* 2000) sont présentées au Tableau 2.1 pour les trois grandes classes de décomposition de la matière organique. La gamme des teneurs en eau, du rendement spécifique et des conductivités hydrauliques des tourbes de toute provenance est très étendue (Letts *et al.* 2000). Le rendement spécifique présenté au Tableau 2.1 correspond à celui obtenu par Boelter (1969), au Minnesota. Les propriétés hydrologiques de la tourbe en milieu forestier ont été discutées, entre autres, par Boelter (1964, 1965, 1969), Paavilainen et Päivänen (1995) et Verry *et al.* (2011).

Les caractéristiques physiques et hydrologiques de la tourbe provenant de Saint-Gilles (Belleau 1988; Belleau *et al.* 1992) sont résumées au Tableau 2.2. La densité augmente jusqu'à une certaine profondeur, puis diminue fréquemment par la suite (Plamondon et Belleau 1991), et est attribuable à une couche de tourbe ligneuse plus ancienne dominée par le carex. Dans des tourbières boisées au Québec, la densité maximale est atteinte à 45 cm à Saint-Anaclet et Cabano (Bélair *et al.* 2003), à 50 cm à Lemieux, à 55 cm à Saint-Gilles (Plamondon et Belleau 1991) et à 70 cm au sud-est de Rivière-du-Loup (Prévost *et al.* 1997). La porosité totale a été calculée à partir de la densité apparente en utilisant une densité de la matière organique de 1,50 g cm^{-3} proposée par Päivänen et Hänell (2012), ce qui est similaire à la valeur obtenue

(1,48 g cm^{-3}) pour un fen boisé et un marécage en Alberta par Redding et Devito (2006). La porosité de drainage a été obtenue par la courbe de tarissement du débit (Belleau 1988; Lagacé 1981).

Tableau 2.1 Rétention en eau et conductivité hydraulique saturée selon la texture du sol

Texture	***Porosité totale (cm^3 cm^{-3})***	***Nombre échantillons***	***1 écart-type (cm^3 cm^{-3})***	***Capacité au champ (cm^3 cm^{-3})***	***Rendement spécifique (cm^3 cm^{-3})***	***Conductivité hydraulique saturée (m d^{-1})***
Sable	0,437	762	0,374-0,500	0,09	0,347	5,04
Sable loameux	0,437	338	0,368-0,506	0,13	0,307	1,47
Loam sableux	0,453	666	0,351-0,555	0,21	0,243	0,622
Loam	0,463	383	0,375-0,551	0,27	0,193	0,317
Loam limoneux	0,501	1206	0,420-0,582	0,33	0,171	0,163
Sable limono-argileux	0,398	498	0,332-0,464	0,26	0,138	0,103
Loam argileux	0,464	366	0,409-0,519	0,32	0,144	0,055
Loam limono-argileux	0,471	689	0,418-0,524	0,37	0,101	0,036
Argile sableuse	0,430	45	0,370-0,490	0,34	0,09	0,029
Argile limoneuse	0,479	127	0,425-0,533	0,39	0,079	0,0216
Argile	0,475	291	0,427-0,523	0,40	0,075	0,0144
Tourbe fibrique	0,93			0,28	0,65	24,2
Tourbe mésique	0,88			0,62	0,26	0,173
Tourbe humique	0,83			0,71	0,12	0,0096

Tableau 2.2 Caractéristiques physiques et hydrologiques de la tourbe à Saint-Gilles

Profondeur (cm)	***Densité apparente ($g\ cm^{-3}$)***	***[1]Porosité totale ($cm^3\ cm^{-3}$)***	***Classe de profondeur (cm)***	***Rendement spécifique ($cm^3\ cm^{-3}$)***	***Conductivité hydraulique saturée ($m\ d^{-1}$)***
10	0,090	0,94	0-10	0,65	
20	0,124	0,92	10-20	0,44	3,23
40	0,136	0,91	20-40	0,10	0,34
60	0,150	0,90	40-60	0,05	0,005
80	0,122	0,92	60 +		0,004

[1] Calculée avec une densité de la matière organique de 1,50 g cm^{-3} (Päivänen et Hänell 2012)

Les valeurs de la conductivité hydraulique ont été obtenues sur le terrain par la méthode du trou à la tarière (Belleau *et al.* 1992). Les mesures répétées à diverses profondeurs à Saint-Gilles sont similaires à celles de Saint-Jean-Chrysostome (Plamondon et Belleau 1991), mais en général plus faibles que celles obtenues avec la même méthode à Lemieux (Plamondon et Belleau 1991), Saint-Anaclet, Cabano (Bélair *et al.* 2003) et près de Rivière-du-Loup (Prévost *et al.* 1997). Il est à noter que les valeurs précédentes reflètent principalement la composante horizontale de l'écoulement qui suit l'orientation des fibres, comme d'autres l'on observé (Boelter 1965; Edil *et al.* 1986; Beckwith *et al.* 2003). Ces données obtenues dans la plaine du Saint-Laurent et dans les Appalaches se situent de part et d'autre des valeurs médianes présentées au Tableau 2.1. Des conductivités hydrauliques du même ordre de grandeur que celles obtenues dans les Appalaches sont rapportées par Price (2003) à 75 cm de profondeur dans une tourbière du Lac-Saint-Jean.

Autour de 50-100 cm de profondeur, les sols organiques sont saturés en permanence et la faible perméabilité des sols à cette profondeur réduit fortement la circulation de l'eau. Les couches supérieures sont moins décomposées et leur teneur en eau est généralement plus élevée, en raison de la remontée capillaire et des apports par la précipitation. Ainsi, il y a peu d'espace disponible pour le stockage de l'eau

(porosité de drainage). Après une pluie, la teneur en eau ne diminue pas rapidement pour atteindre la capacité au champ, comme dans un sol bien drainé. Dans un sol mal drainé, la différence de la teneur en eau entre la saturation et la capacité au champ (Paavilainen et Päivänen 1995) surestime fortement l'espace disponible pour stocker la pluie. Cependant, durant les périodes sans apport d'eau, la teneur en eau est réduite principalement par la transpiration. Holden et Burt (2003) notent que l'eau est perdue seulement par la transpiration lorsque le niveau de la nappe correspond à la conductivité hydraulique de 0,006 m d^{-1}.

En somme, la faible conductivité hydraulique de la tourbe décomposée et des sols minéraux fins caractérisant les milieux humides favorise la perte d'eau par évapotranspiration en été, au détriment de la recharge de la nappe phréatique ou des étiages, tel que discuté dans la section 2.3 portant sur les fonctions hydrologiques contrôlées par le sol.

2.2 PERTURBATIONS PHYSIQUES ET HYDROLOGIQUES DU SOL

Les opérations forestières sur les sols hydriques des marécages et des tourbières sont susceptibles de laisser des ornières (Grondin *et al.* 2005). L'orniérage cause la compaction ou le barattage du sol dont l'intensité varie selon la texture, la teneur en eau (Green *et al.* 1983, dans Preston 1996; Aust *et al.* 1995) et le nombre de passages de la machinerie (Boileau *et al.* 2013). La compaction ou le barattage du sol minéral maintient le site plus humide en réduisant la conductivité hydraulique (Aust et Lea 1992; Aust *et al.* 1995; Miwa 1998; Kvaerner et Klove 2008; Xu *et al.* 1999, 2002) au désavantage de la croissance forestière. Il est à noter que l'effet contraire peut être observé en sol bien drainé où la compaction d'un sol grossier peut avoir un effet positif en réduisant la dimension des pores, ce qui augmente la rétention en eau pour les plantes (Arnup 1998; Brais 2001; Powers *et al.* 2005; Page-Dumroese *et al.* 2006). Les

études hydrologiques portant sur les effets des perturbations du parterre de coupe sont peu nombreuses.

Les modifications des propriétés du sol par les opérations forestières ainsi que les bonnes pratiques d'aménagement forestier au Canada (Annexe 1) sont traitées par divers auteurs (Potvin *et al.* 1997; Prévost *et al.* 2001; Sutherland 2005, 2006a,b,c, 2007, 2009; Plamondon 2006; Gillies 2007; Boileau *et al.* 2013; Jutras *et al.* 2013; Partington *et al.* 2016; FMWSI 2018).

2.3 FONCTIONS HYDROLOGIQUES ET PROPRIÉTÉS HYDROLOGIQUES DU SOL

Les propriétés hydrologiques des sols affectent directement la recharge de la nappe phréatique, les débits d'étiages et les débits de crue. La rétention des sédiments dépend plutôt de la localisation et de la configuration des milieux humides et, par conséquent, de leur catégorie définie au chapitre 3. Cet aspect du rôle des milieux humides est traité en relation avec la récolte forestière dans les sections appropriées. Les autres substances n'ont pas été considérées dans ce document. Ces fonctions hydrologiques, en apparence positives et non confirmées pour tous les milieux humides, peuvent être considérées négatives selon le service attendu (Bullock et Acreman 2003). Une forte croissance végétale s'avère positive pour la fixation du carbone et la production ligneuse mais la diminution du débit, particulièrement en étiage, est vue négativement par l'utilisateur en aval. Les trois fonctions précitées sont traitées en relation avec les propriétés du sol dans les sections suivantes.

2.3.1 Recharge de la nappe phréatique

En considérant les faibles conductivités hydrauliques que l'on retrouve à une certaine profondeur dans les milieux humides, ces derniers réduisent la percolation par rapport à un sol plus perméable. Cependant, la forte capacité de rétention en eau des sols augmente la période durant laquelle l'eau peut s'infiltrer en l'absence d'une

couche totalement imperméable. Sather et Smith (1984) concluent, à partir d'une revue de la littérature, que la plupart des milieux humides ne contribuent pas à la recharge de la nappe phréatique. Cette fonction n'est pas significative selon Carter *et al.* (1978). Schiff *et al.* (1998) rapportent le cas d'un bog bombé isolé qui ne contribue pas à la recharge de la nappe phréatique. Au Wisconsin, la proportion des pertes totales attribuée à la recharge de la nappe phréatique en milieu boisé a été de 28, 22 et 2 % pour une plaine d'inondation, deux bogs et deux marécages (Novitzki 1982). Ces valeurs et celles obtenues sur d'autres milieux humides démontrent une recharge variable selon le type de milieu humide dans le même environnement climatique.

2.3.2 Débit d'étiage en période de croissance

La nappe phréatique de surface dans les milieux humides boisés sous nos conditions climatiques est près de la surface au printemps, puis elle descend en été (Mitsch et Gosselink 2015) généralement sous le niveau des racines (Dubé *et al.* 1995). La perte d'eau est alors contrôlée par l'évapotranspiration (Verry 1988; Brooks *et al.* 2011) qui diminue avec la profondeur de la nappe (Romanov 1968; Verry 1997). Ce rabattement de la nappe dans les couches de moins en moins conductrices réduit rapidement le débit relâché par les milieux humides durant les périodes sèches (Kvaerner et Klove 2008; Brooks *et al.* 2011), alors que les besoins sont les plus importants. Selon Adamus et Stockwell (1983), peu de milieux humides augmentent le débit de base. En présence d'une végétation éparse, d'une précipitation élevée, d'une évapotranspiration faible et d'un milieu pouvant stocker beaucoup d'eau, il est possible que le débit d'étiage augmente à l'exutoire d'un milieu humide (Novitzki 1978).

À cause de leur grande capacité de rétention en eau, les propriétés hydrologiques des sols des milieux humides sont fréquemment assimilées à celles d'une éponge (Richardson et Siccama 2000), particulièrement lorsqu'il s'agit de la tourbe (Bacon *et al.* 2017). Cependant, Richardson et Siccama (2000) ont démontré que la quantité d'eau retenue à la capacité au champ par la tourbe mésique et un loam

sableux sur une base volumétrique est nettement plus élevée que celle d'une éponge qui perd son eau rapidement. L'impossibilité de presser le sol pour en extraire l'eau et soutenir le débit d'étiage est une autre différence avec l'hydrologie de l'éponge (Bacon *et al.* 2017).

2.3.3 Débit de crue

Le milieu humide minéral ou organique peut stocker une pluie importante durant l'été, alors que la nappe phréatique de surface est basse en raison de l'évapotranspiration. Cet espace de stockage estival a réduit de 20 % en moyenne les débits de pointe à l'exutoire d'un fen par rapport aux pointes provenant du bassin versant en amont de la tourbière (Kvaerner et Klove 2008). Durant une période humide, comme au printemps, la faible conductivité hydraulique du sol facilite sa saturation. L'espace de stockage devenant pratiquement inexistant, tout apport supplémentaire d'eau contribue à la crue dont la magnitude dépendra de l'intensité de la pluie et de la fonte au printemps. Paavilainen et Päivänen (1995) relatent des études européennes montrant un fort débit en période d'apports d'eau et un tarissement en été sur les bassins avec tourbières. Acreman et Holden (2013) arrivent à la conclusion que les milieux humides favorisent les inondations, comme les sols imperméables par rapport aux sols très perméables. À l'encontre du faible espace de stockage disponible en période humide, Webster *et al.* (2015), dans leur revue de la littérature, mentionnent que les milieux humides stockent l'eau en période humide et relâchent lentement l'eau en période sèche.

Outre l'effet des caractéristiques du sol traité au paragraphe précédent, le rôle des milieux humides sur la crue dépend aussi d'autres facteurs, notamment leur localisation, d'où la remarque de Mitsch et Gosselink (2015) soulignant que certains milieux humides contribuent à régulariser le débit. D'où la nécessité d'analyser le rôle des milieux humides par catégorie dans le reste du texte. Prenger et Crisman (2001) affirment que les milieux humides forestiers en Amérique du Nord diminuent les

inondations et améliorent la qualité de l'eau, tout en soulignant qu'il est difficile de séparer les effets de l'aménagement forestier de ceux des perturbations naturelles. Cependant, lors d'événements extrêmes (récurrence de 50-100 ans), il est bien reconnu que les milieux humides (Adamus et Stockwell 1983; Acreman et Holden 2013), comme la présence de forêts (Calder 2005; Cosandey et Robinson 2000; Guillemette *et al.* 2005; Tremblay *et al.* 2008; Barry *et al.* 2009) sur un bassin versant, ne peuvent pas contrôler les inondations qui découlent de ces événements.

3. CATÉGORIES DE MILIEUX HUMIDES

3.1 CLASSIFICATION HYDRO-GÉOMORPHOLOGIQUE

L'absence de consensus sur les fonctions hydrologiques des milieux humides considérés dans leur ensemble nous incite à traiter leur rôle par catégories. Les milieux humides dans cette étude sont d'abord divisés en deux zones de localisation, soit les milieux humides dans la plaine d'inondation et ceux en dehors de la plaine d'inondation (Tiner 2014). Les milieux humides de la plaine d'inondation correspondent aux écosystèmes ripicoles de Mitsch et Gosselink (2015) qui sont inondés par un cours d'eau. Les autres milieux humides ripicoles sur une berge trop élevée pour être inondée sont regroupés avec les milieux humides situés hors des plaines d'inondation, même s'ils sont directement en contact avec le réseau hydrographique via un lit de cours d'eau ou par un ruissellement de surface occasionnel (Wilcox *et al.* 2011). On y regroupe aussi les autres milieux humides qui sont géographiquement isolés des cours d'eau (Tiner *et al.* 2002; Tiner 2003ab), même si certains y sont hydrologiquement connectés (Leibowitz 2015) par des écoulements souterrains lents dans des sols fins, ou rapides dans des sols grossiers (Winter et LaBaugh 2003).

La plupart des systèmes de classification des milieux humides (Cowardin *et al.* 1979; Tiner 1999; Mitsch et Gosselink 2015) ou des tourbières (Evans et Warburton 2010; Rydin et Jeglum 2013) utilisent l'hydrologie et la topographie à différents niveaux hiérarchiques pour regrouper les milieux humides en quatre (Golet et Larson 1974; Novitzki 1982; Brinson 1993;), six (Mitsch et Gosselink 2015), sept (Smith *et al.* 1995; Acreman et Mountford 2010) classes ou plus. Une approche hydro-géomorphologique (Sidle et Onda 2004) basée sur les sources d'eau et la connectivité avec le réseau hydrographique a été proposée par Brooks *et al.* (2011). Smith *et al.* (1995) réfèrent aux milieux humides - (i) plats sur sol minéral ou organique localisés sur la plaine

d'inondation ou entre les cours d'eau, - (ii) de dépression (incluant l'étang vernal), et - (iii) en pente alimenté par le suintement ou la nappe phréatique (fens).

Au Québec, les milieux humides ont été classés en quatre types (étang, marais, marécage, tourbière) en considérant l'hydrologie, la végétation et le sol (Bazoge *et al.* 2015). En tenant compte de l'hydro-géomorphologie, de la distribution des milieux humides dans le bassin versant, de la présence potentielle de la forêt et des études portant sur la récolte forestière, le texte est organisé en cinq catégories de milieux humides ou de situations.

3.2 Catégorie 1 - Milieux humides forestiers de la plaine d'inondation

Les tourbières et les marécages boisés de la plaine d'inondation doivent leur existence au débordement au-dessus du niveau du sol de l'eau provenant des cours d'eau et des lacs, à l'alimentation par la nappe phréatique qui affleure dans la plaine d'inondation (Couillard et Grondin 1986; Gosselink et Turner 1978), ou à la marée le long du Fleuve Saint-Laurent, dans la région de Québec (Couillard et Grondin 1986). L'intensité, la durée et la fréquence des inondations peut varier en fonction des terrasses (Bedinger 1981), des crêtes et des creux (Cronk et Fennessy 2001) dans la plaine inondable, de même qu'en fonction du régime hydrologique du cours d'eau. Les auteurs ne connaissent pas d'études reliées aux opérations forestières sur ces milieux au Québec. Cependant, dans le sud-est des États-Unis, les plaines d'inondation (*riverine and alluvial floodplains*), selon Brinson (1993) et Smith *et al.* (1995), ont fait l'objet d'études hydrologiques et forestières.

3.3 CATÉGORIE 2 - MARÉCAGES BOISÉS

Les milieux humides de terrains en pente faible sont alimentés principalement par les précipitations et un écoulement latéral plus ou moins important, selon la distance de la ligne de partage des eaux. Ils ne sont pas situés dans des plaines inondables, donc hors de l'influence de milieux hydriques pouvant y déborder lors d'épisodes de crues. Les sols minéraux hydromorphes qui les caractérisent ont des propriétés physiques qui favorisent un écoulement lent de l'eau souterraine. Ils possèdent des humus organiques de moins de 30 cm d'épaisseur. Les effets de la récolte forestière ont été étudiés sur des marécages forestiers en terrain plat dans la plaine du Saint-Laurent (Dubé *et al.*1995; Pothier *et al.* 2003; Jutras *et al.* 2006; Marcotte *et al.* 2008; Prévost et Gauthier 2013). Ces marécages étaient localisés sur un sol présentant un horizon induré situé à environ 50 cm de profondeur, favorisant le maintien d'une nappe phréatique près de la surface. Le marécage plat est un type de milieu humide mentionné par le Groupe de travail national sur les terres humides (1988). Les effets des opérations forestières ont aussi été étudiés dans des marécages arborescents du sud-est des États-Unis, qui sont décrit en tant que sols minéraux plats (*wet pines flats ; flatwoods cypress swamp*) selon les classifications de Brisson (1993) et Smith *et al.* (1995).

3.4 CATÉGORIE 3 - ÉTANGS VERNAUX FORESTIERS

L'étang vernal forestier est formé d'une dépression qui stocke de l'eau en période humide et qui s'assèche normalement, en période estivale (Boone *et al.* 2017; Brooks et Hayashi 2002; Javornik et Collinge 2016; Kolka *et al.* 2011). Toutefois, l'eau peut demeurer en permanence certaines années (Tiner *et al.* 2002). Il est à noter que Tiner *et al.* (2002) classent l'étang vernal dans le groupe des milieux humides de dépression, qui sont inclus dans une autre catégorie dans le présent texte. Ces étangs de faible profondeur souvent localisés dans une dépression du roc s'étendent

généralement sur une superficie de moins de 0,1 ha et l'entourbement n'est pas la norme dans ces écosystèmes (Roux 2019).

3.5 CATÉGORIE 4 - TOURBIÈRES FORESTIÈRES DANS UN BASSIN DE TÊTE

Nous avons classé dans cette catégorie les tourbières ayant fait l'objet d'études hydrologiques à la suite de la récolte forestière. On y retrouve premièrement les tourbières forestières en terrain plat localisées près de la ligne de partages des eaux à Saint-Gilles, dans la plaine du Saint-Laurent (Dubé *et al.* 1995), ou la ceinture d'argile du nord-est de l'Ontario (Roy *et al.* 1997). Un deuxième groupe est constitué de tourbières au Minnesota localisées dans une vallée partiellement entourée de versants et donnant généralement naissance à un cours d'eau (Sebestyen *et al.* 2011b). Les apports d'eau sont dominés par la précipitation ou l'écoulement provenant des versants, selon le cas.

Le terme tourbière de dépression est aussi utilisé pour identifier une large gamme de milieux tourbeux et les différencier des tourbières en pente (Ferlatte *et al.* 2015). Les tourbières de dépression ont fait l'objet de nombreuses études hydrologiques, notamment dans la plaine du Saint-Laurent et en Ontario. Les résultats de ces études ont été révisés afin de discuter de leurs fonctions hydrologiques. Dans la plaine du Saint-Laurent, le till et l'argile, peu perméables, ont favorisé l'accumulation de tourbe dans les dépressions (Ferlatte *et al.* 2015). Les tourbières de dépression étudiées par ces derniers sont normalement constituées d'un bog entouré d'un fen, et même d'un marécage. Elles peuvent être alimentées par la nappe phréatique (Whiteley et Irwin 1986), l'écoulement hypodermique, et le ruissellement de surface au printemps (Ferlatte *et al.* 2015). Des échanges dans les deux directions avec la nappe phréatique locale (Ferlatte *et al.* 2015) se produisent selon la saison et la localisation de chaque entité. L'écoulement d'un milieu humide de dépression peut donner naissance à un cours d'eau ou s'écouler de façon diffuse (Brinson 1993) dans le sol vers d'autres

composantes d'un complexe de milieux humides avant d'atteindre le réseau hydrographique. Le texte sera organisé, au besoin, en sous-catégories, notamment les milieux humides alimentés par la nappe phréatique locale (Annexe 2) ou perchée (Todd *et al.* 2006), ou par l'aquifère régional (Roulet 1990b; Ferlatte *et al.* 2015; Quillet *et al.* 2017).

3.6 Catégorie 5 - Effets cumulatifs des milieux humides d'un grand bassin versant

Le terme grand bassin versant est utilisé pour mettre l'emphase sur le rôle hydrologique des milieux humides répartis sur des bassins versants de dimensions très variables. La superficie de la plupart des bassins analysés varie entre 20 à 4 700 km^2. Les catégories précédentes de milieux humides traitent de l'effet local de la coupe sur l'hydrologie des milieux humides eux-mêmes ou de petits bassins versants auxquels ils contribuent. Le rôle hydrologique des milieux humides sur un grand bassin versant dépend de leur type, de leur étendue, de leur localisation et de leur connectivité avec le réseau hydrographique (Ogawa et Male 1986). L'effet de la coupe est affecté par ces mêmes variables, mais il n'y a pas d'étude portant sur la récolte exclusive des milieux humides sur une partie ou l'ensemble d'un grand bassin versant. À cause de la dispersion des coupes forestières dans le temps et l'espace, il est très peu probable que la récolte chez les propriétaires forestiers privés couvre une proportion importante de milieux humides dans un grand bassin versant. La récolte concentrée sur une partie d'un grand bassin étant possible, une révision des connaissances sur les effets cumulatifs des milieux humides sur l'hydrologie des grands bassins est justifiée.

4. MILIEUX HUMIDES FORESTIERS DE LA PLAINE D'INONDATION (CATÉGORIE 1)

4.1 EFFETS DE LA COUPE

Le milieu humide de la plaine d'inondation, dans ce texte, désigne celui qui est périodiquement inondé par le débordement d'un lac ou d'un cours d'eau. Un corollaire de cette caractéristique est que ce type de milieu humide n'est pas inondé pendant la très large majorité de la saison de croissance, permettant ainsi le développement de peuplements forestiers. C'est une partie du système riverain des cours d'eau (Ward 1998); l'autre composante n'est pas inondée, mais elle peut inclure des milieux humides. Les résultats d'études portant sur la foresterie des milieux humides riverains proviennent surtout du sud-est des États-Unis. La régénération naturelle après la récolte est privilégiée sur ces milieux. Elle provient des rejets de souches, de la régénération préétablie et des graines enfouies ou apportées (Aust *et al.* 2019).

Dans un milieu humide de la plaine d'inondation décrit comme un marécage forestier sur un loam argileux situés près de Mobile, en Alabama (Aust et Lea 1992), le traitement par abattage manuel avec extraction en hélicoptère a été comparé à celui de l'extraction simulée avec débusqueuse sur roues de caoutchouc. Dans le premier traitement, le sol a été compacté et la conductivité hydraulique réduite à l'emplacement de la chute des troncs lors de l'abattage. Le deuxième traitement a produit de nombreuses ornières de 30 cm de profondeur. Par rapport à la récolte par hélicoptère, le deuxième traitement a provoqué durant les deux saisons de croissance suivantes une plus grande remontée de la nappe phréatique attribuable à une plus forte réduction de l'évapotranspiration et de la conductivité hydraulique (Aust et Lea 1992). Sept ans après la récolte, la nappe phréatique était plus basse pour les deux traitements par rapport à une forêt témoin non récoltée, à cause d'une

évapotranspiration plus élevée par la régénération dense et vigoureuse. Cependant, durant la période d'inondation, la nappe est haute partout et le traitement n'a aucun effet significatif (Aust et Lea 1992; Aust *et al.* 1997). La restauration végétale des sites 7 ans après la récolte a été attribuée à la déposition des sédiments, à l'intensité des rejets de souches d'espèces tolérantes aux inondations et aux effets des variations de la teneur en eau du sol sur le rétrécissement et l'expansion des sols (Aust *et al.* 2019).

La première année suivant la récolte forestière, la rétention de sédiments durant les inondations a été similaire à celle de la forêt. Cependant, le captage a été 80 à 70 % supérieur jusqu'à la 7^{e} année à cause de la présence abondante de plantes herbacées dans les secteurs récemment récoltés (Aust *et al.* 1997; Warren 2001). Après 12 ans, la rétention de sédiments dans l'aire récoltée est encore 50 % plus élevée par rapport à la forêt, même si la végétation herbacée est en partie remplacée par un jeune couvert forestier (Warren 2001). Les espèces végétales étaient similaires à celles d'avant la récolte pour les deux traitements. Cependant, la biomasse aérienne était plus élevée pour le traitement avec débusqueuse 7, 16 et 24 ans après la récolte, ce qui a été attribué au captage plus élevé de sédiments et aux débris ligneux enterrés (Aust *et al.* 1997, 2019). Aust *et al.* (2019) concluent que ces sites et les peuplements sont résilients et peuvent être aménagés durablement.

Sur un bassin de la plaine d'inondation au nord de Mobile, en Alabama, Lockaby *et al.* (1994, 1997c) ont suivi les effets de la récolte avec une abatteuse et une débardeuse sur 20 % de la superficie du bassin, tandis que le reste était abattu manuellement et extrait par hélicoptère. Ces opérations, sans mise en andins et brûlage des déchets, ont eu un effet contraire à l'étude précédente sur le niveau de la nappe phréatique. La diminution du niveau de la nappe phréatique a été attribuée à l'exposition de la surface organique foncée des sols qui a permis d'absorber l'énergie solaire et augmenter l'évaporation de l'eau du sol. Peu d'effets sur les sédiments en suspension et la qualité de l'eau des cours d'eau ont été notés. La concentration de sédiments en suspension dans les cours d'eau n'a pas augmenté d'un point de vue

statistique, mais a été plus élevée que dans les cours d'eau du bassin témoin à quatre reprises au cours des 17 mois de l'étude. Les sites sous les deux traitements sont bien régénérés avec une bonne distribution des arbres 10 ans après la récolte (Aust *et al.* 1998c). Ces auteurs considèrent que les deux traitements produiront des peuplements à maturité similaires en volume et en espèces.

La coupe à blanc et la coupe partielle dans une plaine d'inondation au Texas ont augmenté respectivement de 19 et 15 cm le niveau de la nappe phréatique la première année après la récolte (Wang 1996, dans Sun *et al.* 2001). L'augmentation a été réduite à 6 cm la deuxième année, sans différence entre les deux traitements.

Sur des marécages couverts de peuplements feuillus de la plaine d'inondation de la rivière Flint qui origine des Piedmonts, en Géorgie, une coupe partielle forte (90 % de la surface terrière enlevée) n'a pas affecté la profondeur d'aération dans les sols. Cependant, une nette réduction (14 cm) de la profondeur d'aération avec la remontée de la nappe phréatique a été observée à la suite de la coupe totale (Lockaby *et al.* 1997b). La conductivité hydraulique des sols a nettement diminué sous les ornières qui couvraient 5 % de la superficie des parcelles, comme l'ont observé Aust et Lea (1992). Lockaby *et al.* (1997b) ont observé pendant une inondation une diminution du taux de déposition des sédiments après la coupe malgré la présence d'ornières qui augmentent la rugosité. Cette réduction est plus forte dans la coupe totale et les auteurs soulignent qu'il s'agit d'une situation transitoire car leur étude s'étend sur une courte période avant la régénération sur les aires de récolte.

Dans la plaine d'inondation de la rivière Edisto, en Caroline du Sud, la récolte par hélicoptère a été comparée à celle par débusqueuse qui a laissé des ornières importantes. Une abondante présence de plantes herbacées s'est installée durant l'année suivant les deux traitements. Un an après le traitement avec la débusqueuse, la rugosité de la surface et la croissance des plantes herbacées a favorisé une déposition de sédiments plus élevée durant les inondations, comparativement à une zone non

récoltée (Perison *et al.* 1997). Durant les 7 années suivantes, la sédimentation était plus élevée dans les deux traitements par rapport au témoin. Ce dépôt et la production de matière organique ont réduit la densité de la couche supérieure du sol (7,5 cm) (Rapp *et al.* 2001). Ces auteurs ont conclu que les effets de la récolte étaient de courte durée et que la récolte avec débusqueuse était appropriée sur ces milieux humides.

CHEMINS

Les chemins construits selon de mauvaises pratiques dans la plaine d'inondation peuvent altérer, même à long terme, le niveau et l'écoulement de la nappe phréatique (Rummer *et al.* 1997) ainsi que la direction de l'écoulement (Lockaby *et al.* 1997b). En Géorgie, Rummer *et al.* (1997) ont démonté qu'une surface de roulement composée de 15 cm de gravier, qui n'a pas pu s'incruster dans la sous-fondation compactée, a produit plus d'apports de sédiments dans les fossés par rapport à l'utilisation de 30 cm de gravier ou de matériel local compacté. Cependant, la faible vitesse de l'écoulement dans les fossés en période d'inondation favorise la déposition des particules et il n'y a pas de transport de sédiments en dehors de l'emprise des chemins (Rummer *et al.* 1997). Ce même constat a été fait par Appleboom *et al.* (2001, 2002) pour les chemins sur marécages plats de la Caroline du Nord.

4.2 FONCTIONS HYDROLOGIQUES ET RÉCOLTE FORESTIÈRE

Les milieux humides de la plaine d'inondation contribuent à stocker l'eau particulièrement pendant les inondations (Hammer 1992; Poole *et al.* 2006; Rassam *et al.* 2006; Amoah *et al.* 2012), à réduire la vitesse d'écoulement de l'eau de crue par la rugosité des berges (Carter *et al.* 1978), de la microtopographie (Kvaerner et Klove 2008; Frei et Fleckenstein 2014), de la végétation (Hupp et Osterkamp 1996) et d'autres obstacles (Hammer 1992; Holden *et al.* 2007; Holden *et al.* 2008; Frei *et al.* 2010), ce qui réduit le volume (Abedini *et al.* 2006) et la pointe de crue (Carter *et al.* 1978; Verry et Boelter 1978; Walton *et al.* 1996; Gamble *et al.* 2007). Bullock et

Acreman (2003), Keddy (2010), Acreman et Holden (2013) et Mitsch et Gosselink (2015) soulignent que les milieux humides de la plaine d'inondation sont particulièrement efficaces pour réduire les débits de crue. Rutherfurd *et al.* (2007) et Abu-Aly *et al.* (2019) précisent cependant que la végétation riparienne et de la plaine d'inondation augmentent le niveau d'eau et l'étendue inondée. Cet effet dans la partie amont d'un bassin se traduit par une diminution de la crue en aval (Rutherfurd *et al.* (2007).

L'effet de la réduction de la vitesse d'écoulement sur le débit de pointe provenant d'une tourbière a été simulé par Gao *et al.* (2018). La zone riveraine couverte par la linaigrette (*Eriophorum* spp.) a été comparée avec la sphaigne (*Sphagnum* spp.), en supposant que la vitesse d'écoulement sur la sphaigne est de 50 % de celle de l'autre couvert. Cette réduction de la vitesse d'écoulement diminue la pointe simulée de 10 et 5,6 % pour des pluies de 20 et 50 mm, respectivement. Fossey *et al.* (2016) concluent, à la suite de la simulation hydrologique, que les milieux humides riverains accentuent la réduction du débit d'étiage lors de sécheresse sévères et l'augmentation des crues à la suite des apports extrêmes. Cependant, les milieux riverains inondés ne sont pas séparés des autres milieux humides riverains dans la simulation par ces derniers.

Le cas fréquemment cité pour supporter l'efficacité des milieux humides riverains inondés est la faible crue de la rivière Charles à la suite d'un ouragan par rapport à celle d'une rivière voisine, au Massachussetts. Les milieux humides riverains couvrent 7 % de la superficie du bassin (477 km^2) et permettent de stocker un grand volume d'eau. Il est noté que les milieux humides sont pratiquement absents du bassin de la rivière voisine (Carter *et al.* 1978), mais aucune information n'est donnée sur les superficies inondables des deux rivières, ce qui permettrait de prouver ou de réfuter le rôle des milieux humides. Le rôle du stockage de l'eau dans la plaine d'inondation sur la réduction des débits de pointe a été démontré par Hillman (1998) à la suite du bris d'un barrage de castor, en Alberta. Un milieu humide minéral et organique (fen) de

90 ha a absorbé en partie les 15 000 m^3 d'eau reçus (épaisseur de 8,3 mm d'eau étalée sur le milieu humide). Le milieu plat a favorisé l'étalement de l'eau dont la vitesse a été réduite par la végétation arborescente, arbustive et herbacée, ce qui a produit une pointe 15 fois plus faible en aval du milieu humide. Cette forte réduction est obtenue parce que la hauteur de la crue permet l'étalement de l'eau sur toute l'étendue du milieu humide. Une onde de crue plus basse ou un milieu humide sur une berge au-dessus de l'onde de crue auraient eu des effets différents. Chaque situation étant unique, il faut généraliser avec précaution.

La réduction de la vitesse d'écoulement de l'eau de crue et surtout la rugosité hydraulique de la surface du sol inondé favorisent la déposition de particules (Hupp et Bazemore 1993), de nutriments (Acreman et Holden 2013), et de certains polluants (Jenkins et Greenway 2005; Joyce 2012). Carter *et al.* (1978) soulignent que la végétation sur les berges des milieux humides de la plaine d'inondation joue un rôle pendant les inondations, soit - (i) d'amalgamer le substrat déjà en place, - (ii) de dissiper l'énergie de l'écoulement de l'eau de crue, et - (iii) de retenir les sédiments en suspension dans cette eau de crue.

Après la crue et durant la saison de croissance hors crue, un milieu humide de la plaine d'inondation qui supporte un boisé n'est pas plus efficace pour réduire la crue qu'une forêt en milieu terrestre non humide où le sol offre généralement plus d'espace pour stocker l'eau, comme le soulignent Acreman et Holden (2013). Si le milieu humide est une tourbière, il y a encore moins d'espace pour stocker l'eau même après une période sèche (Gao *et al.* 2018). Le stockage graduel de l'eau dans les milieux humides de la plaine d'inondation au début de la période de crue peut contribuer à désynchroniser le débit de crue, mais la décharge de l'eau phréatique lorsque l'inondation se prolonge peut augmenter le débit de pointe (Adamus et Stockwell 1983). Après la crue, l'eau stockée dans les sols des milieux humides de la plaine d'inondation contribue au débit de base des cours d'eau (Whiting et Pomeranets 1997; Chen et Chen 2003).

Le consensus autour de la réduction des débits de pointe et de l'augmentation des débits d'étiages et de la possible recharge de la nappe phréatique n'est pas remis en cause par la récolte forestière. L'aire récoltée dans la plaine d'inondation est très faible par rapport à la superficie du bassin versant et, de ce fait, les effets des traitements sylvicoles sur le débit de pointe sont plutôt négligeables par rapport aux inondations saisonnières (Perison *et al.* 1997). La récolte ne réduit pas l'espace pour l'étalement de l'eau de crue. Une revue des études par Lockaby *et al.* (1997a) montre que la coupe a très peu d'effet sur la durée de la période d'inondation. Indirectement, l'augmentation générale du captage des sédiments durant de nombreuses années après la récolte indique plutôt une réduction de la vitesse d'écoulement par les aspérités additionnelles provenant des rebus de coupe, des ornières et, ultérieurement, de la régénération. Cet effet favorise une réduction de la pointe de crue. Cependant, les ornières ainsi que les chemins d'accès doivent être minimisés et orientés plutôt en diagonale avec les rives pour éviter une augmentation du transport de sédiments. La récolte forestière augmente le niveau de la nappe phréatique, sauf exception, et le stockage de l'eau à la suite de l'amélioration de la porosité du sol par la déposition de sédiments. Cela favorise la recharge de la nappe si la perméabilité du sol le permet et contribue à augmenter le débit d'étiage entre les périodes de crue.

Lorsque le système sylvicole et les opérations forestières sont appropriés et que les meilleures pratiques sylvicoles (Schilling *et al.* 2019) sont appliquées, les effets de cette dernière sont de courte durée (Lockaby *et al.* 1997a; Aust *et al.* 2019) et l'aménagement forestier est durable (Aust *et al.* 2019).

5. MARÉCAGES BOISÉS (CATÉGORIE 2)

5.1 EFFETS DE LA COUPE - SAINT-GILLES ET VILLEROY, DANS LA PLAINE DU SAINT-LAURENT

5.1.1 Caractéristiques des sites étudiés

À Saint-Gilles de Lotbinière (Dubé *et al.* 1995), la récolte a été effectuée sur des parcelles rectangulaires de 80 x 120 m dont toutes les parties étaient situées à moins de 50 à 150 m de la ligne de partage des eaux. Des blocs récoltés de 50 x 50 m ont été utilisés à Villeroy et aucune localisation par rapport à la ligne de partage des eaux n'a été rapportée (Pothier *et al.* 2003; Prévost et Gauthier 2013). Le niveau de la nappe phréatique ainsi que l'interception estivale ont été mesurés sur les deux sites, mais puisque l'aire de récolte ne correspond pas à un bassin versant, le débit n'a pas été mesuré. Les marécages ont une couche de sol induré (densité $>$ 1,65 g cm^{-3}) à 50 cm de profondeur à Saint-Gilles, et autour de 80-100 cm de profondeur à Villeroy, ce qui explique le mauvais drainage et la présence de sols hydromorphes typiques (Dresser et Denis 1946; Dubé *et al.* 1995; Pothier *et al.* 2003). Le sous-groupe de sol dominant est le podzol humo-ferrique gleyifié (CEPPPAC 1987). L'épaisseur de la couche de matière organique varie entre 10 et 30 cm. L'épinette rouge (*Picea rubens*) et le sapin baumier (*Abies balsamea*) dominent le couvert. La profondeur d'enracinement est de 20-25 cm. La précipitation normale (1981-2010) annuelle et celle de la période mai à octobre se situent respectivement autour de 1 170 et 670 mm dans l'aire englobant les deux localités (Environnement Canada 2019).

En période de croissance, sous les conditions forestières de Saint-Gilles, la profondeur moyenne de la nappe phréatique varie autour de 54-65 cm sous des points surélevés de la plaine (Britel 1992), 27-58 cm dans les marécages sur terrain plat et pour comparaison, 13-28 cm dans les tourbières (Belleau *et al.* 1992; Britel 1992; Dubé

et al. 1995). Selon la Figure 1 de Pothier *et al.* (2003), la profondeur moyenne de la nappe phréatique en forêt près de Villeroy varie approximativement entre 25 et 35 cm. Après de longues périodes sèches en août et septembre, la nappe atteint 50-60 cm de profondeur (Prévost et Gauthier 2013).

5.1.2 Remontée de la nappe phréatique et durée

À Saint-Gilles, la récolte totale des tiges marchandes a été effectuée entre la fin de l'automne 1991 et février 1992. Les transporteurs sur roues de caoutchouc se sont déplacés dans le sens de la pente afin d'éviter de freiner l'écoulement dans la couche supérieure du sol. Celui-ci a été très peu perturbé (Roy *et al.* 2000) malgré la nappe phréatique située à moins de 30 cm de la surface, à la mi-octobre. Selon McKee Jr (1985), la capacité portante pour les débardeurs sur roues est suffisante lorsque la nappe est à 20 cm de profondeur en sol sableux, et à 30 cm en sol argileux.

La remontée de la nappe phréatique dans l'assiette de coupe illustrée par Dubé *et al.* (1995) n'est pas observée à plus de 7 m en forêt (Lévy 1990; Roy *et al.* 2000). Afin de tenir compte des variations estivales de la pluie, Marcotte *et al.* (2008) ont utilisé les augmentations du niveau de la nappe qui correspondent aux profondeurs de 35 cm sur le témoin. Ce seuil arbitraire est dépassé 25 % du temps sur le témoin. En utilisant ce seuil, le niveau moyen de la nappe augmente de 13,6 cm durant la saison suivant la coupe (Marcotte *et al.* 2008) à Saint-Gilles. Cette valeur diffère peu de la moyenne obtenue sans tenir compte de ce seuil (Roy *et al.* 2000). Sur les aires jamais influencées par le drainage de décembre 1994, les remontées sont estimées à 12 cm après la coupe et à 5 cm après 10 ans, soit un taux de récupération de 58 % (Figure 6, Marcotte *et al.* 2008). La récupération s'accélérant avec les années (Pothier *et al.* 2003), nous estimons un retour à la normale après 15 ans.

Sur le marécage près de Villeroy, les récoltes totales (100 % de la surface terrière) et partielles (40, 50 et 60 % de la surface terrière) des différentes parcelles ont

été effectuées en hiver. En utilisant le seuil de 35 cm de profondeur sur le témoin, on obtient des remontées de la nappe de 23 et 13 cm respectivement pour les deux traitements. Les auteurs ont démontré que la remontée de la nappe phréatique est proportionnelle au taux de récolte. Cinq ans après la coupe totale et la coupe partielle, la remontée de la nappe phréatique était réduite à 9 et 4 cm respectivement, ce qui indique une récupération plus rapide pour la coupe totale. Pothier *et al.* (2003) estimaient que la récupération du niveau phréatique prendrait 8 ans pour les deux traitements. Cependant, une étude subséquente (Prévost et Gauthier 2013) a montré que la récupération était totale après 15 ans lorsque la nappe phréatique se situe dans les premiers 15 cm de profondeur, mais que la remontée demeurait autour de 5 cm lorsque la nappe chez le témoin se situe à 40 cm de profondeur. Il n'y avait plus de différence entre la coupe partielle et la coupe totale.

L'éclaircie précommerciale à Saint-Gilles a augmenté le niveau de la nappe phréatique en proportion de la surface terrière enlevée, mais les remontées moyennes de 2,2 et 3,2 cm pour les tourbières et marécages ne sont pas significativement différentes (Jutras *et al.* 2006). La récupération après l'éclaircie précommerciale à Saint-Gilles a été de 60 % pour les marécages après un an (Jutras *et al.* 2006).

La remontée de la nappe phréatique après la coupe est plus grande lorsque la nappe est profonde sur le témoin (Dubé *et al.* 1995; Pothier *et al.* 2003; Marcotte *et al.* 2008; Prévost et Gauthier 2013), tel qu'observé ailleurs (Riekerk 1989; Sun *et al.* 2000). Plus la nappe est profonde, plus la porosité de drainage diminue et plus la nappe réagit à un apport d'eau supplémentaire (Boelter et Verry 1977; Riekerk 1989; Plamondon et Belleau 1991; Belleau *et al.* 1992; Dubé *et al.* 1995; Prévost *et al.* 1997; Bélair *et al.* 2003). Notons qu'en période de niveau maximum de la nappe, la remontée causée par la coupe est très faible car la couche poreuse près de la surface peut stocker beaucoup d'eau. La récupération plus rapide du niveau de la nappe phréatique durant les premières années suivant la récolte totale résulte d'une régénération généralement

plus dense, à cause d'une faible compétition pour la lumière et les nutriments par rapport à une coupe partielle (Pothier *et al.* 2003, Roy *et al.* 2000).

La remontée de la nappe phréatique est causée principalement par la réduction de l'évapotranspiration (Jutras *et al.* 2013), qui comprend l'interception (Roy *et al.* 2001) et la transpiration. Or, l'interception qui est proportionnelle à l'aire de la biomasse aérienne (Rutter *et al.* 1975; Aston 1979) récupère plus rapidement (Dubé et Plamondon 1995; Waring *et al.* 1981), tandis que la transpiration est plutôt reliée à la surface foliaire (Monteith 1973) du couvert résiduel et de la régénération qui récupère plus lentement sous l'éclaircie.

5.2 Effets de la coupe - Minnesota

Le niveau de la nappe phréatique a été suivi dans des peuplements de frênes noirs (*Fraxinus nigra*) soumis à la coupe par trouée (20 % de l'aire), à la coupe à blanc et à l'annelage des arbres pour simuler leur mort par l'agrile du frêne (Slesak *et al.* 2014). Les 30 premiers cm de sol sont constitués d'un mélange de matière organique et de particules minérales (*muck*). La remonté moyenne de la nappe a été plus élevée la première année après la coupe à blanc, et la deuxième année après l'annelage. La remontée est plus forte lorsque la nappe phréatique est à plus de 30 cm de profondeur. La différence entre ces traitements est très faible lorsque la nappe phréatique est près de la surface, comme il a été observé ailleurs. La coupe par trouée augmente le niveau de la nappe seulement lorsque celle-ci est à plus de 30 cm et la remontée est plus faible par rapport aux deux autres traitements. La pire situation correspond à laisser sur pied un peuplement mort, car l'ombrage réduit l'évaporation et le taux de régénération, retardant ainsi un retour à la normale des niveaux phréatiques. Les auteurs (Slesak *et al.* 2014) suggèrent une stratégie proactive telles la coupe par trouée et la plantation d'une autre espèce avant une infestation.

Les aires traitées par la récolte totale et l'annelage des frênes noirs présentent toujours une remontée de la nappe phréatique et une réduction de l'évapotranspiration 5 ans après le traitement. L'annelage des frênes noirs est le traitement qui présente le plus faible taux de récupération hydrologique (Diamond *et al.* 2018). Ces auteurs n'ont pas observé de perturbation hydro-écologique à la suite de la coupe par trouée, confirmant la stratégie proposée par Slesak *et al.* (2014). Les caractéristiques de la végétation ont été évaluées durant les 2^{e} et 4^{e} étés suivant les traitements par Looney *et al.* (2017). La densité d'arbres régénérés était plus élevée dans la coupe totale. Le frêne noir dominait les espèces ligneuses dans tous les traitements, mais la densité-distribution des espèces ligneuses n'atteignait pas les critères d'une régénération adéquate. La richesse et la densité des plantes herbacées ont augmenté dans tous les traitements. Le couvert des graminées a augmenté dans la coupe totale et la coupe par trouée, tandis qu'une augmentation des espèces indicatrices de milieux humides a été observée pour le traitement d'annelage (Looney *et al.* 2017), ce qui correspond aux observations hydrologiques de Diamond *et al.* (2018). En plus de la plantation recommandée par Slesak *et al.* (2014) après une épidémie par l'agrile du frêne, Looney *et al.* (2017) suggèrent de contrôler les plantes herbacées et arbustives.

5.3 Effets de la coupe - sud-est des États-Unis

5.3.1 Hydrologie, sédiments et degré de perturbation des sols

Les études analysées dans cette section comparent généralement les activités de récolte à fortes perturbations avec celles utilisant les bonnes pratiques d'aménagement (BMP) ayant un faible impact sur le sol et l'hydrologie. La plupart des études comprennent aussi la comparaison avec un traitement chimique que nous avons exclue de cette revue. Une description détaillée de la sylviculture et des opérations forestières courantes dans la plaine côtière du sud-est des États-Unis est disponible dans Aust *et al.* (2019).

Sur des sols plats (*flatwoods*), en Arkansas, la coupe à blanc des pins a été comparée à une récolte de 55 % du volume par la coupe sélective des pins, combinée à la récolte des tiges commerciales des feuillus et l'abattage des autres tiges sans valeur commerciale (Beasley et Granillo 1983). Sur les aires de coupe à blanc, la préparation mécanique du sol, par le scalpage et la mise en andins en période très humide a produit des ornières profondes. Le brûlage des déchets de coupe a aussi été utilisé avant la plantation. Quoique la perméabilité du sol soit moyenne (loam limoneux, loam argileux), la coupe à blanc, combinée à la topographie plane (pente autour de 1 %) et à la réduction de l'évapotranspiration, a conduit à la saturation en eau des sols jusqu'à la surface durant les précipitations abondantes. Le débit annuel, les volumes de crue et le débit de pointe ont augmenté durant la 1re année seulement. L'exportation de sédiments a faiblement augmenté durant les deux premières années après la récolte. L'absence de perturbation du sol associée au traitement par la coupe sélective n'a produit aucun changement significatif des paramètres modifiés par l'autre traitement (Beasley et Granillo 1988).

Les marécages plats (*flatwoods cypress swamp*) typiques du nord de la Floride supportent des plantations de pins (*Pinus elliottii*) (Riekerk et Horhnak 2000; Sun *et al.* 2001; Lu *et al.* 2009) et englobent des étangs souvent tourbeux peu profonds (< 1 m) dans lesquels on retrouve les forêts de cyprès (*Taxodium distichum*) (Bliss et Comeford 2002). Les événements extrêmes en période humide produisent des débits de pointe élevés car la capacité de stockage du milieu est dépassée (Sun *et al.* 2004). Swindel *et al.* (1982) ont étudié les effets de la récolte totale des pins sur les marécages couvrant 49 % et 79 % de la superficie de bassins versants forestiers. Pour le premier traitement (49 %), l'abattage manuel, l'extraction avec des engins légers, le déchiquetage des débris, la mise en andins, la préparation des lits de plantation et la plantation mécanique ont été effectués avec précautions. Le deuxième traitement perturbe le sol par l'utilisation de gros engins pour la récolte des billes et de certaines souches, la mise en andins des déchets de coupe suivie du brûlage, du scarifiage, de la préparation du lit

de plantation et de la plantation. La remontée de la nappe phréatique de l'ordre de 50 cm après la récolte est plus forte sur le bassin récolté avec précautions, en raison de l'infiltration par rapport au bassin perturbé qui favorise le ruissellement sur le sol minéral exposé (Riekerk 1989). L'élévation de la nappe est plus grande durant les années de faible précipitation lorsque la nappe phréatique est plus basse, en raison d'une porosité de drainage plus faible en profondeur, et elle est négligeable en période humide (Lu *et al.* 2009). La remontée moyenne de la nappe était similaire et encore apparente après 6 ans pour les deux traitements. D'autres résultats similaires à ce qui précède ont été publiés (Williams et Lipscomb 1981 (dans Bliss et Comerford 2002)). Riekerk (1989) préconise la coupe partielle sur ce type de site humide.

Durant l'année après la récolte, le débit annuel à l'exutoire a augmenté de 30 mm sur le bassin récolté avec précautions et de 150 mm sur le bassin perturbé et plus fortement récolté. Les augmentations du débit en lien avec la nappe phréatique étaient surtout importantes en période sèche (Riekerk 1983, 1989; Swindel *et al.* 1983b). Le débit est retourné à la normale après un an sur le bassin peu perturbé (Swindel *et al.* 1982), tandis que sur l'autre bassin, l'écoulement était encore plus élevé après 6 ans (Sun *et al.* 2001) et un retour à la normale est prévu 10 ans après la récolte (Sun *et al.* 1998a, 1998b). Aucun changement de la fréquence ou de la magnitude du débit de pointe n'a été observé sur le premier bassin, alors que la pointe a fortement augmenté sur le bassin plus perturbé; il semble que la mise en andins qui expose fortement le sol minéral en serait la cause principale en favorisant le ruissellement (Swindel *et al.* 1983a). On a observé une concentration des sédiments en suspension à la suite de la récolte avec précautions de 5 mg l^{-1} similaire à la concentration de 2,7 mg l^{-1} du témoin (Riekerk 1983). La récolte, suivie d'un scarifiage sévère associé au 2^{e} traitement, a produit des apports de sédiments plus élevés qui sont retournés à la normale la 3^{e} année après la récolte. Les perturbations du sol lors de la récolte ou une application non conforme des bonnes pratiques d'aménagement (SCFC 2007; FCACS

2008; NCFS 2015) ailleurs dans le sud-est des États-Unis ont produit des résultats similaires sur les apports de sédiments (Neary *et al.* 1989; Rierkerk *et al.* 1989).

La récolte des cyprès sur des marécages plats du nord de la Floride (*flatwoods cypress swamp*) occupant le tiers de la superficie du terrain (Crownover *et al.* 1995) a augmenté en moyenne le niveau de la nappe de 32 cm durant les périodes sèches, alors qu'elle est limitée à < 5 cm en période humide (Sun *et al.* 2000). La remontée a été négligeable durant la 2^{e} année qui a été très humide (Sun *et al.* 2000; Bliss et Comeford 2002; Lu *et al.* 2009). Ce résultat corrobore la faible influence de la coupe lorsque la nappe phréatique est élevée. Elle a été faible durant la 3^{e} année, mais Riekerk 1989 et Sun *et al.* (1998b) suggèrent que l'effet peut durer plus longtemps. L'augmentation du débit est de 50 % durant les périodes sèches, mais elle est très faible en période humide (Sun *et al.* 2000) pour une moyenne d'environ 21 % (Sun *et al.* 2001). Le bilan hydrique retourne à la normale après 5 ans (Bliss et Comeford 2002).

L'étude à long terme effectuée près de Cottageville, en Caroline du Sud, compare les effets de la récolte forestière effectuée sur un sol humide et un sol sec définis par des teneurs en eau volumétriques de 30-40 % et 10-15 % respectivement dans les premiers 30 cm de sol (Xu *et al.* 2002). Durant la 1^{ière} année après la coupe totale, le niveau moyen de la nappe phréatique a augmenté de 21 et 14 cm sur les sols humides et secs respectivement, par rapport au témoin boisé non récolté. La différence a été attribuée à la réduction de la conductivité hydraulique et, par conséquent, de l'écoulement hypodermique à cause de l'orniérage et du barattage du sol humide. Toutefois, la différence de la remontée entre les deux traitements est négligeable en période humide (< 2 cm), alors qu'elle est > 10 cm lorsque la nappe est basse (Preston 1996; Xu *et al.* 2002). Lang *et al.* (2016) soulignent que le traitement sur sol humide ne rencontre pas les objectifs des bonnes pratiques d'aménagement de l'État définies par la Commission forestière (SCFC 2007). Une partie des aires récoltées a été préparée pour le reboisement par l'ablation de la végétation résiduelle à l'aide d'une lame de tracteur et par la fragmentation des résidus avec un rouleau muni de

dents. Sur une partie de ce traitement, on a effectué le façonnage de lits de plantation à l'aide d'un type de charrue. Le façonnage du lit de plantation a un effet positif immédiat (Lang *et al.* 2016) en rabattant le niveau de la nappe phréatique pour les récoltes en conditions sèches et humides. L'effet s'est atténué rapidement durant les 2 années suivant la plantation. Cependant, la récupération la plus rapide du niveau initial de la nappe phréatique a été observée pour la récolte en période sèche sans lit de plantation (Xu *et al.* 1999, 2002). Le patron d'écoulement a été modifié sur les microsites formés par l'orniérage et les lits de plantation, mais les résultats obtenus par Miwa *et al.* (1999) suggèrent que l'hydrologie globale des aires récoltées n'est pas altérée par la récolte et la préparation du sol pour la plantation.

Avant la préparation du site de Cottageville pour le reboisement, cinq classes de perturbation du sol ont été relevées dans des unités expérimentales, soit - (i) non perturbé à la suite du passage de l'abatteuse, - (ii) compacté sans ornière, - (iii) ornières superficielles sous 200 mm de profondeur, - (iv) ornières profondes à la suite de centaines de passages de la débardeuse, et - (v) sol bouleversé incluant ornières avec barattage généralement présent autour des jetées (Aust *et al.* 1998a; Lang *et al.* 2016). À la suite de la préparation des sites pour la plantation, les caractéristiques physiques et hydrauliques de quelques profils de sol ont été étudiés sur une période de 2 ans par Miwa *et al.* (1998). Les horizons supérieurs (0 à 8-25 cm) affectés par les ornières profondes avaient une densité plus faible et une porosité et conductivité hydraulique plus grandes que celles des horizons sous-jacents. Ces propriétés étaient similaires à celles des horizons non perturbés. Ces changements négligeables sont attribués au mélange de débris organiques lors de la préparation du site. Deux ans plus tard, un nouvel horizon de surface ayant une forte proportion de matière organique s'est formé au fond des ornières profondes et de celles avec barattage. Le nouvel horizon formé dans ce deuxième cas présente une conductivité hydraulique plus élevée qu'en milieu non perturbé. Cependant, la conductivité hydraulique a nettement

diminué dans les horizons sous-jacents des ornières. Miwa *et al.* (1998) notent une restriction du mouvement latéral de l'eau entre l'ornière et le sol.

La récolte en période humide sur le site de Cottageville a eu des effets négatifs durant les deux premières années sur la conductivité hydraulique et le mouvement de l'eau sur les microsites perturbés. La croissance du pin à 5 et 10 ans n'était pas différente entre les récoltes en périodes humide et sèche (Eisenbies *et al.* 2004, 2007), ce qui est un indicateur du rétablissement du système eau-sol. Dix-sept ans plus tard, la couche supérieure du sol ne présentait aucune différence significative entre les quatre traitements de préparation du site (sol humide et sec, avec ou sans façonnage d'un lit de plantation) pour la macroporosité, la porosité totale, la densité apparente et la conductivité hydraulique saturée. La macroporosité est la seule caractéristique qui présente des différences entre les cinq classes de perturbation. Malgré l'absence de différences significatives ($\alpha = 0,1$), la densité apparente est plus élevée et, par conséquent, les propriétés hydrologiques sont plus faibles en présence d'ornières avec barattage. La densité apparente est retournée à sa valeur antérieure de même que la porosité totale, sauf pour les ornières avec barattage (Lang 2016). L'absence de différence entre les modes de façonnage des lits de plantation sur sol humide a été observée pour le niveau estival de la nappe phréatique et la teneur en eau du sol, en Caroline du Nord, par Lakel *et al.* (1999).

À la suite de l'ouragan Hugo, la forêt a été récoltée en période humide sur des sols dont le drainage varie de modéré à mauvais dans la forêt Francis Marion, en Caroline du Sud. Les sites classés avec ornières de plus de 150 mm et ceux avec barattage ont montré une augmentation de la densité et une diminution de la conductivité hydraulique saturée. Cette dernière a diminué plus fortement en présence de barattage (Aust *et al.* 1993, 1995). Sur les sites à mauvais drainage, le barattage n'a pas eu d'effet sur la remontée de la nappe phréatique, alors qu'une élévation de 63 cm s'est produite sur le site modérément drainé. En présence d'ornières sans barattage, les remontées de la nappe ont été de 43, 18 et 8 cm pour les sols à drainage modéré,

imparfait et mauvais, respectivement. Ainsi, l'hydrologie des sols mieux drainés est plus fortement affectée par la récolte avec perturbation du sol que celles des sols mal drainés (Aust *et al.* 1995). L'effet de la préparation du sol par le hersage, le façonnage du lit de plantation et les deux traitements combinés a été analysé après 2 ans. La densité du sol était similaire pour les trois traitements, mais globalement plus élevée dans les sentiers de débardage. Ces derniers ont une conductivité hydraulique saturée plus faible et le hersage réduit cette conductivité par rapport au façonnage du lit dans les sentiers et en dehors des sentiers. La croissance des pins a permis d'établir que la productivité des sites était rétablie 4 ans après le façonnage du lit de plantation et la combinaison façonnage et hersage. Il semble que la réduction du mouvement de l'eau par le hersage uniquement ne permet pas un rétablissement complet de la productivité après 4 ans (Aust *et al.* 1998b). Une évaluation des sentiers de débardage 24 ans après la perturbation par le barattage a montré que la compaction, la porosité et la conductivité hydraulique étaient retournées à la normale (Neaves *et al.* 2017).

5.3.2 Hydrologie et croissance avec ou sans fossés de drainage

Amatya *et al.* (2019) ont comparé à long terme les niveaux phréatiques entre des milieux drainés et non-drainés en fonction du type de sol, des écarts de la précipitation annuelle et de l'ablation du couvert végétal. Sur les sites non drainés par des fossés, la classe de drainage du sol est un bon indicateur du niveau de la nappe phréatique. Durant les années très humides la hauteur moyenne de la nappe phréatique au-dessus du sol a été de 12,5 et 7,5 cm pour des sites non drainés et drainés, respectivement. Durant les années humides et les pluies extrêmes (150-200 mm d^{-1}), les sites drainés à l'aide de fossés espacés de 80 à 100 m sont inondés, mais ce traitement réduit la fréquence et la durée de l'inondation par rapport aux sites non drainés. Avec ces espacements, un sol à drainage très mauvais se comporte comme un sol à drainage modéré et le site n'atteint pas (Amatya *et al.* 2019) le critère n^{o} 5 (Skaggs *et al.* 1994) de milieu humide, soit une nappe à moins de 30 cm

de profondeur durant 14 jours durant 50 % des années. Les critères sont présentés par USACE (2005) et Skaggs (2012).

Sous couvert forestier, le drainage n'abaisse pas significativement le niveau de la nappe phréatique lorsque la pluviométrie est faible à moyenne. La profondeur moyenne de la nappe était de 70 et 80 cm pour les sites non drainés et drainés, respectivement, sous une précipitation annuelle normale, alors qu'en année très sèche, ces profondeurs étaient de 280 et 230 cm, dans le même ordre. La profondeur de la nappe étant sous le niveau des fossés, la différence de profondeur est plutôt reliée au taux d'évapotranspiration de la végétation et elle est possiblement influencée par la classe de drainage du sol. Cependant, le drainage a un effet sur la remontée de la nappe phréatique à la suite de la réduction du couvert forestier. L'ablation de 80 % de la canopée (ouragan Hugo) sur un sol à drainage imparfait d'un site non drainé artificiellement dans la forêt Santee, au nord-est de Charleston (Caroline du Sud), sous une précipitation normale autour de 1 500 mm, a produit une remontée de la nappe phréatique de plus de 50 cm. Par contre, la remontée après la récolte n'était que de 20 cm (de 80 à 60 cm) sur le site drainé de Carteret (Caroline du Nord) lors des années avec précipitation moyenne autour de 1 700 mm (Amatya *et al.* 2019).

Sur un marécage de la Virginie, le niveau de la nappe phréatique et la productivité forestière ont été comparés à la suite de la plantation sans traitement après la récolte, au drainage et au façonnage des lits de plantation. Durant les deux premières saisons de croissance, le drainage a rabattu la nappe phréatique et amélioré la survie des semis par rapport à la plantation sans traitement. La formation de lits de plantation n'a pas rabattu la nappe, mais a favorisé la survie des semis (Aust *et al.* 2019). Après 22 ans, les peuplements étaient similaires à la suite du drainage et au lit de plantation, mais la biodiversité était plus grande pour le dernier traitement qui favorise les microsites (Hauser *et al.* 1993). Après 33 ans, les caractéristiques des peuplements étaient similaires pour les trois traitements (Kyle *et al.* 2005).

5.3.3 Chemins

Les chemins sont reconnus pour être la principale source de sédiments en l'absence de mesures appropriées lors de leur construction et de leur entretien. Le maintien d'un bourrelet en bordure de la surface de roulement d'un chemin construit dans une tourbière a réduit les exportations de sédiments de 99 % par rapport à la surface de roulement sans bourrelet constitué du loam prélevé sous la tourbe (Appelboom *et al.* 2002). Un bourrelet est recommandé seulement en terrain plat et les talus doivent être conçus contre l'érosion aux points de drainage du bourrelet vers le fossé. Lorsque qu'une bande herbacée est installée de chaque côté, la réduction des exportations de sédiments est de 56 %. Une surface de roulement en gravier réduit les exportations de particules de 61 % en l'absence d'un bourrelet continu. Cependant, les chemins n'ont pas d'effet sur les apports de sédiments à l'exutoire du bassin versant car sur ces terrains plats, les particules se déposent dans les fossés (Appelboom *et al.* 2001). De même, il a été démontré que les plantations de pins pouvaient être effectuées sans détériorer la qualité de l'eau si les fossés de drainage étaient rapidement stabilisés (Askew et Williams 1986 (dans Shepard 1994); Williams et Askew 1988). Une augmentation négligeable des sédiments en suspension a été observée par Lebo et Herrmann (1998).

5.4 FONCTIONS HYDROLOGIQUES ET RÉCOLTE FORESTIÈRE

Les liens entre le régime hydrologique et la structure de l'écosystème sont reconnus, tout particulièrement en ce qui a trait aux fluctuations du niveau de la nappe phréatique (Richter *et al.* 1996; Ellison *et al.* 2005; Cook et Hauer 2007; Petru *et al.* 2014; *et al.* 2014; Mitsch et Gosselink 2015; Sueltenfuss et Cooper 2019). À Saint-Gilles, Dubé *et al.* (1993) ont démontré que les communautés végétales étaient fortement associées à la profondeur de la nappe phréatique. La variation temporelle des niveaux de la nappe phréatique est la fonction hydrologique de référence du système (Rheinhardt *et al.* 2002). Ainsi, le retour du niveau de la nappe phréatique est un bon

indicateur du rétablissement des fonctions écologiques du milieu humide (Sueltenfuss et Cooper 2019). Les niveaux de la nappe phréatique se rapprochent généralement de la normale 7 à 15 ans après la récolte dans le sud des États-Unis et au Québec, respectivement.

La remontée de la nappe phréatique à la suite d'une coupe totale peut être réduite par la coupe partielle (Riekerk 1989; Pothier *et al.* 2003), la protection de la végétation résiduelle et le maintien des déchets de coupe sur le parterre forestier (Dubé et Plamondon 1995; Prenger et Crisman 2001). Cependant, cette remontée augmente ou maintient la nature humide du milieu durant la période de transition entre la récolte et le rétablissement de l'évapotranspiration.

Les dépressions dispersées sur les milieux humides plats du sud-est des États-Unis emmagasinent l'eau en période de précipitation élevée, puis contribuent à la recharge de la nappe phréatique en période sèche. Mansell *et al.* (2000) ont démontré que les dépressions humides boisées entourant des étangs jouent un rôle important dans la recharge de la nappe phréatique. Nilsson *et al.* (2013) ont démontré que l'accumulation d'eau dans ces milieux, en Floride, contribuait à la recharge de la nappe phréatique 50 % du temps. Liu et Kumar (2016) concluent que les sols minéraux saturés en période de fortes précipitations contribuent ensuite à la recharge de la nappe phréatique des territoires en pente faible, en Caroline du Nord. Un rôle similaire est attribué aux sols des forêts de pins sur les parties hautes de la plaine côtière de la Caroline du Sud. Sur ce dernier territoire, Amatya *et al.* (2009) ont évalué la recharge de la nappe à 0,46 mm j^{-1} durant les 6 mois les plus humides. La recharge de la nappe phréatique assure le débit de base des cours d'eau entre les périodes humides selon Callahan *et al.* (2017).

Ainsi, la remontée de la nappe à la suite de la récolte forestière augmente le potentiel de recharge de la nappe phréatique en augmentant le gradient hydraulique. Aucune étude portant sur la récolte forestière des marécages avec application des

bonnes pratiques d'aménagement (Schilling *et al.* 2019) ne fait état d'une diminution de la recharge de la nappe phréatique. Dans le sud-est des États-Unis, les événements extrêmes en période humide produisent des débits de pointe élevés car la capacité de stockage du milieu est atteinte (Sun *et al.* 2004) et l'effet de la remontée de la nappe est marginal. En général, la remontée de la nappe phréatique s'accompagne d'une augmentation du débit annuel, et la remontée plus importante en période sèche favorise le débit d'étiage.

Dans les marécages boisés en pente faible recouverts d'une couche de matière organique, comme les sites de Saint-Gilles et certains sites du sud-est des États-Unis (NCFS 2015) en période humide, une partie de l'eau s'écoule lentement de manière diffuse (Brinson 1993; Bedford et Godwin 2003) dans la partie supérieure du sol. Cet écoulement diffus réduit les débits de pointe sur un bassin versant, tel que démontré en Alaska par l'écoulement dans une couche de matière organique de 30 cm d'épaisseur sur une pente de 18 % (Dingman 1966, 1971). De plus, les marécages forestiers présentent une microtopographie avec une différence de niveau entre les creux et les bosses de 10 à 25 cm (Roy *et al.* 1999) ou plus. Cette microtopographie observée ailleurs en forêt (Rothwell *et al.* 1993; Chimner et Hart 1996) ou en milieu humide riverain (Frei *et al.* 2010) peut aussi stocker un surplus d'eau lors d'un événement extrême.

Les marécages en terrains plats (*wet pine flats*) du sud-est des États-Unis se distinguent des milieux terrestres bien drainés par un écoulement souterrain vertical et horizontal lent (Harms *et al.* 1998; Rheinhardt *et al.* 2002), ainsi qu'un ruissellement lent à cause des faibles pentes (Rheinhardt *et al.* 2002). Sous le régime hydrologique des marécages plats (*wet pine flats*) qui comprend en conditions naturelles une nappe au-dessus de la surface du sol en période très humide (Rheinhardt *et al.* 2002), la récolte n'affecte pas significativement le débit de crue car la capacité de stockage est dépassée dans les deux cas (Sun *et al.* 2004). Les événements extrêmes en période humide produisent des débits de pointe élevés car la capacité de stockage du milieu est

dépassée (Sun *et al.* 2004). Enfin, les activités forestières ont un effet très local sur la répartition du ruissellement et de l'infiltration (Miwa et al. 1999) et sur les processus biogéochimiques et la qualité de l'habitat (Rheinhardt *et al.* 2002).

Par contre, la récolte forestière qui provoque la saturation complète du sol, alors que ce n'est pas le cas en conditions naturelles, est responsable de l'augmentation des débits de pointe (Beasly et Granillo 1988).

5.5 BONNES PRATIQUES FORESTIÈRES

Les études de la récolte forestière selon divers degrés de perturbation ont démontré que l'application des bonnes pratiques d'aménagement (Schilling *et al.* 2019; Annexe 1) réduit considérablement l'effet des activités forestières sur l'hydrologie, ce qui altère peu les fonctions des milieux humides des marécages de la plaine côtière de la Caroline du Nord (Richardson 1994; Richardson et McCarthy 1994), et ailleurs dans le sud-est des États-Unis (Sun *et al.* 2001). Les BMP visent à protéger la qualité de l'eau, et leur taux d'application pour les milieux humides est en moyenne de 94 % dans neuf États du sud-est des États-Unis (Cristan *et al.* 2016). Certaines fonctions sont temporairement modifiées, mais Taylor *et al.* (1990) soulignent que la récolte forestière effectuée selon les bonnes pratiques d'aménagement a un impact minimal sur les fonctions écologiques à long terme sur ces milieux. Ainsi, dans le sud-est des États-Unis, la production de matière ligneuse a été reconnue par le *National Wetlands Policy Forum* comme une utilisation qui produit des revenus sans perte significative des fonctions des milieux humides (Conservation Foundation 1988).

Sur les marécages du sud-est des États-Unis, le drainage intensif à l'aide de fossés a des effets positifs à court terme pour la régénération forestière, mais quelques études montrent, 20 à 30 ans plus tard, une production forestière similaire à celle des sites non drainés. Les effets négatifs à court terme du drainage intensif sur l'hydrologie et les faibles gains forestiers à long terme ne justifient pas l'investissement. Jutras et

Prévost (2013) arrivent à une conclusion similaire pour le drainage des tourbières au Québec, sans compter qu'une fraction non négligeable des fossés sont bloqués par les castors (30 % en Abitibi). Par contre, un drainage mineur pour évacuer l'eau de surface en période humide est un traitement normal utilisé dans le sud-est des États-Unis. Le drainage mineur s'apparente au drainage extensif illustré par Jutras et Prévost (2013). Le drainage mineur est défini comme un moyen minimum et temporaire d'évacuation de l'eau de surface (Dahl et Stedman 2013) nécessaire pour la récolte avec faible perturbation du sol et la régénération du site (NCFS 2015). La localisation non systématique et la profondeur des canalisations sont ajustés afin de maintenir les attributs de milieu humide du site pour être exempté de la demande d'un permis, selon la section 404 du *Clean Water Act of 1977* (SCFC 2007). Ces attributs ne sont pas toujours atteints. L'effet du drainage peut être atténué à l'aide de structures pour contrôler les niveaux d'eau, ce qui réduit aussi les effets négatifs (ex. sédiments) en aval pendant les périodes humides (Sun *et al.* 2001).

Le drainage extensif a été utilisé sur des marécages des Cantons de l'Est, mais aucune étude hydrologique n'a été effectuée. Ce type de drainage peut être obtenu par un fossé de faible profondeur, un labour qui produit une crête bien drainée, un lit de plantation ou des monticules. Ce type de drainage pourrait contribuer à éviter la paludification tout en maintenant les fonctions hydrologiques du site et ne devrait pas être rejeté sans études appropriées.

6. ÉTANGS VERNAUX FORESTIERS (CATÉGORIE 3)

6.1 EFFETS DE LA COUPE FORESTIÈRE

L'étang vernal est généralement une petite dépression (< 0,4 ha, Calhoun *et al.* 2004; < 0,1 ha, Kolka *et al.* 2011; Piché *et al.* 2017; Roux 2019) qui contient une faible profondeur d'eau durant au moins 2 mois (Bennett 2010) et ne possède pas de tributaire ni d'exutoire permanent (Calhoun *et al.* 2004). Leur importance écologique, notamment pour les communautés animales spécialisées, est reconnue (Calhoun *et al.* 2004; Piché *et al.* 2017). L'étude de Kolka *et al.* (2011) au Minnesota est la seule qui traite de la récolte forestière autour d'étangs vernaux. Ces auteurs ont étudié l'effet de trois traitements par la récolte forestière sur le niveau d'eau de 16 étangs vernaux de 0,02 à 0,15 ha, couverts de 10 à 18 cm de matière organique. La coupe totale sur le bassin versant a été associée à une bande boisée de 15 m de largeur, une bande éclaircie à 50 % (surface terrière) et une bande totalement récoltée autour de certains étangs.

La 1re année après la coupe, le niveau d'eau moyen dans les étangs était le plus élevé pour le traitement avec la bande récoltée. Ce résultat reflète un apport plus important d'eau accompagné par une faible transpiration non compensée par une augmentation de l'évaporation de l'eau exposée au soleil et au vent. Dès la 2e année, le niveau moyen de la bande totalement récoltée était inférieur à celui des deux autres traitements. Cette différence s'explique par la forte régénération après la coupe totale du peuplement dominé par le tremble (*Populus tremuloides*) et l'exposition de l'eau à l'évaporation. Cependant, la hauteur d'eau maximale annuelle a été significativement plus élevée dans le traitement avec la bande récoltée durant les quatre années suivant la récolte (pas d'évaluation pour la 5e année). L'augmentation du niveau maximal est

attribuée à l'absence d'interception de la neige, ce qui augmente l'apport d'eau à l'étang au printemps (Kolka *et al.* 2011).

L'ombrage assuré par la bande et la bande éclaircie réduit l'évaporation de l'eau. De plus, le taux de régénération près de l'étang est réduit par rapport à la récolte totale (Kolka *et al.* 2011), tel qu'observé par Pothier *et al.* (2003) près de Villeroy. Ainsi, ces deux traitements produisent un niveau d'eau plus élevé durant les années 2 à 4 après la récolte. Pour tous les traitements, le niveau d'eau moyen saisonnier a augmenté le plus fortement l'année suivant la coupe, et le niveau moyen est revenu à la normale la 5^{e} année (Kolka *et al.* 2011).

La communauté aquatique d'invertébrés des étangs suivis par Kolka *et al.* (2011) a été étudiée par Hanson *et al.* (2010). La récolte a eu un effet mesurable qui était en partie mitigé par la conservation de bandes boisées autour des étangs. Les auteurs soulignent qu'un changement de la communauté ne constitue pas une déficience écologique. L'effet dépend de l'abondance et de l'état des autres étangs dans le paysage. Autour de quatre étangs du Maine, dont trois artificiels, Popescu *et al.* (2012) ont comparé la coupe totale avec rétention ou enlèvement des gros débris ligneux, la coupe partielle retenant 50 % de la canopée, et la forêt témoin ayant un couvert de 74 %. Ces deux études ont contribué à la recommandation de bonnes pratiques d'aménagement présentées dans la section suivante.

6.2 FONCTIONS HYDROLOGIQUES ET RÉCOLTE FORESTIÈRE

L'hydrologie d'étangs vernaux dans la Municipalité régionale de comté (MRC) de Papineau étudiée par Roux (2019) et la revue de la littérature effectuée par cette dernière, confirment les apports d'eau par la nappe phréatique, l'écoulement hypodermique et le ruissellement au printemps sous nos conditions climatiques. Le ruissellement en forêt est possible au printemps, comme l'ont observé Roberge et Plamondon (1987) à la suite d'une remontée de la nappe phréatique jusqu'à la surface

sur une pente de 25 % à la forêt Montmorency. Cette remontée causée par un apport d'eau plus important que la capacité d'évacuation du sol saturé induit un ruissellement de surface de saturation (Dingman 1994). L'évacuation de l'eau d'un étang peut se produire par débordement, par infiltration lente dans le fond de l'étang, par infiltration rapide en bordure de l'étang lorsque le niveau de l'eau est élevé et surtout, par évaporation en été (Roux 2019). Roux (2019) a montré que la perte moyenne par déversement de l'eau correspond à 29 % des entrées d'eau dans l'étang. Le reste contribue à l'évaporation et surtout à la recharge de la nappe phréatique. L'évapotranspiration et l'infiltration ont représenté respectivement 37 et 63 % de la perte d'eau d'un étang du Wisconsin étudié par Novitzki (1982). La quantité d'eau contenue dans l'étang vernal est nettement plus élevé que dans celui d'un sol saturé occupant le même volume (Ewell 1990) et, de ce fait, il y a plus d'eau disponible pour l'infiltration et la recharge de la nappe phréatique.

La récolte forestière dans le bassin versant des étangs vernaux augmente les apports d'eau à ces derniers, ce qui allonge la période avec présence d'eau libre. La recharge de la nappe phréatique et le maintien d'un débit de base en aval sont favorisés par la récolte forestière effectuée sans apports de sédiments. Les débordements de certains étangs devraient s'amplifier, mais ce changement est peu susceptible d'augmenter les débits de pointe sur des bassins versants de quelques dizaines d'hectares à cause de la répartition des étangs dans l'espace qui ne favorise pas la synchronisation des écoulements. Il peut aussi y avoir un décalage des débordements entre les étangs affectés par la récolte et les étangs entourés de forêt en période de fonte. La récolte forestière, en augmentant la durée de la présence d'eau (Kolka *et al.* 2011), pourrait avoir un effet positif pour l'habitat de l'étang. Cependant, des espèces comme la salamandre (*Ambystoma*) se reproduisent dans l'étang mais passent une partie de leur vie en forêt (Tiner 2003a).

Diverses bonnes pratiques d'aménagement forestier ont été proposées dans le but d'éviter la sédimentation et de minimiser les changements hydrologiques et de

l'habitat pour la faune. Une première considération consiste à identifier les étangs (ex. Calhoun et deMaynadier 2004; MFRC 2014; PNHP 2015) et à localiser les chemins d'accès à plus de 60 m de ces derniers (Edwards 2011). Il faut éviter en tout temps la présence de machinerie dans les étangs, l'apport de déchets de coupe et la formation d'ornières (Bennett 2010) qui permettent l'érosion et le transfert de sédiments dans la dépression (Calhoun et deMaynadier 2004). Il est recommandé de prévoir une zone de protection qui varie selon les juridictions entre 7,6 m (Edwards 2011), 15 m (Hanson *et al.* 2010; Kolka *et al.* 2011), 30 m (Calhoun et deMaynadier 2004) ou 60 m (Bennett 2010) autour de la dépression, suivie d'une zone de conservation entre 30 et 100 m (Calhoun et deMaynadier 2004), ou 30 et 300 m (Bennett 2010; PNHP 2015) de l'étang pour les amphibiens. Calhoun et deMaynadier (2004) suggèrent un peuplement de 6 à 9 m de hauteur ayant une densité de 75 % dans la zone de protection et de 50 % (Bennett 2010) dans la zone de conservation. Dans cette dernière zone, Calhoun et deMaynadier (2004) préconisent une coupe partielle ou par petites trouées ($<$ 0,3 ha) avec une faible perturbation du parterre forestier (Bennett 2010). Le maintien de corridors entre les étangs est aussi recommandé (PNHP 2015). Cependant, la généralisation des traitements sylvicoles n'est pas toujours applicable à cause de la très grande variabilité d'utilisation des habitats par les amphibiens (Popescu *et al.* 2012).

Compte tenu des résultats de quelques études portant sur la récolte forestière (Hanson *et al.* 2010; Kolka *et al.* 2011; Popescu *et al.* 2012), le maintien d'une structure inéquienne serait l'idéal si le peuplement s'y prête. Selon le type de peuplement et la structure d'âge, des coupes totales par petites trouées seraient la deuxième option. Sinon, la coupe totale doit permettre de maintenir une bande de 15 m sur une partie du pourtour des étangs afin de favoriser une régénération rapide et un taux d'évaporation élevé sur le reste du bassin versant permettant de compenser les apports d'eau supplémentaires. La bande étant susceptible au chablis, il semble approprié d'intervenir dans la bande afin de maintenir une structure moins susceptible d'être totalement renversée. Une coupe totale sur moins de 50 % de la superficie du

bassin versant et un retour après le rétablissement d'un couvert végétal seraient appropriés si le peuplement s'y prête.

7. TOURBIÈRE FORESTIÈRE DANS UN BASSIN DE TÊTE (CATÉGORIE 4)

7.1 EFFETS DE LA COUPE - SAINT-GILLES, DANS LA PLAINE DU SAINT-LAURENT

7.1.1 Caractéristiques des sites d'étude

Un suivi du niveau de la nappe phréatique a été effectué avant et après la récolte forestière dans cinq tourbières boisées (3 fens, 2 bogs) situées en terrain plat à Saint-Gilles de Lotbinière (Dubé *et al.* 1995). Chaque site n'étant pas constitué d'un bassin versant avec cours d'eau, le débit n'était pas mesurable. Les tourbières sont situées entre 50 à 150 m de la ligne de partage des eaux. Ces tourbières sont principalement alimentées par la précipitation ce qui n'exclut pas un certain apport d'eau de l'amont en contact avec le sol minéral. L'épaisseur de la couche de matière organique varie entre 60 et 300 cm et se caractérise par un catotelm peu perméable (Belleau *et al.* 1992). Le sous-groupe de sol dominant est le mésisol terrique ou typique (CEPPAC 1987). Les essences les plus fréquentes sont l'érable rouge (*Acer rubrum*), le thuya occidental (*Thuya occidentalis*) et le sapin baumier (*Abies balsamea*). La profondeur d'enracinement varie de 15 à 35 cm et celle de la nappe phréatique en période de croissance varie entre 13 et 28 cm en moyenne, selon les années (Belleau *et al.* 1992; Britel 1992; Dubé *et al.* 1995). La précipitation normale (1981-2010) annuelle et celle de la période mai - octobre se situent respectivement autour de 1 150 et 650 mm (Environnement Canada 2019). Dans les Appalaches, au sud de Rivière-du-Loup, la profondeur moyenne estivale de la nappe phréatique à différents endroits dans deux tourbières forestières non-drainées a varié sur une période de 5 ans entre 16 et 40 cm (Prévost *et al.* 1997).

7.1.2 Remontée de la nappe phréatique et durée

La récolte totale des tiges marchandes a été effectuée en hiver dans le but d'éviter les perturbations du sol. La porosité de drainage diminuant avec la profondeur du sol, le niveau de la nappe phréatique réagit plus fortement à un apport d'eau supplémentaire à la suite de la récolte en période sèche (Boelter et Verry 1977; Riekerk 1989; Plamondon et Belleau 1991; Belleau *et al.* 1992; Dubé *et al.* 1995; Prévost *et al.* 1997; Bélair *et al.* 2003). Afin de tenir compte des variations estivales de la pluie, Marcotte *et al.* (2008) ont utilisé les augmentations du niveau de la nappe qui correspondent aux profondeurs de 25 cm sur le témoin. Ce seuil arbitraire est dépassé 25 % du temps sur le témoin. En utilisant ce seuil dans l'aire non influencée par le drainage, les remontées dans les tourbières étaient de 8,4 cm après la coupe et 5 cm après 10 ans (Figure 6, Marcotte *et al.* 2008), pour un taux de récupération de 60 %. La récupération s'accélérant avec l'interception (Dubé et Plamondon 1995; Waring *et al.* 1981) qui est plus fortement reliée à la biomasse aérienne (Rutter *et al.* 1975; Aston 1979) que la transpiration (Monteith 1973), nous estimons un retour à la normale après 15 ans, soit la même durée que celle rapportée par Prévost et Gauthier (2013) pour un marécage. Cette période est probablement rallongée de 2 ans à la suite de l'éclaircie précommerciale qui a augmenté le niveau moyen de la nappe phréatique de 2,2 cm sur le quatre tourbières traitées (Jutras *et al.* 2006).

7.2 Effet de la coupe : Nord-est de l'Ontario

Les sites étudiés sur une tourbière à épinettes noires (*Picea mariana*) de la ceinture d'argile à Wally Creek, dans le nord-est de l'Ontario, sont près de la ligne de partage des eaux et ne comprennent pas d'analyse du débit. Les profondeurs moyennes de la nappe et des racines sont autour de 25 cm et la précipitation estivale est de 550 mm. Le niveau de la nappe sur une tourbière s'est élevé de 5 et 9 cm respectivement, à la suite de la coupe totale et de la coupe partielle (enlèvement de 40 % du couvert). La remontée plus faible après la coupe totale est contraire aux

résultats obtenus sur marécages par Pothier *et al.* (2003). Elle est attribuée en partie à l'interception et, dans une moindre mesure, à la transpiration de la régénération préétablie et protégée lors de la récolte totale (Roy *et al.* 1997). Sachant que la remontée de la nappe phréatique est plus grande lorsque la nappe est profonde les profondeurs témoins de la nappe de 23 et 39 cm respectivement sont aussi en cause. Sur un autre site, la remontée après la coupe totale a été de 11 cm (Berry et Jeglum 1988).

Dans la même région, Groot (1998) a comparé les effets de trois traitements à la suite de la récolte à la fin de l'hiver sur sol non gelé comme suit : - (i) le traitement témoin où le passage de l'abatteuse et de la débardeuse (chenilles de 1,2 m de largeur) en hiver dans des sentiers espacés de 15 m, a compressé la couche supérieure poreuse de la tourbe sur 15 % de la superficie, et a causé des ornières de plus de 20 cm de profondeur sur 9 % de l'aire; - (ii) en plus de la récolte d'hiver, une débardeuse a circulé en juin dans les sentiers espacés de 15 m, ce qui a produit des ornières de plus de 20 cm de profondeur sur 20 % de l'aire; et - (iii) la circulation dans des sentiers espacés de 7,5 m a produit des ornières de plus de 20 cm de profondeur sur 33 % de l'aire. Dans les ornières, la profondeur d'aération était nettement plus faible que celle du reste du parterre forestier, ce qui réduit fortement l'implantation et la survie des semis sans toutefois réduire significativement la productivité forestière (Groot 1998). Le traitement le plus sévère a abaissé le niveau moyen de la surface du sol de 6 cm, augmenté le niveau phréatique de 2 cm et réduit la profondeur d'aération de 3 cm, mais aucune différence n'est statistiquement significative par rapport au témoin. Les changements mesurés sur le niveau phréatique et la profondeur d'aération à la suite des perturbations du sol sont relativement faibles par rapport à ceux découlant de l'ablation du couvert forestier. Aucune modification du drainage dans la partie supérieure du sol n'a été observée (Groot 1998).

7.3 EFFET DE LA COUPE - MINNESOTA

Les tourbières étudiées sont localisées dans la forêt Marcell et la superficie du bassin à l'exutoire de chaque tourbière varie entre 8,9 et 71 ha (Sebestyen *et al.* 2011a). La tourbière dans chaque bassin est située entre 100 à 400 m de la ligne de partage des eaux et de ce fait, les apports d'eau des versants deviennent très importants par rapport à la précipitation directe sur le milieu humide. La récolte a été effectuée sur un bog et un fen, tandis que la coupe sur les versants est le traitement étudié sur deux autres bassins alimentant des bogs. Les bogs sont isolés de la nappe régionale par une couche de sol imperméable.

7.3.1 Récolte forestière sur une tourbière au Minnesota

La forêt d'épinettes noires de faible volume du bog S1 de 8,1 ha localisé dans la partie aval d'un bassin de 33,2 ha a été récoltée par bandes en deux étapes couvrant 8, puis 24 % de la superficie du bassin versant. La surface terrière indique que ce peuplement ne serait pas récolté sur une base commerciale. Les niveaux de la nappe phréatique ont augmenté au printemps puis diminué en été, en fonction d'une évapotranspiration accrue attribuée à un apport supplémentaire d'énergie à la surface et à la croissance de carex et de plantes herbacées ayant une faible résistance stomatale (Grigal et Brooks 1997; Sebestyen *et al.* 2011b). Le débit annuel n'a pas changé car l'augmentation de l'écoulement au printemps a été compensée par une diminution en période sèche (Verry 1980). Ces auteurs n'ont pas observé d'augmentation du débit de pointe.

Le fen couvrant 23 % du bassin S3 de 72 ha a été totalement récolté et aucun effet de la coupe sur le régime d'écoulement n'a été détecté, étant donné que le débit permanent (Bay 1968) est dominé par les apports d'eau de l'aquifère régional et qu'il ne varie pas comme le témoin (Bay 1967, 1968, Sebestyen *et al.* 2011b). Cependant, le

niveau de la nappe phréatique a augmenté et aucune condition susceptible de réduire l'infiltration vers l'aquifère et le débit à l'exutoire n'a été observée.

7.3.2 Récolte forestière sur les versants alimentant une tourbière

Le bog S6 de 2 ha supporte un peuplement d'épinettes noires non récolté qui couvre 22 % de la superficie du bassin versant. La récolte de la tremblaie sur les versants couvre 77 % de l'aire du bassin. Les animaux ont pâturé le site durant les trois saisons suivantes et le débit annuel du cours d'eau intermittent a augmenté de 59 à 78 %. En été, le niveau de la nappe phréatique de la tourbière, la durée de l'écoulement et le débit moyen ont augmenté (Sebestyen *et al.* 2011b). Ensuite, le débit annuel provenant du versant a été réduit de 28 % par rapport à son niveau antérieur à la coupe dès la fermeture du couvert forestier créée par la plantation de résineux. Les débits de pointe de fonte ont diminué après la récolte durant la période de pâturage. La même tendance est confirmée pour les débits de pointe de pluie (Sebestyen *et al.* 2011b).

Une première coupe du tremble sur les versants couvrant 34 % de la superficie du bassin S4 a produit une diminution de 35 % du débit de pointe printanier (Sebestyen *et al.* 2011ab). La récolte finale sur les versants entourant le bog sur trois côtés représentait 71 % de la superficie du bassin. L'augmentation du débit annuel a été maximale durant les trois années suivantes avec 43 %. Le débit moyen estival a augmenté durant 9 ans après la récolte (Verry 1987). Le niveau de la nappe phréatique de la tourbière a augmenté après la coupe, résultant d'un apport d'eau plus important en provenance des versants. L'augmentation maximale de la pointe de fonte a été de 143 % (Verry *et al.* 1983). Lu (1994) a évalué à l'aide de la modélisation que les pointes ayant une période de retour de 25 ans et plus ne présentent pas d'augmentation significative après la récolte, ce qui est conforme à la tendance acceptée par la communauté scientifique. Cependant, cette augmentation de la pointe est plus élevée que celles des autres études provenant des bassins expérimentaux non dominés par les

milieux humides (Guillemette *et al.* 2005; Tremblay *et al.* 2008) pour des périodes de retour dépassant 1,5 an. La forte augmentation de la pointe observée est possiblement reliée à une synchronisation des débits des deux exutoires drainant le bog (Verry *et al.* 1983; Verry 1987; Lu 1994; Sebestyen *et al.* 2011ab) et à la contribution des fossés des deux chemins traversent les cours d'eau près des exutoires (Sebestyen *et al.* 2011a). Selon Verry (1986), l'écoulement annuel et le débit de pointe retournent à la normale entre 12 à 15 ans après la récolte des versants.

7.4 FONCTIONS HYDROLOGIQUES ET RÉCOLTE FORESTIÈRE

Les fonctions hydrologiques les plus fréquemment soulignées dans la littérature sont la filtration des sédiments, la recharge de la nappe phréatique, l'augmentation des débits d'étiage et la réduction des inondations. Ces deux dernières fonctions sont aussi exprimées par la régulation des débits. La filtration de l'eau chargée de sédiments qui passe à travers la tourbe ne fait pas de doute. Les sédiments sont filtrés par la tourbe comme le démontre l'absence d'apport supplémentaire de sédiments suite au scarifiage d'une tourbière avec bande de protection près des cours d'eau en Finlande (Ahtiainen 1992). Le débordement d'eau chargée de sédiments est un processus qui survient principalement dans des ouvrages de rétention construits à cet effet (i.e. : marais filtrants) et dans certains types de tourbières minérotrophes riveraines. Le rôle des tourbières sur le débit dépend de son positionnement hydrogéologique (Verry *et al*. 2011b). Les fonctions sont traitées dans les sections suivantes en considérant la remontée normale de la nappe phréatique après la récolte.

7.4.1 Recharge de la nappe phréatique

Ferlatte *et al.* (2015) ont étudié six tourbières de dépression dans la région de Bécancour, dont certaines sont localisées entre 50 et 500 m d'une crête, et d'autres plus éloignées, dans un complexe de milieux humides. En Abitibi, ils ont suivi cinq tourbières (fens en bordure amont des bogs) en pente localisées entre 250 et 3 000 m

de la crête d'un esker alimenté par la nappe régionale. Ils rapportent globalement une fréquence plus élevée de flux d'eau vers le bas (la tourbière recharge la nappe locale - Bécancour ou régionale - Abitibi) que vers le haut (la tourbière est alors rechargée par la nappe locale ou régionale). Les flux varient entre les tourbières selon le type de connexion avec la nappe phréatique (Ferlatte *et al.* 2015; Jackson 1987). En présence d'une nappe élevée dans une tourbière (ex. nappe perchée dans un bog) par rapport à la nappe locale, on assiste à un écoulement latéral dans la couche supérieure de la tourbe qui alimente les écotones de transition les entourant, qui sont nommés laggs (Paradis 2015) où l'eau s'infiltre en partie en profondeur (Verry et Boelter 1978; Verry *et al.* 2011; Ferlatte *et al.* 2015). Le reste de l'eau peut converger vers un cours d'eau prenant souvent naissance à l'exutoire du milieu humide (Verry *et al.* 2011). Dans ce cas, le flux horizontal est plus important que le flux vertical, tel qu'observé au Minnesota (Siegel et Glaser 1987) et en Suède (Waddington et Roulet 1997). Cependant, lorsque la nappe baisse autour des 50 cm, les vitesses latérales d'écoulement sont très faibles ($< 0{,}0075$ m d^{-1}) et contribuent peu à la recharge de la nappe locale en périphérie (Gafni et Brooks 1990).

La recharge de la nappe phréatique est proportionnelle à la précipitation annuelle (Nichols et Verry 2001), mais sa magnitude dépend de la perméabilité du substrat. Au Minnesota, la recharge de la nappe phréatique à travers le till (Verry et Jansenns 2011) du bog S2 est de 90 mm a^{-1}, alors qu'elle est de 135 mm a^{-1} sous un bog voisin dont 15 % du sol minéral est occupé par du sable fluvio-glaciaire. La recharge par unité d'aire est maximale sous le lagg et minimale sous le bog à cause de la faible conductivité hydraulique du catotelme fortement décomposé (Verry *et al.* 2011). Toutefois, dans certains cas, la conductivité hydraulique du sol sous le lagg est plus faible que celle de la tourbe au-dessus (Langlois 2014), ce qui favorise l'écoulement vers l'aval au détriment de l'infiltration. D'ailleurs, Novitzki (1978), au Wisconsin, et Verry et Boelter (1978), au Minnesota, ont rapporté que la recharge de la nappe phréatique est plus faible sous les milieux humides par rapport au reste du bassin

versant. Selon Woo et Valverde (1981), une contribution significative à la recharge demande un apport d'eau important et un sol perméable sous-jacent.

Durant certaines périodes de l'année, une tourbière dans une dépression ou en pente (Ferlatte *et al.* 2015) peut recevoir de l'eau de la nappe locale (Devito *et al.* 1996) ou régionale (Roulet 1990b), ce qui maintient la recharge de la nappe sous le milieu humide. Ainsi, selon les conditions climatiques, l'eau peut circuler vers le centre de la tourbière ou vers l'extérieur (Siegel 1988; Siegel *et al.* 1995; Devito *et al.* 1997); Ferlatte *et al.* 2015), ce qui fait varier le taux de recharge sous ou autour de la tourbière.

La revue des études dans l'Est de l'Amérique du Nord montre que la récolte forestière sur le milieu humide ou le bassin qui l'alimente augmente généralement le niveau de la nappe phréatique, comme c'est le cas en Europe (Sikström et Hökkä 2016). La littérature montre que le compactage et l'orniérage, sauf exception, ne modifient pas suffisamment la capacité d'infiltration de l'aire de récolte (Grigal et Brooks 1997). Nous pouvons en conclure que la remontée de la nappe dans une tourbière à la suite de la récolte ne diminue pas la recharge de la nappe phréatique qui est contrôlée par la perméabilité du catotelme ou du substrat minéral qui varie de nulle à moyenne selon les études précitées.

7.4.2 Débit d'étiage

La réduction des débits d'étiage en aval d'une tourbière est bien documentée. Au Minnesota, le bog S5 (6,1 ha sur un bassin de 53 ha) ne coule pas durant 25 % de l'année (Verry *et al.* 2011), tandis que le bog S2 (3,2 ha sur un bassin de 9,7 ha) se tarit généralement en hiver et durant des saisons estivales ou automnales plus sèches (Sebestyen *et al.* 2011a). Malgré la période sans écoulement en étiage, le débit total annuel du bog S2 est plus élevé que celui des versants par unité d'aire, à cause d'un taux d'évapotranspiration et de percolation profonde plus faible (Verry et Kolka 2003).

La capacité de stockage d'un bog de 0,39 ha en Nouvelle-Zélande peut soutenir un débit de base durant quelques jours seulement ou jusqu'à 3 semaines après un épisode pluvieux important (Fahey et Jackson 1997; Bowden *et al.* 2001). Le bog capte un écoulement moyen de 0,63 L s^{-1} provenant des versants (3,64 ha) herbacés qui transpirent moins qu'une forêt et relâchent seulement 0,40 L s^{-1}. La différence est attribuée à la forte évaporation de la nappe d'eau qui est maintenue à faible profondeur dans la tourbière (Bowden *et al.* 2001). Cependant, une tourbière a peu d'effet sur le débit estival d'un cours d'eau qui la traverse (Woo et Valverde 1981).

Le débit provenant d'un bassin de 290 ha dont 25 % de la surface est occupée par tourbière de 3 m d'épaisseur est pratiquement nul en août et septembre, alors que le débit de base se maintient sur un bassin voisin ayant peu de milieux humides, au Massachussetts (O'Brien 1977). La vidange rapide de la couche supérieure très perméable, puis l'évapotranspiration qui rabat la nappe phréatique sous le lit du cours d'eau, expliquent l'arrêt de l'écoulement. La comparaison entre le débit et la superficie des tourbières sur un bassin versant peut-être trompeuse. En Ontario, le bassin Harp (23 ha), dont la tourbière occupe 5 % de l'aire, a un débit quasi permanent alors que le bassin Plastic (21 ha) de même superficie, dont la tourbière couvre 10 % de l'aire, se tarit environ 100 jours par année (Devito *et al.* 1996). Sur ce dernier bassin, les sols minéraux dominant le bassin versant sont nettement plus minces et ils ont une capacité de stockage réduite (Devito *et al.* 2005), ce qui explique la réduction des étiages (Devito *et al.* 1996). L'importance de l'épaisseur et de la texture du sol sur le débit estival est corroborée par Buttle *et al.* (2004).

Le rôle de la tourbière sur le débit d'étiage est plus complexe à définir lorsqu'il y a des échanges variables selon la saison entre le milieu humide et la nappe phréatique locale ou régionale, tel que discuté dans la section précédente. Le débit estival diminue fortement (Woo et Valverde 1981; Taylor et Pierson 1985) ou cesse complètement (Bay 1969) avec l'évapotranspiration qui peut être combinée à la réduction des apports par la déconnexion de la tourbière avec la nappe locale (Taylor et Pierson 1985) qui

s'abaisse sous le lit des cours d'eau, tel qu'observé par Todd *et al.* (2006) en Ontario, et Goulsbra *et al.* (2014) en Angleterre. Sur ce type de milieu humide déconnecté temporairement de la nappe phréatique locale, les échanges verticaux (évapotranspiration, infiltration) sont plus importants que les écoulements hypodermiques alimentant un cours d'eau (Branfireun et Roulet 1998; Todd *et al.* 2006).

Le débit d'étiage dépend fortement de la connexion avec la nappe locale (Devito 1995) ou régionale (Roulet 1990b) si une telle nappe existe. Le débit de base des milieux humides alimentés par la nappe régionale se maintient normalement toute l'année (Boelter et Verry 1977; Roulet 1990b; Verry et Kolka 2003; Ferlatte *et al.* 2015). La tourbière a peu d'effet sur le débit de base contrôlé par la nappe régionale (Roulet 1990b). En Abitibi, la partie des tourbières en pente occupée par un fen alimenté par l'écoulement hypodermique provenant d'un esker est moins vulnérable à la sécheresse par rapport aux milieux humides de dépression (Ferlatte *et al.* 2015). Le bassin versant qui assure la recharge des eskers (Cloutier *et al.* 2013) est celui qui doit être considéré dans les changements d'utilisation du territoire, telle la récolte forestière qui augmente la disponibilité en eau.

Ainsi, la récolte forestière sur un fen alimenté par l'aquifère régional au Minnesota n'a eu aucun effet mesurable sur le débit estival, tandis que la coupe sur un bog a plutôt réduit l'étiage en augmentant l'évapotranspiration par les plantes herbacées (Sebestyen *et al.* 2011b). La récolte forestière sur les versants a augmenté le débit estival à l'exutoire des tourbières, ce qui concorde avec les résultats obtenus sur les bassins versants bien drainés après la coupe (Kochenderfer et Aubertin 1975; Hornbeck *et al.* 1997; Swank *et al.* 2001; Robinson *et al.* 2003; Buttle *et al.* 2018). Cependant, le nombre de jours avec écoulement dans des cours d'eau intermittents n'a pas changé à la suite de la coupe sur trois bassins versants en Ontario (Buttle *et al.* 2018), ce qui est susceptible de se produire en présence de tourbe qui retient fortement l'eau.

7.4.3 Débit de crue

En période estivale, une tourbière considérée individuellement réduit normalement les débits de pointe par rapport à la pointe printanière parce que le rabattement de la nappe phréatique par l'évapotranspiration (Miller 1965; Boelter et Verry 1977; Novitzki 1981) crée de l'espace de stockage (Roulet et Woo 1986) pour une pluie intense. La réaction de la tourbière est proportionnelle au niveau de la nappe phréatique (Verry et al. 1988). Cependant, la tourbière génère plus de débit par unité d'aire par rapport aux versants qui l'entoure car ces derniers ont plus d'espace de stockage en été (Verry *et al*. 2011b). Verry et Kolka (2003) soulignent que l'espace de stockage dans un bog, au Minnesota, est plus grand que celui sur les versants qui l'alimentent seulement en saison exceptionnellement sèche. Durant des événements extrêmes en été, le bog réagit plus rapidement que les versants (Verry et Timmons 1982) ce qui désynchronise les pointes de débit (Verry et Kolka 2003) provenant de ces deux composantes du bassin versant. Sans mentionner un effet de désynchronisation, Paavilainen et Päivänen (1995) et Päivänen et Hänell (2012) soulignent que les pointes sont plutôt laminées lorsque l'eau se déplace lentement avec la nappe phréatique sur les versants.

Au printemps, lorsque la nappe phréatique est élevée dans la tourbière, celle-ci répond très rapidement à un apport d'eau sur sa surface ou provenant des versants (Glenn et Woo 1997; Verry 1997; Quinton et Roulet 1998; Bowden *et al.* 2001; McEachern *et al.* 2006), ce qui augmente les pointes de crues des cours d'eau provenant de ces tourbières (Boelter et Verry 1977; Heikurainen 1980; Verry *et al.* 1988). Les débits de pointe provenant d'un bog ou d'un fen alimenté par la nappe régionale sont similaires au printemps (Verry et al. 2011b) car la nappe phréatique est près de la surface dans les deux cas. Au printemps, la contribution de la tourbière et des versants par unité d'aire est similaire ((Verry et al. 2011b). Quoique l'écoulement sur les versants (Verry et Timmons 1982) soit transmis rapidement par le lagg (Verry *et*

al. 2011) qui est confiné (Langlois 2014) au pied des versants Verry *et al*. (2011b) mentionnent un décalage des débits entre les deux surfaces.

Contrairement au bog du Minnesota, Taylor et Pierson (1985) ont mesuré des débits de pointe par unité d'aire plus faibles sur la tourbière par rapport à ceux sur les versants en aval. Dans ce cas, la tourbière non traversée par un cours d'eau réduit le débit de pointe provenant des versants en amont (Taylor et Pierson 1985). Les apports d'eau augmentant avec la superficie des versants en amont d'une tourbière (Gleason *et al.* 2007), le rôle de celle-ci peut devenir négligeable, comme le démontre l'exemple suivant. Devito *et al.* (1996) ont mesuré des débits journaliers maxima (printemps) similaires (97,3 et 98,6 L s^{-1}) sur les bassins Plastic (21,1 ha) et Harp (22,7 ha) malgré une superficie en tourbière deux fois plus faible (5 %) sur ce dernier. Sur ces bassins du Bouclier précambrien en Ontario, en période printanière, l'apport d'eau est généralement suffisant pour saturer les sols des versants (Dunne et Black 1970; Roberge et Plamondon 1987) et des milieux humides (Dubé *et al.* 1995; Todd *et al.* 2006) contribuant à la génération des crues. Une nappe près de la surface agit comme un sol mince (Devito *et al.* 2005) et les deux tourbières de l'étude de Devito *et al.* (1996) ainsi que la différence de profondeur des sols saturés ne produisent pas de différence sur la crue.

L'apport permanent d'eau phréatique de la nappe régionale maintient la saturation de la tourbe près de la surface (Shedlock *et al.* 1993; Branfireun et Roulet 1998) et la présence de rigoles à la surface de la tourbe dans certains cas est le principal mécanisme générant les crues (Waddington *et al.* 1993). L'eau reçue par la nappe régionale est nettement supérieure à celle de la pluie (Roulet 1990b). Le fen du bassin S3, au Minnesota, reçoit de l'eau de la nappe régionale, ce qui produit un débit plus uniforme (Boelter et Verry 1977; Gregory 1988; Verry et Boelter 1978), et au moins 10 fois plus élevé que celui d'un bassin similaire non relié à l'aquifère régional (Verry *et al.* 2011). En somme, l'alimentation continue de la nappe phréatique régionale réduit l'espace de stockage (Roulet 1990b) et augmente la crue (Verry et

Kolka 2003) lorsqu'il y a un apport d'eau supplémentaire au printemps ou lors d'une pluie intense (Branfireun et Roulet 1998).

Les débits de pointe élevés se produisent en période de saturation du sol, comme au printemps, et la disponibilité supplémentaire d'eau dans le sol à la suite de la récolte a peu d'effet sur la crue. Malgré un apport supplémentaire d'eau, l'écoulement hypodermique continue de se produire plus ou moins dans les premiers 30 cm de la tourbe (Boelter et Verry 1977) avec ou sans la récolte. Le cas où la récolte sur le versant a augmenté le débit de pointe à l'exutoire de la tourbière est expliqué par la présence de deux exutoires, de deux chemins, et le cheminement rapide de l'eau dans le lagg au pied des versants. Cependant, une tourbière non traversée par un cours d'eau dans une vallée peut aussi absorber la crue provenant du bassin versant et réduire substantiellement cette dernière. L'écoulement peut aussi traverser la tourbière dans un cours d'eau sans effet de cette dernière sur les débits de crue et d'étiage. Ces situations ont toutes été observées. En conditions naturelles, les tourbières augmentent généralement l'écart entre le débit de pointe et le débit d'étiage, ce qui est à l'opposé du concept de la régulation du débit. La récolte forestière ne change pas significativement l'absence générale de régulation des débits par la tourbière car elle a peu d'effet sur les débits de crue et d'étiage.

8. EFFETS CUMULATIFS DES MILIEUX HUMIDES D'UN GRAND BASSIN (CATÉGORIE 5)

Le terme « grand bassin versant » est utilisé pour mettre l'emphase sur le rôle hydrologique des milieux humides répartis sur des bassins versants de dimensions très variées. La superficie de la plupart des bassins analysés varie entre 20 à 4 700 km^2, mais plusieurs bassins plus petits sont inclus dans les études répertoriées. Une quantification du pouvoir d'atténuation des crues par les milieux humides, et par conséquent de leur importance, est proposée dans le Système d'évaluation des milieux humides de l'Ontario (OMNR 2014). On y tient compte de la localisation et de la superficie des milieux humides. Cette approche est reprise dans l'Atlas des territoires d'intérêt pour la conservation dans les Basses-terres du Saint-Laurent (Jobin *et al.* 2018). De plus, si l'on considère l'effet potentiel non étudié de coupes forestières sur certains milieux humides dispersés, une brève révision des connaissances portant sur les effets cumulatifs des milieux humides sur l'hydrologie des grands bassins est justifiée.

Les effets cumulatifs des milieux humides sur de grands bassins sont présentés sous trois approches méthodologiques, soit - (i) le suivi du débit sur des sous-bassins et du grand bassin qui les englobent, - (ii) la régression multiple entre les débits et les caractéristiques des bassins versants incluant l'aire occupée par les milieux humides et hydriques, et - (iii) la modélisation hydrologique.

8.1 SUIVI HYDROLOGIQUE DE SOUS-BASSINS DANS UN GRAND BASSIN VERSANT

Le comportement hydrologique de 15 sous-bassins de tête à l'intérieur du bassin Meade Creek de 78 km^2 localisé dans un paysage couvert de drumlins a été analysé par Todd *et al.* (2006). Les milieux humides des sous-bassins occupent entre 0 et 27 % de leurs superficies. Au printemps, le débit de pointe de Meade Creek résulte

des apports d'eau de chaque sous-bassin qui se connecte au fur et à mesure au réseau hydrographique principal, mais l'effet des milieux humides sur la pointe n'est pas inféré par les auteurs.

L'écoulement s'est produit seulement durant 49 à 220 jours par année sur les neuf sous-bassins pour lesquels le débit en étiage était disponible. Il a été d'environ 64 jours sur le bassin Meade Creek. Ces résultats démontrent le bris de la connexion entre ces derniers et le cours d'eau principal (Todd *et al.* 2006). La durée de l'écoulement est fortement corrélée (r = 0,85) à la proportion de la superficie occupée par les dépôts de sable et gravier alors qu'elle n'est pas corrélée avec la proportion (5 à 22 %) des sous-bassins (Meade Creek) en milieu humide. En Suède, Brandesten *et al.* (1988) ont comparé huit bassins versants et trouvé que le débit diminuait plus lentement avec l'augmentation de la proportion de marécages durant un été plus sec que la normale.

8.2 ANALYSE PAR LA RÉGRESSION

Selon le Système d'évaluation des milieux humides de l'Ontario (OMNR 2014), lorsque les aires de stockage (tous les types de milieux humides, lacs, étangs et autres dépressions) dépassent 10 % de la superficie du bassin versant, les gains pour atténuer les crues s'amenuisent. D'après ce document, le pouvoir de réduction des crues d'un milieu humide est maximum lorsqu'il représente 50 % ou plus de l'ensemble des aires de stockage en amont de son exutoire. Ces valeurs sont basées sur Adamus et Stockwell (1983) qui font référence aux travaux de Carter *et al.* (1978) et de Novitzki (1978), qui s'appuient sur les données de Conger (1971)! Conger (1971) a établi des relations logarithmiques entre les débits de pointe de différentes périodes de retour et les caractéristiques physiques des bassins versants, au Wisconsin. La variable qui représente l'aire de stockage (milieux humides et lacs) prend la forme « superficie de stockage$^{-\text{coeficient de la régression}}$ » (Conger 1971, p. 13) et elle a été utilisée pour calculer les

réductions du débit de pointe pour différentes périodes de retour et valeurs de stockage exprimées en pourcentage de la superficie du bassin versant (Figure 8.1). La réduction des débits de pointe est attribuée à la topographie plane de ces milieux qui permet l'étalement du volume de crue et ralentit la vitesse d'écoulement (Conger 1971; Verry et Boelter 1978; Moore et Larson 1979; Verry et Boelter 1981; Serban *et al.* 1988; Verry 1988; Verry *et al.* 1988; Johnston *et al.* 1990; Krug *et al.* 1992; Maidment 1993).

La relation établie par Conger (1971) pour tous les cours d'eau jaugés du Wisconsin montre une réduction plus forte pour les pointes de période de retour de 100 ans (Q_{100}) par rapport aux crues plus fréquentes. Cette réduction atteindrait 67 % avec 10 % de l'aire du bassin qualifiée de stockage (Figure 8.1). Des analyses subséquentes montrent que la variable stockage n'est pas significative dans certaines régions hydrologiques du Wisconsin, comme c'est le cas dans plusieurs États du nord-est des États-Unis (Novitzki 1985). Par exemple, la réduction des pointes dans une région est plus forte pour la période de retour de 2 ans (Q_2), contrairement à l'analyse précédente (Krug *et al.* 1992), alors qu'il n'y a pas de différence entre Q_2 et Q_{100} à la suite de l'introduction de nouvelles données (Walker et Krug 2003; Walker *et al.* 2017). Les relations développées au Minnesota (Moore et Larson 1979; Jacques et Lorenz 1988; Johnston *et al.* 1990) sont similaires (non illustrées) à celles obtenues au Wisconsin pour les régions hydrologiques et les pointes Q_2 et Q_{100}.

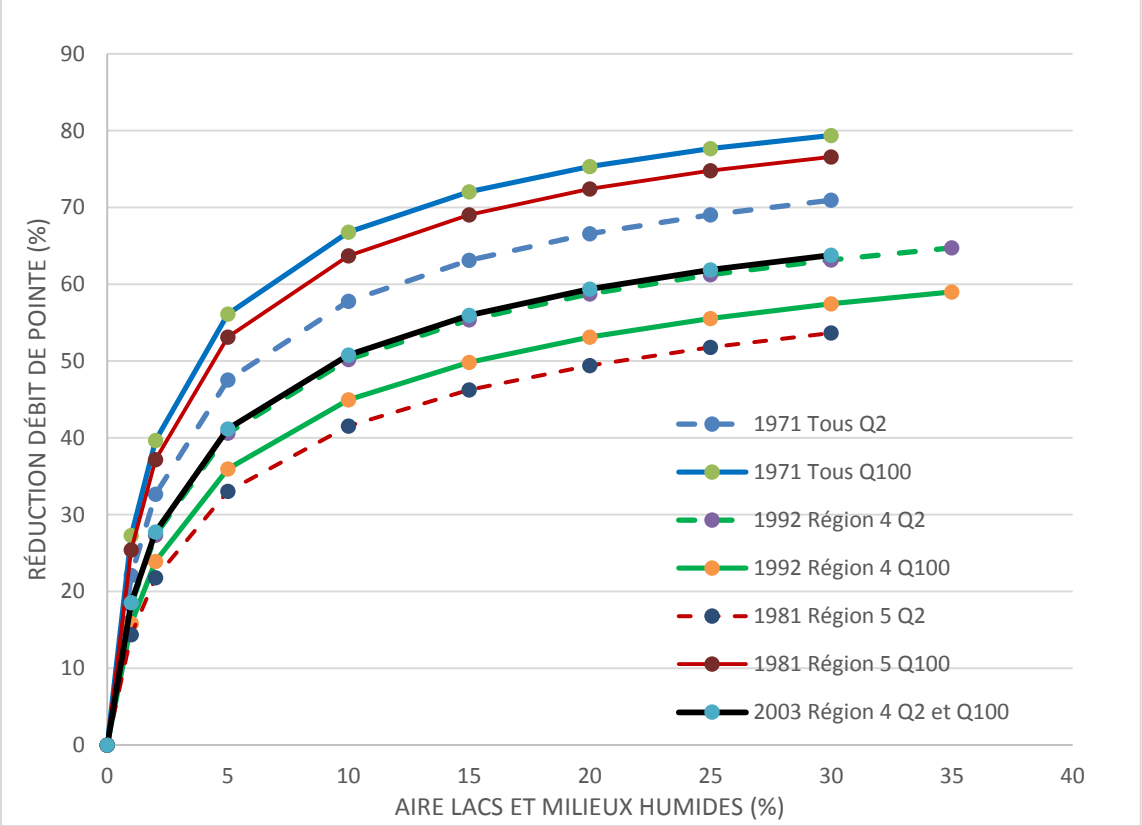

Figure 8.1 Réduction des débits de pointe par la présence de milieux humides et de lacs en fonction de la période de retour, au Wisconsin (Conger 1971, 1981; Krug *et al.* 1992; Walker et Krug 2003).

En Ontario (Sehgal 2016) et au Québec (Hoang 1977), les effets de la variable stockage sur la réduction des pointes (Figure 4.2) présentent des patrons différents. À cause d'une très forte corrélation entre les superficies du bassin versant et des aires de stockage (milieux humides et lacs), Sehgal (2016) transforme la variable stockage utilisée dans les équations de prédiction des débits de pointe; la variable transformée utilisée par Sehgal (2016) montre une augmentation plus linéaire de la réduction des débits de pointe avec l'aire de stockage. Yang *et al.* (2010) soulignent que la relation entre le débit de pointe et la superficie occupée par les milieux humides n'est pas linéaire. La forme exponentielle directe obtenue par la régression (Figures 8.1 et 8.2) conduit à la conclusion que la réduction des débits de pointe est très forte lorsque la

superficie des aires de stockage passe de 0 à 5-10 % (Conger 1971; Johnston *et al.* 1990). L'effet des lacs n'est pas séparé de celui des milieux humides dans les études précédentes basées sur la régression. Or, Lorenz *et al.* (2010) ont trouvé pour chacune des régions hydrologiques du Minnesota que les débits de pointe étaient corrélés seulement avec la superficie en lacs et non corrélés avec le stockage (lacs et milieux humides). De plus, les résultats obtenus à l'aide de la régression peuvent être entachés par la corrélation qui peut exister entre l'aire de stockage et celle du bassin versant (Sehgal 2016).

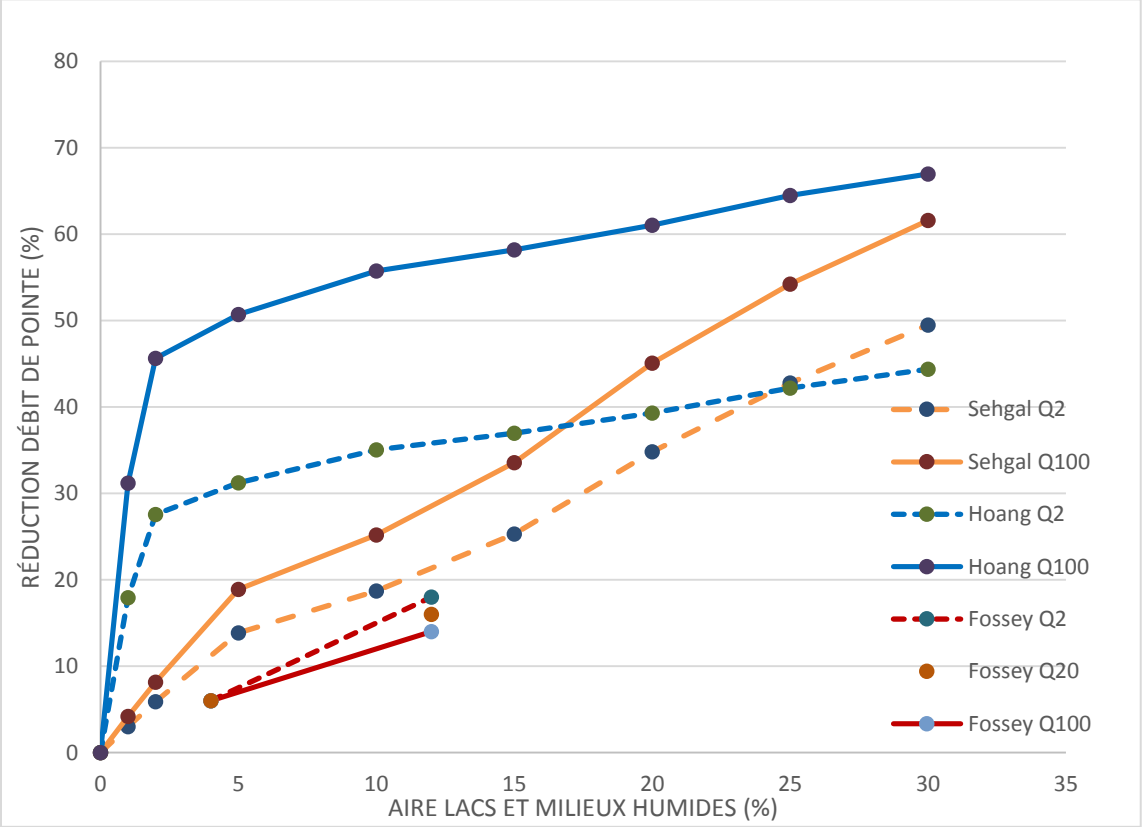

Figure 8.2 Réduction des débits de pointe par la présence de milieux humides et de lacs (Sehgal 2016; Hoang 1977) et milieux humides seulement (Fossey et Rousseau 2016b).

En ce qui a trait au débit saisonnier, Novitzki (1981) rapporte une augmentation de 40 % du volume d'eau au printemps et une réduction similaire à l'automne, lorsque les aires de stockage atteignent 40 % de la superficie du bassin. L'augmentation au printemps s'approche du maximum dès qu'il y a 20 % de milieux plats, selon Campbell et Dreher (1970). Mitsch et Gosselink (2015) attribuent cette augmentation au fait que le milieu est saturé durant la fonte printanière, alors que les crues importantes surviennent. Ce constat général peut être nuancé en fonction du type de milieu humide, comme le soulignent les observations de Quinton *et al.* (2003). Ces auteurs ont trouvé une corrélation positive entre l'écoulement printanier (Scotty Creek, Territoires du Nord-Ouest) et les fens couverts de rigoles, alors que la corrélation était négative avec l'aire occupée par les bogs de dépression en milieux plus plats. La diminution du débit estival avec l'augmentation de l'aire de stockage obtenue par la régression a été observée dans plusieurs États du nord-est des États-Unis, à l'exception de la Virginie, où l'inverse se produit (Novitzki 1985).

Tompkins *et al.* (1997) ont mesuré le débit en mai et en août dans 25 bassins versants de 7 à 123 km^2, au Minnesota. La moitié des bassins versants ayant plus de 60 % de leur superficie en milieux humides présente un débit plus élevé et une différence maximale d'écoulement (maximum – minimum) plus élevée pour la saison et en août. En août, la plupart des cours d'eau s'assèchent ou présentent un débit très faible. Ces données n'appuient pas la régularisation du débit par les milieux humides.

Lorsque les auteurs classifient les bassins versants en fonction des milieux humides et du couvert végétal, on obtient un écoulement et des différences maximales de l'écoulement saisonnier et en août plus faibles pour les marécages couverts d'aulnes et de plantes basses. On note une régularisation du débit pour ce type de milieu humide. Pour les autres couverts, il n'est pas possible de tirer des conclusions claires car les bassins combinant marécages et forêt décidues, ainsi que ceux dominés par la forêt de bois dur (bouleau, érable, frêne), présentent des coupes récentes (Tompkins *et al.* 1997).

8.3 MODÉLISATION HYDROLOGIQUE

LES DÉBITS DE POINTE

La modélisation apparaît un meilleur outil pour évaluer le rôle des milieux humides (Wang *et al.* 2008) à condition que les résultats puissent être validés sur le terrain. Une simulation par Wang *et al.* (2010) indique une augmentation de 50 % du débit de pointe, si on élimine les milieux humides qui couvrent 27 % de la superficie d'un bassin, au Minnesota. Le débit de pointe serait réduit de 23 % en faisant passer de 9,5 à 11,3 % la superficie en milieux humides d'un bassin, au Manitoba. Cela correspond à augmenter l'aire des sous-bassins drainant ces milieux humides de 47 à 60 % de la superficie du bassin (Yang *et al.* 2010). Fossey et Rousseau (2016b) ont évalué par la modélisation que les milieux humides qui occupent 4 % de la superficie du bassin de la rivière Yamaska contribuent à réduire les pointes Q_2, Q_{20} et Q_{100} de 6 % (Figure 8.2). Ces réductions attribuables à la présence de milieux humides couvrant 12 % de l'aire du bassin de la rivière Bécancour sont, dans le même ordre, de 18, 16 et 14 %. L'effet des milieux humides sur la Bécancour diminue avec la période de retour, ce qui correspond à l'ensemble des résultats portant sur les changements du couvert végétal (Hewlett 1982; Cosandey et Robinson 2000; Calder 2002, 2005; Guillemette *et al* 2005; Tremblay *et al* 2008; Grant *et al.* 2008).

Ogawa et Male (1986) ont déterminé par la simulation que la réduction de 25 % de la superficie de chaque milieu humide avait peu d'effet sur les débits de pointe, sauf pour ceux localisés près du cours d'eau principal. Ils ont trouvé que les milieux humides en aval près du cours d'eau principal avaient plus d'effets sur la réduction des inondations. Ces résultats s'apparentent à ceux obtenus pour les milieux humides de la plaine d'inondation (catégorie 1). Le rôle de la localisation des milieux humides dans le bassin versant a fait l'objet d'autres études (Wang *et al.* 2008; Evenson *et al.* 2015; Golden *et al.* 2016; Fossey et Rousseau 2016a; Fossey *et al.* 2016). Fossey *et al.* (2016) ont simulé les débits sans milieux humides comparés à la présence de milieux humides

isolés et riverains, selon leur localisation sur le bassin versant de la rivière Bécancour (2 597 km^2). Le rôle plus important de réduction des débits de pointe des milieux humides riverains situés en aval correspond aux conclusions de Ogawa et Male (1986) et de Acreman et Holden (2013). Cependant, ces derniers considèrent, à la suite de leur revue de la littérature, que les milieux humides isolés contribuent à générer le débit de crue et qu'ils ont peu d'effets sur les plus grandes crues, alors que les sols du bassin versant sont près de la saturation. Par contre, les simulations de Fossey *et al.* (2016) montrent une réduction des débits de pointe par les milieux humides isolés dont l'importance augmente vers l'amont, tel que supposé par Adamus et Stockwell (1983).

LES DÉBITS D'ÉTIAGE

Selon les simulations de Fossey *et al.* (2016), les débits d'étiage augmentent plus fortement avec les milieux humides isolés situés en amont et les milieux humides riverains dans les sous-bassins d'ordre plus élevé (3 classes d'ordre utilisées), peu importe leur localisation. L'augmentation des débits d'étiage, quoique certains résultats montrent une réduction possible causée par les milieux humides riverains (Fossey *et al.* 2016), est contraire à la majorité des observations sur des bogs dans des bassins de tête. La diminution de l'effet des milieux humides avec la durée de la période sèche est soulignée par Fossey *et al.* (2016). Cependant, une augmentation de 50 % du débit d'étiage Q5-30 (récurrence 5 ans, durée 30 jours) est attribuée aux milieux humides couvrant 12 % du bassin de la rivière Bécancour (Fossey et Rousseau 2016b). Il est possible que le facteur pour l'évaporation (Fossey *et al.* 2015) soit un peu faible par rapport à certaines observations (Brooks *et al.* 2011) et que l'intensité du drainage agricole et forestier ne soit pas totalement prise en compte. Cependant, comme le soulignent Fossey *et al.* (2016), la transférabilité des résultats à des échelles différentes peut être questionnée. Par exemple, la recharge de la nappe sous un milieu humide de tête réduit son débit d'étiage, mais peut contribuer à celui du bassin plus en aval.

8.4 INFÉRENCE POUR LA RÉCOLTE FORESTIÈRE

Les résultats présentés aux chapitres précédents démontrent que la récolte forestière effectuée selon les bonnes pratiques d'aménagement maintient les fonctions écologiques des marécages et tourbières boisés. Le seul effet qui peut être négatif est une augmentation du débit de pointe. Une seule étude montre une augmentation importante de la pointe à l'exutoire de la tourbière, mais ce changement était relié à la récolte sur les versants en amont de la tourbière et non sur la tourbière. Au Québec, nous recommandons une aire équivalente de coupe de 50 % ou moins de la superficie d'un bassin versant afin de minimiser les augmentations du débit de pointe (Plamondon 2004; Langevin et Plamondon 2004). Nous pourrions appliquer cette recommandation, par exemple, pour la récolte sur le bassin versant en amont d'une tourbière de plus faible superficie que le versant. C'est le type d'information qui serait à développer. Cependant, à cause de la dispersion des coupes forestières dans le temps et l'espace, il est très peu probable que la récolte de milieux humides chez les propriétaires forestiers privés puisse affecter le débit de pointe dans les cours d'eau en aval de ces dernières.

9. CHANGEMENTS CLIMATIQUES

Il y a certains changements hydrologiques mesurables découlant d'un changement climatique dans le sud-est des États-Unis (Li et Li 2015). Le niveau de la nappe phréatique des milieux humides est sensible au régime saisonnier (Swindel *et al.* 1983b; Aust et Lea 1992; Aust *et al.* 1993, 1995; Preston 1996; Xu *et al.* 2002) et annuel (Sun *et al.* 2000; Bliss et Comeford 2002) des précipitations. Le climat est réputé avoir un effet sur le niveau phréatique des milieux humides (Brooks 2009; Fossey et Rousseau 2016ab; Liu et Kumar 2016). Zhu *et al.* (2017) ont utilisé les données pour cinq types de milieux humides du sud-est des États-Unis et les changements climatiques anticipés prédisent un rabattement de la nappe phréatique de 4 à 22 cm à la fin du siècle. Ils concluent que les milieux humides de dépression (*cypress pond* - tourbière) sont les plus vulnérables aux changements climatiques. Dans le sud du Québec, on anticipe plutôt une augmentation des précipitations et de l'évapotranspiration en période estivale ayant un impact nul sur le débit moyen (Fossey et Rousseau 2016b).

Mitsch et Gosselink (2015) soulignent la variété d'opinons sur les effets du changement climatique sur les émissions de carbone car la productivité augmente avec la température. La productivité des tourbières et des marécages boisés augmente aussi avec le rabattement de la nappe phréatique (Verry 1997). Mitsch et Gosselink (2015) estiment que les effets des augmentations des émissions de méthane sont plus que compensés par la séquestration du carbone dans la tourbe et les sols humides. Le changement du patron des précipitations et les températures plus chaudes peuvent avoir un effet négatif sur ces fonctions dans les milieux humides. Il est difficile de généraliser les effets du changement climatique car la production de méthane varie avec le type de milieu humide, sa localisation, la température et le degré de saturation du sol (Keddy 2010). Les principaux mécanismes qui contrôlent la perte de méthane en

tourbières boréales sont la température et le niveau de la nappe phréatique (Moore et Roulet 1995). Un rabattement de la nappe cause une plus grande oxydation de la tourbe et augmente la perte de méthane et de carbone (Gorham 1991). La remontée transitoire après la récolte aurait l'effet contraire.

Les traitements sylvicoles qui maintiennent une partie du couvert sont à favoriser lorsque le peuplement s'y prête où qu'ils ne sont pas contre-indiqués. Parmi les possibilités, notons la coupe totale en présence de régénération préétablie, la coupe avec protection de petites tiges marchandes, la coupe progressive régulière ou irrégulière qui assure une bonne régénération avant la récolte finale du couvert, et les coupes jardinatoires. Le lecteur peut se référer au *Guide sylvicole du Québec*, Tomes 1 et 2 (MRN 2013ab) pour les notions théoriques et la description des traitements sylvicoles.

10. CONCLUSION

La revue de la littérature démontre la complexité des interrelations entre les caractéristiques des milieux humides, leur position hydro-géomorphologique et leurs fonctions hydrologiques. En classant les milieux humides boisés par catégories, les fonctions hydrologiques peuvent être globalement généralisées mais certaines conditions modifient ces fonctions. La récolte forestière, en réduisant l'évapotranspiration, élève sauf exception le niveau de la nappe phréatique des milieux humides. Cette remontée augmente le gradient hydraulique vertical qui peut contribuer à la recharge de la nappe phréatique dans la mesure où le sol sous-jacent possède une certaine perméabilité. Une nappe plus haute accroît l'écoulement hypodermique vers le cours d'eau ou le lagg dans le cas des tourbières. L'eau qui atteint le lagg peut aussi contribuer à la recharge de la nappe phréatique. Les débits d'étiage ou de crue sont traités par catégories de milieu humide boisé.

La majorité des études rapportent que la plaine d'inondation contribue à stocker temporairement de l'eau et à ralentir la vitesse d'écoulement, surtout lorsque la surface est rugueuse. Ainsi, les milieux humides de la plaine d'inondation (Catégorie 1) contribuent à réduire la pointe de crue lorsque le cours d'eau déborde et favorisent la déposition de sédiments, la recharge de la nappe phréatique et le débit de base après la période de crue. La littérature relative au rôle de la plaine d'inondation porte principalement sur les marécages, mais, à l'occasion, le type de substrat n'est pas clairement indiqué. Dans la plaine d'inondation, le substrat de surface peut être minéral, organique ou constitué de couches organiques et minérales à cause de dépositions plus importantes lors de grandes crues. La présence d'une tourbière associée à une dépression dans la plaine d'inondation pourrait être plus efficace qu'un milieu bien drainé en raison de la capacité de stockage de la dépression.

La disponibilité accrue d'eau dans les sols à la suite de la récolte forestière est négligeable par rapport au débordement d'un cours d'eau en crue. Pour maintenir l'efficacité de la plaine d'inondation à réduire le débit de pointe, il faut s'assurer de laisser les souches, les débris de coupe et autres obstacles qui maintiennent ou amplifient la rugosité du terrain. Les études démontrent que la récolte forestière soumise aux bonnes pratiques d'aménagement maintient les fonctions hydrologiques des milieux humides de la plaine d'inondation.

La remontée de la nappe phréatique après la récolte sur les marécages boisés (Catégorie 2) situés sur les basses-terres du Saint-Laurent et la ceinture d'argile de l'Ontario suit un patron similaire à celle du sud-est des États-Unis, tout en étant globalement plus élevée dans ce dernier cas, à cause de la forte évapotranspiration. En l'absence de précautions suffisantes, la récolte sur des sols très humides produit du compactage et du barattage dans les sentiers de débardage. Malgré ces perturbations, le niveau de la nappe phréatique, le débit de pointe et les pertes de sédiments deviennent négligeables après 2 à 3 ans, mais l'effet peut durer 5 à 6 ans dans certains cas. L'augmentation de la densité et la diminution de la macroporosité et de la conductivité hydraulique reviennent à la normale après 17 à 24 ans. Le façonnage des lits de plantation assure généralement la survie des semis et une croissance similaire à celle de sites peu perturbés après 5 à 10 ans. L'application des meilleures pratiques sylvicoles et de récolte produit un effet négligeable sur l'hydrologie, ce qui démontre la possibilité d'un aménagement forestier durable sur les marécages boisés. Le drainage intensif favorise à court terme l'implantation des semis, mais le site perd son statut de milieu humide selon les critères américains, en plus de favoriser une évacuation rapide de l'eau. La biodiversité et le volume ligneux sont devenu similaires à ceux des sites non drainés 22 et 33 ans respectivement après le drainage intensif, ce qui supporte la proscription de ce traitement intensif au Québec.

La récolte forestière maintien ou augmente la durée d'inondation de l'étang vernal (Catégorie 3), ce qui s'avère positif si l'on s'assure de maintenir la qualité de l'eau et un ombrage adéquat. Ces résultats basés sur une seule étude au Minnesota peuvent être généralisés car ils correspondent à ce que nous connaissons des changements du bilan hydrologique après la récolte. Cependant, le surplus d'eau disponible dans cette étude se résorbe 5 ans après la récolte à cause de rejets de souche de tremble très vigoureux, ce qui ne sera pas le cas dans d'autres peuplements forestiers. Nous recommandons d'appliquer de bonnes pratiques de récolte forestière, particulièrement dans la bande riveraine, afin d'éviter les apports de sédiments tout en assurant un minimum de couvert autour de l'étang et sur le bassin versant. Le choix du traitement sylvicole par pied d'arbre, par bande, par trouée ou par bloc de coupe totale dépend des caractéristiques du peuplement.

Il y a consensus à l'effet que la tourbière (Catégorie 4), en soi, contribue à augmenter le débit de crue en période humide, comme au printemps, et à réduire le débit d'étiage en été. Ce rôle peut être modifié lorsque la tourbière est considérée dans le contexte du bassin versant qui l'englobe. Lorsqu'une tourbière non traversée par un cours d'eau reçoit les apports d'eau d'un versant par ruissellement, écoulement hypodermique ou écoulement phréatique, son effet sur le débit de crue et d'étiage peut être accentué ou diminué comme le démontre la littérature. On a observé que l'eau des versants sur sol minéral est absorbée par la tourbière qui réduit la pointe et le débit d'étiage. Le débit de pointe provenant du versant arrive à l'exutoire de la tourbière après la génération de la pointe par cette dernière et la pointe maximale est réduite. Plus le bassin versant est grand en amont de la tourbière, moins cette dernière influence le débit. Son effet devient minime lorsque la superficie du bassin versant en amont de la tourbière favorise la présence d'un cours d'eau qui traverse cette dernière.

Il est à noter que la comparaison des débits entre deux bassins dont l'un présente une plus grande superficie de tourbière ne permet pas toujours de tirer des conclusions claires quant à son rôle car il n'existe pas deux bassins hydrologiquement

similaires même sans milieux humides. Une différence d'épaisseur du sol minéral entre deux bassins versants suffit à renverser l'effet possible de la présence d'une tourbière. La remontée de la nappe après la coupe est significative en période estivale et elle est associée à une augmentation du débit d'étiage, tout en favorisant la recharge de la nappe phréatique si la perméabilité du substrat le permet. Le faible changement de la hauteur de la nappe en période humide à la suite de la récolte n'a pas d'effet important sur les débits de crue. Il est possible que la fonte se produise plus tôt après la récolte sur les versants et génère un débit de pointe concomitant à celui de la tourbière en aval et augmente la pointe.

L'effet cumulé sur les débits de pointe de plusieurs milieux humides distribués sur de grands bassins (Catégorie 5) a été évalué par la régression et, plus récemment, par la modélisation. Les résultats de la régression montent fréquemment une réduction importante des débits de pointe et, dans plusieurs cas, des débits d'étiage lorsque la proportion de milieux humides et de lacs est importante dans un bassin versant. Une étude démontre la réduction des étiages sur un bassin de 78 km^2 englobant de nombreux milieux humides qui deviennent déconnectés entre eux en période estivale. L'approche par la régression est remise en question car les superficies en lacs et milieux humides sont traitées ensemble, ce qui fait dire à certains auteurs que cette approche évalue le rôle des aires planes sur un bassin et non les milieux humides. Ce commentaire est appuyé par la nécessité de transformer la variable stockage (milieux humides et lacs), la corrélation stockage-aire du bassin, et l'absence de contribution de l'aire en milieu humide dans la régression lorsque la superficie de ces milieux est séparée de celle des lacs. La modélisation semble plus appropriée que la régression, en autant que des validations terrain en confirment les résultats. Pour le moment, les caractéristiques de chaque type de milieu humide, le rôle de leur localisation et les connexions hydrologiques sont vaguement pris en compte. L'effet de la récolte sur l'hydrologie d'un grand bassin est considéré négligeable compte tenu de la dispersion

des milieux humides et de la récolte couvrant une faible proportion de la superficie du bassin versant.

Il est recommandé d'évaluer les meilleures pratiques forestières appliquées au Québec afin d'assurer la pérennité des fonctions hydrologiques des tourbières et des marécages boisés. Les pratiques à privilégier sont préventives mais les actions correctives, lorsque nécessaires, doivent aussi être évaluées. Il est aussi recommandé d'intégrer à ces études le suivi d'autres fonctions écologiques telles la biodiversité et la séquestration du carbone.

RÉFÉRENCES

Abedini MJ, Dickinson WT, Rudra RP. 2006. On depressional storages: the effect of DEM spatial resolution. J Hydrol. 318(1):138-150.

Abu-Aly TR, Pasternack GB, Wyrick JR, Barker R, Massa D, Johnson T. 2019. Effects of LIDAR-derived, spatially distributed vegetation roughness on two-dimensional hydraulics in a gravel-cobble river at flows of 0,2 to 20 times bankfull. Manuscript for publication.

Acreman M, Holden J. 2013. How wetlands affect floods. Wetlands. 33:773-786.

Acreman MC, Mountford JO. 2010. Wetland management. In: Ferrier RC, Jenkins A, editors. Handbook of catchment management. Blackwell; 19-49.

Adamus PR, Stockwell LT. 1983. A Method for wetland functional assessment. Vol. 1 & 2. Report N^{o} FWHA-1P-82-23. Offices of Research, Development and Technology, Federal Highway Administration, US department of Transportation, Washington DC.

Ahtiainen M. 1992. The effects of forest clear-cutting and scarification on the water quality of small brooks. Hydrobiologia. 243/244:465-473.

Amatya D, Callahan T, Hansen W, Trettin C, Radecki-Pawlik A, Meire P. 2015. Turkey Creek—A case study of ecohydrology and integrated watershed management in the low-gradient Atlantic Coastal Plain, USA. J Water Resour Prot. 7:792–814.

Amatya DM, Chescheir GM, Williams TM, Skaggs RW, Tian S. 2019. Long-term water table dynamics of forested wetlands: drivers and their effects on wetland hydrology in the southeastern Atlantic coastal plain. Wetlands. https://doi.org/10.1007/s13157-019-01153-y

Amatya DM, Skaggs RW. 2001. Hydrologic modelling of a drained pine plantation on poorly drained soils. For Sci. 47(1):103-114.

Amoah JKO, Amatya DM, Nnaji S. 2012. Quantifying watershed depression storage: determination and application in a hydrologic model. Hydrol Process. 27:2401-2413.

Andrade RB. 1971. The influence of bulk density on the hydraulic conductivity and water content-matric suction relation of two soils [Master thesis]. Utah State University, Logan (UT).

Appelboom TW, Chescheir GM, Skaggs RW, Hesterberg DL. 2001. Evaluating forest road management practices for reducing sediment production and transport from

forested watersheds. In: Ascough JC II, Flanagan DC, editors. Soil erosion research for the 21st century. Proc Int Symp, 3-5 Jan, Honolulu (Hawaii), p. 171-174.

Appelboom TW, Chescheir GM, Skaggs RW, Hesterberg DL. 2002. Management practices for sediment reduction from forest roads in the coastal plains. Transactions of the ASAE. Am Soc Agric Eng. 45(2):337–344.

Arnup RW. 1998. The extent, effects and management of forestry-related soil disturbance, with reference to implications for the clay belt: a literature review, Ontario Ministry of Natural Resources, Tech. Rep.TR-037.

Askew GR, Williams TM. 1986. Water quality changes due to site conversion in coastal South Carolina. South J Appl For. 10:134-136. In: Shepard JP. 1994. Effects of forest management on surface water quality in wetland forest. Wetlands. 14(1):18-26.

Aston AR. 1979. Raionfall interception by eight small trees. J Hydrol. 42:383-396.

Aust WM, Lea R. 1992. Comparative effects of areal and ground logging soil properties in a tupelo-cypress wetland. For Ecol Manage. 50:57-73.

Aust WM, Bolding MC, Barrett SM. 2019. Silviculture in forested wetlands: Summary of current forest operations, potential effects, and long-term experiments. Wetlands. https://doi.org/10.1007/s13157-019-01191-6.

Aust WM, Burger JA, Carter EA, Preston DP, Patterson SC. 1998a.Visually determined soil disturbance classes used as indices of forest harvesting disturbance. South J Appl For. 22:245–250.

Aust WM, Burger JA, Scheerer GA, Tippett MD, McKee Jr. WH. 1998b. Amelioration of compacted and rutted skid trails on wet pine flats: Fourth-year results. In: Waldrop TA, editor. Proceedings of the ninth biennial silvicultural research conference. US Department of Agriculture, Forest Service, Southern Research Station, Ashville (NC). Gen. Tech. Rep. SRS-20:386-391.

Aust WM, Reisinger TW. Burger JA, Stokes BJ. 1993. Soil physical and hydrological changes associated with logging a wet pine flat with wide-tired skidders. South J Appl For. 17(1):22-25.

Aust WM, Schoenholtz SH, Miwa M, Fristoe TC. 1998c. Growth and development of water tupelo (*Nyssa aquatic*) bald cypress (*taxodium distichum*) following helicopter and skidder harvesting: 10-year results. In: Waldrop TA, editor. Proceedings of the ninth biennial silvicultural research conference. US Department of Agriculture, Forest Service, Southern Research Station, Ashville (NC). Gen. Tech. Rep. SRS-20:363-367.

Aust WM, Schoenholtz SH, Zaebst TW, Szabo BA. 1997. Recovery status of a cypress-tupelo wetland seven years after disturbance: silvicultural implications. For Ecol Manage. 90:161-169.

Aust WM, Tippett MD, Burger JA, Mckee WH Jr. 1995. Compaction and rutting during harvesting affect better drained soils more than poorly drained soils on wet pine flats. South J Appl For. 19(2):72-77.

Bacon KL, Baird AJ, Blundell A, Bourgault MA, Chapman PJ, Dargie G, Dooling GP, Gee C, Holden J, Kelly T, *et al.* 2017. Questioning ten common assumptions about peatlands. Mires and Peat. 19(12):1-23.

Barry R, Plamondon AP, Bernier P, Prévost M, Seto M, Stein J, Trottier F. 2009. Hydrologie forestière et aménagement du bassin hydrographique. In : Manuel de foresterie. Ch. 5. Québec, Canada : Ordre des Ingénieurs forestiers du Québec et Éditions MultiMondes; p. 317-357.

Bay RR. 1967. Factors influencing soil-moisture relationships in undrained forested bogs. In: Sopper WE, Lull HW, editors. International symposium on forest hydrology. Pergamon Press, New York, p. 335-343.

Bay RR. 1968. The hydrology of several peat deposits in northern Minnesota, USA. In: Proceedings of the Third International Peat Congress. Quebec (QC), Canada: National Research Council of Canada, p. 212-218.

Bay RR. 1969. Runoff from small peatland watersheds. J Hydrol. 9:90-102.

Bazoge AD, Lachance D, Villeneuve C. 2015. Identification et délimitation des milieux humides du Québec méridional. Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques. Direction de l'expertise en biodiversité et Direction de l'aménagement des eaux souterraines.

Beasley RS, Granillo AB. 1983. Sediment losses from forest practices in the gulf coastal plain of Arkansas. In: Jones EP Jr, editors. Second Biennial Southern Silvicultural Research Conference. Asheville (NC): Gen. Tech. Rep. SE-24, USDA Forest Service Southeastern Experimental Station, p. 461-467.

Beasley RS, Granillo AB. 1988. Sediment and water yields from managed forest on flat coastal plain sites. Water Resour Bull. 24(2):361-366.

Beckwith CW, Baird AJ, Heathwaite AL. 2003. Anisotropy and depth related heterogeneity of hydraulic conductivity in a bog peat, I: laboratory measurements. Hydrol Process. 17:89-101.

Bedford BL, Godwin KS. 2003. Fens of the United States: Distribution, characteristics, and scientific connection versus legal isolation. Wetlands. 23(3):608-629.

Bedinger MS. 1981. Hydrology of bottomland hardwood forests of the Mississippi Embayment. In: Clark JR, Benforado J, editors. Wetlands of bottomland hardwood forests. Amsterdam: Elsevier; p. 161–176.

Bélair JL, Plamondon AP, Lagacé R, Jutras S. 2003. Conductivité hydraulique et masse volumique apparente de la tourbe de types forestiers drainés. Can J Soil Sci. 83:139-142.

Belleau P. 1988. Drainage d'une pessière noire à sphaigne et à némopanthe mucroné. [Master thesis]. Université Laval, Québec, Canada.

Belleau P, Plamondon AP, Lagacé R, Pepin S. 1992. Hydrodynamique d'une pessière noire drainée. Can J For Res. 22:1063-1070.

Belyea LR, Baird AJ. 2006. Beyond "the limits to peat bog growth": Cross-scale feedback in peatland development. Ecological Monographs. 76:299–322.

Bennett KP. 2010. Good forestry in the Granite States: Recommended voluntary forest management practices for New Hampshire. Second ed. University of New Hampshire Cooperative Extension, Durham, N.H.

Berry GJ, Jeglum JK. 1988. Seasonnal variation in streamflow recessions in the mire complex Komosse, southern central Sweden. In: International symposium on hydrology of wetlands in temperate and cold climate, 6–8 June, Joensuu, Finland. Academy of Finland, p. 84–91.

Bliss CM, Comerford NB. 2002. Forest harvesting influence on water table dynamics in a Florida flatwoods landscape. Soil Sci Soc Am J. 66:1344-1349.

Boelter DH. 1964. Water storage characteristics of several peats in situ. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 28:433-435.

Boelter DH.1965. Hydraulic conductivity of peats. Soil Sci. 100:227-231.

Boelter DH.1969. Physical properties of peats as related to the degree of decomposition. Soil Sci Soc Am Proc. 33:606-609.

Boelter DH, Verry ES. 1977. Peatland and water in the northern Lake States. USDA Forest Service Tech Rep. NC-31, p. 1-22.

Boileau E, Schreiber A, Seto M, Paré D, Jutras S, Huot M, Joanisse G. 2013. La remontée de la nappe phréatique. In: Boulet B, Huot M. (superviseurs). Le Guide sylvicole du Québec, Tome 1 – Les fondements biologiques de la sylviculture. Ministère des ressources naturelles, Les Publications du Québec, Canada, p. 771-788.

Boone RB, Johnson CM, Johnson LB. 2017. Simulating vernal pool hydrology in central Minnesota, USA. Wetlands. 26(2):581-592.

Bowden WB, Fahey BD, Ekanayake J, Murray DL. 2001. Hillslope and wetland hydrodynamics in a tussock grassland, South Island, New Zealand. Hydrol Proc. 15(10):1707-1730.

Brais S. 2001. Persistence of soil compaction and effects of seedling growth in northwestern Quebec. Soil Sci Soc Amer J. 65(4):1263-1271.

Brandesten CO, Verry ES, Brooks KN, Barten PK. 1988. Streamflow response from an ombrotrophic mire. In: Proceedings of the International Symposium on the Hydrology of Wetlands in Temperate and Cold Regions; Helsinki (Fin): The Academy of Finland, 4:52-59.

Branfireun BA, Roulet NT. 1998. The baseflow and storm flow hydrology of a precambrian shield headwater peatland. Hydrol Process. 12:57-72.

Brinson MM. 1993. A hydrogeomorphic classification for wetlands. Technical Report WRP-DE-4, US Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Wetlands Research Program, Vicksburg, MS.

Britel A. 1992. Relations hydriques et modélisation en milieu humide boisé après le drainage [Master thesis]. Université Laval, Québec, Canada.

Brooks KN, Verma SB, Kim J, Verry ES. 2011. Scaling up evapotranspiration estimates from process studies to watersheds. Ch. 6. In: Kolka RK, Sebestyen SD, Verry ES, Brooks KN, editors. Peatland biogeochemistry and watershed hydrology at the Marcell Experimental forest. Boca Raton (FL): CRC Press; p.177-192.

Brooks RP, Brinson M, Havens K, Hershner C, Rheinhardt R, Wardrop D, Whigham D, Jacobs A, Rubbo J. 2011. Proposed hydrogeomorphic classification for wetlands of the mid-Atlantic region, USA. Wetlands. 31(2):207–219.

Brooks RT. 2009. Potential impacts of global climate change on the hydrology and ecology of ephemeral freshwater systems of the forests of the northeastern United States. Clim Chang. 95:469–483.

Brooks RT, Hayashi M. 2002. Depth-area-volume and hydroperiod relationships of ephemeral (vernal) forest pools in southern New England. Wetlands. 22:247-255.

Bullock A, Acreman M. 2003. The role of wetlands in the hydrological cycle. Hydrol Earth Syst Sci. 7:358–389.

Buttle JM, Beall FD, Webster KL, Hazlett PW, Creed IF, Semkin RG, Jeffries DS. 2018. Hydrologic response to and recovery from differing silvicultural systems in a deciduous forest landscape with seasonal snow cover. J Hydrol. 557:805-825.

Buttle, J.M., P.J. Dillon and G.R. Eerkes 2004. Hydrologic coupling of slopes, riparian zones and streams: An example from the Canadian Shield. J Hydrol. 287: 161-177.

Calder IR. 2002. Forests and hydrological services: reconciling public and science perceptions. Land Use and Water Resources Research N^{o} 2:2.1-2.12.

Calder IR. 2005. Blue revolution. Integrated land and water resource management. Second ed. London (UK): Earthscan.

Calhoun AJK, de Maynadier P. 2004. Forestry habitat management guidelines for vernal pool wildlife. MCA Technical Paper N^{o} 6. Metropolitan Conservation Alliance, Wildlife Conservation Society, Bronx, New York.

Callahan TJ, Amatya DM, Stone PA. 2017. Coastal forest and groundwater: Using case studies to understand the effects of drivers and stressors for resource management. Sustainability. 9(3):447-467.

Campbell RE, Dreher FC. 1970. A proposed streamflow data program for Wisconsin. Open File Report 70-0052. Water Resources Division, US Geological Survey, Madison (WI).

Carter EA, McDonald TP. 1998. Interaction among machine traffic, soil physical properties and loblolly pine root proliferation in a Piedmont soil. In: Waldrop TA, editor. Proceedings of the ninth biennial silvicultural research conference. US Department of Agriculture, Forest Service, Southern Research Station, Ashville (NC). Gen. Tech. Rep. SRS-20:368-372.

Carter V, Bedinger MS, Novitzki RP, Wilen WO. 1978. Water resources and wetlands. In: Greeson PE, Clark JR, Clark JE, editors. Wetlands functions and values: the state of our understanding. Am Water Resour Ass. Minneapolis (MN), p. 344–376.

CEPPAC 1987. Le système canadien de classification des sols. Le comité d'expert sur la prospection pédologique d'Agriculture Canada. 2ième édition. Publ. 1646.

Charman D. 2002. Peatlands and environmental change. John Wiley & Sons Ltd, NY. 301 p.

Chen Xi, Chen Xu. 2003. Stream water infiltration, bank storage, and storage zone changes due to stream-stage fluctuations. J Hydrol. 280:246-264.

Chimner RA, Hart JB. 1996. Hydrology and microtopography effects on northern white-cedar regeneration in Michigan Upper Peninsula. Can J For Res. 26:389–393.

Cloutier V, Blanchette D, Dallaire PL, Nadeau S, Roy M. 2013. Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines de l'Abitibi-Témiscamingue (Partie 1). Amos, Québec : Ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs.

Cole CA, Brooks RP, Wardrop DH. 1997. Wetland hydrology as a function of hydrogeomorphic (HGM) subclass. Wetlands. 17(4):456-467.

Conger DH. 1971. Estimating magnitude and frequency of floods in Wisconsin. US Geological Survey, Madison (WI). Open File Report.

Conservation Foundation. 1988. Protectingt America's wetlands: An action agenda. Final Report on the National Wetlands Policy Forum. Washington (DC).

Cook BJ, Hauer FR. 2007. Effects of hydrologic connectivity on water chemistry, soils, and vegetation structure and function in an intermontane depressional wetland landscape. Wetlands. 27:719–738.

Cosandey C, Robinson M. 2000. Hydrologie continentale. Paris: Armand Colin; 360 p.

Couillard L, Grondin P. 1986. La végétation des milieux humides du Québec. Les Publications du Québec, Canada.

Cowardin LM, Carter V, Golet FC, LaRoe ET. 1979. Classification of wetlands and deepwater habitats of the United States. U.S. Department of the Interior, U.S. Fish and Wildlife Service, Office of Biological Services, Washington, DC.

Cristan R, Aust WM, Bolding MC, Barrett SM, Munsell JF. 2016. Status of state forestry best management practices for the southeastern United States. In: Schweitzer CJ, Clatterbuck WK, Oswalt CM, editors. 2016. Proceedings of the 18th biennial southern silvicultural research conference. Asheville (NC): US Department of Agriculture Forest Service, Southern Research Station. e-Gen. Tech. Rep. SRS-212, p. 3-7.

Cronk JK, Fennessy MS. 2001. Wetland Plants: Biology and Ecology. Boca Raton (FL): Lewis Publishers.

Crownover SH, Comerford NB, Neary DG. 1995. Water flow patterns in cypress/pine latwoods landscape. Soil Sci Soc Am J. 59:1199-1206.

Dahl TE, Stedman SM. 2013. Status and trends of wetlands in the coastal watersheds of the conterminous United States 2004 to 2009. US Department of the Interior, Fish and Wildlife Service and National Oceanic and Atmospheric Administration, National Marine fisheries Service. 46 p.

Dec D, Dörmen J, Becker-Fazekas O, Horn R. 2008. Effect of bulk density on hydraulic properties of homogenized and structured soils. J Soil Sci Plant Nutr. 8(1):1-13.

Devito KJ. 1995. Sulfate mass balances of Precambrian Shield wetlands: the influence of catchment hydrogeology. Can J Fish Aquat Sci. 52:1750-1760.

Devito KJ, Creed IF, Fraser CJD. 2005. Controls of runoff from a partially harvested aspen-forested headwater catchment, Boreal Plain, Canada. Hydrol process. 19:3-25.

Devito KJ, Hill AR, Roulet NT. 1996. Groundwater–surface water interactions in headwater forested wetlands of the Canadian Shield. J Hydrol. 181:127-141.

Devito KJ, Waddington JM, Branfireun BA. 1997. Flow reversals in peatlands influenced by local groundwater systems. Hydrol Process. 11:103-110.

Diamond JS, McLaughlin DL, Slesak RA, D'Amato AW, Palik BJ. 2018. Forested versus herbaceous wetlands: Can management mitigate ecohydrologic regime shifts from invasive emerald ash borer. For Ecol Manage. 222:436-446.

Dingman SL. 1966. Characteristics of summer runoff from a small watershed in Central Alaska. Water Resour Res. 2(4):751-754.

Dingman SL. 1971. Hydrology of the Glenn Creek watershed Tanana River Basin, Central Alaska. US Army Corps of Engineers, New Hampshire Research Report 297.

Dingman SL. 1994. Physical hydrology. Macmillan Publishing Company, NY.

Dresser JA, T. C. Denis TC. 1946. La géologie de Québec. Géologie descriptive. Ministère des Mines, Québec. Rapp Géol. 20 (2).

Dubé S, Plamondon AP. 1995. Relative importance of interception and transpiration changes causing watering-up after clearcutting on four wet sites. In: Man's Influence on Freshwater Ecosystems and Water Use. IAHS: Boulder (CO); p. 113–120.

Dubé S, Plamondon AP, Rothwell RH. 1995. Watering-up after clear-cutting on forested wetlands of the St. Lawrence lowland. Water Resour Res. 31:1741-1750.

Dubé S, Villeneuve N, Grandtner MM, Plamondon AP. 1993. La végétation et le sol de la forêt hygrophile de Beaurivage (Québec) : Une analyse écologique de groupement et d'ordination. Fragm Florist Geobot. 2(2), suppl.:539-556.

Dunne T, Black RD. 1970. Partial-area contribution to storm runoff in a small New England watershed. Water Resour Res. 6(5):1296-1311.

Edil TB, Bosscher PJ, DeWitt CB. 1986. Compression and gravity drainage as means of dewatering peat. In: Peat and water. Aspects of water retention and dewatering in peat. London (UK): Elsevier Applied Science Publishers; p. 21-36.

Edwards KE. 2011. Course - Advanced Wetlands Ecology University of Tennessee – Knoxville. Slides. http://fwf.ag.utk.edu/mgray/wfs560/Edwards2011.pdf.

Eisenbies MH, Burger JA, Aust WM, Patterson SC. 2004. Loblolly pine response to wet weather harvesting on wet flays after 5 years. Water, Air, Soil Pollut. Focus 4:217–233.

Eisenbies MH, Burger JA, Aust WM, Patterson SC. 2007. Changes in site productivity and the recovery of soil properties following wetland dry-weather harvesting disturbances in the Atlantic coastal plain for a stand of age 10 years. Can J For Res. 37:1336–1348.

Ellison AM, Bank MS, Clinton BD, Colburn EA, Elliott K, Ford CR, Foster DR, Kloeppel BD, Knoepp JD, Lovett GM, *et al.* 2005. Loss of foundation species: consequences for the structure and dynamics of forested ecosystems. Front Ecol Environ 3(9):479-486.

Environnement Canada 2019. Normales climatiques du Canada 1981-2010. https://climat.meteo.gc.ca/climate_normals/index_f.html.

Evans M, Warburton J. 2010. Geomorphology of upland peat. Erosion, form and landscape change. Oxford (UK): Wiley-Blackwell.

Evenson GR, Golden HE, Lane CR, D'Amico E. 2015. Geographically isolated wetlands and watershed hydrology: a modified model analysis. J Hydrol. 529 (Part 1):240-256.

Ewel KC. 1990. Multiple demands on wetlands. Bioscience. 40(9):660-666.

Fahey BD, Jackson RJ. 1997. Hydrological impacts of converting native forest and grasslands to pine plantations, South Island, New Zealand. Agric For Meteorol. 84(1-2):69-82.

FDACS 2008. Silviculture best management practices. Florida Forest Service, Department of Agriculture and Consumer Services.

Ferlatte M, Quillet A, Larocque M, Cloutier V, Pellerin S. 2015. Aquifer–peatland connectivity in southern Quebec (Canada). Hydrol Process. 29(11):2600-2612.

FMWSI 2018. Practitioner guide. Wetland best management practices for forest management planning and operations. Forest management and wetland stewardship initiative, Ducks Unlimited Canada. Edmonton, Alberta.

Fossey M, Rousseau AN. 2016a. Assessing the long-term hydrological services provided by wetlands under changing climate conditions: a case study approach of a Canadian watershed. J Hydrol. 541:1287-1302.

Fossey M, Rousseau AN. 2016b. Can isolated and riparian wetlands mitigate the impact of climate change on watershed hydrology? A case study approach. J Environ Manage. 184:327-339.

Fossey M, Rousseau AN, Bensalma F, Savary S, Royer A. 2015. Integrating isolated and riparian wetland modules in the PHYSITEL/HYDROTEL modelling platform: model performance and diagnosis. Hydrol Process. 29:4683-4702.

Fossey M, Rousseau AN, Savary S. 2016. Assessment of the impact of spatiotemporal attributes of wetlands on stream flows using a hydrological modelling framework: A theoretical case study of a watershed under temperate climatic conditions. Hydrol Process. 30:1768-1781.

Frei S, Fleckenstein JH. 2014. Representing effects of micro-topography on runoff generation and sub-surface flow patterns by using superficial rill/depression storage height variations. Envir Model Softw. 52(0):5-18.

Frei S, Lischeid G, Fleckenstein JH. 2010. Effects of micro-topography on surface-subsurface exchange and runoff generation in a virtual riparian wetland – A modeling study. Adv Water Resour. 33(11):1388-1401.

Gafni A, Brooks KN. 1990. Hydrologic characteristics of four peatlands in Minnesota. Can J Soil Sci. 70:239-253.

Gamble DE, Grody J, Mack J, Micacchion M. 2007. An ecological and functional assessment of urban wetlands. Vol 2. Morphometric surveys, depth-area-volume relationships and flood storage function of urban wetlands in central Ohio. Ohio Environmental Protection Agency, Wetland Ecology Group, Division of Surface Water, Columbus. Technical Report WET/ 2007-3B.

Gao J, Kirkby M, Holden J. 2018. The effect of interactions between rainfall patterns and land-cover change on flood peaks in upland peatlands. J Hydrol. 567:546-559.

Gillies C. 2007. Méthodes de contrôle de l'érosion et des sédiments pour les routes forestières et les traversées de cours d'eau. Guide pratique pour les opérations forestières. FPInnovations, Avantage. 9(5): 95 p.

Gleason RA, Tangen BA, Laubhan MK, Kermes KE, Euliss NH. 2007. Estimating water storage capacity of existing and potentially restorable wetland depressions in a subbasin of the Red River of the North. USGS Open-File Report 2007-1159, US Department of the Interior, US Geological Survey, Reston (VA).

Glenn MS, Woo MK. 1997. Spring and summer hydrology of a valley-bottom wetland, Ellesmere Island, Northwest Territories, Canada. Wetlands. 17:321-329.

Golden HE, Sander HA, Lane CR, Zhao C, Price K, D'Amico E, Christensen JR. 2016. Relative effects of geographically isolated wetlands on streamflows: a watershed-scale analysis. Ecohydrology. 9:21-38.

Golet FC, Larson JS. 1974. Classification of freshwater wetlands in the glaciated Northeast. US Fish Wildl. Serv Resour. Publ N^{o} 116.

Gorham E. 1991. Northern peatlands: Role of the carbon cycle and probable responses to climatic warming. Ecol Appl. 1:182-195.

Gosselink JC, Turner RE. 1978. The Role of Hydrology in Freshwater Wetland Ecosystems. In: Good RE, Whigman DF, Simpson RL, editors. Freshwater Wetlands: Ecological Processes and Management Potential. New York: Academic Press; p. 63-78.

Goulsbra C, Evans M, Lindsay J. 2014. Temporary stream in a peatland catchment: pattern, timing, and controls on stream network expansion and contraction Earth Surf Process Landforms. 39(3):790-803.

Grant GE, Lewis SL, Swanson FJ, Cissel JH, McDonnell JJ. 2008. Effects of forest practices on peak flows and consequent channel response: a state-of-science report for Western Oregon and Washington. USDA Forest Service, Pacific Northwest Research Station, Portland, OR. Gen. Tech. Rep. PNW-GTR-760.

Green WD, Stuart WB, Perumpral JV. 1983. Skidder and tire size effects on soil compaction. ASAE Paper N^{o} 83-1620, Am Soc Agric Eng. St. Joseph (MI); p. 16. In: Preston DP. 1996. Harvesting effects on the hydrology of wet pine flats [Master thesis]. Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg (VA).

Gregory JD. 1988. Hydrologic impact of forest water management. In: Hook DD ....*et al.*, editors. The ecology of management of wetlands. Vol 2. Management use, and values of wetlands. Croom Held, London UK. p. 137-147.

Grigal DF, Brooks KN. 1997. Forest management impacts on undrained peatlands in North America. In: Trettin CC, Jurgensen MF, Grigal DF, Gale MR, Jeglum JK, editors. Northern Forested Wetlands: Ecology and Management, Boca Raton (FL): Lewis Publishers, CRC Press; p. 369–386.

Grondin P, Noël J, Schreiber A. 2005. Analyse des relations entre les ornières et les variables écologiques dans la portion sud de la forêt boréale québécoise. Ministère des ressources naturelles et de la faune, Direction de l'environnement forestier. Hors-série.

Groot A. 1998. Physical effects of site disturbance on peatlands. Can J Soil Sci. 78:45-50.

Groupe de travail national sur les terres humides (GTNTH). 1988. Terres humides du Canada. Série de la classification écologique du territoire N^{o} 24. Direction du développement durable. Service canadien de la faune. Environnement Canada, Ottawa.

Guillemette F, Plamondon AP, Prévost M, Lévesque D. 2005. Rainfall stormflow response to clearcutting a boreal forest : peak flow comparison with 50 basins studies. J Hydrol. 302:137-153.

Hammer D. 1992. Creating freshwater wetlands. Chelsea (MI): Lewis Publishers.

Hanson MA, Palik BJ, Church JO, Miller AT. 2010. Influences of upland timber harvest on aquatic invertebreate communities in seasonal ponds: efficacy of forested buffers. Wetl Ecol Manage. 18:255-267.

Harms RW, Aust WM, Burger JA. 1998. Wet flatwoods. In: Messina MG, Conner WH, editors. Southern forested wetlands – Ecology and management. Boca Raton (USA). Lewis Publishers; p. 421-444.

Hauser JW, Aust WM, Burger JA, Zedaker SM. 1993. Drainage effects on plant diversity and productivity in loblolly pine (*Pinus taeda L.*) plantations on wet flats. For Ecol Manage. 61:109–126.

Heikurainen L. 1980. Effect of forest drainage on high discharge. In: The influence of man on the hydrological regime with special reference to representative and experimental basins. IASH Publication. 130:89-96.

Hewlett, J.D. 1982. Forests and floods in the light of recent investigation. Can. Nat. Res. Council, Ottawa, Proceedings of the Canadian Hydrology Symposium - Associate Committee on Hydrology, (C.H.S. 82): 543-559.

Hillman GR. 1998. Floodwave attenuation by a wetland following a beaver dam failure on a second order boreal stream. Wetlands. 18(1):31-34.

Hoang VD. 1977. Estimation des débits journaliers de crue printanière des rivières du Québec méridional en utilisant la distribution de log Pearson III. Direction générale des eaux. Ministère des Ressources Naturelles, Québec, Canada.

Holden J, Burt TP. 2003. Hydraulic conductivity in upland blanket peat: measurement and variability. Hydrol Process. 17:1227–1237.

Holden J, Gascoign M, Bosanko NR. 2007. Erosion and natural revegetation associated with surface land drains in upland peatlands. Earth Surf Process Landf. 32:1547–1557.

Holden J, Kirkby MJ, Lane SN, Milledge DJ, Brookes CJ, Holden V, McDonald AT. 2008. Factors affecting overland flow velocity in peatlands. Water Resour Res. 44:W06415.

Hornbeck JW, Martin CW, Eagar C. 1997. Summary of water yield experiments at Hubbard Brook Experimental Forest, New Hampshire. Can J For Res. 27:2043-2052.

Hupp CR, Bazemore DE. 1993. Temporal and Spatial Patterns of Wetland Sedimentation, West Tennessee. J Hydrol. 141:179-196.

Hupp CR, Osterkamp WR. 1996. Riparian vegetation and fluvial geomorphic processes. Geomorphology. 14:277-295.

Jackson RG. 2006. Wetland Hydrology. In: Batzer DP, Sharitz RR, editors. Ecology of Freshwater and Estuarine Wetlands. University of California Press. Second ed. 2014.

Jackson RJ. 1987. Hydrology of an acid wetland before and after draining for afforestation, western New Zealand. In: Forest hydrology and watershed management. Proceedings of the Vancouver symposium, Aug.. IHAS Publ. N^{o} 167: 465-574.

Jacques JE, Lorenz DL. 1988. Techniques for estimating the magnitude and frequency of floods in Minnesota. US Geological Survey. Water-resources investigation Report 87-4170.

Javornik CJ, Collinge SK. 2016. Influences of annual weather variability on vernal pool plant abundance and community composition. Aquat Bot. 134:61-67.

Jenkins GA, Greenway M. 2005. The hydraulic efficiency of fringing versus banded vegetation in constructed wetlands. Ecol Eng. 25:61-72.

Jobin B, Gratton L, Côté MJ, Pfister O, Lachance D, Mingelbier M, Blais D, Blais A, Leclair D. 2018. Atlas des territoires d'intérêt pour la conservation dans les Basses-terres du Saint-Laurent. Rapport méthodologique, Version 1. Environnement et Changement climatique Canada, Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques, Ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs. Plan d'action Saint-Laurent, Québec, Canada.

Johnston CA, Detenbec NE, Niemi GH. 1990. The cumulative effects of wetlands on stream water quality and quantity. A landscape approach. Biogeochemistry. 10:105-141.

Joyce C. 2012. Preface: Wetland services and management. Hydrobiologia. 692:1-3.

Jutras S, Boileau E, Seto M, Prévost M, Huot M, Joanisse G. 2013. La remontée de la nappe phréatique. In: Boulet B, Huot M, superivseurs. Le guide sylvicole du Québec, Tome 1 – Les fondements biologiques de la sylviculture. Ministère des ressources naturelles, Les Publications du Québec, Canada, p. 789-799.

Jutras S, Plamondon AP, Hökka H, Bégin J. 2006. Water table changes following precommercial thinning on post-harvest drained wetlands. For Ecol Manage. 235(1-3):252-259.

Jutras S, Prévost M. 2013. Le drainage sylvicole. In : Larouche C, Guillemette F, Raymond P, Saucier JP, superviseurs. Le guide sylvicole du Québec, Tome 2 – Les concepts et l'application de la sylviculture. Ministère des Ressources naturelles. Les Publications du Québec, Canada; p. 179-194.

Keddy PA. 2010. Wildland ecology : Principles and conservation. New York: Cambridge University Press.

Kochenderfer JN, Aubertin GM. 1975. Effects of management practices on water quality and quantity : Fernow experimental forest, W. Virginia. In: Proceedings of the Symposium on Municipal Watershed Management. USDA For Serv Gen Tech Rep NE-13:14-24.

Kolka RK, Palik BJ, Tersteeg DP, Bell JC. 2011. Effects of riparian buffers on hydrology of northern seasonal ponds. Transactions of the ASABE; 54(6):2111-2116.

Krug WR, Conger DH, Gebert WA. 1992. Flood-frequency distribution of Wisconsin streams. Wisconsin Department of Transportation. Water-Resources Investigations Report 91-4128.

Kværner J, Kløve B. 2008. Generation and regulation of summer runoff in a boreal flat fen. J Hydrol. 360:15-30.

Kyle KH, Andrews LA, Fox TR, Aust WM, Burger JA, Hansen GH. 2005. Long-term effects of drainage, bedding, and fertilization on growth of loblolly pine pine (*Pinus taeda L.*) in the coastal plain of Virginia. South J Appl For. 29:205–214.

Lagacé R. 1981. Quatre méthodes d'évaluation de la porosité de drainage. Can Agric Eng. 23:85-90.

Lakel WA, Aust WM, Carter EA, Stockes BJ, Buford MA, Sanchez FG. 1999. Harvesting and site preparation effects on the hydroperiods of wet flat pine plantations. In: Haywood JD, editor. Proceedings of the tenth biennial silvicultural research conference. US Department of Agriculture, Forest Service, Southern Research Station, Ashville NC. Gen Tech Rep. SRS–30:298–301.

Lang AJ, Cristan R, Aust WM, Bolding MC, Strahm BD, Vance ED, Roberts Jr. ET. 2016. Long-term effects of wet and dry site harvesting on soil physical properties mitigated by mechanical site preparation in coastal plain loblolly pine (*Pinus taeda*) plantations. For Ecol Manage. 359:162-173.

Langevin R, Plamondon AP. 2004. Méthode de calcul de l'aire équivalente de coupe d'un bassin versant en relation avec le débit de pointe des cours d'eau dans la forêt à dominance résineuse. Direction de l'environnement forestier, Ministère des ressources naturelles et Département des sciences du bois et de la forêt, Université Laval, Québec, Canada.

Langlois M. 2014. Landscape analysis & boundary detection of bog peatlands' transition to mineral land: The laggs of the eastern New Brunswick Lowlands, Canada [Master thesis]. University of Waterloo, Waterloo, Canada.

Lebo ME, Herrmann RB. 1998. Harvest impacts on forest outflow in coastal North Carolina. J Environ Qual. 27(6):1382-1395.

Leibowitz SG. 2015. Geographically isolated wetlands: Why we should keep the term. Wetlands. 35:997-1003.

Letts MG, Roulet NT, Comer NT, Skarupa MR, Vrseghy DL. 2000. Parametrization of peatland hydraulic properties for the Canadian Land Surface Scheme. Atmosphere-Ocean. 38(1):141–160.

Lévy G. 1990. Incidences possibles d'une coupe à blanc sur la remontée des nappes et la stabilité structurale des sols à hydromorphie temporaire. Rev For fr. 42 :517-522.

Li LF, Li WH. 2015. Thermodynamic and dynamic contributions to future changes in regional precipitation variance: focus on the Southeastern United States. Clim Dyn. 45:67–82.

Liu YL, Kumar M. 2016. Role of meteorological controls on interannual variations in wet-period characteristics of wetlands. Water Resour Res. 52:5056–5074.

Lockaby BG, Clawson RG, Flunn K, Rummer R, Meadows JS, Stokes B, Stanturf JA. 1997b. Influence of harvesting on biochemical exchange in sheetflow and soil processes in a eutrophic floodplain forest. For Ecol Manage. 90:187-194.

Lockaby BG, Jones RH, Clawson RG, Meadows JS, Stanturf JA, Thornton FC. 1997c. Influences of harvesting on functions of floodplain forests associated with low-order, blackwater streams. . For Ecol Manage. 9 :217-224.

Lockaby BG, Stanturf JA, Messina MG. 1997a. Effects of sylvicultural activity on ecological processes in floodplain forests of the southern United States: a review of existing reports. For Ecol Manage. 90:93-100.

Lockaby BG, Thornton FC, Jones RH, Clawson RG. 1994. Ecological response of an oligotrophic floodplain forest to harvesting. J Environ Qual. 23:901-906.

Looney CE, D'Amato AW, Palik BJ, Slesak RA, Slater MA. 2017. The response of *Fraxinus nigra* forest ground-layer vegetation to emulated ash borer mortality and management strategies in northern Minnesota, USA. For Ecol Manage. 389:352-363.

Lorenz DL, Sanocki CA, Kocian MJ. 2010. Techniques for estimating the magnitude and frequency of peak flows on small streams in Minnesota based on through water year 2005. US Geological Survey, Reston (VA), Scientific Investigations Report 2009-5250.

Lu J, Sun G, McNulty SG, Comerford NB. 2009. Sensitivity of pine flatwoods hydrology to climate change and forest management in Florida, USA. Wetlands. 29(3)826–836.

Lu SY. 1994. Forest harvesting effects on streamflow and flood frequency in the northern Lake States. [Doctoral dissertation]. St. Paul (MN): University of Minnesota.

Maidment DR. 1993. Handbook of hydrology. McGraw-Hill, Inc. NY.

Mansell RS, Bloom SA, Sun G. 2000. A model for wetland hydrology: description and validation. Soil Sci. 165(5):384-397.

Marcotte M, Roy V, Plamondon AP, Auger I. 2008. Ten-year water table recovery after clearcutting and draining boreal forested wetlands of eastern Canada. Hydrol Process. 22:4163-4172.

McEachern P, Prepas EE, Chanasyk DS. 2006. Landscape control of water chemistry in northern boreal streams of Alberta. J Hydrol. 323:303-324.

McKee WH Jr. 1985. Forestry and forest management impacts on wetlands. In: Groman HA, Burke D, Henderson T, Groman H., editors. Proceedings of a confernece – Wetlands of the Chesapeake. Environmental Law Institute, Washington (DC), p. 216-224.

MFRC 2014. Minnesota's forest management guidelines. Minnesota Forest Resources Council, Minnesota Department of Natural Resources, Saint-Paul.

Miller EG. 1965. Effect of great Swamp, New Jersey, on streamflow during base-flow periods. In: Geological Survey research 1965. Ch. B., Professional Paper 525-B, p. 177-179.

Mitsch WJ, Gosselink JG. 2015. Wetlands. Fifth edition. New Jersey: John Wiley et Sons.

Miwa M, Aust WM, Burger JA, Patterson SC. 1998. Characterization of disturbed forest soils in the lower Coastal Plain of South Carolina. In: Waldrop TA, editor. Proceedings of the ninth biennial silvicultural research conference. US Department of Agriculture, Forest Service, Southern Research Station, Ashville (NC). Gen. Tech. Rep. SRS-20:379-385.

Miwa M, Aust WM, Burger JA, Xu YJ, Patterson SC. 1999. Harvesting and site preparation effects on the hydroperiods of wet flat pine plantations. In: Haywood JD, editor. Proceedings of the tenth biennial silvicultural research conference, Ashville (NC): US Department of Agriculture, Forest Service, Southern Research Station. Gen. Tech. Rep. SRS–30:293–297.

Monteith JL. 1973. Principles of environmental physics. Arnold, London.

Moore ID, Larson CL. 1979. Effects of drainage projects on surface runoff from small depressional watersheds in the North Central Region. Water Resources Research Center, University of Minnesota. Retrieved from the University of Minnesota Digital Conservancy. http://hdl.handle.net/11299/91412.

Moore PA, Morris PJ, Waddington JM. 2015. Multi-decadal water table manipulation alters peatland hydraulic structure and moisture retention. Hydroll Process. 29:2970–2982.

Moore TR, Roulet NT. 1995. Methane emission from Canadian peatlands. In: Lal R, Kimble J, Levine E, Stewart BA, editors. Advances in soil science: Soils and global change. Boca Raton (FL): CRC Press; p. 153-164.

MRN. 2013a. Le guide sylvicole du Québec, Tome 1 – Les fondements biologiques de la sylviculture. Boulet B, Huot M, superviseurs. Ministère des Ressources naturelles, Les Publications du Québec, Canada.

MRN 2013b. Le guide sylvicole du Québec, Tome 2 – Les concepts et l'application de la sylviculture. Larouche C, Guillemette F, Raymond P, Saucier JP, superviseurs. Ministère des Ressources naturelles. Les Publications du Québec, Canada.

NCFS 2015. Forestry best management manual to protect water quality. North Carolina Forest Service, Raleigh. Publication number FM-01-06. Fourth printing.

Neary DG, Swank WT, Riekerk H. 1989. An overview of nonpoint source pollution in the southern United States. In: Hook DD, Russ L, editors. Proceedings of the symposium: The forested wetlands of the Southern United States. Asheville (NC). Gen. Tech. Rep. SE-50, USDA Forest Service, Southeastern Forest Experiment Station. 1-7.

Neaves CN, Aust WM, Bolding MC, Barrett SM, Trettin CC. 2017. Loblolly pine (*Pinus taeda L.*) productivity 23 years after wet site harvesting and site preparation in the lower Atlantic coastal plain. For Ecol Manage. 401:207–214.

Nichols DS, Verry ES. 2001. Streamflow and groundwater recharge from small forested watersheds in north central Minnesota. J Hydrol. 245(1-4):89-103.

Nilsson KA, Rains MC, Lewis DB, Trout KE. 2013. Hydrologic characterization of 56 geographically isolated wetlands in west-central Florida using a probabilistic method. Wetlands Ecol Manage. 21:1–14.

Novitzki RP. 1978. Hydrologic characteristics of Wisconsin's wetlands and their influence on floods, streamflow and sediment. In: Greeson PE, Clark JR, Clark JE, editors. Wetlands functions and values: the state of our understanding. Am Water Resour Ass, Minneapolis (MN), p. 377–388.

Novitzki RP. 1981. The hydrologic characteristics of Wisconsin's wetlands and their influence on floods, streamflow and sediments. In: Richardson B, editor. Selected proceedings of the Midwest conference on wetlands values and management. Water planning board, Saint-Paul (MN), Abstract p. 111.

Novitzki RP. 1982. Hydrology of Wisconsin wetlands. US Department of Interior, Geological Survey, Information Circular 40.

Novitzki RP. 1985. The effects of lakes and wetlands on flood flows and base flows in selected northern and eastern states. In: Groman HA, Burke D, Henderson T, Groman H, editors. Proceedings of a conference – Wetlands of the Chesapeake, Washington (DC). Environmental Law Institute, p. 143-254.

O'Brien AL. 1977. Hydrology of two small wetland basins in Eastern Massachusetts. Water Resour Bull. 13(2):325-340.

Ogawa H, Male JW. 1986. Simulating the flood mitigation role of wetlands. J Water Resour Plann Manage. 112:114–127.

OMNR. 2014. Ontario wetland evaluation system, southern manual. Third edition, Version 3.3. Ontario Ministry of Natural Resources, Peterborough (ON), Canada.

Paavilainen E, Päivänen J. 1995. Peatland forestry. Ecology and principles. Ecological studies 111. Berlin (Allem): Springer Verlag.

Page-Dumroese DS, Jurgensen MF, Tiarks AE, Ponder Jr F, Sanchez FG, Fleming RL, Kranabetter JM, Powers RF, Stone DM, Elioff JD, *et al.* 2006. Soil physical property changes at the North American long-term soil productivity study sites: 1 and 5 years after compaction. Can J For Res. 36:551-564.

Päivänen J, Hänell B. 2012. Peatland ecology and forestry – A sound approach. Department of Forest Sciences Publications, University of Helsinki; 3:1-267.

Paradis É. 2015. Restauration écologique des transitions tourbière-forêt dans les marges des tourbières perturbées par l'extraction de la tourbe. [Master thesis]. Université Laval, Québec, Canada.

Partington M, Gillies C, Gingras B, Smith C, Morissette J. 2016. Routes d'accès et milieux humides: guide sur la planification, la construction et l'entretien. FPInnovations. Pointe-Claire (QC), Canada. Publication spéciale SP-530F.

Perison D, Phelps J, Pavel C, Kellison R. 1997. The effects of timber harvest in a South Carolina blackwater bottomland. For Ecol Manage. 90:171-185.

Petru BJ, Chescheir GM, Ahn C. 2014. Assessment of water budgets and the hydrologic performance of a created mitigation wetland - A modeling approach. Ecol Eng. 71:667–676.

Piché C, Bussières N, Soucie J. 2017. Évaluation de l'importance écologique de 9 étangs vernaux dans Gatineau, Québec. Le Naturaliste canadien. 141(1):58-66.

Plamondon AP. 2004. La récolte forestière et les débits de pointe : État des connaissances sur la prévision des augmentations des pointes, le concept de l'aire équivalente de coupe acceptable et les taux régressifs des effets de la coupe sur les débits de pointe. Direction de l'environnement forestier, Ministère des ressources naturelles.

Plamondon AP, Belleau P. 1991. Estimation of the hydraulic conductivity of peat from bulk density and von post decomposition. In: Jeglum JK, Overend RP, editors. Proceedings Symposium 1989. Peat and peatlands diversification and innovation. Volume 1 – Peatland forestry, Québec City. Canadian Society for Peat and Peatlands, p. 146-152.

Plamondon JA. 2006. Optimiser les résultats de la CPRS – Guide de saines pratiques. Avantage. 7(6): 50 p.

PNHP 2015. Pennsylvania National Heritage Program. BMP and special considerations. http://www.naturalheritage.state.pa.us/docs/Vernal%20Pool%20Conservation%20Mgmt%20Full%20Doc.pdf.

Poole GC, Stanford JA, Running SW, Frissell CA. 2006. Multiscale geomorphic drivers of groundwater flow paths: Subsurface hydrologic dynamics and hyporheic diversity. J N Am Benthol Soc. 25:288-303.

Popescu VD, Patrick DA, Hunter Jr. ML, Calhoun AJK. 2012. The role of forest harvesting and subsequent vegetative regrowth in determining patterns of amphibian habitat use. For Ecol Manage. 270:163–174.

Pothier D, Prevost M, Auger I. 2003. Using the shelterwood method to mitigate water table rise after forest harvesting. For Ecol Manage. 179:573–583.

Potvin MG, et collaborateurs. 1997. Guide : L'aménagement des ponts et des ponceaux en milieu forestier. Ministère des Ressources naturelles, Gouvernement du Québec. 145 p.

Powers RF, Scott DA, Sanchez FG, Voldseth RA, Page-Dumrose D, Elioff JD, Stone DM. 2005. The North American long-term soil productivity experiment: Findings from the first decade of research. For Ecol Manage. 220(1-3):31-50.

Prenger JP, Crisman TL. 2001. Timber harvesting in wetlands: Strategies and impact assessment. In: Rader RB, Batzer DP, Wissinger SA. Bioassessment and management of North American freshwater wetlands. New York: John Wiley & Sons; p. 429-449.

Preston DP. 1996. Harvesting effects on the hydrology of wet pine flats [Master thesis]. Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg (VA).

Prévost M, Belleau P, Plamondon AP. 1997. Substrate conditions in a treed peatland: Responses to drainage. Écoscience. 4:453-554.

Prévost M, Gauthier MM. 2013. Shelterwood cutting in red spruce – balsam fir lowland site: effects of final cut on water table and regeneration development. For Ecol Manage. 291: 404–416.

Prévost M, Plamondon AP, Roy V. 2001. La production forestière. In: Payette S, Rochefort L, éditeurs. Écologie des tourbières du Québec-Labrador, Les Presses de l'Université Laval. Ch 22:423-447.

Price JS. 2003. Role and character of seasonal peat soil deformation on the hydrology of undisturbed and cutover peatlands. Water Resour Res. 39(9), art. 1241.

Quillet A, Larocque M, Pellerin S, Cloutier V, Ferlatte M, Paniconi M, Bourgault MA. 2017. The role of hydrogeological setting in two Canadian peatlands investigated through 2D steady-state groundwater flow modelling. Hydrol Sci J. 62:15, 2541-2557.

Quinton WL, Hayashi M, Pietroniro A. 2003. Connectivity and storage functions of channel fens and flat bogs in northern basins. Hydrol Process. 17(18):3665-3684.

Quinton WL, Roulet NT. 1998. Spring and summer hydrology of a subarctic patterned wetland. Arct Alp Res. 30:285–294.

Rapp J, Shear T, Robinson D. 2001. Soil, groundwater, and floristics of a southeastern United States blackwater swamp 8 years after clearcutting with helicopter and skidder extraction of the timber. For Ecol Manage. 149:241-252.

Rassam DW, Fellows CS, DeHayr R, Hunter H, Bloesch P. 2006. The hydrology of riparian buffer zones; two case studies in an ephemeral and a perennial stream. J Hydrol. 325:308-324.

Rawls WJ, Brakensiek DL, Saxton KE. 1982. Estimation of soil water properties. Trans. ASAE. 25(5):1316-1220, 1328.

Redding TE, Devito KJ. 2006. Particle densities of wetland soils in northern Alberta, Canada. Can J Soil Sci. 86: 57–60.

Rheinhardt RD, Rheinhardt MC, Brinson MM. 2002. Regional guidebook for applying the hydrogeomorphic approach to wet pine flats on mineral soils in the Atlantic and Gulf Coastal Plains. ERDC/EL TR-02-9. Vicksburg (MS): US Army Engineer Research and Development Center.

Richardson AD, Siccama TG. 2000. Are soils like sponges? J Amer Water Resour Ass. 36:913–918.

Richardson JC. 1994. Ecological functions and human values of wetlands: A framework for assessing forestry impacts. Wetlands. 14(1):1-9.

Richardson CJ, McCarthy EJ. 1994. Effect of land development and forest management on hydrologic response in southeastern coastal wetlands: A review. Wetlands. 14(1):56-71.

Richter BD, Baumgartner JV, Powell J, Braun DP. 1996. A method for assessing hydrologic alteration within ecosystems. Conserv Biol. 10(4):1163–1174.

Riekerk H. 1983. Impacts of silviculture on flatwoods runoff, water quality, and nutrient budgets. Water Resour Bull. 19(1):73-79.

Riekerk H. 1989. Influence of silvicultural practices on the hydrology of pine flatwoods in Florida. Water Resour Res. 25:713–719.

Riekerk H, Horhnak LV. 2000. The hydrology of cypress wetlands in Florida pine flatwoods. Wetlands. 20:448-460.

Riekerk H, Neary DG, Swank WT. 1989. The magnitude of upland sylvicultural nonpoint source pollution in the South. In: Hook DD, Russ L, editors. Proceedings of the symposium: The forested wetlands of the Southern United States. Asheville (NC). Gen. Tech. Rep. SE-50, USDA Forest Service, Southeastern Forest Experiment Station. 8-18.

Roberge J, Plamondon AP. 1987. Snowmelt runoff pathways in a boreal forest hillslope, the role of pipe throughflow. J Hydrol. 95:39-54.

Robinson MM, Cognard-Plancq AL, Cosandey C, David J, Durand P, Fuhrer HW, Hall R, Hendriques MO, Marc V, McCarthy R, *et al.* 2003. Studies of the impact of forests on peak flows and baseflows: a European perspective. For Ecol Manage. 186:85-97.

Romanov VV. 1968. Hydrophysics of bogs. Translated from Russian. Israel program for scientific translation, Jerusalem.

Rothwell RL, Woodard PM, Rivard PG. 1993. The effect of peatland drainage and planting position on the growth of white spruce seedlings. North J Appl For. 10:154-160.

Roulet NT. 1990a. Hydrology of peat-covered wetlands. Can Geogr. 34:78-90.

Roulet NT. 1990b. Hydrology of a headwater basin wetland. Groundwater discharge and wetland maintenance. Hydrol Process. 4:387-400.

Roulet NT, Woo MK. 1986. Hydrology of a wetland in the continuous permafrost region. J Hydrol. 89:73-91.

Roux M. 2019. Dynamique hydrique de milieux humides temporaires dans la forêt du Québec méridional [Master thesis]. Université du Québec à Montréal, Montréal, Canada. 153 p.

Roy V, Bernier PY, Plamondon AP, Ruel JC. 1999. Effect of drainage and microtopography in forested wetlands on the microenvironment and growth of planted black spruce seedlings. Can J For Res. 29:563-574.

Roy V, Jeglum JK, Plamondon AP. 1997. Water table fluctuations following clearcutting and thinning on Wally Creek wetlands. Ch. 17. In: Trettin CC, Jurgensen MF, Grigal DF, Gale MR, Jeglum JK, editors. Northern forested wetlands. Ecology and Management. CRC Press; p. 239-252.

Roy V, Plamondon AP, Bernier PY. 2000. Draining forested wetland cutovers to improve seedling root zone conditions. Scand J For Res. 15:58-67

Roy V, Plamondon AP, Bernier PY. 2001. Influence of vegetation removal and regrowth on interception and water table level on wetlands. Intern Peat J. 10:3-12.

Rummer RB, Stokes BJ, Lockaby BG. 1997. Sedimentation associated with forest road surfacing in a bottomland hardwood ecosystem. For Ecol Manage. 90:195-200.

Rutherfurd I, Anderson B, Ladson A. 2007. Managing the effects of riparian vegetation on flooding. Ch. 5. In: Lovett S, Price P, editors. Principles for riparian lands management. Land and Water Australia, Canberra; p. 63-84.

Rutter AJ, Morton AJ, Robins PC. 1975. A predictive model of rainfall interception in forests. II. Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands. J Appl Ecol. 12:367-380.

Rydin H, Jeglum JK. 2013. The biology of peatlands. Second edition. United Kingdom: Oxford University Press.

Sather JH, Smith RD. 1984. An overview of major wetland functions and values. Reserach and Development, Fish and Wildlife Service, US Department of the Interior, Washington (DC).

SCFC 2007. South Carolina's best management practices for forestry. South Carolina Forestry Commission, Columbia.

Schiff S, Aravena R, Mewhinney E, Elgood R, Warner B, Dillon P, Trumbore S. 1998. Precambrian shield wetlands: Hydrologic control of the sources and export of dissolved organic matter. Clim change. 40:167-188.

Schilling EB, Lang AJ, Nicholson H, Nettles J, Gerow Jr TA, McInnis D. 2019. Evolving silvicultural practices to meet sustainability objectives in forested wetlands of the Southeastern United States. Wetlands. https://doi.org/10.1007/s13157-019-01152-z.

Sebestyen SD, Dorrance C, Olson DM, Verry ES, Kolka RK, Elling AE, Kyllander R. 2011a. Long-term monitoring sites and trends at the Marcell experimental forest. Ch. 2. In: Kolka RK, Sebestyen SD, Verry ES, Brooks, KN, editors. Peatland biogeochemistry and watershed hydrology at the Marcell Experimental forest. Boca Raton (FL): CRC Press; p. 15-71.

Sebestyen SD, Verry ES, Brooks KN. 2011b. Hydrological response in change of forest cover on uplands and peatlands. Ch. 13. In: Kolka RK, Sebestyen SD, Verry ES, Brooks, KN, editors. Peatland biogeochemistry and watershed hydrology at the Marcell Experimental forest. Boca Raton (FL): CRC Press; p. 401-432.

Sehgal K. 2016. A unified Ontario flood method: regional flood frequency analysis of Ontario streams using multiple regression [Master thesis]. University of Toronto, Toronto, Canada.

Serban P, Stănesou VA, Sinota M. 1988. Contribution of the study of peatlands influence on maximum flow. In: Proceedings of the international symposium on hydrology of wetlands in temperate and cold regions, 6–8 June, Joensuu, Finland. Academy of Finland, p. 92–99.

Shedlock RJ, Wilcox DA, Thompson TA, Cohen DA. 1993. Interaction between groundwater and wetlands southern shore of Lake Michigan, USA. J Hydrol. 141:127-155.

Shepard JP. 1994. Effects of forest management on surface water quality in wetland forest. Wetlands. 14(1):18-26.

Sidle RC, Onda Y. 2004. Hydrogeomorphology: overview of an emerging science. Hydrol Process. 18(4):597-602.

Siegel DI. 1988. A review of the recharge-discharge functions of wetlands. In: Hook DD, McKee WH Jr, Smith HK, Gregory J, Burrell VG Jr, DeVoe MR, Sojka RE, Gilbert S, Banks R, Stolzy LH, *et al.*, editors. Ecology and Management of Wetlands, Vol 1: Ecology of wetlands. New York: Springer; p. 59-67.

Siegel DI, Glaser PJ. 1987. Groundwater flow in a bog-fen complex, Lost river peatland, Northern Minnesota. J Ecol. 75:743-754.

Siegel DI, Reeve AS, Glaser PH, Romanowicz EA. 1995. Climate-driven flushing of pore water in peatlands. Nature. 374:531–533.

Sikström U, Hökkä H. 2016. Interactions between soil water conditions and forest stands in boreal forests with implications for ditch network maintenance. Silva Fennica. 50(1): art. 1416. 29 p.

Simonovic SP, Juliano KM. 2001. The role of wetland during low frequency flooding events in the Red River basin. Can Water Res J. 26:377-398.

Skaggs RW (2012) Effect of growing season on the criterion for wetland hydrology. Wetlands. 32:1135–1147.

Skaggs RW, Amatya DM, Evans RO, Parsons JE. 1994. Characterization and evaluation of proposed hydrologic criteria for wetlands. J Soil Water Conserv. 49(5):354–363.

Slesak RA, Lenhart CF, Brooks KN, D'Amato AW, Palik BJ. 2014. Water table response to harvesting and simulated emerald ash borer mortality in black ash wetlands in Minnesota, USA. Can J For Res. 44:961-968.

Smith RD, Ammann A, Bartoldus C, Brinson MM. 1995. An approach for assessing wetland functions using hydrogeomorphic classification, reference wetlands, and functional indices. Vicksburg (MI): Wetlands Research Program Technical Report WRP-DE-9, US Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Wetlands Research Program.

Stanturf JA, Schoenholtz SH. 1998. Soils and landforms. In: Messina MG, Conner WH, editors. Southern forested wetlands – Ecology and management. Boca Raton (USA). Lewis Publishers; 123-147.

Sueltenfuss JP, Cooper DJ. 2019. A new approach for hydrologic performance standards in wetland mitigation. J Environ Manage. 231:1154-1163.

Sun G, McNulty SG, Shepard JP, Amatya DM, Riekerk H, Comerford NB, Skaggs W, Swift L Jr. 2001. Effects of timber management on the hydrology of wetland forests in the southern United States. For Ecol Manage. 143:227-236.

Sun G, Riedel M, Jackson R, Kolka R, Amatya D, Shepard J. 2004. Influences of management of southern forests on water quantity and quality. In: Rauscher HM, Johnsen K, editors. Southern Forest Science: Past, Present, and Future. Asheville (NC): US Department of Agriculture, Forest Service, Southern Research Station. General Technical Report SRS–75, p. 195–224.

Sun G, Riekerk H, Comerford NB. 1998a. Modeling the forest hydrology of wetland-upland ecosystems in Florida. J Am Water Resour Ass. 34:827–841.

Sun G, Riekerk H, Comerford NB. 1998b. Modeling the hydrologic impacts of forest harvesting on flatwoods. J Am Water Resour Ass. 34:843–854.

Sun, G, Riekerk H, Kornhak LV. 2000. Ground-water-table rise after forest harvesting on Cypress-pine flatwoods in Florida. Wetlands. 20(1):101-112.

Sutherland B. 2005. La prévention des dommages au sol en forêt boréale et acadienne dans l'est du Canada – Guide pratique pour les opérations forestières. Avantage. 6(27): 64 p.

Sutherland B. 2006a. Réduire les dommages au sol pendant l'abattage et le groupage. FPInnovations. 2 p.

Sutherland B. 2006b. Réduire les dommages au sol pendant le débardage. FPInnovations. 2 p.

Sutherland B. 2006c. Réduire les dommages au sol pendant le débardage par portage. FPInnovations. 2 p.

Sutherland B. 2007. La prévention des dommages au sol durant les opérations de récolte – Guide du superviseur de terrain. FPInnovations. 16 p.

Sutherland B. 2009. Utilisation de la récolte mécanisée pour réduire les dommages au sol et aux tiges dans la coupe de jardinage de feuillus tolérants. FPInnovations, Pointe-Claire, Québec. Avantage. 11(6): 8 p.

Swank WT, Vose JM, Elliott KJ. 2001. Long-term hydrologic and water quality responses following commercial clearcutting of mixed hardwoods on a southern Appalachian catchment. For Ecol Manage. 143:163-178.

Swindel BF, Lassiter CJ, Riekerk H. 1982. Effects of clearcutting and site preparation on water yields from slash pine forests. For Ecol Manage. 4:101-113.

Swindel BF, Lassiter CJ, Riekerk H. 1983a. Effects of different harvesting and site preparation operations on the peak flows of streams in *Pinus elliottii* flatwoods forest. For Ecol Manage. 5(1):77-86.

Swindel BF, Lassiter CJ, Riekerk H. 1983b. Effects of clearcutting and site preparation on stormflow volumes of streams in *Pinus elliottii* flatwoods forests. For Ecol Manage. 5(5):245-253.

Taylor CH, Pierson DC. 1985. The effect of a small wetland on runoff responses during spring snowmelt. Atmosphere-Ocean. 23:137-154.

Taylor JR, Cardamone MA, Mitsch WJ. 1990. Bottomland hardwood forests: Their functions and values. In: Gosselink JG, Lee LC, Muir TA, editors. Ecological processes and cumulative impact illustrated by bottomland hardwood wetland ecosystems. Chelsea (MI): Lewis Publishers; p. 14-86.

Tiner RW. 1999. Wetlands indicators. A guide to wetland identification, delineation, classification and mapping. Boca Raton (FL): Lewis Publishers.

Tiner RW. 2003a. Geographically isolated wetlands of the United States. Wetlands 23(3):494-516.

Tiner RW. 2003b. Estimated extent of geographically isolated wetlands in selected areas of the United States. Wetlands. 23(3):636-652.

Tiner RW. 2014. Dichotomous keys and mapping codes for wetland landscape position, landform, water flow path, and waterbody type: Version 3.0. U.S. Fish and Wildlife Service, National wetlands inventory program, Northeast Region, Hadley (MA).

Tiner RW, Bergquist HC, DeAlessio GP, Starr MJ. 2002. Geographically isolated wetlands: a preliminary assessment of their characteristics and status in selected areas of the United States. US Department of the Interior, Fish and Wildlife Service, Northeast Region, Hadley (MA).

Todd AK, Buttle JM, Taylor CH. 2006. Hydrologic dynamics and linkages in a wetland-dominated basin. J Hydrol. 319:15-35.

Tompkins TM, Whipps WW, Manor LJ, Wiley MJ, Radcliffe CW, Majewski DM. 1997. Wetland effects on hydrological and water quality characteristics of a Mid-Michigan river system: Ecology and Management. In: Trettin CC, Jurgensen MF, Grigal DF, Gale MR, Jeglum JK, editors. Northern Forested Wetlands: Ecology and Management. Boca Raton (FL): CRC Press; p. 273–285.

Tremblay Y, Rousseau AN, Plamondon AP, Lévesque D, Jutras S. 2008. Rainfall peakflow response to clearcutting 50% of three small watersheds in a boreal forest, Montmorency Forest, Québec. J Hydrol. 352:67-76.

Trousdell KG, Hoover MD. 1955. A change in grounwater level after clearcutting a loblolly pine in the coastal plain. J For. 53(7):493-498.

USACE 2005. Technical standard for water table monitoring of potential wetland sites. U.S. Army Corps of Engineers, Environmental Laboratory, ERDC TN-WRAP-05-2.

Verry ES. 1980. Water table and streamflow changes after stripcutting and clearcutting an undrained black spruce bog. In: 6th International Peat Congress, Duluth (MN). International Peat Society: Helsinki (Fin); p. 493-498.

Verry ES. 1986. Forest harvesting and water: the Lake States experience. Water Resour Bull. 22:1039–1047.

Verry ES. 1987. The effect of aspen harvest and growth on water yield in Minnesota. In: Forest hydrology and watershed management, Proceedings of the Vancouver symposium, Aug. IHAS Publ. No 167:553-564.

Verry ES. 1988. The hydrology of wetlands and man's Influence on it. Proceedings of the international symposium on the hydrology of wetlands in temperate and cold regions, Vol 2, 6-8 June, Joensuu, Finland. Academy of Finland, p. 41-61.

Verry ES. 1997. Hydrological processes of natural, northern forested wetlands. In: Trettin CC, Jurgensen MF, Grigal DF, Gale MR, Jeglum JK, editors. Northern Forested Wetlands: Ecology and Management. Boca Raton (FL): CRC Press; p. 163–188.

Verry ES, Boelter DH. 1978. Peatland hydrology. In: Greeson PE, Clark JR, Clark JE, editors. Wetlands functions and values: the state of our understanding. Amer Water Resour Ass. Minneapolis (MN); p. 389–402.

Verry ES, Boelter DH. 1981. Peatland hydrology. In: Richardson B, editor. Selected proceedings of the Midwest conference on wetlands values and management. Water planning board, Saint-Paul (MN); abstract, p. 121.

Verry ES, Boelter DH, Päiväinen J, Nichols DS, Malterer T, Gafni A. 2011. Physical properties of organic soils. Ch. 5. In: Kolka RK, Sebestyen SD, Verry ES, Brooks KN, editors. Peatland biogeochemistry and watershed hydrology at the Marcell Experimental forest. Boca Raton (FL): CRC Press; p. 135-176.

Verry ES, Brooks KN, Barten PK. 1988. Streamflow response from an ombrotrophic mire. In: Proceedings of the international symposium on the hydrology of wetlands in temperate and cold regions; 6-8 June. Helsinki, Finland, The Academy of Finland, p. 52-59.

Verry ES, Brooks KN, Nichols DS, Ferris DR, Sebestyen SD. 2011. Watershed hydrology. Ch. 7. In: Kolka RK, Sebestyen SD, Verry ES, Brooks KN, editors. Peatland biogeochemistry and watershed hydrology at the Marcell Experimental forest. Boca Raton (FL): CRC Press; p. 193-212.

Verry ES, Jansenns J. 2011. Geology, vegetation and hydrology of the S2 bog at the MEF: 12,000 years in northern Minnesota. Ch. 4. In: Kolka RK, Sebestyen SD, Verry ES, Brooks KN, editors. Peatland biogeochemistry and watershed hydrology at the Marcell Experimental forest. Boca Raton (FL): CRC Press; p. 93-134.

Verry ES, Kolka RK. 2003. Importance of Wetlands to Streamflow Generation. In: Renard KG, McElroy SA, Gburek WJ, Canfield HE, Scott, RL, editors. 1st Interagency Conference on Research in the Watersheds, Oct 27-30. USDA, Agricultural Research Service, Benson (AZ); p. 126-132.

Verry ES, Lewis JR, Brooks KN. 1983. Aspen clearcutting increases snowmelt and storm flow peaks in north central Minnesota. Water Resour Bull. 19(1):59-67.

Verry ES, Timmons DR. 1982. Waterborne nutrient flow through an upland-peatland watershed in Minnesota. Ecology 63(5):1456-1467.

Waddington JM, MorrisPJ, Kettridge N, Granath G, Thompson DK, Moore PA. 2015. Hydrological feedbacks in northern peatlands. Ecohydrology. 8:113–127.

Waddington JM, Roulet NT, Hill AR. 1993. Runoff mechanisms in a forested groundwater discharge wetland. J Hydrol. 147:37-60.

Waddington JM, Roulet NT. 1997. Groundwater flow and dissolver carbone mouvement in a peatland. J Hydrol. 191:122-138.

Walker JF, Krug WR. 2003. Flood-frequency characteristics of Wisconsin streams. Water-Resources Investigations Report 03-4250. US Geological Survey, Reston (VA).

Walker JF, Peppler MC, Danz ME, Hubbard LE. 2017. Flood-frequency characteristics of Wisconsin streams (ver. 2.1, Dec 2017). Reston (VA): US Geological Survey Scientific Investigations Report 2016–5140.

Walton R, Davis JE, Martin TH, Chapman RS. 1996. Hydrology of the black swamp wetlands on the Cache River, Arkansas. Wetlands. 16:279-287.

Wang X, Shang S, Qu Z, Liu T, Melesse AM, Yang W. 2010. Simulated wetland conservation-restoration effects on water quantity and quality at watershed scale. J Environ Manage. 91:1511-1525.

Wang X, Yang W, Melesse AM. 2008. Using hydrological equivalent wetland concept within SWAT to estimate streamflow in watersheds with numerous wetlands. Trans ASABE. 51(1):55–72.

Wang Z. 1996. Effects of harvesting intensity on water quality, nitrogen mineralization, and litter decomposition in a bottomland hardwood floodplain forest in southern Texas. [Doctoral dissertation]. Starkville, Mississippi: Mississipi State University.

Ward JV. 1998. Riverine landscapes: Biodiversity patterns, disturbance regimes, and aquatic conservation. Biol Conserv. 83:269-278.

Waring RH, Rogers JJ, Swank WT. 1981. Watert relations and hydrologic cycles. In: De Reichle, editor. Dynamic properties of forest ecosystems. International Biology Program N^{o} 23. Cambridge University Press, New York; p. 205-264.

Warren SE. 2001. Sedimentation in a tupelo-baldcypress forested wetland 12 years following harvest disturbance [Master thesis]. Virginia Polytechnical Institute and State University, Blacksburg (VA).

Webster KL, Beall FD, Creed IF, Kreutzweiser DP. 2015. Impacts and prognosis of natural resource development on water and wetlands in Canada's boreal zone. Environ Rev. 23:78-131.

Whiteley HR, Irwin RW. 1986. The hydrological response of wetlands in southern Ontario. Can Water Resour J. Vol. 11(1):100- 109.

Whiting PJ, Pomeranets M. 1997. A numerical study of bank storage and its contribution to streamflow. J Hydrol. 202:121-136.

Wilcox B, Dean D, Jacob J, Sipocz A. 2011. Evidence of surface connectivity for Texas gulf coast depressional wetlands. Wetlands. 31:451–458.

Williams TM, Askew GR. 1988. Impact of drainage and site conversion of pocosin lands and water quality. In: Hook DD 2001, editor. The ecology of management of wetlands. Vol 2. Management use, and values of wetlands. Croom Held, London UK. p. 213-218.

Williams TM, Lipscomb DJ. 1981. Water table rise after cutting on coastal plain soils. South J Appl For. 5:46-48. In: Bliss CM, Comerford NB. 2002. Forest harvesting influence on water table dynamics in a Florida flatwoods landscape. Soil Sci Soc Am J. 66.

Winger PV. 1986. Forested wetlands of the Southeast: Review of the major characteristics and role in maintaining water quality. US Department of the Interior, Washington (DC): Resources Publication 163.

Winter TC, LaBaugh JW. 2003. Hydrologic considerations in defining isolated wetlands. Wetlands. 23(3):532-540.

Woo ML, Valverde J. 1981. Summer streamflow and water level in a mid-latitude swamp. For Sci. 27:177-189.

Xu YJ, Aust WM, Burger JA, Patterson SC, Miwa M. 1999. Recovery of hydroperiod after timber harvesting in a forested wetland. In: Haywood JD, editor. Proceedings of the tenth biennial silvicultural research conference, Ashville (NC): US Department of Agriculture, Forest Service, Southern Research Station. Gen. Tech. Rep. SRS–30:282–287.

Xu YJ, Burger JA, Aust WM, Patterson SC, Miwa M, Preston DP. 2002. Changes in surface water table depth and soil physical properties after harvest and establishment of loblolly pine (*Pinus taeda L.*) in Atlantic coastal plain wetlands of South Carolina. Soil & Tillage Res. 63:109-121.

Yang W, Wang X, Liu Y, Gabor S, Boychuk L, Badiou P. 2010. Simulated environmental effects of wetland restoration scenarios in a typical Canadian prairie watershed. Wetlands Ecol Manage. 18:269-279.

Zhu J, Sun G, Li W, Zhang Y, Miao G, Noormets A, McNaulty SG, King JS, Kumar M, Wang X. 2017. Modeling the potential impacts of climate change on the water table level of selected forested wetlands in the southeastern United States. Hydrol Earth Syst Sci. 21:6289–6305.

ANNEXE 1

Bonnes pratiques d'aménagement forestier dans l'ensemble des milieux forestiers, incluant les milieux humides

Plusieurs documents ont été publiés concernant la protection des sols reliée à la construction de chemins, aux traverses de cours d'eau et aux opérations forestières. Certaines portent spécifiquement sur les milieux humides. Dans cette annexe, nous présentons une liste générale des éléments à considérer pour la mise en application des bonnes pratiques d'aménagement forestier, ainsi que les références qui s'y rapportent. Nous ne nous substituons pas au projet en cours sous la responsabilité de l'Agence forestière des Bois-Francs ayant pour objectif de préparer un document plus exhaustif des bonnes pratiques adaptées à différentes catégories de milieux humides boisés.

1. Planification des opérations forestières

1.1 Reconnaissance de la texture et de la classe de drainage des sols

- Les techniques actuelles basées sur le LIDAR permettent de reconnaitre la topographie et de localiser le réseau hydrographique jusqu'à sa tête.
- Les opérateurs d'abatteuses et de débardeuses doivent être informés à l'avance de la présence et de la localisation des milieux humides et du réseau hydrographique.
- Les opérateurs doivent être formés pour reconnaître les zones sensibles avant (cartographie géolocalisée) ou pendant les opérations, si des ajustements sont nécessaires.

1.2 Coupe d'hiver

- Sur les sites les plus humides
- La neige dans les sentiers de débardage doit être compactée (par abatteuse sur chenille ou la débardeuse avec faible charge) pour assurer un gel du sol avant le débardage par traînage ou portage.

1.3 Choix de la période d'opération en dehors de l'hiver

- Entre le 1er juillet et le 15 octobre, nous disposons d'environ 5 à 8 semaines en périodes discontinues pendant lesquelles la nappe phréatique s'abaisse.
- Privilégier les opérations de jour sur les endroits plus sensibles.

1.4 Localisation des chemins, des jetées et aires d'empilement

- Les chemins doivent être localisés aux endroits les plus secs et être construits en tenant compte des sites plus humides.
- La localisation des aires d'empilement et des jetées est primordiale car elle affecte le cheminement du bois et, par conséquent, la localisation des sentiers de débardage et le nombre de passages des débardeurs.

1.5 Localisation des sentiers d'abattage et de débardage

- La protection de la régénération préétablie peut nécessiter un compromis entre la localisation et le nombre de sentiers (certains doivent être renforcés).
- Les sentiers en milieu bien drainés sont normalement parallèles et espacés à égales distances. Le même système peut être utilisé en milieu humide lorsque l'on utilise des pneus à faible pression ou des chenilles, durant la période appropriée.
- En milieu humide ne pouvant être récolté à partir de son pourtour, il peut être avantageux d'utiliser quelques sentiers en assurant une protection par l'utilisation de branches ou autre moyen pour renforcir le sol.
- En milieux humides dispersés sur un parterre de coupe, les sentiers principaux doivent être localisés aux endroits les plus secs entre ces milieux. La distribution des sentiers n'est pas parallèle, mais plutôt

comme un arbre (la tête en haut et la tête en bas) en ayant soin de ne pas faire converger les sentiers et l'écoulement vers un seul sentier vers le bas de la pente (voir Sutherland 2005 pour les détails). Un angle de 45 degrés est visé entre le sentier principal et les sentiers latéraux.

- L'ensemble du réseau d'abattage et de débardage doit être planifié dans le but de protéger les sols sensibles et le réseau d'écoulement.
- Lorsque l'on doit traverser un milieu humide, choisir un endroit plus étroit ou moins sensible et utiliser des débris ligneux ou autres structures (pontage, billes) pour renforcir le passage.

1.6 Choix de la machinerie ou adaptation à la machinerie disponible

- Pour le bois court, l'abatteuse-groupeuse (multifonctionnelle : abat, ébranche, tronçonne et groupe les billes) sur chenille est la machine idéale pour étendre des branches sur son passage et celui qui sera emprunté par la débardeuse.
- Pour le bois long, l'ébranchage se fait à la jetée et la débardeuse ne circule pas sur un lit de branches, sauf pour les branches qu'elle rapporte de la jetée pour les déposer aux endroits à faible portance ou dans les ornières le plus profondes.
- Des pneus à haute flottaison ou des chenilles peuvent être installés si possible lorsque ce type d'équipement n'est pas disponible.
- Autres adaptations de la machine ou contrôle par l'opérateur (ex. blocage du différentiel), voir Sutherland 2005.

1.7 Alternance de la récolte entre des sites humides et bien drainés

- Privilégier la récolte de bois court sur les sites humides.
- Le débardage peut être planifié pour être effectué sur les endroits bien drainés en période pluvieuse, et les milieux humides en période plus sèche, tout en effectuant le débardage le plus rapidement possible après l'abattage. Reconnaître que l'abattage réduit l'évapotranspiration et qu'un délai avant le débardage peut favoriser une augmentation plus importante (par rapport à la situation avant la coupe) de la teneur en eau du sol s'il pleut.

- Le débardage sur sol plus humide après la pluie augmente la compaction des sols, réduisant localement l'infiltration et l'écoulement normal de l'eau.

2. Exécution des travaux de récolte

2.1 Abattage

- L'extension maximale du mât de l'abatteuse permet d'agripper les arbres sur une largeur maximale offerte par le mât, ce qui réduit le nombre de sentiers sur un parterre de coupe. La machine disponible avec le mât le plus long est recommandée pour les milieux les plus sensibles, mais un compromis doit être considéré entre la longueur du mât, la masse élevée de la machine et son adaptation pour réduire sa pression sur le sol.
- Privilégier l'empilement sur les endroits plus sec et orienter les billes en tenant compte du sol (portance) et du type de débardeur. Un débardeur porteur avec un mât permet de prendre les billes empilées perpendiculairement au chemin ou avec un certain angle. Pour le débardeur qui traîne le bois (câble ou grappin), le bois peut être empilé dans le sentier dans le même sens que ce dernier. Si le bois est empilé à côté du sentier, il doit être placé avec un angle par rapport au sentier afin de limiter les manœuvres hors sentier.

2.2 Débardage en hiver ou sur sol gelé

- Au début de l'hiver, le sol, particulièrement en milieu humide, n'est pas gelé en profondeur. La compaction de la neige avec une machine non chargée est une pratique courante pour favoriser la pénétration du gel et permettre le débardage du bois.
- Plus tard durant l'hiver, lorsque la neige atteint une épaisseur d'environ 75 cm (il n'y a pas d'étude sur le seuil minimum), la capacité portante de la neige compactée protège le sol lors du débardage.

2.3 Débardage sur sol non gelé

- La récolte avec une abatteuse multifonctionnelle qui forme un tapis de branche sur son passage est le meilleur moyen pour protéger le sol lors du débardage.

- En l'absence de la formation d'un tapis de branches, il faut décider entre un nombre de passages restreint sur l'ensemble (avec un espacement) de l'assiette de coupe ou de nombreux passages à quelques endroits. Dans ce dernier cas, le sol est plus perturbé mais le contrôle de l'écoulement après la récolte est limité à quelques sentiers.
- Sur des milieux humides au pied de versants, la faible pente peut être une contrainte à la circulation de la machinerie. Les pneus de la débardeuse qui circule en diagonale avec la pente ou en suivant la courbe de niveau déchirent la couche de matière organique. Les guides de bonnes pratiques proposent de débarder le bois en descendant la pente pour éviter le bris de la matière organique et le patinage sur le sol minéral. Cependant, la descente du bois vers un milieu de plus en plus humide n'apparaît pas une bonne solution, surtout si la machine doit tourner.
- Transporter une charge réduite afin de protéger certains secteurs plus sensibles.
- Reculer avec la débardeuse pour aller chercher le bois afin d'éviter de tourner en dehors du sentier dans les endroits sensibles (Sutherland 2005).
- Éviter tout virage brusque qui favorise le bris du tapis de racines.
- Éviter départs et arrêts brusques afin de ne pas déchirer la couche de protection du sol minéral.
- Une vitesse de déplacement élevée favorise le transfert de poids sur une roue lorsqu'une autre roue passe sur une pierre, une souche, etc. Une vitesse faible réduit ce transfert de poids vers le sol à protéger.
- Interrompre le débardage lorsqu'il y a production d'ornières importantes est une autre solution proposée dans les guides. En pratique, la possibilité d'interrompre le débardage doit être planifié, sinon la machinerie doit être immobilisée ou transportée dans un aller-retour, ce qui est économiquement inacceptable.

2.4 Préparation du terrain pour la régénération ou la plantation

- Le scarifiage des milieux humides doit être effectué en circulant le long des courbes de niveaux, ce qui évite un ruissellement possible vers les cours d'eau.

- En terrain très plat, comme la plupart des milieux humides, les creux et les bosses déjà présents et augmentés par le scarifiage offrent peu de possibilité au ruissellement.

3. Traverses de cours d'eau

    - Toutes les recommandations pour les traverses normales.
    - En milieu humide, choisir un endroit où les berges sont plus solides et les renforcir avec des branches ou des pontages (préfabriqués ou billes qui seront récupérées par la suite).

4. Stabilisation après la récolte et la préparation du site

    - Couper tout cheminement de l'eau qui peut causer de l'érosion.
    - Assurer le cheminement normal de l'eau.

5. Retour pour l'éducation des peuplements

    - Viser l'utilisation de petites machines, si possible.

*

Publications utilisées pour l'Annexe 1

Boileau E, Schreiber A, Seto M, Paré D, Jutras S, Huot M, Joanisse G. 2013. La remontée de la nappe phréatique. In: Le guide sylvicole du Québec, Tome 1 – Les fondements biologiques de la sylviculture. Ouvrage collectif sous la supervision de Boulet B, Huot M. Ministère des ressources naturelles. Les Publications du Québec, p. 771-788.

FMWSI 2018. Practitioner guide. Wetland best management practices for forest management planning and operations. Forest management and wetland stewardship initiative, Ducks Unlimited Canada. Edmonton, Alberta.

Gillies C. 2007. Méthodes de contrôle de l'érosion et des sédiments pour les routes forestières et les traversées de cours d'eau. Guide pratique pour les opérations forestières. FPInnovations, Avantage. 9(5): 95 p.

Jutras S, Boileau E, Seto M, Prévost M, Huot M, Joanisse G. 2013. La remontée de la nappe phréatique. In: Boulet B, Huot M, superviseurs. Le guide sylvicole du Québec, Tome 1 – Les fondements biologiques de la sylviculture. Ministère des ressources naturelles. Les Publications du Québec, Canada, p. 789-799.

Partington M, Gillies C, Gingras B, Smith C, Morissette J. 2016. Routes d'accès et milieux humides: guide sur la planification, la construction et l'entretien. FPInnovations, Pointe-Claire (QC), Canada. Publication spéciale SP-530F.

Plamondon, J.A. 2006. Optimiser les résultats de la CPRS – Guide de saines pratiques. Avantage. 7(6): 50 p.

Potvin MG, et collaborateurs. 1997. Guide : L'aménagement des ponts et des ponceaux en milieu forestier. Ministère des Ressources naturelles, Gouvernement du Québec. 145 p.

Prévost M, Plamondon AP, Roy V. 2001. La production forestière. In: Payette S, Rochefort L, éditeurs. Écologie des tourbières du Québec-Labrador, Les Presses de l'Université Laval. Ch. 22, p. 423-447.

Sutherland B. 2005. La prévention des dommages au sol en forêt boréale et acadienne dans l'est du Canada – Guide pratique pour les opérations forestières. Avantage. 6(27): 64 p.

Sutherland B. 2006a. Réduire les dommages au sol pendant l'abattage et le groupage. FPInnovations. 2 p.

Sutherland B. 2006b. Réduire les dommages au sol pendant le débardage. FPInnovations. 2 p.

Sutherland B. 2006c. Réduire les dommages au sol pendant le débardage par portage. FPInnovations. 2 p.

Sutherland B. 2007. La prévention des dommages au sol durant les opérations de récolte – Guide du superviseur de terrain. FPInnovations. 16 p.

Sutherland B. 2009. Utilisation de la récolte mécanisée pour réduire les dommages au sol et aux tiges dans la coupe de jardinage de feuillus tolérants. FPInnovations. Pointe-Claire (QC), Canada. Avantage. 11(6): 8 p.

ANNEXE 2

Nappe phréatique perchée locale et régionale

Nappe phréatique

Niveau supérieure d'une eau souterraine dormante ou naturellement mobile sous laquelle le sol est saturé d'eau, excepté là où cette surface est imperméable (Côté 2000). Cependant, l'eau souterraine communément appelée nappe phréatique, peut former un aquifère.

La couche saturée dans les dépôts meubles ou dans le roc (poreux ou fissuré) forme un aquifère lorsque l'eau peut être extraite en quantité raisonnable, ce qui est relatif. Un puits qui alimente suffisamment une maison puise son eau dans un aquifère. La même source d'eau n'est pas un aquifère pour les besoins d'un village.

Aquifère - Définition géologique

Formation géologique de roches perméables comportant une zone saturée suffisamment conductrice d'eau souterraine pour permettre l'écoulement significatif d'une nappe souterraine et le captage de quantités d'eau appréciables (Côté 2000).

Aquifère - Définition élargie

Le sol et les dépôts non consolidés (fluvio-glaciaire, alluvions, gravier, sable) peuvent abriter un aquifère (Dunne et Leopold 1978).

Nappe perchée

Nappe d'eau résultant de la rétention des eaux d'infiltration au-dessus d'une couche relativement imperméable, à une certaine profondeur dans le sol. Les matériaux de la couche imperméable ou de ceux du sol sous-jacent ne sont pas saturés d'eau (Côté 2000). C'est une nappe d'eau séparée des nappes situées à des niveaux inférieurs par une couche imperméable. La nappe dans une dépression sur sol imperméable à flanc de montagne et la nappe dans un bog sont communément des nappes perchées. Todd *et al.* (2006) nomment la nappe

locale « nappe perchée » parce qu'elle est séparée hydrologiquement de la nappe régionale.

Nappe de surface (ou libre)

La nappe d'eau souterraine qui n'est pas confinée entre deux couches de sol imperméable est une nappe de surface. La nappe dont le niveau supérieur fluctue librement dans une tourbière ou un marécage est une nappe de surface.

Nappe locale ou nappe régionale ?

Des chercheurs soulignent que les connexions entre l'aquifère et la tourbière sont influencées par la localisation des systèmes locaux, intermédiaires et régionaux d'écoulement (Tóth, 1999; Winter, 2000; 2001; Winter and LaBaugh, 2003).

Il n'y a pas de critères stricts pour différencier la nappe locale de la nappe régionale, mais le régime d'écoulement est le critère principal.

Nappe régionale

La nappe régionale maintient normalement le débit de base des milieux humides durant toute l'année (Boelter et Verry 1977; Roulet 1990b; Verry et Kolka 2003; Ferlatte *et al.* 2015). C'est le cas pour les cinq tourbières en pente localisées entre 250 et 3 000 m de la crête d'un esker alimenté par la nappe régionale qui ont fait l'objet d'un suivi par Ferlatte *et al.* (2015). En Ontario, Roulet (1990b) fait référence à l'alimentation permanente d'un milieu humide par la nappe régionale. Similairement, un fen au Minnesota est alimenté en permanence par l'aquifère régional (Sebestyen *et al.* 2011b).

L'aquifère régional est généralement plus étendu qu'un aquifère local, permettant à la nappe phréatique régionale d'alimenter en permanence des milieux humides. Par exemple, Larocque *et al.* (2015) font référence à la nappe régionale qui occupe la plaine du Saint-Laurent dans le bassin versant de la rivière Bécancour, soit une superficie de 2 900 km^2.

Nappe locale

Le niveau de la nappe locale fluctue au cours de l'année, de même que la nappe du milieu humide. Au chapitre 7, nous avons relaté l'étude de Ferlatte *et al.* (2015) dans la plaine du Saint-Laurent. « Ferlatte *et al.* (2015) ont étudié six

tourbières de dépression dans la région de Bécancour, dont certaines sont localisées entre 50 et 500 m d'une crête, et d'autres plus éloignées, dans un complexe de milieux humides. »

La nappe phréatique surélevée dans un bog bombé durant les périodes humides contribue à recharger la nappe locale par un écoulement latéral vers la partie externe de la tourbière. En période sèche, la nappe locale alimentée par les versants peut contribuer à l'écoulement vers la tourbière. Par exemple, Ferlatte *et al.* (2015) soulignent que la géologie de la région de Bécancour est constituée de roches sédimentaires et métamorphiques couvertes par du till et de l'argile de la mer Champlain. Les tourbières se sont développées dans des dépressions sur ces dépôts imperméables. Cependant, autour des tourbières et sous celles-ci, on retrouve fréquemment une couche de sable qui forme une nappe locale où la formation est très étendue et forme une nappe régionale.

Un milieu humide plat (contrairement à la tourbière bombée) en milieu plat peut avoir une nappe phréatique qui ne se différencie pas de la nappe locale et qui peut être séparée d'une nappe régionale étendue et localisée en profondeur dans le sol. Enfin, le régime hydrologique de la nappe locale ou régionale peut être influencé par l'aire de recharge si une partie de la nappe est confinée.

*

Références pour l'Annexe 2

Boelter DH, Verry ES. 1977. Peatland and water in the northern Lake States. USDA Forest Service Tech Rep. NC-31, p. 1-22.

Côté M. 2000. Dictionnaire de la foresterie. Ordre des ingénieurs forestiers. Les Presses de l'Université Laval, Québec, Canada.

Dunne T, Leopold LB. 1978. Water in environmental planning. W.H. Freeman and Company, San Francisco. 818 p.

Ferlatte M, Quillet A, Larocque M, Cloutier V, Pellerin S. 2015. Aquifer–peatland connectivity in southern Quebec (Canada). Hydrol Process. 29(11):2600-2612.

Larocque M., Gagné S., Tremblay L., Meyzonnat G. 2015. Projet de connaissance des eaux souterraines du bassin versant de la rivière Bécancour et de la MRC de Bécancour - Rapport final. Rapport déposé au Ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs. 219 p.

Roulet NT. 1990b. Hydrology of a headwater basin wetland. Groundwater discharge and wetland maintenance. Hydrol Process. 4:387-400.

Sebestyen SD, Verry ES, Brooks KN. 2011b. Hydrological response in change of forest cover on uplands and peatlands. Ch. 13. In: Kolka RK, Sebestyen SD, Verry ES, Brooks, KN, editors. Peatland biogeochemistry and watershed hydrology at the Marcell Experimental forest. Boca Raton (FL): CRC Press; p. 401-432.

Todd AK, Buttle JM, Taylor CH. 2006. Hydrologic dynamics and linkages in a wetland-dominated basin. J Hydrol. 319:15-35.

Tóth J. 1999. Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes and manifestions. Hydrogeo J. 7: 1–14.

Verry ES, Kolka RK. 2003. Importance of Wetlands to Streamflow Generation. In: Renard KG, McElroy SA, Gburek WJ, Canfield HE, Scott, RL, editors. 1st Interagency Conference on Research in the Watersheds, Oct 27-30. USDA, Agricultural Research Service, Benson (AZ); p. 126-132.

Winter TC. 2000. The vulnerability of wetlands to climate change. J Amer Water Resour Ass. 36(2): 305–311.

Winter TC. 2001. The concepts of hydrologic landscapes. J Amer Water Resour Ass. 37(2): 335–349.

Winter TC, LaBaugh JW. 2003. Hydrologic considerations in defining isolated wetlands. Wetlands. 23(3):532-540.