

MARC-ANDRÉ GIASSON

**FLUX DE CARBONE À L'ÉCHELLE DE
L'ÉCOSYSTÈME AVANT ET APRÈS SCARIFIAGE
AU SEIN D'UN PARTERRE DE COUPE EN FORÊT
BORÉALE DANS L'EST DU CANADA**

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

Département des sciences du bois et de la forêt
FACULTÉ DE FORESTERIE ET DE GÉOMATIQUE
UNIVERSITÉ LAVAL
QUÉBEC

AOÛT 2005

Résumé court

Les échanges de carbone sous forme de CO₂ entre l'atmosphère et un parterre de coupe forestière situé en forêt boréale québécoise, le site HBS00 du réseau de recherche Fluxnet-Canada, ont été étudiés à l'aide de la technique de covariance de turbulences pendant une durée d'un an avant l'application d'un traitement de scarifiage et un an après le traitement. Les émissions de carbone ont augmenté suite au scarifiage, passant de 111 à 175 g m⁻² an⁻¹, en raison de la destruction d'une partie de la végétation vivante présente sur le site. Le taux de respiration de l'écosystème a peu varié. Les échanges de carbone étaient aussi influencés par les conditions environnementales. Une analyse des résidus des courbes de réponse à la lumière a démontré qu'avant le scarifiage le contenu en eau du sol était, après la lumière, le facteur ayant le plus d'influence sur les flux de carbone. Suite au scarifiage, le déficit de pression de vapeur était le deuxième plus important facteur.

Résumé long

La forêt boréale couvre 15 millions de km², dont près de 3 millions de km² au Canada. Puisqu'il contient près de 50 % du carbone forestier mondial, ce biome a le potentiel de jouer un rôle majeur au sein du bilan du carbone à l'échelle planétaire.

La dynamique des échanges de carbone en forêt boréale est toutefois peu connue. Une certaine attention a été portée aux peuplements matures, mais très peu de forêts perturbées ou aménagées ont été étudiées. Dans le but de pallier en partie cette absence d'information, la technique de covariance de turbulences a été employée de novembre 2002 à octobre 2004 afin de mesurer les flux de CO₂ à l'échelle de l'écosystème sur un parterre de coupe forestière situé près de Chibougamau, Québec, Canada. Le site d'étude est le site « Québec 2000 Harvested Black Spruce » (HBS00) du réseau de recherche Fluxnet-Canada. Un scarifiage a été réalisé à la fin octobre 2003. L'étude avait pour objectif d'analyser le bilan annuel en carbone du site avant et après le scarifiage dans le but d'évaluer l'impact du traitement sylvicole et des variations des conditions environnementales sur la dynamique des échanges de carbone du parterre de coupe.

Sur une base annuelle, le site était une source de carbone au cours des deux années de mesure. Les émissions de carbone étaient de 111 g m⁻² an⁻¹ avant le scarifiage et de 175 g m⁻² an⁻¹ après l'application du traitement. La quantité de carbone émise par la respiration de l'écosystème ne différait pas significativement entre les années. Par contre, la quantité de carbone fixée grâce à la photosynthèse ainsi que la productivité nette de l'écosystème étaient significativement différentes. Bien que les variations des conditions environnementales aient eu une influence sur les échanges de carbone au sein de l'écosystème, elles ne peuvent expliquer la totalité des écarts observés. Par conséquent, il est possible d'affirmer que l'écart entre les émissions nettes de carbone des deux années est dû au scarifiage. Ce traitement a entraîné une diminution de la quantité de végétation vivante sur le site telle que mesurée à l'aide d'un inventaire par transects, donc une baisse de la quantité de carbone pouvant être fixée au cours de l'année.

Une analyse des résidus des courbes de réponse à la lumière a permis de démontrer que le contenu en eau du sol et le déficit de pression de vapeur étaient, après la lumière, les deuxièmes variables environnementales ayant le plus d'influence sur les flux nets de carbone en 2003 et 2004, respectivement.

Les données recueillies suggèrent que les parterres de coupe situés dans l'est du Canada constituent une source non négligeable d'émissions de carbone vers l'atmosphère. Ces résultats pourraient avoir des implications importantes pour la stratégie que le Canada adoptera afin de rencontrer les obligations imposées par le Protocole de Kyoto.

Abstract

CO₂ fluxes between the atmosphere and a recently-harvested site located in Québec's boreal forest, Fluxnet-Canada Research Network's HBS00 site, were studied using the eddy covariance technique for one year before application of a scarification treatment and one year after treatment. Carbon emissions were greater after scarification, rising from 111 to 175 g m⁻² year⁻¹, because of the destruction of part of the living aboveground vegetation on the site. Ecosystem respiration rates showed little variation between years. Carbon fluxes were also influenced by environmental conditions. Analysis of the residuals of the light response curves indicated that before scarification soil water content was, after light, the factor having the most influence on carbon fluxes. Following scarification, water vapor pressure deficit was the second most important factor.

Avant-propos

Je tiens à remercier Carole Coursolle, attachée de recherche à l'Université Laval et co-directrice de mon projet de maîtrise, et Hank A. Margolis, directeur de maîtrise et professeur titulaire au même endroit, qui m'ont dirigé au cours de cet ambitieux projet tout en me laissant une grande marge de manoeuvre pour la réalisation des différents objectifs. Leur esprit critique et leurs judicieux conseils ont grandement facilité la réalisation de cette étude et la rédaction de l'article présenté au chapitre 2. Celui-ci a été soumis à la revue *Agricultural and Forest Meteorology* et accepté avec révisions mineures.

Merci aussi à Anne Larcher, Onil Bergeron, Guillaume Drolet, Sylvie Carles, Sara Boivin-Chabot, Debra C. Stowe, Francis Foley, Martin Waltz, Sébastien Dagnault, Pierre Y. Bernier, Kai Morgenstern, Alan G. Barr et Natascha Kljun pour leur aide sur le terrain ou au laboratoire, le développement de nouveaux logiciels de calcul, l'analyse des résultats et leur avis éclairé.

Cette étude a été rendue possible grâce au Réseau de recherche Fluxnet-Canada, à BIOCAP Canada, à la Fondation canadienne pour les sciences du climat et de l'atmosphère (FCSCA), au Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG), au Service canadien des forêts et à Bowater Inc.

Table des matières

Résumé court	ii
Résumé long.....	iii
Abstract.....	v
Avant-propos.....	vi
Table des matières.....	vii
Liste des tableaux.....	x
Liste des figures	xi
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
Bibliographie.....	4
CHAPITRE 1 – REVUE DE LITTÉRATURE	5
1. La communauté internationale et les changements climatiques	5
1.1. Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques	5
1.2. Protocole de Kyoto	5
1.3. Protocole de Montréal.....	7
2. Le cycle du carbone	8
2.1. Cycle global du carbone.....	8
2.2. Cycle du carbone en forêt	11
3. La forêt boréale.....	12
3.1. Importance de la forêt boréale	12
3.1.1. Dans le monde.....	12
3.1.2. Au Québec	13
3.2. Sylviculture	14
3.2.1. Récolte	14
3.2.2. Travaux sylvicoles subséquents.....	16
3.3. Impacts des travaux sylvicoles sur le cycle du carbone.....	16
3.3.1. Récolte	16
3.3.2. Travaux sylvicoles subséquents.....	19
4. Détermination du bilan de carbone des forêts.....	20
4.1. Inventaires de biomasse	20
4.2. Télédétection du carbone forestier.....	22
4.3. Techniques micrométéorologiques	24
4.3.1. Gradient de flux	25
4.3.2. Rapport de Bowen.....	26
4.3.3. Accumulation de turbulences.....	26
4.3.4. Covariance de turbulences	27

4.4. Modélisation du cycle du carbone d'une zone forestière.....	28
4.4.1. Ecosys	28
4.4.2. InTEC.....	29
4.4.3. CBM-CFS2	29
5. Covariance de turbulences	30
5.1. Base théorique.....	30
5.1.1. Équation de conservation de la masse	30
5.1.2. Calcul du flux turbulent	31
5.2. Instruments nécessaires.....	33
5.3. Prise de mesures et traitement des données	37
5.3.1. Prise de mesures.....	37
5.3.2. Fermeture du bilan énergétique	38
5.3.3. Contrôle de qualité.....	42
5.3.4. Seuil de vitesse de friction	43
5.3.5. Traitement des données manquantes	44
5.4. Erreurs.....	45
5.4.1. Erreurs aléatoires	45
5.4.2. Erreurs systématiques	46
5.4.3. Incertitudes sur les bilans annuels en carbone	47
5.5. Empreinte de flux.....	47
6. Mise à l'échelle.....	48
6.1. Réseau de mesures au sol.....	48
6.2. Télédétection.....	50
6.3. Modélisation du cycle global du carbone	51
6.3.1. Modèles atmosphériques.....	51
6.3.2. Modèles du cycle du carbone.....	52
6.3.3. Modèles couplés.....	52
6.3.4. Modélisation inverse.....	54
7. Lien avec la recherche présentée	55
8. Objectifs et hypothèses de recherche.....	56
8.1. Objectifs.....	56
8.2. Hypothèses.....	56
9. Bibliographie.....	57

CHAPITRE 2 - ECOSYSTEM-LEVEL CO ₂ FLUXES FROM A BOREAL CUTOVER IN EASTERN CANADA BEFORE AND AFTER SCARIFICATION	72
1. Abstract.....	73
2. Introduction.....	74
3. Material and methods.....	75
3.1. Site description.....	75
3.2. Flux measurements	81
3.3. Meteorological measurements	81
3.4. Flux calculations and gap-filling	82
3.5. Energy balance closure and energy storage calculations	85
3.6. Evaluating errors.....	85
3.7. Spatial origin of CO ₂ fluxes.....	86
3.8. Environmental controls on NEE	87
4. Results.....	88
4.1. Environmental conditions	88
4.2. Energy balance closure (EBC).....	89
4.3. Variability in NEP, R _{eco} , and GEP.....	89
4.4. Error evaluation	90
4.5. Spatial variability of CO ₂ fluxes.....	95
4.6. Response of C fluxes to environmental conditions.....	98
5. Discussion.....	102
5.1. Energy balance closure	102
5.2. NEP, R _{eco} , and GEP	102
5.3. Spatial variability of CO ₂ fluxes.....	106
5.4. Response of C fluxes to environmental variables.....	107
6. Conclusions.....	108
7. Acknowledgments.....	109
8. References.....	110
CONCLUSION GÉNÉRALE.....	116
Sommaire des résultats	116
Implications.....	117
Limites de l'étude	118
Recommandations pour les recherches futures.....	118
Sur le site d'étude.....	118
Pour la recherche sur les écosystèmes forestiers en général.....	119
Bibliographie.....	121

Liste des tableaux

Tableau 1.1. Acronymes utilisés.....	xii
Tableau 1.2. Constantes et variables utilisées pour le calcul du bilan énergétique.	40
Tableau 2.1. Characteristics of the Quebec cutover flux site	79
Tableau 2.2. Annual sums of NEP, GEP, and R_{eco}	94
Tableau 2.3. Estimates of the coefficients of the ecosystem respiration equation	99
Tableau 2.4. Estimates of the coefficients of the Landsberg light-response equation	99
Tableau 2.5. Relationships between the residuals from the light-response regressions and environmental variables	100

Liste des figures

Figure 1.1. Cycle global du carbone	8
Figure 1.2. Flux de carbone en forêt non perturbée	11
Figure 1.3. Anémomètre sonique et IRGA à circuit ouvert	34
Figure 1.4. Tours de flux.....	36
Figure 1.5. Vue aérienne du site de recherche	55
Figure 2.1. Map of the microsites within the study area.....	76
Figure 2.2. Annual cycles of 5-day average air temperature, soil temperature, soil water content, maximum VPD, total daily PPFD, and cumulative rainfall.....	91
Figure 2.3. Energy balance for the study site.....	Erreur ! Signet non défini.
Figure 2.4. Cumulative R_{eco} , GEP, and NEP	92
Figure 2.5. Monthly NEP, R_{eco} , and GEP	93
Figure 2.6. Cumulative NEP and air temperature for August and September 2003.....	94
Figure 2.7. Average daytime and nighttime NEE, average daytime NEE under non-limiting environmental conditions, average normalized nighttime NEE, and percentage of total daytime and nighttime half-hour measurements relative to wind direction	96
Figure 2.8. Relationships between NEE and PPFD for morning and afternoon.....	101

Tableau 1.1. Acronymes utilisés.

<u>Variables écologiques</u>	
ENE	Échange net de l'écosystème
GEP	Gross ecosystem production (productivité brute de l'écosystème)
NEE	Net ecosystem exchange (= ENE)
NEP	Net ecosystem production (= PNE)
PNE	Production nette de l'écosystème
PPFD	Photosynthetic photon flux density (flux de photons de longueurs d'ondes photosynthétiquement actives)
PPN	Production primaire nette
R _a	Respiration autotrophique
R _{eco}	Ecosystem respiration (respiration de l'écosystème; = R _a + R _h)
R _h	Respiration hétérotrophique
SWC	Soil water content (contenu en eau du sol)
T _a	Température de l'air
T _s	Température du sol
VPD	Vapor pressure deficit (déficit en pression de vapeur)

<u>Autres acronymes</u>	
C	Carbone
CBM-CFS2	Carbon Budget Model of the Canadian Forest Sector (modèle du bilan du Carbone pour le secteur forestier canadien)
CPRS	Coupe avec protection de la régénération et des sols
EBC	Energy balance closure (fermeture du budget énergétique)
EC	Eddy covariance (covariance de turbulences)
FCRN	Fluxnet-Canada Research Network (Réseau de recherche Fluxnet-Canada)
IFN	Inventaire forestier national du Canada
InRSO	Radar interférométrique à synthèse d'ouverture
InTEC	Integrated Terrestrial Ecosystem C-budget model
IRGA	Analyseur de gaz par infrarouges
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
PRI	Photochemical Reflectance Index
SCF-CFL	Centre de foresterie des Laurentides du Service canadien des forêts

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Depuis plus d'une décennie, un phénomène a pris une grande ampleur médiatique : le réchauffement climatique. Ce réchauffement qui semble lié en grande partie à la production de gaz à effet de serre par l'homme fait planer des menaces sur les écosystèmes terrestres et marins (IPCC, 2001). Les gaz à effet de serre présents dans l'atmosphère ont la particularité d'absorber une partie de la chaleur s'échappant habituellement dans l'espace. Ainsi, à l'heure actuelle, la Terre absorbe plus d'énergie provenant du soleil qu'elle n'en émet, ce qui entraîne son réchauffement (Hansen, 2004).

Le CO₂ est le principal gaz à effet de serre touché par les activités humaines (Hansen, 2004). Sa concentration dans l'air n'a pas été constante au fil des âges. En effet, au cours des 400 000 dernières années, le taux de CO₂ atmosphérique a varié d'environ 180 ppm lors des périodes glaciaires à 280 ppm pendant les périodes interglaciaires. Par contre, cette concentration s'est mise à augmenter considérablement depuis le début de l'ère industrielle jusqu'à atteindre près de 370 ppm de nos jours en raison de l'utilisation de combustibles fossiles et du changement d'utilisation des terres. Cette teneur n'a probablement pas été atteinte au cours des 20 derniers millions d'années (IPCC, 2001) et continue d'augmenter au rythme d'environ 2 ppm par an (Hansen, 2004). Plusieurs modèles prévoient une poursuite de la hausse du taux de CO₂ atmosphérique au cours des 100 prochaines années résultant en une teneur de 540 à 970 ppm en 2100 (IPCC, 2001).

Une élévation d'environ 0,7 °C de la température moyenne de l'air au cours du dernier siècle a également été observée (Jones et Moberg, 2003). Cette élévation semble liée au moins en partie à la hausse observée de la quantité de CO₂ atmosphérique. L'augmentation de la teneur en CO₂ prévue pour le 21^e siècle aura quant à elle le potentiel d'engendrer une hausse supplémentaire de la température moyenne de l'air de 1,4 à 5,8 °C (IPCC, 2001). Celle-ci pourra avoir un effet sur le climat planétaire, et par le fait même sur l'ensemble des écosystèmes, mais de grandes incertitudes demeurent quant à la vitesse, à l'ampleur et aux causes du réchauffement (Hansen, 2004).

Les échanges de carbone entre l'atmosphère et les écosystèmes terrestres sont environ dix fois plus importants que les émissions causées par l'utilisation des combustibles fossiles (Sarmiento et Gruber, 2002). La biosphère joue donc un rôle important au sein du cycle global du carbone puisqu'une faible variation des taux d'émission ou de séquestration peut entraîner un changement majeur au niveau du bilan global du carbone. Afin d'être en mesure de prévoir l'évolution du climat et de découvrir des solutions permettant de contrer ou à tout le moins de mitiger les problèmes prédits par les experts, il est important de mieux connaître la dynamique des gaz à effet de serre et de chercher à réduire les incertitudes.

La forêt boréale renferme 49 % du carbone forestier mondial (Dixon et al., 1994) et couvre approximativement 15 millions km² (Schlesinger, 1997), dont plus de 3 millions km² au Canada. Puisque ce biome constitue le deuxième plus grand écosystème forestier mondial, il a le potentiel de jouer un rôle majeur au sein du bilan de carbone planétaire (D'Arrigo et al., 1987; Hall et al., 2004). La forêt boréale est affectée par différentes perturbations d'origine naturelle ou humaine, dont le feu, les épidémies d'insectes, le chablis et la récolte forestière (Engelmark, 1999). L'impact de ces perturbations sur le bilan en carbone des écosystèmes boréaux est toutefois mal connu. Par conséquent, l'étude présentée au deuxième chapitre a été mise sur pied afin d'étudier l'impact de la récolte forestière et des pratiques d'aménagement sylvicole sur le cycle du carbone d'un écosystème forestier boréal québécois.

Le premier chapitre de ce mémoire vise à présenter une revue de littérature décrivant succinctement les principaux accords internationaux concernant les gaz à effet de serre. Puisque le CO₂ est le principal gaz à effet de serre affecté par les activités humaines, le cycle du carbone est décrit brièvement. L'accent est mis sur les effets de l'aménagement forestier sur les échanges de carbone en forêt boréale québécoise. Les différentes techniques permettant d'étudier les échanges de CO₂ entre les forêts et l'atmosphère sont également présentées. La technique de covariance de turbulences, la méthode utilisée lors de l'étude présentée dans le deuxième chapitre, est décrite de manière plus approfondie. Finalement, différentes techniques permettant d'évaluer les flux de carbone à des échelles spatiales plus grandes que l'écosystème sont présentées.

Le deuxième chapitre présente quant à lui les résultats d'une étude effectuée sur un parterre de coupe situé en forêt boréale dans la région de Chibougamau. Cette étude avait pour objectif d'étudier les échanges de carbone sous forme de CO₂ au sein d'un parterre de coupe afin de déterminer le bilan annuel en carbone du site pendant deux ans, soit un an avant l'application d'un traitement de scarifiage et un an après le traitement. Elle visait aussi à déterminer l'effet des pratiques d'aménagement forestier et des variations des conditions environnementales sur les échanges de carbone de l'écosystème.

La conclusion générale résume les résultats obtenus et présente les implications et les limites de l'étude en plus d'apporter des recommandations pour les recherches futures.

Bibliographie

- D'Arrigo, R., Jacoby, G.C., Fung, I.Y., 1987. Boreal forests and atmosphere-biosphere exchange of carbon dioxide. *Nature* 329, 321-323.
- Dixon, R.K., Brown, S., Houghton, R.A., Solomon, A.M., Trexler, M.C., Wisniewski, J., 1994. Carbon pools and flux of global forest ecosystems. *Science* 263, 185-190.
- Engelmark, O., 1999. Boreal forest disturbances. Dans : *Ecosystems of disturbed ground. Ecosystems of the world, Vol. 16.* Édité par L.R. Walker. Elsevier, Amsterdam, pp. 161-186.
- Hall, F.G., Betts, A.K., Frohking, S., Brown, R., Chen, J.M., Chen, W., Halldin, S., Lettenmaier, D.P., Schafer, J., 2004. The Boreal Climate. Dans: *Vegetation, Water, Humans and the Climate: A New perspective on an Interactive System.* Édité par P. Kabat, M. Claussen, P.A. Dirmeyer, J.H.C. Gash, L.B. Deguenni, M. Meybeck, R.A. Pielke Sr., C.J. Vörösmarty, R.W.A. Hutjes, S. Lütkemeier. *Global Change IGBP Series.* Springer-Verlag, Berlin, pp. 93-114.
- Hansen, J., 2004. Defusing the global warming time bomb. *Sci. Am.* 290, 68-77.
- IPCC, 2001. *Climate change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Édité par J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, C.A. Johnson. Cambridge University Press, Cambridge, UK et New York, NY, USA, 881 p.
- Jones, P.D., Moberg, A., 2003. Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: an extensive revision and an update to 2001. *J. Climate* 16, 206-223.
- Sarmiento, J.L., Gruber, N., 2002. Sinks for anthropogenic carbon. *Physics Today* 55, 30-36.
- Schlesinger, W.H., 1997. *Biogeochemistry: an analysis of global change, Second edition.* Academic Press, San Diego, CA, USA, 588 p.

CHAPITRE 1 – REVUE DE LITTÉRATURE

1. LA COMMUNAUTÉ INTERNATIONALE ET LES CHANGEMENTS CLIMATIQUES

1.1. Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques

Depuis maintenant quelques décennies, la communauté scientifique s'interroge sur les effets possibles des changements climatiques sur les activités humaines. Plusieurs conférences portant sur des sujets d'ordre scientifique et politique ont été tenues à la fin des années 1980 et au début des années 1990 et ont culminé avec l'adoption, le 9 mai 1992, de la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (UNFCCC, 1992).

Cette Convention a pour objectif ultime « *de stabiliser [...] les concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère à un niveau qui empêche toute perturbation anthropique dangereuse du système climatique* » (Article 2). Elle laisse aux pays la faculté d'en affaiblir ou d'en renforcer les dispositions selon l'évolution de la science. Ceux-ci peuvent par exemple convenir de prendre des mesures plus concrètes en adoptant des amendements ou des protocoles. C'est ce qui s'est produit le 11 décembre 1997 avec l'adoption du Protocole sur les changements climatiques, plus connu sous le nom de Protocole de Kyoto (UNFCCC, 1997).

1.2. Protocole de Kyoto

Un protocole est un accord international juridiquement lié à un traité existant. Ainsi, le Protocole de Kyoto complète la Convention sur les changements climatiques en y ajoutant de nouveaux engagements plus rigoureux, complexes et détaillés que ceux formulés par la Convention. Ce protocole, entré en vigueur le 16 février 2005, a pour objectif d'engager les signataires à réduire collectivement leurs émissions de différents gaz à effet de serre au cours de la période allant de 2008 à 2012. Les réductions devront

être d'au moins 5 % par rapport au niveau d'émissions de 1990. Les nations ont par ailleurs la possibilité de créer des puits de carbone afin de compenser leurs émissions. Il est à noter que le CO₂ est le plus important des gaz à effet de serre visés par le Protocole. Par contre, les gaz à effet de serre n'ont pas tous le même potentiel de réchauffement. Ainsi, sur une période de 100 ans, une tonne de CH₄ aura le même potentiel de réchauffement que 23 tonnes de CO₂ tandis que celui d'une tonne de HFC-23 sera équivalent à 12 000 tonnes de CO₂ (IPCC, 2001). Par conséquent, mis ensemble, les autres gaz visés par le Protocole de Kyoto, soit le méthane (CH₄), l'oxyde nitreux (N₂O), les hydrofluorocarbones (HFC), les hydrocarbures perfluorés (PFC) et l'hexafluorure de soufre (SF₆), ont un effet aussi important que le CO₂ sur le bilan énergétique de la Terre (Hansen et al., 2000). La traduction des différents gaz en équivalent-CO₂ rend la comptabilisation et la comparaison des émissions possible. Le Canada ayant ratifié le Protocole le 17 décembre 2002, il se doit donc d'atteindre les objectifs de réduction qui, dans son cas, ont été établis à 6 % par rapport aux émissions de 1990. Cette réduction correspond à une réduction de 30 %, ou 270 mégatonnes (Mt) de CO₂ par année, par rapport aux émissions prévues pour 2010 (Canada, 2005).

Puisqu'à l'échelle mondiale la conversion des forêts génère d'importantes émissions de CO₂, les peuplements forestiers ont été inclus dans les négociations du Protocole de Kyoto (Bernier, 2002). Ainsi, le paragraphe 3 de l'article 3 rend obligatoire la comptabilisation des « *variations nettes des émissions de gaz à effet de serre par les sources et de l'absorption par les puits résultant d'activités humaines directement liées au changement d'affectation des terres et à la foresterie et limitées au boisement, au reboisement et au déboisement depuis 1990* ». Puisqu'elles n'entraînent pas de changement d'affectation des terres, les coupes forestières réalisées dans un contexte d'aménagement forestier ne sont pas prises en compte par l'article 3.3. Le paragraphe 4 du même article offre quant à lui la possibilité aux pays signataires de tenir compte de la séquestration de carbone, entre autres sur les terres forestières sous aménagement, permettant ainsi l'obtention de crédits si l'accumulation de carbone au sein des écosystèmes forestiers dépasse les pertes. La problématique des crédits de carbone est toutefois encore en cours de négociation.

Il est possible qu'à compter de 2012 seule l'amélioration de séquestration de carbone causée par les activités de gestion des forêts, et non pas la séquestration due à la croissance naturelle des peuplements, soit prise en compte. La comptabilisation de ces crédits présente d'importantes difficultés techniques puisqu'il est nécessaire de déterminer le degré d'additivité des activités d'aménagement forestier par rapport au taux de séquestration naturelle du carbone. Pour le Canada, une limite annuelle de crédits liés à l'aménagement forestier de 30,1 mégatonnes de CO₂ (Mt CO₂) peut servir à réduire le débit engendré par les activités de boisement, reboisement et déboisement mentionnées à l'article 3.3. De plus, un maximum annuel de 44 Mt CO₂ de crédits additionnels peut être alloué pour les activités d'aménagement forestier (UNFCCC, 2001). L'existence des crédits de carbone rend possible la mise en place d'un marché des crédits afin de favoriser l'implication du secteur privé dans la poursuite des buts nationaux fixés par le Protocole (Rosenzweig et al., 2002).

Ainsi, le cycle du carbone, par le biais du CO₂ et des autres gaz à effet de serre à base de carbone, est considéré directement par le Protocole de Kyoto. Aussi, l'article 1.5 prévoit que « *chacune des Parties [...] met en place [...] un système national lui permettant d'estimer les émissions anthropiques par les sources et l'absorption par les puits* ».

1.3. Protocole de Montréal

Entré en vigueur le 1^{er} janvier 1989, le Protocole sur les substances qui appauvrissent la couche d'ozone, ou Protocole de Montréal, a pour but premier de réduire et d'éliminer la production de gaz entraînant la destruction de la couche d'ozone. Par contre, plusieurs des gaz visés, dont les chlorofluorocarbones (CFC), sont également d'importants gaz à effet de serre. Le Protocole a connu un succès et a permis de stabiliser la concentration de ces gaz dans l'atmosphère (Hansen et Sato, 2004). Cette concentration diminuera au fur et à mesure que les molécules se dégraderont, ce qui engendrera une baisse de l'effet de serre causé par ces gaz (Hansen et Sato, 2004).

anthropiques de CO₂, dont environ les trois quarts proviennent de l'utilisation de combustibles fossiles, est passé de $5,4 \pm 0,3 \text{ Gt C an}^{-1}$ au cours de la période allant de 1980 à 1989 à $6,3 \pm 0,4 \text{ Gt C an}^{-1}$ pendant la décennie suivante (IPCC, 2001). On évalue que le taux moyen d'augmentation du CO₂ atmosphérique, soit la différence entre les émissions et la séquestration, est quant à lui passé de $3,3 \pm 0,1 \text{ Gt C an}^{-1}$ au cours des années 1980 à $3,2 \pm 0,1 \text{ Gt C an}^{-1}$ pour les années 1990. Ce taux d'augmentation n'est par contre pas constant d'une année à l'autre. On attribue la variation du taux aux changements dans la biosphère terrestre, les émissions de carbone causée par le feu expliquant la plus grande part de la variabilité interannuelle (van der Werf et al., 2004).

Les flux anthropiques les plus importants sont causés par l'utilisation de combustibles fossiles. Ces émissions sont très certainement le facteur dominant qui influencera la concentration atmosphérique de CO₂ au cours du prochain siècle (IPCC, 2001). Le changement d'utilisation des terres constitue également une source importante de carbone, principalement en raison de la déforestation sous les tropiques. La valeur de $1,9 \text{ Gt C an}^{-1}$ allouée au puits terrestre (Figure 1.1) a été inférée à partir des autres données disponibles. Son origine est donc spéculative (Sarmiento et Gruber, 2002).

Le carbone est généralement rejeté dans l'atmosphère sous forme de CO₂. Il peut également l'être sous d'autres formes, dont le méthane et le monoxyde de carbone (CO). Toutefois, puisqu'il s'oxyde très rapidement en CO₂, le CO est habituellement pris en compte au sein du flux de CO₂ dans la plupart des schémas de bilan global du carbone (Schlesinger, 1997). De plus, les flux de méthane étant de plusieurs ordres de grandeur inférieurs aux flux de CO₂, leur prise en compte n'a pas un impact très important sur la quantité totale de carbone rejeté dans l'air. Les flux de méthane pourront toutefois avoir un impact significatif sur l'effet de serre planétaire en raison de leur potentiel de réchauffement supérieur à celui du CO₂.

Les océans constituent un réservoir de carbone beaucoup plus important que l'atmosphère. Puisque la pression partielle du CO₂ est plus forte dans l'atmosphère que dans les océans, ces derniers agissent comme un puits pour le CO₂, c'est-à-dire qu'ils séquestrent plus de carbone qu'ils n'en émettent (IPCC, 2001). Ils sont un puits efficace,

car le CO_2 est très soluble dans l'eau et peut s'y dissocier en ions réagissant avec les constituants de l'eau marine. La capacité d'absorption de carbone par cette masse d'eau est considérable : à l'état d'équilibre, elle contient 56 fois plus de carbone que l'atmosphère (Schlesinger, 1997). Ainsi, tant que la concentration atmosphérique de CO_2 augmente, les océans constituent un puits net de carbone (IPCC, 2001). Par contre, la fraction du CO_2 d'origine anthropique captée par les océans diminue avec l'augmentation de la concentration du CO_2 dans la colonne d'eau en raison de la réduction de la capacité tampon du système. Le taux de captation du CO_2 par les océans est également limité par la vitesse de mélange au sein de la masse d'eau (IPCC, 2001). Une partie de ce CO_2 sera utilisée par des organismes marins tels que les algues et le phytoplancton. De plus, divers animaux marins tels que le zooplancton et les mollusques forment une carapace de carbonate de calcium (CaCO_3) où du carbone est immobilisé. Après la mort de ces organismes, une partie de la matière organique et du carbonate de calcium pourra précipiter au fond de l'océan et y être incorporée aux sédiments. Le CO_2 réagit également avec les roches formant la croûte terrestre, causant de l'érosion et la formation d'anions carbonates (Schlesinger, 1997). Le carbone est alors retiré de l'atmosphère et transporté par les eaux de ruissellement jusqu'à l'océan où encore une fois il se déposera en sédiments carbonatés. Ce carbone sera alors retiré du cycle global jusqu'à ce qu'il soit réémis suite à des processus géologiques extrêmement lents faisant appel à la tectonique des plaques (Schlesinger, 1997).

D'un autre côté, une plus grande concentration de CO_2 dans l'air implique un réchauffement climatique par le biais d'un phénomène d'effet de serre. Lorsque la température de l'eau augmente, la solubilité du CO_2 diminue (IPCC, 2001), ce qui implique que le taux d'assimilation du CO_2 par les océans diminuera si leur température s'élève (Bacastow, 1993). Une hausse de la température de l'eau au-delà d'un certain seuil entraînera un relâchement de gaz dans l'atmosphère, transformant ainsi les océans en sources de carbone.

Enfin, la quantité de CO_2 assimilée par les terres émergées est la différence entre les gains sous forme de production primaire nette et les pertes causées par la respiration hétérotrophique et le feu (IPCC, 2001). À cela s'ajoutent les flux d'origine anthropique,

soit les pertes causées par le changement d'utilisation des terres et les gains dus au puits résiduel terrestre. Ces flux d'origine humaine sont dus aux pratiques d'aménagement telles que la déforestation, la reforestation, l'afforestation et la suppression des incendies de forêt, des activités ayant toutes un impact sur le cycle global du carbone (IPCC, 2001). La production primaire nette peut augmenter grâce à une hausse de la concentration atmosphérique en CO_2 qui a un effet fertilisant sur la végétation en augmentant entre autres le taux de photosynthèse et l'efficacité de l'utilisation des ressources telles que l'eau et l'azote (Bazzaz, 1990; Drake et al., 1997; Schlesinger, 1997). Cet effet fertilisant ne devrait toutefois pas être très important lorsque la concentration de CO_2 atteindra 800 à 1000 ppm (IPCC, 2001).

2.2. Cycle du carbone en forêt

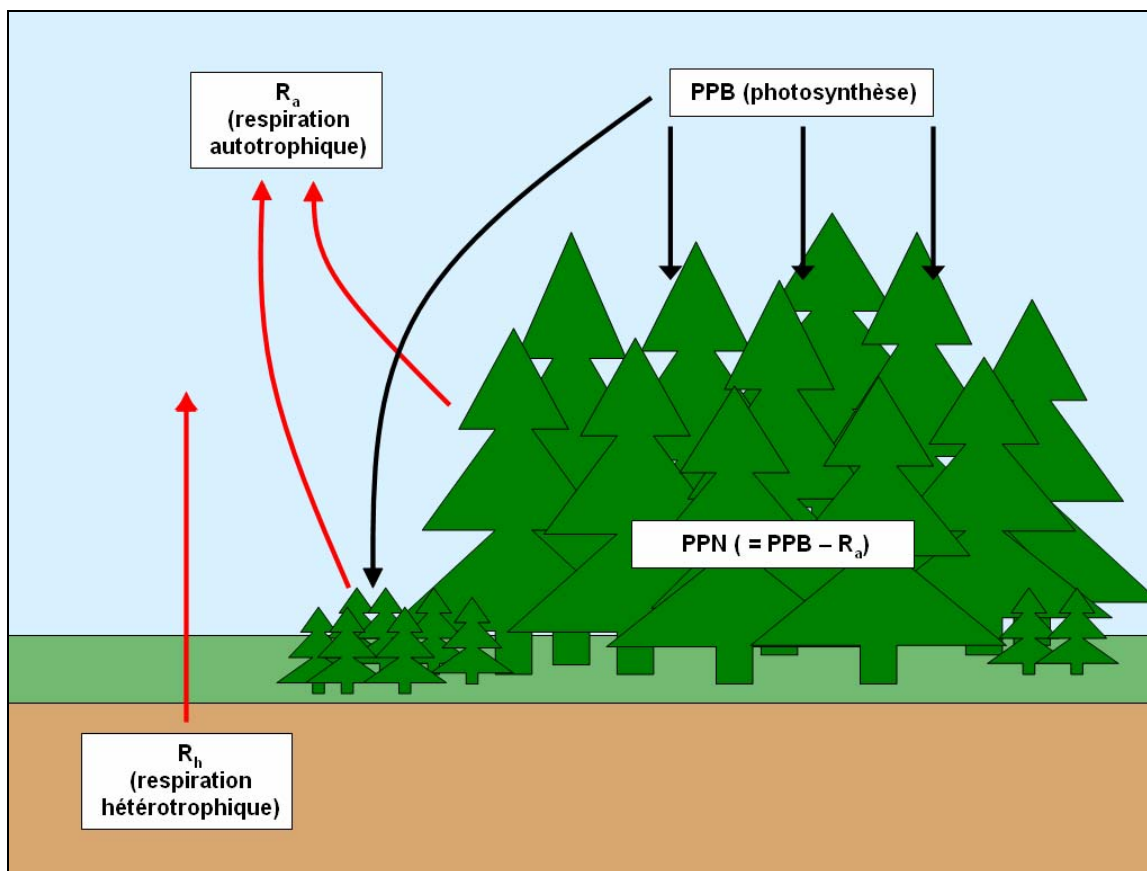


Figure 1.2. Principaux flux de carbone en forêt non perturbée. Les flèches noires indiquent la fixation de carbone et les rouges, l'émission.

Dans les écosystèmes forestiers, les flux de carbone les plus importants sont causés par la photosynthèse (fixation de carbone) et la respiration autotrophique et hétérotrophique (R_a et R_h ; émission de carbone) (Figure 1.2). Les plantes assimilent le CO_2 atmosphérique et le transforment en sucres par le biais de la photosynthèse. En général, de 35 à 60 % du carbone fixé est réémis sous forme de CO_2 par la respiration autotrophique liée à la croissance et à l'entretien des tissus des végétaux, la moyenne étant d'environ 50 % (Waring et al., 1998; Gifford, 2003). La différence entre la quantité de carbone fixée et celle émise par la respiration des plantes constitue la production primaire nette (PPN), c'est-à-dire la quantité de carbone contenue dans les branches, feuilles, racines et réserves énergétiques produites (Ruimy et al., 1995; Waring et Running, 1998). La matière organique morte produite par les plantes sert quant à elle à alimenter une multitude d'animaux et de microorganismes, sources de respiration hétérotrophique constituant une émission de CO_2 dans l'atmosphère (Waring et Running, 1998).

Sur une base annuelle, les écosystèmes forestiers non perturbés constituent généralement des puits de carbone, c'est-à-dire que la quantité de carbone fixée est supérieure à celle émise (p. ex. Barr et al., 2002; Griffis et al., 2003; Amiro et al., 2005). Ces écosystèmes peuvent toutefois constituer des sources de carbone au cours de certaines années (Goulden et al., 1998; Lindroth et al., 1998). D'un autre côté, au sein des écosystèmes récemment perturbés, les émissions de carbone dépassent habituellement la séquestration, transformant ces sites en sources de carbone (p. ex. Pypker et Fredeen, 2002; Kolari et al., 2004; Amiro et al., 2005). Ce bilan, qui inclut également les pertes directes de carbone survenues lors de la perturbation (p. ex. matière organique brûlée ou mangée), est appelé production nette de l'écosystème (PNE).

3. LA FORÊT BORÉALE

3.1. Importance de la forêt boréale

3.1.1. Dans le monde

À l'échelle planétaire, 90 % du carbone contenu dans la biosphère terrestre se retrouve dans les forêts (Armentano et Ralston, 1980). La forêt boréale couvre approximativement

15 millions km² (Schlesinger, 1997), dont plus de 3 millions km² au Canada, et renferme 49 % du carbone forestier mondial (Dixon et al., 1994). Ce biome constitue le deuxième plus grand écosystème forestier au monde, le premier étant la forêt tropicale. Son importance lui confère donc un rôle majeur au sein du bilan de carbone planétaire (D'Arrigo et al., 1987; Hall et al., 2004).

3.1.2. Au Québec

La forêt boréale québécoise couvre 1 185 500 km², soit 78 % de l'ensemble de la province (Ansseau et al., 1996), et constitue le coeur du Québec forestier. Bien que composée majoritairement de peuplements résineux, elle renferme également des peuplements mixtes et d'autres essentiellement feuillus.

Certains auteurs désignent le domaine bioclimatique de la sapinière à bouleau jaune comme étant la limite méridionale de la forêt boréale québécoise (Ansseau et al., 1996) tandis que d'autres lui préfèrent le domaine de la sapinière à bouleau blanc (Pothier, 2001; Québec, 2003c). Ces deux domaines sont des étendues de forêt mixte à dominance résineuse formant une bande de quelques centaines de kilomètres de largeur entre les forêts feuillues du sud de la province et les forêts conifériennes situées plus au nord. La richesse et la proximité de ces forêts ont contribué à en faire un lieu d'intense activité forestière depuis de nombreuses années (Ansseau et al., 1996).

Au Québec, le domaine de la pessière noire à mousses couvre 433 600 km², soit 28 % du territoire provincial (Ansseau et al., 1996), et constitue la limite nord de la forêt boréale continue. C'est le domaine bioclimatique boréal le plus étendu de la province. La dynamique forestière y est dirigée par le feu, mais aussi par les épidémies d'insectes, le chablis et la récolte forestière (Engelmark, 1999). D'ailleurs, presque tout le domaine est soumis à l'exploitation forestière intensive. Le cycle des feux est beaucoup plus long dans la partie est de la province que dans la partie ouest en raison d'une plus forte quantité de précipitations (Québec, 2003c).

La pessière noire à lichens et la toundra forestière sont situées au nord des domaines bioclimatiques précédents et ne font pas partie de la zone de forêt commerciale, c'est-à-

dire qu'aucune exploitation forestière n'y est effectuée. Ce sont les derniers grands secteurs de forêt vierge du Québec (Anseau et al., 1996). La pessière noire à lichens se différencie de la pessière noire à mousses par l'ouverture du couvert arborescent (Québec, 2003c). La principale différence avec la toundra forestière réside dans l'ouverture encore plus importante du couvert et la faible dimension des arbres au sein de cette dernière. La toundra forestière constitue la zone de transition entre la forêt boréale continue et l'Arctique, sa limite nord étant la limite des arbres.

3.2. Sylviculture

3.2.1. Récolte

L'épinette noire (*Picea mariana* (Mill.) B.S.P.) est une essence économiquement très importante pour l'industrie forestière québécoise (Gagnon et Morin, 2001) et canadienne (Viereck et Johnston, 1990). Au Québec, au cours des décennies 1970 à 1990, la superficie de l'ensemble des peuplements résineux matures, jeunes et régénérés au sein du domaine de la pessière noire à mousses a fortement diminué en raison de l'exploitation forestière, passant d'environ 83 % à 72 % de la superficie forestière productive totale. La réduction la plus marquée a eu lieu au sein des peuplements d'épinette noire. La superficie des aires en voie de régénération a quant à elle augmenté, passant d'environ 5 % à 15 % de la superficie forestière totale. Le feu est aujourd'hui encore la principale perturbation naturelle, suivi du chablis et des épidémies d'insectes. Les aires affectées par ces trois perturbations étaient respectivement d'environ 1 300, 600 et 250 km² au cours des années 1990. Pendant cette même décennie, les coupes totales effectuées dans le domaine de la pessière noire à mousses ont couvert une superficie d'environ 12 000 km², soit une surface quatre fois plus grande qu'au cours des années 1970 (Québec, 2002). Dans l'ensemble de la province, les sous-domaines bioclimatiques de la pessière noire à mousses de l'Est et de l'Ouest sont les seuls où l'importance relative des peuplements mûrs a constamment diminué pendant la période étudiée (Québec, 2002), ce qui dénote la forte pression exercée par l'industrie forestière sur la forêt de cette région au cours des dernières décennies.

La coupe avec protection de la régénération et des sols (CPRS) est le procédé de récolte généralement retenu en forêt boréale québécoise (Québec, 2003a). Ce procédé consiste à prélever les tiges marchandes tout en veillant à protéger la régénération préétablie et à minimiser la perturbation du sol lors des opérations en restreignant les déplacements de la machinerie à un maximum de 33 % de la superficie de l'aire de coupe (Québec, 1994). Le maximum a été ramené à 25 % en 2001. La CPRS diffère de la coupe à blanc par le souci apporté à la protection de la régénération et des sols. On distingue deux principaux procédés mécanisés permettant de la réaliser : la récolte par arbres entiers et celle par bois tronçonnés.

Lors d'une récolte par arbres entiers, les arbres sont abattus puis transportés au bord du chemin forestier où ils seront ensuite ébranchés et possiblement tronçonnés. Les débris de coupe sont alors empilés en monticules appelés andains. Ceux-ci peuvent être brûlés ou encore laissés à l'abandon jusqu'à ce qu'ils se décomposent. Lors de la récolte par bois tronçonnés, les arbres sont abattus puis ébranchés et tronçonnés sur place. Les débris de coupe sont laissés sur le parterre et ne sont pas disposés en andains. Seuls les tronçons sont transportés jusqu'au chemin. Au Saguenay-Lac-Saint-Jean, la région où est située l'aire d'étude présentée au chapitre 2, un peu plus de 70 % de la récolte annuelle est effectuée à l'aide du procédé par arbres entiers, le reste étant récolté en bois tronçonnés (Québec, 2003b).

Peu importe le procédé de récolte utilisé, l'emploi de la CPRS entraîne la création d'une alternance de zones fortement et peu perturbées (sentiers et inter-bandes, respectivement). Les espèces présentes en sous-bois avant la récolte sont généralement favorisées par la meilleure protection offerte au centre des bandes non perturbées (Harvey et Brais, 2002). Fréquemment, les espèces éricacées telles que le kalmia à feuilles étroites (*Kalmia angustifolia* L.), le thé du Labrador (*Rhododendron groenlandicum* (Oeder) Kron & Judd) et les bleuets (*Vaccinium angustifolium* Ait. et *V. myrtilloides* Michx.) sont éliminées des sentiers mais recolonisent rapidement ceux-ci à partir des plants résiduels et des structures souterraines survivantes (Harvey et Brais, 2002). L'utilisation de la CPRS peut également entraîner une modification de la composition en essences du peuplement futur par rapport au peuplement d'origine (Harvey et Bergeron, 1989).

Certaines caractéristiques telles que le type de dépôt de surface, la texture du sol et le drainage déterminent la sensibilité du site à la perturbation (Harvey et Bergeron, 1989).

3.2.2. Travaux sylvicoles subséquents

Suite à la récolte, il est possible que la quantité de régénération d'origine naturelle présente sur le site ne soit pas suffisante pour assurer la croissance d'un nouveau peuplement aussi productif que le peuplement d'origine. Dans ce cas, le reboisement du site peut s'avérer nécessaire.

En forêt boréale québécoise, les éricacées *Kalmia* spp., *Rhododendron groenlandicum* et *Vaccinium* spp. posent souvent un problème au sein des parterres de coupe. En effet, il a été rapporté que les éricacées ont un effet négatif sur la régénération et la croissance de certaines espèces ligneuses, dont l'épinette noire (Yamasaki et al., 1998; Thiffault et Grondin, 2003). Divers facteurs semblent jouer un rôle, dont une plus faible disponibilité en nutriments, des effets allélopathiques et une compétition accrue pour les ressources environnementales telles que l'eau, la lumière et les nutriments. Le scarifiage, c'est-à-dire la perturbation mécanique de la surface du sol et la destruction partielle de la végétation afin de créer des microsites adaptés à la plantation de semis, est souvent utilisé afin de vaincre les problèmes liés à la compétition éricacée. Cette préparation de terrain modifie les régimes hydrique et thermique du sol, sa densité et sa fertilité et crée de meilleures conditions de croissance pour les semis reboisés (Prévost, 1992). Le scarifiage a également le potentiel de diminuer la compétition offerte par les éricacées (Prévost, 1996, 1997).

3.3. Impacts des travaux sylvicoles sur le cycle du carbone

3.3.1. Récolte

Lorsque étudiées à une échelle assez vaste sur une période de temps assez longue pour tenir compte des perturbations naturelles, les forêts matures fournissent une contribution nette petite ou nulle au CO₂ atmosphérique (White, 1979). À court terme, cependant, les gains et pertes de carbone suite à la coupe forestière constituent un élément important du bilan en carbone des forêts (Apps et al., 1999).

Tout d'abord, la quantité totale de carbone organique présente sur le site est de beaucoup inférieure suite à la coupe forestière en raison du prélèvement des arbres eux-mêmes. La récolte de ces arbres a également pour effet de diminuer fortement la quantité de carbone fixée par la photosynthèse au cours des années suivant la perturbation (Pypker et Fredeen, 2002). De plus, la récolte entraîne une diminution de l'évapotranspiration en raison de la destruction d'une partie de la végétation (Waring et Running, 1998) ainsi qu'une augmentation de la quantité de précipitations atteignant le sol puisque l'interception par la végétation est réduite (Newman et Schmidt, 1980). Une hausse de la radiation solaire à la surface du sol entraînant un réchauffement de celui-ci n'est également pas à exclure (Waring et Running, 1998). Il en résulte donc une augmentation de la température et de l'humidité du sol permettant une accélération du taux de décomposition des résidus de coupe, de la matière organique au sol et du carbone organique présent dans le sol au cours des premières années suivant la coupe (Bormann et Likens, 1979; Waring et Running, 1998; Pumpanen et al., 2004).

Par contre, l'augmentation de la température du sol a aussi pour effet d'augmenter le taux de minéralisation de l'azote (Melillo et al., 2002), l'élément nutritif le plus limitant en forêt boréale (Van Cleve et al., 1983). Cette augmentation de la quantité d'azote disponible a pour effet de favoriser la croissance des végétaux et par le fait même la séquestration de carbone sur le site. La plus grande disponibilité en éléments nutritifs et la diminution de la compétition entre la végétation et les organismes décomposeurs en ce qui a trait à l'eau et aux nutriments peuvent également favoriser une augmentation du taux de décomposition (Covington, 1981). Il semble cependant que cette augmentation ne survienne pas instantanément après la coupe. En effet, certains auteurs rapportent une diminution de la respiration du sol immédiatement après la coupe suivie d'une forte augmentation quelques années plus tard (Weber, 1990; Striegl et Wickland, 2001).

La majeure partie des pertes en carbone par l'écosystème suite à la récolte forestière prend la forme d'émissions de CO₂. Les autres pertes incluent les émissions de méthane (CH₄), le lessivage de carbone organique dissout dans l'eau de surface et dans l'eau du sol ainsi que le lessivage de carbonates.

Le méthane est produit par la décomposition anaérobie et peut être dégradé par les bactéries méthanotrophes. Selon les conditions environnementales qui prévalent, un écosystème forestier peut constituer un puits ou une source de méthane. Ainsi, les sols avec une nappe phréatique élevée constituent habituellement des sources tandis que les autres sont des puits (Smith et al., 2000; Butterbach-Bahl, 2002). La récolte du couvert forestier entraîne fréquemment une augmentation du contenu en eau du sol et une élévation du niveau de la nappe phréatique (Dubé et al., 1995). La coupe peut donc avoir un impact non négligeable sur les flux de méthane au sein de l'écosystème, que ce soit par une hausse de la décomposition anaérobie ou par une inhibition des bactéries méthanotrophes. La récolte forestière peut même occasionner la transformation de puits de méthane en sources (Castro et al., 2000). Par contre, la quantité de carbone émise sous cette forme est habituellement de beaucoup inférieure à celle sous forme de CO₂. Par exemple, sur une période de 120 jours, Roulet et al. (1997) ont mesuré des flux de carbone sous forme de CO₂ et de CH₄ au-dessus d'un étang de castors, milieu anaérobie où la production de CH₄ est supérieure à la moyenne des écosystèmes, de l'ordre de 183 g C m⁻² et de 8,4 g C m⁻², respectivement. Par conséquent, les flux de méthane ne sont généralement pas pris en compte lors de l'évaluation des bilans de carbone des écosystèmes forestiers.

Le bicarbonate est l'anion le plus abondant dans l'eau des rivières (Garrels et MacKenzie, 1971) et dans plusieurs sols (Johnson et al., 1977). Les pertes de carbone sous forme de bicarbonate peuvent augmenter lorsqu'il y a déforestation (Cole et al., 1975), mais cela représente un flux d'importance mineure. Le déboisement peut également entraîner une hausse des pertes de carbone organique dissout (Sollins et McCorison, 1981), mais ce flux est lui aussi relativement faible. Pour ces raisons, l'étude du bilan en carbone des écosystèmes forestiers se limite généralement aux échanges de CO₂.

L'écosystème subit également une perte de carbone lorsque la matière ligneuse récoltée est exportée afin d'être transformée en divers produits tels que pâtes et papiers, bois d'œuvre et bois de chauffage. Cet impact est immédiat sur le bilan en carbone du site, mais pas sur le cycle global. L'effet sur ce dernier dépendra de l'usage final de la matière ligneuse et du temps de résidence du carbone au sein des divers produits (Apps et al.,

1999). Dépendant de cet usage, il est possible que le temps de résidence du carbone dans la matière récoltée soit plus court ou plus long que si aucune récolte n'avait eu lieu.

Ainsi, les principaux effets du déboisement sur le cycle du carbone en forêt sont l'importante diminution de la quantité de carbone organique du site pendant les années suivant la coupe en raison de l'exportation de la matière ligneuse hors du site et de la diminution de la quantité de carbone fixée par l'écosystème causée par la destruction d'une grande partie de la végétation vivante présente avant la récolte. La dynamique à moyen et long terme des échanges de carbone dans les forêts de succession demeure cependant incertaine, mais un effet à long terme important de la récolte sur le carbone du sol a été suggéré (Liski et al., 1998). Il est généralement admis que, bien que les taux de respiration aient parfois tendance à diminuer pendant les premières années suivant la récolte (Weber, 1990; Kowalski et al., 2003), les émissions de carbone par la respiration excèdent la quantité fixée grâce à la photosynthèse pendant plusieurs années suivant la perturbation (p. ex. Bond-Lamberty et al., 2004; Amiro et al., 2005; Humphreys et al., 2005). Plusieurs facteurs peuvent toutefois faire varier le bilan. Il existe entre autres une grande variabilité interannuelle causée par la variation des conditions environnementales (Pypker et Fredeen, 2002; Kowalski et al., 2003; Humphreys et al., 2005). De plus, la présence ou l'absence de résidus de coupe sur le parterre semble influencer fortement le taux de respiration du sol (Pumpanen et al., 2004). Immédiatement après la coupe, le site constitue habituellement une source nette de carbone sur une base annuelle et ne deviendra un puits que lorsque le taux de fixation du carbone sera supérieur au taux de libération. Toutefois, le temps nécessaire pour que le site passe du statut de source à celui de puits est mal connu et semble varier d'un site à l'autre. Des estimations de 10 à 30 ans ont été proposées (Schulze et al., 1999; Law et al., 2001; Li et al., 2003; Bond-Lamberty et al., 2004; Kolari et al., 2004; Amiro et al., 2005).

3.3.2. Travaux sylvicoles subséquents

Au même titre que la récolte, toute intervention sylvicole ayant un impact sur les conditions environnementales d'un site ou sur sa végétation a le potentiel d'influencer le

cycle du carbone au sein de ce site. La respiration de l'écosystème, la productivité brute de celui-ci, ou les deux à la fois pourront entre autres être affectés.

Ainsi, puisque le scarifiage crée des monticules de sol et des dépressions ombragées possédant des microclimats et des propriétés du sol différentes du sol non perturbé (Millikin et Bowden, 1996; Pumpanen et al., 2004), le taux de respiration du sol pourra varier selon les microsites. Par contre, puisque de multiples facteurs environnementaux sont affectés par le traitement, il est difficile de prédire s'il y aura augmentation de la respiration du sol suite à la préparation de terrain (Pumpanen, 2003). De même, la destruction d'une partie de la végétation présente lors du scarifiage pourra occasionner une baisse de la productivité brute de l'écosystème au cours des années suivant le traitement.

4. DÉTERMINATION DU BILAN DE CARBONE DES FORÊTS

Plusieurs méthodes permettent d'estimer le bilan de carbone des écosystèmes forestiers, c'est-à-dire les flux de carbone entrant et sortant des écosystèmes à différentes échelles spatiales et temporelles. Selon la méthode utilisée, le bilan peut être évalué sur une période allant d'une demi-heure à plusieurs années. Les méthodes employées incluent les inventaires de biomasse, la télédétection, les techniques micrométéorologiques et la modélisation.

4.1. Inventaires de biomasse

La méthode des inventaires de biomasse permet de mesurer la production primaire nette (PPN), c'est-à-dire la quantité de nouvelle matière organique produite pendant un intervalle de temps donné (Clark et al., 2001). Ainsi, puisque les inventaires de biomasse permettent d'estimer les changements dans la quantité de carbone présent sur le site, ils rendent possible l'évaluation de certains des flux de carbone entrant ou sortant de l'écosystème.

Pour déterminer les changements temporels dans la biomasse d'un site, la PPN au-dessus du sol peut être évaluée à partir de deux estimés de biomasse aérienne effectués à des moments différents. Ceux-ci peuvent être réalisés en mesurant le diamètre des arbres présents et en appliquant des équations allométriques (Clark et al., 2001; Brown, 2002). Seuls les arbres présentant un diamètre supérieur à un seuil minimal sont comptabilisés (p. ex. seuil de 10 cm pour les forêts de forte stature et seuil inférieur pour les forêts de stature plus petite; Clark et al., 2001). Pour les écosystèmes où la canopée est plus ouverte, la végétation arbustive dense et la couverture du sol par la végétation importante, par exemple en forêt boréale, il est nécessaire d'avoir recours à des mesures supplémentaires afin d'évaluer la contribution à la biomasse totale par les strates non arborescentes. La différence entre les deux estimés reflète la PPN au-dessus du sol correspondant à l'intervalle de temps entre les deux mesures de biomasse. La mortalité survenue pendant la période séparant les deux inventaires ainsi que les arbres dont le diamètre a dépassé le seuil minimal au cours de cette période doivent également être pris en compte. La perte de branches, d'aiguilles, de feuilles, de fleurs, de fruits et de composés organiques volatiles ainsi que les pertes causées par l'herbivorie doivent aussi être comptabilisées (Clark et al., 2001).

L'évaluation de la PPN dans le sol demeure problématique en raison entre autres de la difficulté à effectuer les différentes mesures (Clark et al., 2001). La PPN du sol correspond à l'augmentation de la biomasse des racines fines et grossières, à l'herbivorie racinaire, aux exsudats racinaires et à la croissance des champignons mycorhiziens. La mortalité des racines doit également être prise en compte. Il existe de nombreuses méthodes applicables pour mesurer ces variables. Plusieurs d'entre elles ont été détaillées par Clark et al. (2001).

L'intervalle de temps entre les prises de mesures doit être suffisant pour que les variations de la quantité de biomasse soient perceptibles dans les mesures. Par conséquent, l'étude des flux de carbone sur une période de quelques heures ou de quelques jours est impossible à l'aide de cette méthode. De plus, les inventaires de biomasse demandant beaucoup de temps et de main-d'oeuvre, leur couverture spatiale et temporelle est donc limitée (Liu et al., 2002).

Au Canada, un inventaire de biomasse est intégré à l’Inventaire forestier national (IFN) (Canada, 2004). L’IFN est basé sur un réseau de placettes permanentes réparties sur l’ensemble du territoire canadien où l’inventaire est refait périodiquement, ce qui permet d’étudier l’évolution des divers paramètres inventoriés de façon précise sur une longue période.

4.2. Télédétection du carbone forestier

L’estimation de la quantité de carbone présente sur un site peut également être réalisée en faisant appel à la télédétection. Les senseurs satellitaires optiques tels que Landsat et SPOT sont fréquemment utilisés (Waring et Running, 1998). Un de leurs avantages est que, puisque les premiers senseurs de ces programmes ont été lancés il y a plusieurs années, il existe maintenant de longues séries temporelles d’images. Ainsi, il est aujourd’hui possible d’observer les variations temporelles des caractéristiques étudiées, par exemple le type de forêt, l’indice de surface foliaire ou le pourcentage de couverture, sur une longue période (Cohen et Goward, 2004).

Les senseurs radar permettent quant à eux, contrairement aux senseurs optiques, d’effectuer des observations à travers les nuages (Waring et al., 1995). La technologie radar offre entre autres la possibilité d’estimer la biomasse aérienne au sein des écosystèmes terrestres et de différencier certains types de végétation (Waring et al., 1995; Kasischke et al., 1997). Ces senseurs émettent des micro-ondes qui sont reflétées lorsqu’elles frappent un objet puis sont ensuite captées à l’aide d’une antenne. Les caractéristiques des ondes reflétées sont influencées par la nature et la géométrie de l’objet. Ce type de senseur peut être utilisé à bord d’avions ou dans l’espace, cette seconde possibilité offrant des images d’une résolution légèrement inférieure. Par contre, la superficie couverte est alors nettement plus importante.

Les images bidimensionnelles produites par les senseurs optiques et radars ne peuvent représenter adéquatement les caractéristiques tridimensionnelles des forêts. L’utilisation de radar interférométrique à synthèse d’ouverture (InRSO) permet toutefois d’obtenir de l’information sur la dimension verticale grâce à la différence entre les signaux reçus par

deux récepteurs radars séparés spatialement (Treuhft et al., 2004). Bien que tous ces types de senseurs permettent d'estimer la biomasse aérienne des forêts dans certaines conditions, il est difficile d'obtenir un estimé valable à l'aide de cette méthode lorsque la quantité de biomasse est très élevée (> 100 à 250 Mg ha^{-1} selon le type de forêt) en raison de l'importance des erreurs (Waring et al., 1995; Kasischke et al., 1997; Turner et al., 2004). Le InRSO semble toutefois moins affecté que les autres instruments lorsque la quantité de biomasse est importante (Treuhft et al., 2004).

L'utilisation de lidar, un type de laser à pulsations, permet par contre de mieux évaluer la quantité de biomasse aérienne présente lorsque celle-ci est importante (Lefsky et al., 2002). Cette technologie permet de mesurer la hauteur de la canopée ainsi que la distribution tridimensionnelle de la végétation au sein de celle-ci à l'aide d'instruments basés au sol, à bord d'avions ou dans l'espace (Brown, 2002; Lefsky et al., 2002). Pour ce faire, une pulsation laser est émise. Celle-ci est reflétée lorsqu'elle frappe un objet, puis le senseur capte la réflexion. En mesurant le temps écoulé entre l'émission et la réception, il est possible de calculer la distance parcourue par la lumière laser. La prise de multiples mesures permet donc de modéliser la canopée dans les trois dimensions. Par contre, cette technique n'est pas applicable par temps nuageux et la superficie couverte pendant un intervalle de temps donné est de beaucoup inférieure au InRSO (Treuhft et al., 2004). De plus, la méthode ne donne pas de résultats satisfaisants lorsqu'elle est employée sur un site spécifique, mais elle permet d'obtenir des moyennes valables sur les étendues plus grandes (Nelson et al., 2003).

Ainsi, la détermination des stocks de carbone forestier à l'aide de la télédétection n'est pas encore parfaitement au point, mais elle a un avenir prometteur. Les données lidar, de même que celles recueillies par des senseurs satellitaires optiques et radars, pourraient éventuellement permettre l'estimation des stocks de carbone à différentes échelles spatiales (Goodenough et al., 2000; Coomes et al., 2002; Rosenqvist et al., 2003).

La télédétection permet également d'estimer la production primaire nette des écosystèmes, par exemple à l'aide de Landsat (Goetz et Prince, 1996), AVIRIS (Rahman et al., 2001) ou MODIS (Rahman et al., 2004; Running et al., 2004). Ces instruments

offrent la possibilité d'améliorer les estimés de PPN, donc les estimés de flux de carbone, tant sur le plan spatial que temporel par rapport aux estimés provenant des modèles actuels (Rahman et al., 2004). De cette façon, les flux de carbone peuvent être étudiés sur une période de temps plus courte que lorsque ce sont les variations dans la quantité de biomasse qui sont prises en compte.

Cependant, l'estimation de la PPN par télédétection ne peut se faire de façon directe. La télédétection peut toutefois être utilisée pour estimer la PPN à l'aide de modèles appropriés. L'idée de base étant l'existence d'un lien direct entre la PPN et la quantité d'énergie solaire absorbée, il est nécessaire d'utiliser des indices spectraux de végétation dérivés de mesures satellitaires afin d'inférer les valeurs de PPN (Running et al., 2004). Ainsi, des indices tels que le Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) et le Photochemical Reflectance Index (PRI) sont déterminés à l'aide des informations fournies par les capteurs. Le NDVI est relié à la fraction de la radiation de longueurs d'ondes photosynthétiquement actives absorbée par la végétation (APAR). Le PRI permet quant à lui la détection de la réponse des pigments de xanthophylle présents dans les feuilles aux conditions de luminosité (Rahman et al., 2001). Une relation entre ces indices et la PPN permet d'évaluer cette dernière. De la même façon, il est également possible d'estimer la production primaire brute.

4.3. Techniques micrométéorologiques

Afin de mener à bien une étude à long terme des échanges de CO₂ entre la biosphère et l'atmosphère, il est nécessaire de mesurer de façon continue les flux du scalaire d'intérêt, soit le CO₂. Les techniques micrométéorologiques directes telles que la covariance de turbulences (*eddy covariance*) et l'accumulation de turbulences (*eddy accumulation*) permettent d'effectuer ces mesures (Moncrieff et al., 1997b). Ces méthodes sont basées sur la mesure de la vitesse et de la direction du vent ainsi que de la concentration du CO₂ dans l'air lorsqu'il passe au point d'échantillonnage (Moncrieff et al., 1997b). Des méthodes indirectes comme la technique du gradient de flux (*flux-gradient*) et celle du rapport de Bowen peuvent également être utilisées (Moncrieff et al., 1997b). Ces dernières sont basées sur la quantification d'un taux de diffusion turbulente selon un

gradient de concentration (Moncrieff et al., 1997b). D'autres techniques existantes sont plus rarement employées et ne seront donc pas décrites dans le présent ouvrage. Parmi celles-ci, nous retrouvons entre autres la technique de la variance (Businger, 1986; Baldocchi et al., 1988; Desjardins et al., 1993) et celle de la dissipation inertielle (Desjardins et al., 1993). L'avantage des méthodes micrométéorologiques réside dans le fait qu'elles ne perturbent pas l'environnement étudié, qu'elles rendent possible la prise de mesures de façon continue sur une longue période et qu'elles permettent de calculer les échanges gazeux entre une surface et l'atmosphère selon différentes échelles temporelles (Baldocchi et al., 1988).

4.3.1. Gradient de flux

La théorie à la base de la méthode du gradient de flux stipule que :

$$F_c = -K_c \frac{\overline{\Delta c}}{\Delta z} \quad (1.1)$$

où F_c est le flux du gaz étudié c , K_c le coefficient de diffusion turbulente de ce gaz et $\frac{\overline{\Delta c}}{\Delta z}$

le gradient vertical moyen du rapport de mélange (Businger, 1986). En vertu d'un principe de similarité stipulant que tous les scalaires (chaleur, masse) sont transportés de façon aussi efficace, le coefficient d'échange se doit donc d'être le même pour le CO_2 , la vapeur d'eau, la chaleur sensible et la chaleur latente (Businger, 1986; Monteith et Unsworth, 1990; Moncrieff et al., 1997b). Ainsi, lorsque le coefficient d'échange d'un de ces scalaire est déterminé, ceux des autres scalaires le sont également. En pratique, le coefficient d'échange de la quantité de mouvement est obtenu en premier et les coefficients pour les scalaires d'intérêt sont ensuite déterminés en utilisant certaines relations empiriques (Moncrieff et al., 1997b). Le gradient est quant à lui évalué en mesurant la concentration du gaz à au moins deux hauteurs différentes (Businger, 1986; Monteith et Unsworth, 1990). Bien que cette méthode ait pour avantage de ne nécessiter qu'une instrumentation simple (Moncrieff et al., 1997b), elle a pour inconvénient d'exiger une très grande précision dans la mesure du gradient. Une meilleure précision peut être obtenue en effectuant les mesures à quatre hauteurs différentes ou plus (Monteith et Unsworth, 1990).

La méthode du gradient de flux ne peut être efficacement utilisée pour mesurer les échanges entre les forêts et l'atmosphère puisque les gradients au-dessus de la canopée sont généralement faibles et que dans ce cas la hauteur de mesure adaptée à l'utilisation de cette technique se situe bien au-delà de la couche limite de l'atmosphère (Businger, 1986; Moncrieff et al., 1997b). De plus, les flux à partir du sol peuvent se dérouler contre les gradients, une situation qui rend cette méthode inapplicable.

4.3.2. Rapport de Bowen

Le rapport de Bowen (β) est le rapport entre les flux de chaleur sensible (H) et latente (λE) (Bowen, 1926). Ainsi,

$$\beta = H / \lambda E \quad (1.2)$$

Suite à de multiples transformations et en assumant que les caractéristiques de transfert turbulent pour la vapeur d'eau, la température et le gaz étudié sont identiques (voir Moncrieff et al., 1997b pour les détails), on en arrive à la relation suivante :

$$F_c = H \frac{\Delta C}{\Delta T_a} = \lambda E \frac{\Delta C}{\Delta q} \quad (1.3)$$

où ΔC , $\Delta \overline{T_a}$ et $\Delta \overline{q}$ représentent la différence de concentration de CO_2 , de température de l'air et d'humidité spécifique entre les mesures effectuées à deux hauteurs différentes. Les flux de chaleur sensible et latente peuvent être mesurés à l'aide de psychromètres (Rosenberg et Brown, 1974). La précision obtenue dépend non seulement de la capacité des instruments à mesurer les différentes composantes du bilan énergétique et de faibles gradients de température, d'humidité et de concentration de gaz, mais aussi de l'absence d'advection (Moncrieff et al., 1997b). Par contre, cette méthode a l'avantage de ne pas nécessiter de mesure du vent (Businger, 1973, 1986).

4.3.3. Accumulation de turbulences

Cette technique permet de mesurer les flux de gaz qui ne peuvent être mesurés à l'aide de la technique de covariance de turbulences en raison du trop long temps de réponse des capteurs (Businger, 1986; Desjardins et al., 1993; Moncrieff et al., 1997b). Le flux

turbulent d'une entité est obtenu en évaluant le transport de cette entité au travers d'un plan imaginaire devant être situé dans la couche limite (Desjardins, 1977). Pour ce faire, l'air contenant le gaz étudié doit être échantillonné dans deux réservoirs distincts selon la magnitude et la direction du vent vertical (Moncrieff et al., 1997b). L'échantillonnage doit être effectué à une fréquence proportionnelle à la vitesse verticale du vent, ce qui rend l'utilisation de cette technique très problématique (Baldocchi et al., 1988; Moncrieff et al., 1997b). Businger et Oncley (1990) ont toutefois trouvé une solution à ce problème en introduisant un coefficient empirique qui élimine le besoin d'échantillonner à une fréquence variable. L'air est alors échantillonné dans les deux réservoirs simplement selon que le vent vertical est dirigé vers le haut ou le bas, puis les flux sont calculés selon :

$$F_c = \beta_0 \sigma_w (C^+ - C^-) \quad (1.4)$$

où β_0 est le coefficient empirique, σ_w l'écart type de la vitesse verticale du vent et C^+ et C^- la concentration du gaz étudié dans les réservoirs destinés à échantillonner l'air se déplaçant respectivement vers le haut et vers le bas (Moncrieff et al., 1997b).

4.3.4. Covariance de turbulences

La technique de covariance de turbulences, la technique micrométéorologique la plus utilisée à l'heure actuelle, est la seule permettant de mesurer directement les flux de CO₂ et de vapeur d'eau à l'échelle de l'écosystème (c.-à-d. plusieurs hectares), à l'échelle de la demi-heure et de façon continue pendant plusieurs années (Aubinet et al., 2000). De plus, c'est la méthode permettant d'obtenir les plus faibles incertitudes par rapport à la mesure de la production nette de l'écosystème (Barr et al., 2002).

La théorie micrométéorologique prédit que les densités de flux verticaux de CO₂ et de vapeur d'eau entre la biosphère et l'atmosphère sont proportionnelles à la covariance entre les fluctuations de la vitesse verticale du vent et de la concentration de ces gaz (Baldocchi et al., 1996; Running et al., 1999; Baldocchi, 2003). Par conséquent, la technique de covariance de turbulences consiste à mesurer la vitesse verticale du vent et la concentration des gaz d'intérêt. L'établissement d'une moyenne des fluctuations de

concentration sur une période de 30 minutes permet de calculer la quantité nette de matière transportée verticalement pendant cette période (Aubinet et al., 2000).

Puisque la covariance de turbulences a été utilisée au cours de l'étude présentée au chapitre 2, elle sera décrite plus en détail à la section 5.

4.4. Modélisation du cycle du carbone d'une zone forestière

La modélisation permet d'étudier le bilan en carbone des écosystèmes à différentes échelles spatiales et temporelles. De nombreux modèles représentent des parties spécifiques du cycle du carbone, par exemple la photosynthèse, mais peu d'entre eux offrent la possibilité d'analyser le cycle du carbone dans sa totalité. Trois des principaux modèles canadiens permettant de représenter l'ensemble du cycle du carbone sont présentés succinctement : Ecosys, InTEC et CBM-CFS2.

4.4.1. Ecosys

Le modèle Ecosys prédit le comportement des écosystèmes terrestres naturels ou aménagés sous l'effet de diverses conditions environnementales de sol, de climat et d'aménagement (Grant, 2003). Pour l'utiliser, il est nécessaire de fournir les informations de base relatives à ces conditions. Ces données permettront au modèle de simuler les échanges de carbone, d'azote, de phosphore, d'ions, d'eau et d'énergie au sein de l'écosystème.

Ecosys permet d'étudier les phénomènes en jeu tant à l'échelle de l'heure qu'à celle de la décennie, et ce selon des échelles spatiales de l'ordre d'un mètre à quelques kilomètres. Le modèle comporte différents modules permettant de simuler entre autres la photosynthèse, les échanges de masse et d'énergie, la croissance des végétaux, les transferts d'eau et d'énergie ainsi que l'activité microbienne. Ainsi, Grant et Nalder (2000) ont utilisé le sous-modèle de photosynthèse afin d'estimer les changements dans le bilan en carbone d'écosystèmes forestiers soumis à un hypothétique changement climatique.

4.4.2. InTEC

Le modèle « Integrated Terrestrial Ecosystem C-budget » (InTEC) permet de modéliser l'effet des perturbations, des pratiques d'aménagement et du climat sur le cycle annuel du carbone à l'échelle d'une région forestière (Chen et al., 2000). L'utilisation d'une approche historique afin de déterminer le bilan en carbone, c'est-à-dire la prise en compte des changements dans les perturbations, les pratiques d'aménagement et le climat survenus depuis le début de l'ère industrielle, permet de diminuer l'incertitude sur les bilans en carbone passés et présents. Cette approche permet également de prédire le bilan futur en se basant sur les variations prédites pour ces différents facteurs. Le modèle InTEC a déjà été utilisé afin d'estimer le bilan annuel en carbone de l'ensemble des forêts canadiennes pendant la période 1800-1998 (Chen et al., 2000).

4.4.3. CBM-CFS2

Le « Carbon Budget Model of the Canadian Forest Sector » (CBM-CFS2) permet lui aussi l'étude des flux de carbone au sein de l'ensemble des forêts canadiennes (Kurz et al., 1992). Ce modèle est basé sur l'utilisation des tables de rendement provinciales liées aux données d'inventaire disponibles pour l'unité territoriale analysée. Ces données fournissent l'information requise sur les différents types d'écosystèmes forestiers canadiens, leur superficie et leur contenu en carbone. Une base de données présentant l'historique des perturbations survenues de 1920 à 1989 est également utilisée. Finalement, des données décrivant les perturbations, les conditions climatiques et la dynamique de croissance à l'échelle du peuplement sont nécessaires pour le bon fonctionnement du modèle.

Le modèle CBM-CFS2 permet, tout comme le modèle InTEC, de prendre en compte l'effet des perturbations et des pratiques d'aménagement sur le cycle du carbone en forêt. Bien qu'il ait déjà été employé afin d'étudier des superficies de l'ordre de l'hectare, il est plus approprié pour les zones plus vastes (Kurz et Apps, 1999). Il a été utilisé à plusieurs reprises afin d'estimer le bilan annuel en carbone de l'ensemble des forêts canadiennes, dont entre autres pendant la période 1920-1989 (Kurz et Apps, 1999).

5. COVARIANCE DE TURBULENCES

La covariance de turbulences est la technique micrométéorologique qui a été utilisée lors de l'étude présentée au chapitre 2. Par conséquent, elle sera décrite en détail sur le plan théorique au sein de la présente section, puis les connaissances nécessaires pour son utilisation sur le terrain seront présentées. Les techniques de contrôle de la qualité et de remplissage des vides présents dans les séries de données ainsi que les différents types d'erreurs affectant les mesures seront également détaillés.

5.1. Base théorique

5.1.1. Équation de conservation de la masse

L'équation de conservation de la masse constitue la base de la théorie régissant la mesure et l'interprétation des mesures micrométéorologiques de flux (Baldochi et al., 1988; Baldochi, 2003). Lorsqu'on y applique la décomposition de Reynolds où une valeur est égale à une moyenne couplée à un écart par rapport à cette moyenne (par exemple : $u = \bar{u} + u'$; Reynolds, 1895), que l'on intègre selon l'axe vertical et que l'on assume l'absence de divergence horizontale au sein des flux turbulents, c'est-à-dire l'absence de flux horizontaux de matière non pris en compte par les instruments (qui ne mesurent que les flux verticaux), cette équation peut être formulée ainsi :

$$\int_0^{h_m} S dz = \underbrace{\overline{w' \rho_c'}}_I + \underbrace{\int_0^{h_m} \frac{\partial \overline{\rho_c}}{\partial t} dz}_{II} + \underbrace{\int_0^{h_m} u \frac{\partial \overline{\rho_c}}{\partial x} dz}_{III} + \underbrace{\int_0^{h_m} w \frac{\partial \overline{\rho_c}}{\partial z} dz}_{IV} \quad (1.5)$$

où ρ_c est la densité du scalaire (CO_2 ou H_2O), u et w les composantes de la vitesse du vent selon les directions du vent moyen (vent horizontal; x) et du vent normal à la surface (vent vertical; z). S est le terme de puits ou de source de CO_2 ou de H_2O et h_m la hauteur où la mesure de covariance de turbulences est effectuée (Aubinet et al., 2000).

Le terme I représente l'échange net de l'écosystème (ENE) lorsque le scalaire étudié est le CO_2 et l'évapotranspiration de l'écosystème lorsque la vapeur d'eau est mesurée. Le terme II constitue le flux à la hauteur h_m tel que mesuré par le système de covariance de

turbulences. L'accumulation de matière dans la colonne d'air située entre le sol et la hauteur de mesure est représentée par le terme III. Cette accumulation peut être positive (lorsque la concentration du scalaire dans la colonne d'air est plus grande à la fin qu'au début de la période de mesure) ou négative (si la concentration a diminué). Les termes IV et V sont respectivement les flux par advection horizontale et verticale. Lorsque les conditions atmosphériques sont stables et horizontalement homogènes, les termes III, IV et V de l'équation 1.5 égalent zéro. Par contre, en milieu naturel, ces conditions ne sont pas toujours rencontrées et l'approximation peut ne pas être applicable (Aubinet et al., 2000).

5.1.2. Calcul du flux turbulent

L'équation à la base de la technique de covariance de turbulences est dérivée de l'équation de conservation de la masse. Le flux turbulent (F_c), c'est-à-dire le flux mesuré à la hauteur h_m à l'aide du système de covariance de turbulences, est égal au terme II de l'équation 1.5 et peut être exprimé ainsi :

$$F_c = \overline{w\rho_c} \quad (1.6)$$

où w est la vitesse verticale du vent et ρ_c la densité de CO_2 dans l'air (Moncrieff et al., 1997a; Baldocchi, 2003). Le transfert turbulent étant intermittent, une moyenne doit être effectuée sur une période de temps suffisamment longue afin d'obtenir un échantillonnage représentatif (Desjardins et al., 1993). Le flux est dirigé vers le bas (fixation de carbone par l'écosystème, c.-à-d. puits de carbone) lorsque $F_c < 0$ et vers le haut (émission de carbone par l'écosystème, c.-à-d. source de carbone) lorsque $F_c > 0$.

Suite à l'application de la décomposition de Reynolds, l'équation devient :

$$F_c = \overline{w} \overline{\rho_c} + \overline{w' \rho_c'} \quad (1.7)$$

où \overline{w} et $\overline{\rho_c}$ sont les moyennes de w et ρ_c et $\overline{w'}$ et $\overline{\rho_c'}$ sont les écarts par rapport aux moyennes. Puisqu'il est généralement assumé que sur une période assez longue, si les

conditions atmosphériques sont stables, il n'y a pas de mouvement vertical net de l'air (c.-à-d. $\bar{w} = 0$), la relation devient (Moncrieff et al., 1997a) :

$$F_c = \overline{w' \rho_c'} + \text{termes de correction} \quad (1.8)$$

Les termes de correction indiqués à l'équation 1.8 comprennent la correction pour les variations de la densité de l'air (voir ci-dessous) ainsi que les fonctions de transfert (voir p. 35). Pour calculer le flux moyen de CO₂ (F_{CO_2}) sur une période de 30 minutes, il suffit donc, pour chaque mesure effectuée pendant cette période, de calculer la différence entre la concentration moyenne en CO₂ au cours de la période ($\overline{C_{CO_2}}$) et la concentration mesurée ($C_{CO_{2i}}$). On calcule également la différence entre la vitesse moyenne du vent vertical (\bar{w}) et la vitesse mesurée (w_i), puis les deux résultats obtenus sont multipliés entre eux, ce qui donne une covariance. Il suffit ensuite de faire la moyenne des n valeurs de flux obtenues sur une demi-heure afin d'obtenir le flux moyen de CO₂ pour la période étudiée :

$$F_{CO_2} = \sum_i^n \frac{(\overline{C_{CO_2}} - C_{CO_{2i}}) * (\bar{w} - w_i)}{n} \quad (1.9)$$

Il est aussi possible d'employer l'équation 1.9 afin d'obtenir les flux de chaleur latente et de chaleur sensible en utilisant respectivement la concentration de vapeur d'eau et la température.

Pour que la covariance soit considérée comme égale au flux, il ne doit pas y avoir de mouvement vertical net de l'air ($\bar{w} = 0$) et $v'w'$, où v est la vitesse du vent latéral, doit également être égal à zéro. Par contre, l'absence de mouvement vertical net de l'air n'est pas toujours possible lorsqu'il y a des échanges de chaleur et de vapeur d'eau au sein de l'atmosphère (Baldocchi et al., 1988). Ces échanges mènent à des fluctuations de la densité de l'air, ce qui crée une vitesse verticale moyenne non nulle pouvant entraîner des erreurs dans les mesures de flux, à moins que ces mesures ne soient faites en rapport de mélange (*mixing ratio*), c'est-à-dire le rapport entre la masse du gaz étudié et la masse de l'air sec (Desjardins et al., 1993), ou que les échantillons d'air soient asséchés et

amenés à une température commune (Webb et al., 1980). Des corrections pour les transferts de chaleur et de vapeur d'eau doivent donc être appliquées lorsque ce sont les pressions partielles qui sont mesurées dans l'air *in situ* tandis que seule la correction pour le flux de vapeur est nécessaire lorsque l'air est amené à une température constante (Webb et al., 1980).

Afin que la technique donne des résultats représentatifs du flux à la surface, les instruments doivent être situés dans la couche atmosphérique appelée couche limite interne. Cette couche est la partie de la couche limite où les flux sont approximativement constants peu importe la hauteur (Leuning et Judd, 1996) en raison de la forte interaction avec la surface et des ajustements relativement rapides aux conditions de cette dernière (Businger, 1973). Pour que les résultats soient valables, les conditions atmosphériques doivent également être dans un état stable, c'est-à-dire qu'elles ne doivent pas varier rapidement pendant la période d'échantillonnage, par exemple au cours des périodes de 30 minutes. De plus, la surface au-dessus de laquelle les mesures sont prises doit être horizontale et homogène. L'environnement naturel étant rarement idéal, il est généralement impossible que ces conditions soient remplies dans leur totalité. Il est donc nécessaire d'admettre une certaine marge d'erreur si l'on désire réaliser des mesures de flux raisonnablement fiables (Baldocchi et al., 1988).

5.2. Instruments nécessaires

Un système de covariance de turbulences est composé de deux instruments essentiels : un anémomètre sonique et un analyseur de gaz à infrarouges.

L'anémomètre (Figure 1.3) mesure la vitesse et la direction du vent dans les trois dimensions ainsi que la température de l'air. Puisque l'état stable de l'atmosphère et l'absence de divergence horizontale au sein des flux sont des conditions pour assurer la validité des calculs, il est essentiel de réduire au minimum les perturbations atmosphériques causées par la présence des infrastructures et des instruments eux-mêmes. Ainsi, il est conseillé d'employer un anémomètre symétrique verticalement, un design qui minimise les distorsions au sein des courants d'air dues à la forme de

l'appareil (Wyngaard, 1988; Kaimal et Finnigan, 1994). Les anémomètres soniques récents ont été redessinés afin de minimiser ce phénomène (Leuning et Judd, 1996). Idéalement, la forme des tours devrait également être conçue de façon à minimiser ces distorsions. Afin de réduire au minimum les perturbations de l'air mesuré, l'anémomètre doit être pointé dans la direction du vent dominant et situé du côté de la tour exposé à ce vent.

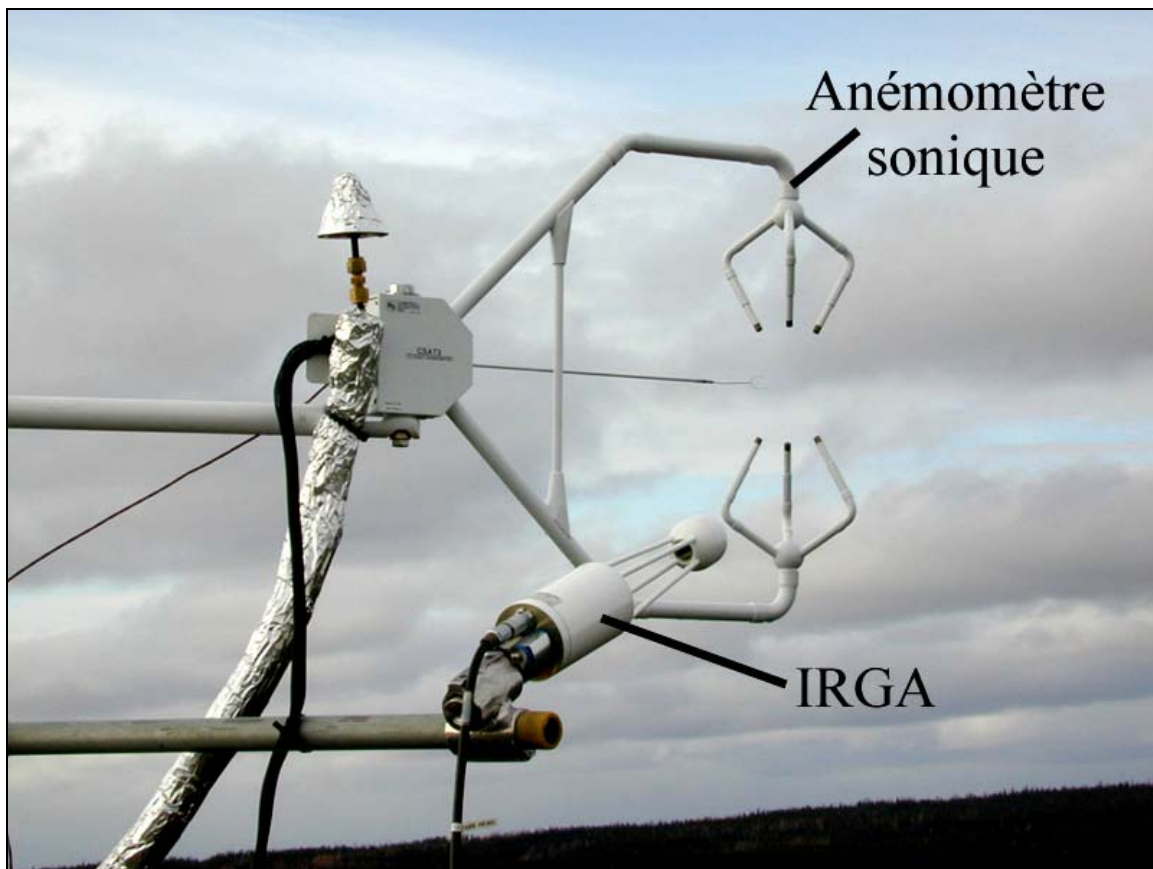


Figure 1.3. Anémomètre sonique (modèle CSAT3) et IRGA à circuit ouvert (modèle LI-7500).

L'analyseur de gaz à infrarouges (IRGA, Figure 1.3) permet quant à lui de mesurer la concentration de CO_2 et de vapeur d'eau dans l'air. Deux types existent : à circuit ouvert et à circuit fermé. Dans le premier cas, l'air passe librement entre une source d'infrarouges et un détecteur, la mesure étant réalisée *in situ*. Pour ce qui est des appareils

à circuit fermé, l'air est aspiré dans un tube menant à l'instrument où il est ensuite analysé. Ces deux techniques présentent à la fois des avantages et des inconvénients présentés en détail par Leuning et Judd (1996). Lorsque les précautions nécessaires pour le bon fonctionnement des deux types d'IRGA sont prises, les deux approches donnent des mesures de flux satisfaisantes (Leuning et Judd, 1996). Les mesures obtenues à l'aide des IRGA à circuit fermé nécessitent toutefois moins de corrections pour les fluctuations de la densité de l'air (Moncrieff et al., 1997b). Par contre, les mesures effectuées à l'aide de ce type d'appareil ont tendance à sous-estimer les flux (Suyker et Verma, 1993; Leuning et Judd, 1996). Puisque tout système de covariance de turbulences a lui-même un effet sur les flux qu'il mesure, il est nécessaire d'appliquer des corrections aux flux sous la forme de fonctions de transfert (Moore, 1986; Moncrieff et al., 1997a; Massman, 2000). Ces fonctions sont des équations ayant pour but de corriger la sous-estimation des flux causée entre autres par le temps de réponse des capteurs, la distance séparant l'anémomètre de l'IRGA et l'atténuation des fluctuations de la concentration des gaz dans le tube menant à l'IRGA à circuit fermé. Les systèmes à circuit fermé nécessitent des installations plus élaborées que ceux à circuit ouvert, mais sont moins affectés par les conditions météorologiques difficiles, par exemple lorsqu'il fait très froid ou lorsqu'il pleut.

Une multitude d'autres instruments sont habituellement utilisés en complément au système de covariance de turbulences afin de mesurer les conditions environnementales. Ceux-ci incluent diverses sondes et capteurs pour la température et l'humidité de l'air et du sol, le flux de chaleur dans le sol, la radiation solaire, la radiation photosynthétiquement active et les précipitations sous forme de pluie et de neige. Des systèmes d'acquisition de données ou des ordinateurs sont utilisés pour effectuer les mesures et enregistrer les données. Les mesures de variables environnementales peuvent servir à : (1) caractériser les conditions météorologiques sous lesquelles les flux ont lieu, permettant ainsi de réaliser des analyses supplémentaires telles qu'établir des relations entre les flux et les conditions environnementales, (2) corriger les mesures du système de covariance de turbulences pour les transferts de chaleur et de vapeur d'eau (voir section 5.1.2), (3) contrôler la qualité des mesures à l'aide, entre autres, de la vérification de la fermeture du bilan énergétique (voir section 5.3.2), (4) fournir des données pouvant servir

à remplir les vides dans les séries de données de flux (voir section 5.3.5) et (5) fournir des données pouvant être utilisées pour le calibrage et la validation des modèles de simulation (Aubinet et al., 2000).

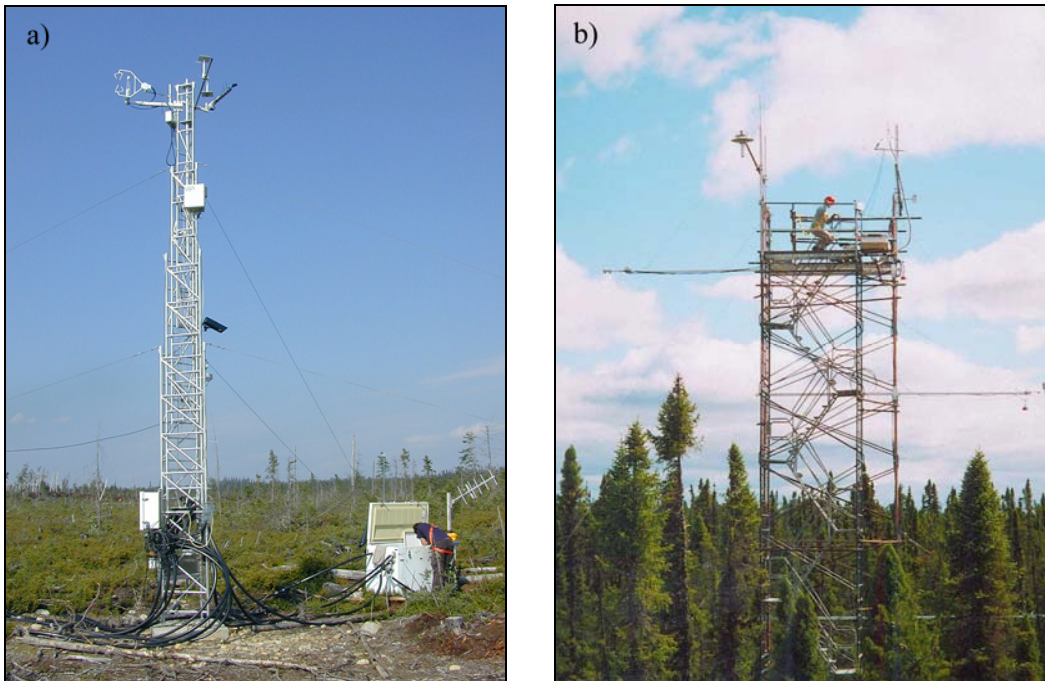


Figure 1.4. Tours avec instruments nécessaires pour la technique de covariance de turbulences (a) dans un parterre de coupe et (b) en forêt mature.

Les instruments employés pour la technique de covariance de turbulences peuvent être montés sur une tour (Figure 1.4) ou un avion. L'utilisation d'une tour permet de mesurer efficacement les tendances temporelles des flux de CO₂ et de vapeur d'eau, mais l'aire étudiée couvre alors une superficie limitée (Baldocchi et al., 1996). L'étendue étudiée est fonction de la hauteur à laquelle sont prises les mesures. La plupart du temps, celles-ci sont effectuées quelques mètres au-dessus de la canopée. La hauteur des tours n'excède donc généralement pas 50 m. Il est toutefois possible d'utiliser des tours beaucoup plus grandes, d'une hauteur atteignant 500 m (e.g. Bakwin et Tans, 1995), afin d'effectuer des mesures dans différentes couches atmosphériques et d'obtenir des résultats applicables à une plus grande échelle. Lorsque les instruments sont montés sur un avion, les flux et leur

hétérogénéité horizontale peuvent être étudiés à l'échelle du paysage (Desjardins et al., 1993; Baldocchi et al., 1996). Par contre, les tendances temporelles sont alors difficiles à étudier (Baldocchi et al., 1996).

5.3. Prise de mesures et traitement des données

Diverses erreurs peuvent affecter les mesures de covariance de turbulences, dont entre autres les conditions atmosphériques non stables, les phénomènes d'advection, la complexité du terrain et les erreurs instrumentales (Aubinet et al., 2000). En plus des instruments décrits précédemment, un système de covariance de turbulences devra donc comprendre les logiciels et les méthodes permettant d'analyser les données, de contrôler leur qualité et d'appliquer des corrections lorsque nécessaire (Moncrieff et al., 1997a).

5.3.1. Prise de mesures

Il est souvent impossible de trouver un site d'étude parfaitement plat ou d'orienter l'anémomètre sonique de telle sorte que la vitesse verticale moyenne du vent soit nulle. Pour contrer ce problème, il est possible d'appliquer des rotations au système de coordonnées des trois composantes de la vitesse du vent afin de rendre les vitesses latérale (v) et verticale (w) moyennes égales à zéro (Tanner et Thurtell, 1969; Hyson et al., 1977; McMillen, 1988). Cette approche où l'on force $\overline{w} = 0$ n'est toutefois pas toujours appropriée lorsque les mesures sont prises au-dessus d'une végétation de grande taille puisque dans certains cas il est alors normal que cette vitesse soit non nulle, par exemple sous certaines conditions de convection ou de drainage causées par un terrain en pente (Lee, 1998).

La durée d'échantillonnage doit être sélectionnée de manière à s'assurer que le spectre complet des tailles de turbulences contribuant aux procédés de transfert soit échantillonné (Baldocchi et al., 1988). Cette durée est généralement établie à 30 minutes (p. ex. McMillen, 1988; Goulden et al., 1997; Aubinet et al., 2000), une période facile à intégrer dans les analyses et les calculs tout en étant suffisamment longue pour obtenir un échantillonnage adéquat des différentes tailles de turbulences (Baldocchi et al., 1988).

Une durée plus longue pourrait introduire des effets causés par les variations diurnes de la radiation solaire et des processus biologiques (Haugen, 1978; Baldocchi et al., 1988; McMillen, 1988). Il est toutefois parfois nécessaire d'utiliser une durée plus longue lorsque les conditions atmosphérique sont calmes, généralement pendant la nuit (Baldocchi, 2003).

Une fois la durée de la période d'échantillonnage établie, il est important d'optimiser la fréquence d'échantillonnage en fonction des processus que l'on désire étudier (Haugen, 1978; Bosveld et Beljaars, 2001). Lors de l'étude des flux de carbone, les mesures prises par l'anémomètre et l'IRGA doivent l'être à une fréquence suffisamment élevée pour capter la plus grande partie possible des turbulences contribuant aux flux. L'effet possible d'un terrain complexe, c'est-à-dire un terrain non homogène ou non horizontal, sur les profils de flux de quantité de mouvement peut à lui seul justifier une fréquence d'échantillonnage relativement élevée (Haugen, 1978). En pratique, cette fréquence est généralement d'environ 10 Hz, soit 10 mesures par seconde (Leuning et Judd, 1996; Baldocchi, 2003). La fréquence employée n'introduit pas de biais dans les estimés de flux, mais une diminution de la fréquence entraîne une augmentation de l'incertitude de l'estimé (Bosveld et Beljaars, 2001). La taille des plus petites turbulences pouvant être détectées varie selon le temps de réponse des instruments utilisés, l'arrangement spatial de ceux-ci, la vitesse horizontale du vent, la stabilité de l'atmosphère et, dans le cas des IRGA à circuit fermé, l'atténuation des fluctuations de la concentration du gaz étudié le long du tube amenant l'air à l'appareil (Baldocchi et al., 1988; Leuning et Judd, 1996). Puisqu'il est généralement impossible pour un système de mesurer la totalité des turbulences contribuant au flux, différentes approches ont été développées pour estimer les erreurs et appliquer des corrections (Leuning et Judd, 1996).

5.3.2. Fermeture du bilan énergétique

La qualité des données recueillies par le système de covariance de turbulences peut être vérifiée par l'analyse du bilan énergétique ainsi que l'analyse de réponse spectrale des mesures de turbulences (Moncrieff et al., 1997b; Aubinet et al., 2000, 2001). Le test de la fermeture du bilan énergétique implique la comparaison des flux d'énergie mesurés par le

système de covariance de turbulences à des flux mesurés indépendamment. Pour vérifier le degré de fermeture, il suffit de vérifier l'égalité entre les deux membres de l'équation du bilan énergétique, soit :

$$H + \lambda E = R_n - S_H - S_E - S_A - S_B - S_W - S_S - G \quad (1.10)$$

où H est le flux de chaleur sensible et λE celui de chaleur latente, tous deux mesurés par le système de covariance de turbulences, R_n la radiation nette, S_H et S_E l'accumulation de chaleur sensible et latente dans la couche d'air située entre le système de mesure et le sol, S_A le flux d'énergie associé aux flux de CO_2 causés par la respiration et la photosynthèse, S_B l'accumulation d'énergie dans la biomasse, S_W l'énergie emmagasinée dans les plans d'eau, S_S l'énergie emmagasinée dans la couverture de neige et G le transfert d'énergie au sol. Le degré de fermeture est exprimé par le rapport entre la pente de la droite définissant le mieux la relation ci-dessus et la pente optimale qui est de 1.

Les différents termes d'accumulation d'énergie pour des intervalles (Δt) de 30 minutes sont calculés à l'aide des équations suivantes :

$$S_H = \rho_a c_p h_m \overline{\Delta T_a} / \Delta t \quad (\text{Blanken et al., 1997}) \quad (1.11)$$

$$S_E = (\rho_a c_p / \gamma) h_m \overline{\Delta e_a} / \Delta t \quad (\text{Blanken et al., 1997}) \quad (1.12)$$

$$S_A = -F_N \times k \quad (\text{Blanken et al., 1997}) \quad (1.13)$$

$$S_B = 0,4 m_B \Delta T_B / \Delta t \quad (\text{Samson et Lemeur, 2001}) \quad (1.14)$$

$$S_W = R_n - H - \lambda E - G_{\text{fond}} \quad (\text{Eaton et al., 2001}) \quad (1.15)$$

$$S_S = \Delta \left((1 - \alpha) \lambda_{\text{courte-descendante}} + \varepsilon \lambda_{\text{longue-descendante}} - \varepsilon \sigma T_{\text{surf}} + H + \lambda E + S_p + S_R + G \right) / \Delta t \quad (\text{Essery et Yang, 2001}) \quad (1.16)$$

$$S_p = C_w (T_a - T_{\text{fn}}) \Delta P / \Delta t \quad (\text{Essery et Yang, 2001}) \quad (1.17)$$

$$G = G_d + S_d = G_d + C_s d \overline{\Delta T_s} / \Delta t \quad (\text{Campbell Scientific Inc., 2003}) \quad (1.18)$$

La signification des différentes variables est présentée au tableau 1.2. Il est à noter que l'accumulation de chaleur dans le couvert de neige n'est presque jamais déterminée lors

des expériences de covariance de turbulences en raison de la complexité de son calcul (Oke, 1978). L'accumulation de chaleur dans la biomasse et dans les plans d'eau ainsi que le flux d'énergie associé aux flux de CO₂ ne sont aussi que rarement pris en compte.

Tableau 1.2. Constantes et variables utilisées pour le calcul du bilan énergétique.

α	Albédo
γ	Constante psychrométrique
ε	Coefficient d'émissivité de la surface
λE	Flux de chaleur latente mesuré par le système de covariance de turbulences
$\lambda_{\text{courte-descendante}}$	Radiation de courte longueur d'onde entrant dans l'écosystème
$\lambda_{\text{longue-descendante}}$	Radiation de longue longueur d'onde entrant dans l'écosystème
ρ_a	Densité de l'air
σ	Constante de Stefan-Boltzmann
c_p	Chaleur spécifique de l'air à pression constante
C_s	Capacité thermique volumétrique du sol humide
C_w	Capacité thermique massique de l'eau
d	Profondeur dans le sol
e_a	Pression de vapeur dans l'air
F_N	Échange net de l'écosystème
G	Flux de chaleur dans le sol
G_d	Flux de chaleur à la profondeur d
G_{fond}	Flux de chaleur au fond de la mare d'eau
H	Flux de chaleur sensible mesuré par le système de covariance de turbulences
h_m	Hauteur où sont prises les mesures de covariance de turbulences
k	Chaleur d'assimilation du carbone
m_B	Biomasse par unité de surface
P	Quantité de pluie
R_n	Radiation nette
S_A	Flux d'énergie associé aux flux de CO ₂ causés par la respiration et la photosynthèse
S_B	Accumulation d'énergie dans la biomasse

Tableau 1.2 (suite). Constantes et variables utilisée pour le calcul du bilan énergétique.

S_d	Accumulation d'énergie dans la couche de sol située entre la profondeur d et la surface du sol
S_E	Accumulation de chaleur latente dans la couche d'air située entre le système de mesure et le sol
S_H	Accumulation de chaleur sensible dans la couche d'air située entre le système de mesure et le sol
S_P	Flux d'énergie apporté par la pluie
S_R	Flux d'énergie libéré par le ruissellement
S_S	Accumulation d'énergie dans la couverture de neige
S_W	Accumulation d'énergie dans l'eau libre
t	Temps
T_a	Température de l'air
T_B	Température de la biomasse
T_{fn}	Température de la fonte de la neige
T_s	Température du sol
T_{surf}	Température de la surface de la neige

Il est généralement admis qu'une bonne fermeture du bilan énergétique sur une période suffisamment longue démontre que le système de covariance de turbulences fonctionne adéquatement. Par contre, l'absence apparente de fermeture du bilan énergétique n'implique pas nécessairement que les mesures de flux soient erronées (Aubinet et al., 2001). Ainsi, la non-fermeture peut indiquer la présence de flux non verticaux ou non turbulents, par exemple des flux par advection (Aubinet et al., 2000). Aussi, les mesures de radiation solaire et d'accumulation d'énergie peuvent elles aussi être sujettes à des erreurs de calibrage ou d'échantillonnage (Aubinet et al., 2001). De plus, certaines composantes du bilan énergétique ne sont habituellement pas considérées lorsqu'un ensemble standard de données météorologiques est utilisé. Enfin, en milieu hétérogène, la différence entre les empreintes (*footprints*) du radiomètre et du système de covariance de turbulences peut elle aussi causer des problèmes pour la fermeture du bilan énergétique (Aubinet et al., 2001).

Il peut être préférable de vérifier l'indépendance de la fermeture du bilan énergétique par rapport à la direction du vent. Une mauvaise fermeture dans certaines directions peut démontrer qu'un phénomène particulier influence les mesures et facilite la recherche des améliorations à apporter.

En général, les erreurs de mesure peuvent atteindre 10 à 20 % (Moncrieff et al., 1997b). De plus, la fermeture du bilan énergétique est généralement moins bonne lorsque l'atmosphère est stable, car plusieurs mesures de flux d'énergie approchent alors de zéro et ont une valeur plus petite que l'écart-type moyen autour de la droite de régression (Aubinet et al., 2000).

5.3.3. Contrôle de qualité

La qualité des données brutes servant au calcul des flux doit être vérifiée afin de s'assurer de la validité des calculs réalisés. Pour ce faire, un programme informatique doit passer les données au peigne fin afin d'identifier les données erronées en se basant sur certains critères (Vickers et Mahrt, 1997). Différents seuils sont établis empiriquement pour chacun des tests utilisés et ce, pour chaque instrument et chaque site. Les données erronées peuvent entre autres résulter d'un mauvais fonctionnement de l'instrument ou du système d'enregistrement des données ou, dans le cas des IRGA à circuit ouvert, de mauvaises conditions météorologiques. Par contre, des données pouvant sembler douteuses peuvent parfois résulter de phénomènes physiques insolites (Vickers et Mahrt, 1997).

Vickers et Mahrt (1997) ont décrit les principaux tests pouvant être utilisés pour le contrôle de qualité. Le choix de ceux à effectuer ne fait pas l'unanimité et la décision finale revient à l'expérimentateur. Ainsi, Aubinet et al. (2000) ne recommandent que les tests pour les pics électroniques (*spikes*), les limites absolues, les discontinuités et les statistiques d'asymétrie (*skewness*) et d'aplatissement (*kurtosis*). Suite à la vérification automatisée, les données peuvent être analysées à l'oeil nu afin d'identifier les mesures erronées n'ayant pas été détectées par le logiciel de nettoyage.

5.3.4. Seuil de vitesse de friction

La technique de covariance de turbulences fonctionne le mieux lors des périodes venteuses (Goulden et al., 1996). Lorsque les conditions sont calmes, généralement la nuit, l'écoulement d'air froid par gravité, les turbulences sporadiques, le décalage spectral vers les turbulences de haute fréquence, les fluctuations du vent vertical trop petites pour être détectées par l'anémomètre et l'importance accrue de l'accumulation de CO₂ sous le système de covariance de turbulences peuvent rendre celui-ci inefficace (Goulden et al., 1996). Plusieurs études ont démontré une sous-estimation des flux lors des périodes nocturnes calmes, mais la cause exacte de cette sous-estimation n'a pas encore été identifiée (p. ex. Goulden et al., 1996; Jarvis et al., 1997; Aubinet et al., 2001). Pour chaque site étudié, un seuil au-dessous duquel les flux sont sous-estimés doit être identifié. Pour ce faire, la vitesse de friction (u_*), une mesure de l'état turbulent de l'atmosphère, est calculée pour chaque période d'échantillonnage à l'aide de l'équation suivante :

$$u_* = \overline{(u'^2)}^{0,5} = \overline{(w'^2)}^{0,5} \quad (1.19)$$

où u' et w' représentent respectivement la variation par rapport à la moyenne de la vitesse du vent horizontal et vertical pour chaque mesure réalisée à haute fréquence (voir la décomposition de Reynolds, section 5.1.1) (Monteith et Unsworth, 1990). Ainsi, selon l'équation 1.19, la valeur de u_* est directement reliée à l'amplitude des variations de la vitesse du vent. Puisque u' et w' sont élevés au carré, il en résulte que plus les variations sont grandes, c'est-à-dire que plus l'atmosphère est turbulent, plus la vitesse de friction est élevée.

Un graphique mettant en relation les flux nocturnes de CO₂ et la vitesse de friction est ensuite créé. Le seuil (u_{*seuil}) correspondant à la vitesse du vent minimale nécessaire pour que les flux ne soient pas sous-estimés est déterminé visuellement ou à l'aide d'algorithmes mathématiques. Les mesures de flux effectuées lorsque la valeur de u_* était inférieure à u_{*seuil} sont par la suite remplacées par un flux prédit pour cette période à l'aide de différents algorithmes (voir section 5.3.5). Cette méthode est parfois critiquée

en raison du possible double comptage du carbone respiré pendant la nuit lorsqu'il est rejeté dans l'atmosphère au moment où le brassage adéquat de l'air reprend le matin (Aubinet et al., 2000). Aubinet et al. (2002) ont également démontré que l'accumulation de CO₂ sous le système de mesure ne doit pas être ignorée pendant les périodes où $u_* \geq u_{*seuil}$, car cela entraînerait une sous-estimation de la quantité de carbone séquestré au moins deux fois plus importante que la surestimation créée lorsque l'accumulation est prise en compte.

5.3.5. Traitement des données manquantes

Différentes stratégies peuvent être employées afin de réduire l'incertitude d'échantillonnage. Ainsi, il est important de minimiser la longueur des périodes pendant lesquelles les mesures de flux sont inexistantes. De longues périodes sans mesures entraînent une grande incertitude tandis que de courtes périodes distribuées tout au long de l'année sont plus acceptables (Goulden et al., 1996).

Il est toutefois très difficile d'obtenir des séries de données de flux complètes pendant des intervalles de temps très longs. Par conséquent, une estimation des valeurs manquantes à l'aide d'une des diverses méthodes reconnues devra être effectuée. L'incertitude causée par le remplissage des périodes avec données manquantes à l'aide de ces procédures est inférieure à celle causée par la supposition que les jours avec mesures disponibles sont représentatifs de l'ensemble des journées (Goulden et al., 1996).

Les données manquantes ainsi que celles éliminées lors du contrôle de qualité et de l'application du seuil de u_* doivent être remplacées par des valeurs estimées afin d'obtenir une série continue de données de flux pouvant servir à la compilation d'un bilan des échanges de carbone pendant un intervalle de temps donné. Pour ce faire, différentes méthodologies de remplissage des vides, pouvant être divisées en trois grandes catégories (variation diurne moyenne, tables de recherche et régressions non linéaires), peuvent être utilisées. Ces trois groupes ont été décrits et comparés de façon exhaustive par Falge et al. (2001). Il n'existe cependant pas de méthode standard de remplissage des vides utilisée internationalement. Par contre, différents réseaux de recherche ont adopté une procédure standardisée employée par tous leurs participants afin de permettre la

comparaison des résultats obtenus. Par exemple, le réseau de recherche Fluxnet-Canada privilégie une méthodologie basée sur les régressions non linéaires. Celle-ci a été décrite par Amiro et al. (2005).

5.4. Erreurs

Deux types d'erreurs affectent les mesures de flux : les erreurs aléatoires et systématiques. L'analyse des erreurs est importante afin d'estimer la confiance pouvant être accordée au bilan en carbone calculé (Moncrieff et al., 1996). L'analyse indique également si différentes séries de données peuvent être comparées de façon fiable.

5.4.1. Erreurs aléatoires

Comme leur nom l'indique, les erreurs aléatoires peuvent causer une sous-estimation ou une surestimation à tout moment et ne sont pas liées à des conditions particulières. Leur importance peut être minimisée en augmentant le nombre de données utilisées puisque les sous-estimations et les surestimations tendent à s'annuler (Moncrieff et al., 1996; Baldocchi, 2003).

Puisque les turbulences sont intrinsèquement variables, l'estimé de chacun des flux de 30 minutes comporte une imprécision de 10 à 20 % (Wesely et Hart, 1985). L'erreur ainsi occasionnée sur le bilan annuel en carbone d'un site est de l'ordre de quelques grammes et peut être calculée par :

$$\Delta ENE = 0,2 \sqrt{\sum_i^n (| ENE_i | \Delta t)^2} \quad (1.20)$$

où la constante 0,2 représente l'imprécision de 20 % proposée par Wesely et Hart (1985) et ENE_i l'échange net de l'écosystème pour chaque demi-heure Δt (Morgenstern et al., 2004). L'estimation des données manquantes est elle aussi la cause d'erreurs aléatoires. Plusieurs techniques différentes ont été utilisées pour évaluer cette incertitude, mais aucune n'est universellement reconnue. Certains auteurs créent des trous artificiels dans la série de données et appliquent la procédure d'estimation à la nouvelle série trouée

(p. ex. Goulden et al., 1996; Falge et al., 2001; Griffis et al., 2003). Le bilan en carbone est ensuite recompilé. Le tout est généralement effectué une centaine de fois afin d'obtenir une estimation de l'intervalle de confiance sur le bilan. D'autres préfèrent utiliser une variété de méthodes de remplissage des vides et estimer l'incertitude en calculant l'écart-type des résultats obtenus (Amiro et al., 2005).

5.4.2. Erreurs systématiques

Dans le cas d'erreurs systématiques, les mesures effectuées sous certaines conditions sont constamment sous- ou surestimées. Les erreurs s'additionnent donc de façon linéaire lorsque la quantité de données augmente (Moncrieff et al., 1996).

Anthoni et al. (1999) ont estimé à $\pm 12\%$ les erreurs systématiques telles que l'incertitude dans l'étalonnage de l'IRGA, l'accumulation de saletés sur les capteurs, l'instabilité dans les coefficients d'étalonnage causée par les variations diurnes de température et de pression atmosphérique et les incertitudes sur les mesures de vent et de température réalisées par l'anémomètre sonique. Il a également été suggéré que si la photoinhibition de la respiration des feuilles n'est pas prise en compte, la respiration diurne de l'écosystème peut être surestimée par un facteur pouvant atteindre 15 % (Janssens et al., 2001), mais cette hypothèse n'est pas partagée par tous (Gifford, 2003). Les autres erreurs systématiques potentiellement importantes sont la sous-estimation des flux lors des périodes nocturnes calmes, la non-fermeture du bilan énergétique, l'advection et la sous-estimation des flux en raison de la sous-estimation de la contribution des turbulences de basse ou de haute fréquence. Par contre, concernant ce dernier point, l'utilisation de moyennes de 30 minutes permet de minimiser la sous-estimation de la contribution des turbulences de basse fréquence (Baldocchi, 2003). De plus, l'utilisation d'une fréquence d'échantillonnage de 5 ou 10 Hz est généralement suffisante pour échantillonner la portion de haute fréquence du cospectre de flux (Goulden et al., 1996), le cospectre étant une courbe où le flux est égal à l'intégrale du cospectre entre les fréquences de 0 Hz et ∞ (Kaimal et Finnigan, 1994). Aussi, afin d'identifier et de minimiser l'impact des erreurs liées aux instruments, il est possible de les comparer à un

ensemble de référence tel que le font certains réseaux de recherche (Running et al., 1999).

Bien que les erreurs systématiques soient nombreuses et assez importantes, elles se compensent partiellement. Les comparaisons interannuelles de bilans en carbone sont possibles parce que les erreurs systématiques n'introduisent généralement pas de biais entre les années (Morgenstern et al., 2004). Ainsi, il suffit habituellement de tenir uniquement compte des erreurs aléatoires pour déterminer si deux bilans en carbone sont significativement différents.

5.4.3. Incertitudes sur les bilans annuels en carbone

L'incertitude sur le bilan annuel en carbone est très variable d'un site à l'autre. Les estimés sont généralement plus précis sur les sites à faible relief que sur ceux plus accidentés (Baldocchi, 2003). Des incertitudes allant de $\pm 30 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ (Goulden et al., 1996) à $\pm 180 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ (Anthoni et al., 1999) ont été rapportées.

5.5. Empreinte de flux

La technique de covariance de turbulences permet de quantifier les échanges gazeux entre les écosystèmes et l'atmosphère, mais encore faut-il connaître la provenance des flux mesurés. La détermination d'une empreinte de flux (*flux footprint*) permet de répondre à ce besoin (Aubinet et al., 2000). Schuepp et al. (1990) définissent cette empreinte comme étant la zone affectant le plus probablement une mesure de flux réalisée sous le vent à une hauteur donnée. Sa forme et sa dimension dépendent de la hauteur de prise de mesure, de la vitesse et de la direction du vent, de la vitesse de friction, de la stabilité de l'atmosphère, de la hauteur de la végétation et de la rugosité et de l'hétérogénéité des surfaces (Horst et Weil, 1992; Desjardins et al., 1993; Kljun et al., 2002).

La modélisation d'une empreinte permet d'obtenir de l'information permettant de concevoir des dispositifs de recherche sous diverses conditions environnementales et expérimentales (Kljun et al., 2002), par exemple en s'assurant que le parcours du vent (*fetch*) du site est adéquat en fonction de différentes conditions de stabilité de

l'atmosphère (Aubinet et al., 2000). Trois approches différentes permettent de calculer les empreintes de flux : les simulations de trajectoires lagrangiennes (p. ex. Leclerc et Thurtell, 1990; Kljun et al., 2002), les solutions analytiques de l'équation de diffusion (p. ex. Schuepp et al., 1990; Horst et Weil, 1992) et les simulations de grandes turbulences (p. ex. Leclerc et al., 1997). Schmid (2002) a réalisé une revue des différentes approches ainsi que de leurs avantages et inconvénients.

6. MISE À L'ÉCHELLE

Afin d'atteindre les objectifs imposés par le Protocole de Kyoto, le cycle global du carbone doit être mieux connu. Sa bonne compréhension requiert un système multidisciplinaire bien intégré permettant la récolte et la dissémination des données et des analyses (Running et al., 1999). Un réseau permanent de mesures au sol est essentiel afin de quantifier les dynamiques saisonnières et interannuelles au sein des écosystèmes. La télédétection permet de quantifier l'hétérogénéité de la biosphère tandis que la modélisation est nécessaire afin d'isoler les processus écosystémiques non mesurés et pour prédire les tendances futures (Running et al., 1999).

6.1. Réseau de mesures au sol

Les tours de flux où sont effectuées les mesures de covariance de turbulences sont à la base du système de compréhension du cycle global du carbone. En effet, elles permettent de mesurer les flux de CO₂, d'eau et d'énergie de façon continue à l'échelle de l'écosystème, soit une résolution spatiale allant de quelques centaines de mètres à un kilomètre (Schuepp et al., 1990; Baldocchi, 1997, 2003). Aussi, ces sites présentent des infrastructures et des équipements rendant possible la prise de mesures micrométéorologiques, écophysiologicals, de structure et de biomasse de la végétation (Running et al., 1999). Il est entre autres possible d'y utiliser des systèmes portatifs de mesure des échanges gazeux afin d'obtenir des mesures de photosynthèse, de transpiration ou de respiration à l'échelle de la feuille, de la branche ou d'une petite surface de sol. Ces mesures à une échelle spatiale réduite offrent la possibilité de faire le

lien entre les données obtenues grâce aux tours de flux et la physiologie des plantes elles-mêmes.

Les inventaires de biomasse permettent également d'estimer la productivité des écosystèmes et peuvent servir à corroborer les résultats obtenus à l'aide de la technique de covariance de turbulences (Greco et Baldocchi, 1996). Pour ce faire, il est nécessaire d'utiliser la relation liant ENE et PPN :

$$\text{ENE} = R_h - \text{PPN} \quad (1.21)$$

où ENE est le flux net de CO₂ entre la forêt et l'atmosphère (Ruimy et al., 1995; Clark et al., 2001). R_h et PPN sont toutes deux des valeurs positives. Une valeur négative de ENE indique un puits de carbone tandis qu'une valeur positive correspond à une source. Les résultats sont meilleurs lorsque les comparaisons sont effectuées sur une période de plusieurs années (Baldocchi, 2003).

À l'heure actuelle, il existe plusieurs réseaux régionaux de tours de flux (p. ex. Fluxnet-Canada, AmeriFlux, Carbo-Europe, Asia-Flux, Oz-Net). Le réseau international FLUXNET est un regroupement de ces réseaux régionaux et a pour but de coordonner leurs activités. Cette coordination facilite la diffusion des informations accumulées par les différents réseaux, l'intercomparabilité des résultats, les améliorations à la structure des réseaux et l'opération d'un centre d'archivage et de distribution des données (Running et al., 1999). Le réseau FLUXNET regroupe présentement plus de 200 sites de mesure.

Bien que les tours de mesure de flux permettent d'étudier les processus biologiques à l'échelle de l'écosystème et d'améliorer leur compréhension, il est impossible qu'elles soient assez nombreuses pour caractériser adéquatement tous les écosystèmes sous toutes les conditions possibles (Running et al., 1999). Par contre, les résultats obtenus à l'aide de la technique de covariance de turbulences offrent la possibilité de vérifier l'exactitude de divers types de modèles qui eux permettront de faire des évaluations à grande échelle (Waring et Running, 1998; Running et al., 1999; Canadell et al., 2000).

6.2. Télédétection

La télédétection est la seule méthode permettant d'obtenir des mesures uniformes sur l'ensemble d'un territoire de grande dimension (Waring et Running, 1998). Elle permet également d'obtenir des données du même territoire à différents moments dans le temps.

Au fil des ans, une grande diversité de capteurs montés sur satellite a été utilisée pour la télédétection. À la fin de l'année 1999 a eu lieu le lancement du satellite Terra, le premier satellite du Earth Observing System (EOS) de la NASA. Ce système est le premier à offrir des mesures intégrées de processus et de phénomènes terrestres, atmosphériques et océaniques à l'échelle planétaire. Il fournit des observations à long terme de la surface terrestre, de la biosphère, de l'atmosphère et des océans (EOS, 2004). Ce satellite comprend entre autres un capteur MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) dédié à effectuer des mesures dans diverses bandes spectrales ayant déjà été utilisées par d'anciens capteurs (NASA, 2002). Un second capteur MODIS a été installé sur le satellite Aqua lancé en 2002. MODIS est un des senseurs offrant le plus de possibilités de mesures puisqu'il couvre la totalité de la planète tous les 1 ou 2 jours et prend des mesures dans 36 bandes spectrales avec une résolution spatiale de 250 à 1000 m (NASA, 2002). Les données recueillies par les capteurs sont ensuite analysées et traitées afin d'obtenir différents produits mis à la disposition des chercheurs.

Pour obtenir de bons résultats, il est essentiel d'associer les mesures obtenues par télédétection avec d'autres réalisées sur le terrain. Ces dernières peuvent provenir de différentes sources. Par exemple, les données obtenues à l'aide de la covariance de turbulences peuvent servir à la comparaison avec les mesures de télédétection pourvu que la résolution spatiale du capteur monté sur satellite soit d'un ordre de grandeur similaire à la surface étudiée à l'aide de la tour de flux. Les données obtenues à l'aide de différents inventaires forestiers peuvent également être utilisées. La comparaison de mesures satellitaires avec des mesures prises sur le terrain permet de s'assurer de l'exactitude des données des satellites et d'améliorer les algorithmes utilisés lors du développement des différents produits.

Ainsi, le projet BigFoot a été mis sur pied afin de valider certains produits MODIS au sein d'une variété de biomes. À chacun des sites BigFoot, des mesures au sol, des mesures de covariance de turbulences et des données de télédétection sont recueillies et des modèles de transfert sol-végétation-atmosphère (modèles SVAT) sont utilisés (Running et al., 1999; Cohen et al., 2005). L'étude approfondie de ces sites permet de bien caractériser l'empreinte de flux des systèmes de covariance de turbulences utilisés et d'étudier la variabilité spatiale et temporelle des échanges de carbone, le but ultime étant la validation de divers produits MODIS.

6.3. Modélisation du cycle global du carbone

Les modèles permettent d'unifier de multiples équations présentant des interactions servant à décrire des systèmes complexes, des écosystèmes par exemple, qui ne peuvent être décrits à l'aide de quelques équations seulement. Ces modèles offrent par le fait même la possibilité de prédire la réponse d'un système à de nouvelles conditions (Waring et Running, 1998; Canadell et al., 2000). Certains permettent également d'évaluer le bilan de carbone à des échelles plus vastes que celle caractérisée par la covariance de turbulences (Running et al., 1999; Canadell et al., 2000; Chen et al., 2000).

6.3.1. Modèles atmosphériques

Plusieurs modèles atmosphériques prédisent que la concentration de CO₂ dans l'air, qui est passée de 280 ppm en 1750 à 367 ppm en 1999, atteindra de 540 à 970 ppm en 2100 (IPCC, 2001). De plus, ces modélisations prévoient une augmentation de la température moyenne de l'air de 1,4 à 5,8 °C au cours du prochain siècle.

Les modèles atmosphériques opèrent cependant sur la présomption qu'il n'y aura pas de changements dans le cycle du carbone, ce qui n'est probablement pas réaliste. En effet, il est plausible par exemple qu'une hausse de la température ou un changement dans le régime de précipitations aura un impact sur la séquestration du carbone par la végétation. De même, ce changement dans la séquestration du carbone pourra engendrer un effet de rétroaction sur le climat en raison de la variation du taux de CO₂ atmosphérique.

6.3.2. Modèles du cycle du carbone

Les modèles du cycle du carbone sont essentiels à la compréhension du fonctionnement de ce cycle dans son ensemble. Ces modèles sont validés à l'aide des données recueillies lors des mesures au sol. Ils permettent de prédire la réponse des écosystèmes aux changements environnementaux et offrent la possibilité d'intégrer des données généralement mesurées sur le terrain à des échelles spatiales et temporelles variées afin d'obtenir une vue d'ensemble des processus à l'échelle de la biosphère (Waring et Running, 1998; Running et al., 1999).

6.3.3. Modèles couplés

Divers groupes de recherche ont généré le climat futur à l'aide d'un modèle de circulation générale de l'atmosphère afin de prédire l'impact du climat futur et de la hausse du CO₂ atmosphérique sur le cycle du carbone. Les chercheurs ont ensuite soumis leur modèle du cycle du carbone terrestre à ce climat modélisé. Une des conclusions de ces modélisations est que la biosphère terrestre est fortement affectée par les changements climatiques (Berthelot et al., 2002). L'inverse est également possible. Puisque les modèles climatiques assument qu'il n'y a pas de changements dans le cycle du carbone et qu'il a été démontré que cette prémisse est inexacte, il est nécessaire d'unir un modèle du cycle du carbone aux modèles climatiques afin d'obtenir une modélisation qui tiendra compte des phénomènes de rétroaction (Friedlingstein et al., 2003). L'ampleur de ces rétroactions est potentiellement importante. Les résultats ainsi obtenus seront alors plus près de la réalité que ce qui a été fait jusqu'à maintenant.

Plusieurs groupes développent actuellement différents modèles couplés climat-carbone dans le but d'accomplir des modélisations plus conformes à la réalité. Parmi les plus connus, notons le modèle couplé du Hadley Center (Royaume-Uni) et celui de l'Institut Pierre-Simon Laplace (France). Du côté canadien, plusieurs chercheurs universitaires travaillent en collaboration avec les scientifiques du Centre canadien de la modélisation et de l'analyse climatique afin d'élaborer le Modèle couplé climat-carbone global canadien (MCCCGC) en incorporant un modèle du cycle du carbone au modèle de circulation générale canadien (Denman et al., 2005).

Un modèle couplé climat-carbone est en fait un modèle climatique auquel on a joint un ou des modèles du cycle du carbone, par exemple un modèle pour le cycle océanique du carbone et un autre pour la végétation terrestre. Ainsi, l'effet du climat sur le cycle du carbone, et vice-versa, est alors pris en compte. Le résultat de cette modélisation couplée devrait donc être plus près de la réalité que dans le cas des modèles plus simples utilisés jusqu'à maintenant.

Les simulations faites à partir des modèles couplés britannique et français ont toutes démontré un effet de rétroaction positive entre le climat et le cycle du carbone, c'est-à-dire qu'à la fois le taux de CO₂ atmosphérique et les changements climatiques sont accentués lorsqu'on couple les deux modèles comparativement à lorsqu'on les utilise séparément (Cox et al., 2000; Friedlingstein et al., 2001). Ceci serait dû à un dépérissement des forêts tropicales causé par des sécheresses dans ces régions (Cox et al., 2000; Berthelot et al., 2002). Puisqu'il demeure plusieurs incertitudes quant aux réponses du cycle du carbone aux changements climatiques (Cramer et al., 2001), il est souhaitable que l'on continue la recherche dans ce domaine.

Une comparaison des différents modèles couplés est souhaitable afin de mieux étudier la sensibilité réelle du climat et du cycle du carbone. Un projet en ce sens, le « Coupled Carbon Cycle Climate Model Intercomparison Project » (C4MIP), a déjà été mis sur pied (C4MIP, 2000). Le but de ce projet est d'effectuer des simulations du climat aux 20^e et 21^e siècles tenant compte du cycle du carbone qui permettront d'évaluer le comportement des différents modèles ainsi que leur robustesse. De plus, la comparaison des modèles entre eux permettra de valider leur bon fonctionnement ou de déterminer quels ajustements devraient être apportés. Il sera également plus facile de comparer les résultats déjà publiés obtenus à l'aide des différents modèles.

Finalement, il est encore une fois nécessaire de comparer les données obtenues par modélisation avec des données réelles. Ceci permet de s'assurer que les modèles couplés donnent des résultats plausibles et sont bien calibrés.

6.3.4. Modélisation inverse

La modélisation inverse est un type de modélisation basée sur des observations atmosphériques qui permet d'estimer la provenance des flux de CO₂ (Canadell et al., 2000; IPCC, 2001; Rödenbeck et al., 2003). Ce type de modélisation offre donc la possibilité de partitionner les flux selon la latitude d'où ils proviennent, ce qui a permis de découvrir qu'à l'échelle mondiale les zones nordiques (latitude supérieure à 41°N) constituent un puits de carbone non négligeable (Fan et al., 1998; Ciais et al., 2000; Gurney et al., 2002; Rödenbeck et al., 2003).

Jusqu'à tout récemment, la modélisation inverse permettait d'évaluer assez bien la provenance des flux de CO₂ selon deux ou trois grandes zones de latitude, mais pas leur origine selon des zones de longitude. Des avancées dans ce domaine, particulièrement l'ajout de points de mesure, permettent maintenant d'estimer les flux de CO₂ à l'échelle des continents (Fan et al., 1998; Ciais et al., 2000; Gurney et al., 2002), mais des améliorations sont encore nécessaires afin de raffiner la technique. Plusieurs raisons peuvent expliquer les limites actuelles dont entre autres : (1) le nombre de sites de mesure équipés adéquatement est insuffisant dans plusieurs régions, (2) le signal observable dans les variations de concentration de CO₂ est très près des limites de détection et (3) les modèles de transport atmosphérique comportent plusieurs incertitudes (Fan et al., 1998).

L'utilisation de capteurs montés sur satellites mesurant la concentration de CO₂ dans l'atmosphère pourrait permettre une amélioration des estimés de sources et de puits de carbone réalisés à l'aide de la modélisation inverse comparativement à l'utilisation des seuls sites de mesure au sol (Houweling et al., 2004). Ces capteurs semblent performer relativement bien au-dessus des continents, ce qui constitue un bénéfice non négligeable compte tenu du peu de sites de mesure situés sur la terre ferme. Par contre, bien que les premières études laissent entrevoir des résultats prometteurs, ce domaine de recherche en est encore à sa phase exploratoire. Présentement, ces senseurs permettent uniquement d'obtenir la quantité de CO₂ contenu dans l'ensemble de la colonne d'air et tentent d'inférer la distribution verticale de ce CO₂. De plus, plusieurs problèmes de design et d'approvisionnement en énergie ont affecté les plus récents essais.

7. LIEN AVEC LA RECHERCHE PRÉSENTÉE

L'importance qu'a prise le cycle du carbone à l'échelle internationale engendre présentement un grand besoin d'information sur les forêts et sur l'effet des perturbations. Ces besoins dépassent actuellement l'information disponible. Pour cette raison, nous avons décidé d'étudier les flux de carbone au sein d'un parterre de coupe avec protection de la régénération et des sols. Cette étude portant sur les échanges de carbone avant et après l'application d'un traitement de scarifiage a été réalisée sur un site situé en forêt boréale à environ 75 km au sud-est de Chibougamau, au Québec (Figure 1.5). L'étude a été réalisée au sein du réseau de recherche Fluxnet-Canada qui a pour objectif d'étudier l'influence des perturbations d'origine naturelle et humaine et de la variabilité du climat sur le cycle du carbone dans les forêts et les tourbières du Canada.



Figure 1.5. Vue aérienne du site où a été effectuée l'étude présentée au chapitre 2.

8. OBJECTIFS ET HYPOTHÈSES DE RECHERCHE

8.1. Objectifs

- À l'aide de la technique de covariance de turbulences, déterminer le bilan annuel en carbone d'un parterre de coupe avec protection de la régénération et des sols situé en forêt boréale un an avant l'application d'un traitement de scarifiage et un an après le traitement.
- Déterminer quels sont les flux de CO₂ affectés par le traitement de scarifiage.
- Déterminer l'effet des variations des conditions environnementales sur les échanges de carbone de cet écosystème.

8.2. Hypothèses

- Le site est une source de carbone sur une base annuelle pendant les deux années étudiées.
- L'application du traitement de scarifiage entraîne une augmentation des émissions de carbone.
- Cette hausse des émissions est causée par l'augmentation de la respiration de l'écosystème.

9. Bibliographie

- Amiro, B.D., Barr, A.G., Black, T.A., Iwashita, H., Kljun, N., McCaughey, J.H., Morgenstern, K., Murayama, S., Nesic, Z., Orchansky, A.L., Saigusa, N., 2005. Carbon, energy and water fluxes at mature and disturbed forest sites, Saskatchewan, Canada. *Agric. For. Meteorol.* (sous presse)
- Anseau, C., Bélanger, L., Bergeron, J.-F., Bergeron, Y., Bouchard, A., Brisson, J., De Grandpré, L., Gagnon, G., Grondin, P., Lavoie, C., Lessard, G., Payette, S., Richard, P.J.H., Saucier, J.-P., Sirois, L., Vasseur, L., 1996. *Écologie forestière*. Dans : *Manuel de Foresterie*. Ordre des ingénieurs forestiers du Québec. Presses de l'Université Laval, Québec, Canada, pp. 133-280.
- Anthoni, P.M., Law, B.E., Unsworth, M.H., 1999. Carbon and water vapor exchange of an open-canopied ponderosa pine ecosystem. *Agric. For. Meteorol.* 95, 151-168.
- Apps, M.J., Kurz, W.A., Beukema, S.J., Bhatti, J.S., 1999. Carbon budget of the Canadian forest product sector. *Environmental Science & Policy* 2, 25-41.
- Armentano, T.V., Ralston, C.W., 1980. The role of temperate zone forests in the global carbon cycle. *Can. J. For. Res.* 10, 53-60.
- Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., Rannik, Ü., Moncrieff, J., Foken, T., Kowalski, A.S., Martin, P.H., Berbigier, P., Bernhofer, Ch., Clement, R., Elbers, J., Granier, A., Grünwald, T., Morgenstern, K., Pilegaard, K., Rebmann, C., Snijders, W., Valentini, R., Vesala, T., 2000. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: The EUROFLUX methodology. *Adv. Ecol. Res.* 30, 113-175.
- Aubinet, M., Chermanne, B., Vandenhaute, M., Longdoz, B., Yernaux, M., Laitat, E., 2001. Long term carbon dioxide exchange above a mixed forest in the Belgian Ardennes. *Agric. For. Meteorol.* 108, 293-315.
- Aubinet, M., Heinesch, B., Longdoz, B., 2002. Estimation of the carbon sequestration by a heterogeneous forest: night flux corrections, heterogeneity of the site and inter-annual variability. *Global Change Biol.* 8, 1053-1071.
- Bacastow, R.B., 1993. The effect of temperature change of the warm surface waters of the oceans on atmospheric CO₂. *Global Biogeochem. Cycles* 10, 319-333.
- Bakwin, P.S., Tans, P.P., 1995. Measurements of carbon dioxide on a very tall tower. *Tellus* 47B, 535-549.
- Baldocchi, D.D., 1997. Flux footprints within and over forest canopies. *Boundary-Layer Meteorol.* 85, 273-292.

- Baldocchi, D.D., 2003. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. *Global Change Biol.* 9, 479-492.
- Baldocchi, D.D., Hicks, B.B., Meyers, T.P., 1988. Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods. *Ecology* 69, 1331-1340.
- Baldocchi, D.D., Valentini, R., Running, S., Eochel, W., Dahlman, R., 1996. Strategies for measuring and modelling carbon dioxide and water vapour fluxes over terrestrial ecosystems. *Global Change Biol.* 2, 159-168.
- Barr, A.G., Griffis, T.J., Black, T.A., Lee, X., Staebler, R.M., Fuentes, J.D., Chen, Z., Morgenstern, K., 2002. Comparing the carbon budgets of boreal and temperate deciduous forest stands. *Can. J. For. Res.* 32, 813-822.
- Bazzaz, F.A., 1990. The response of natural ecosystems to the rising global CO₂ levels. *Annu. Rev. Ecol. Syst.* 21, 167-196.
- Bernier, P.Y., 2002. Le Protocole de Kyoto et les forêts du Canada. *L'Aubelle* 141, 19-20.
- Berthelot, M., Friedlingstein, P., Ciais, P., Monfray, P., Dufresne, J.L., Le Treut, H., Fairhead, L., 2002. Global response of the terrestrial biosphere to CO₂ and climate change using a coupled climate-carbon cycle model. *Global Biogeochem. Cycles* 16, 1084.
- Blanken, P.D., Black, T.A., Yang, P.C., Neumann, H.H., Nesic, Z., Staebler, R.M., den Hartog, G., Novak, M.D., Lee, X., 1997. Energy balance and canopy conductance of a boreal aspen forest: partitioning overstory and understory components. *J. Geophys. Res.* 102, 28915-28927.
- Bond-Lamberty, B., Wang, C., Gower, S.T., 2004. Net primary production and net ecosystem production of a boreal black spruce wildfire chronosequence. *Global Change Biol.* 10, 473-487.
- Bormann, F.H., Likens, G.E., 1979. Pattern and process in a forested ecosystem : disturbance, development, and the steady state based on the Hubbard Brook ecosystem study. Springer-Verlag, New York, USA. 253 p.
- Bosveld, F.C., Beljaars, A.C.M., 2001. The impact of sampling rate on eddy-covariance flux estimates. *Agric. For. Meteorol.* 109, 39-45.
- Bowen, I.S., 1926. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Phys. Rev.* 27, 779-787.

- Brown, S., 2002. Measuring carbon in forests: current status and future challenges. *Environ. Pollut.* 116, 363-372.
- Businger, J.A., 1973. Turbulent transfert in the atmospheric surface layer. Dans : *Workshop on Micrometeorology*. Édité par D.A. Haugen. American Meteorol. Soc., Boston, MA, USA, pp. 67-100.
- Businger, J.A., 1986. Evaluation of the accuracy with which dry deposition can be measured with current micrometeorological techniques. *J. Clim. Appl. Meteorol.* 25, 1100-1124.
- Businger, J.A., Oncley, S.P., 1990. Flux measurements with conditional sampling. Dans : *Moncrieff, J.B., Valentini, R., Greco, S., Seufert, G., Ciccioli, P., 1997b. Trace gas exchange over terrestrial ecosystems: methods and perspectives in micrometeorology*. *J. Exp. Bot.* 48, 1133-1142.
- Butterbach-Bahl, K., 2002. CH₄. Dans: *Trace gas exchange in forest ecosystems*. Édité par Gasche, R., Papen, H., et Rennenberg, H. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Pays-Bas, pp. 141-156.
- C4MIP, 2000. Coupled Carbon Cycle Climate Model Intercomparison Project – The Flying Leap Experiment. Document consulté le 21 mars 2005 [en ligne]. <http://www.c4mip.cnrs-gif.fr>
- Campbell Scientific Inc., 2003. HFT3 soil heat flux plate instructions manual. 6 p.
- Canada, 2004. Inventaire forestier national du Canada. Document consulté le 10 mai 2005 [en ligne]. http://www.pfc.cfs.nrcan.gc.ca/monitoring/inventory/index_f.html
- Canada, 2005. Aller de l'avant pour contrer les changements climatiques – Un Plan pour honorer notre engagement de Kyoto. Gouvernement du Canada, Ottawa, Canada, Publication En-84-15/2005.
- Canadell, J.G., Mooney, H.A., Baldocchi, D.D., Berry, J.A., Ehleringer, J.R., Field, C.B., Gower, S.T., Hollinger, D.Y., Hunt, J.E., Jackson, R.B., Running, S.W., Shaver, G.R., Steffen, W., Trumbore, S.E., Valentini, R., Bond, B.Y., 2000. Carbon metabolism of the terrestrial biosphere: a multitechnique approach for improved understanding. *Ecosystems* 3, 115-130.
- Castro, M.S., Gholz, H.L., Clark, K.L., Steudler, P.A., 2000. Effects of forest harvesting on soil methane fluxes in Florida slash pine plantations. *Can. J. For. Res.* 30. 1534-1542.

- Chen, W., Chen, J., Cihlar, J., 2000. An integrated terrestrial ecosystem carbon-budget model based on changes in disturbance, climate, and atmospheric chemistry. *Ecol. Model.* 135, 55-79.
- Ciais, P., Peylin, P., Bousquet, P., 2000. Regional biospheric carbon fluxes as inferred from atmospheric CO₂ measurements. *Ecol. Appl.* 10, 1574-1589.
- Clark, D.A., Brown, S., Kicklighter, D.W., Chambers, J.Q., Thomlinson, J.R., Ni, J., 2001. Measuring net primary production in forests: concepts and field methods. *Ecol. Appl.* 11, 356-370.
- Cohen, W.B., Goward, S.N., 2004. Landsat's role in ecological applications of remote sensing. *BioScience* 54, 535-545.
- Cohen, W.B., Gower, S.T., Turner, D.P., Running, S.W., 2005. Linking *in situ* measurements, remote sensing, and models to validate MODIS products related to the terrestrial carbon cycle. Document consulté le 21 mars 2005 [en ligne]. <http://www.fsl.orst.edu/larse/bigfoot>
- Cole, D.W., Crane, W.J.B., Grier, C.C., 1975. The effect of forest management practices on water chemistry in a second-growth Douglas-fir ecosystem. Dans : *Forest soils and forest land management : proceedings of the fourth North American Forest Soils Conference held at Laval University, Québec in August, 1973*. Édité par Bernier, B., Winget, C.F. Les Presses de L'Université Laval, Québec, pp. 195-208.
- Coomes, D.A., Allen, R.B., Scott, N.A., Goulding, C., Beets, P., 2002. Designing systems to monitor carbon stocks in forests and shrublands. *For. Ecol. Manage.* 164, 89-108.
- Covington, W.W., 1981. Changes in forest floor organic matter and nutrient content following clear cutting in Northern hardwoods. *Ecology* 62, 41-48.
- Cox, P.M., Betts, R.A., Jones, C.D., Spall, S.A., Totterdell, I.J., 2000. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature* 408, 184-187.
- Cramer, W., Bondeau, A., Woodward, F.I., Prentice, I.C., Betts, R.A., Brovkin, V., Cox, P.M., Fisher, V., Foley, J.A., Friend, A.D., Kucharik, C., Lomas, M.R., Ramankutty, N., Sitch, S., Smith, B., White, A., Young-Molling, C., 2001. Global response of terrestrial ecosystem structure and function to CO₂ and climate change: Results from six dynamic global vegetation models. *Global Change Biol.* 7, 357-373.
- D'Arrigo, R., Jacoby, G.C., Fung, I.Y., 1987. Boreal forests and atmosphere-biosphere exchange of carbon dioxide. *Nature* 329, 321-323.

- Denman, K., Flato, G., Roulet, N., 2005. The Canadian Global Coupled Carbon Climate Model - CGC³M. Présentation faite au Canadian Meteorological and Oceanographic Society Annual Congress. Vancouver, Canada, juin 2005.
- Desjardins, R., 1977. Description and evaluation of a sensible heat flux detector. *Boundary-Layer Meteorol.* 11, 147-154.
- Desjardins, R., Rochette, P., Pattey, E., 1993. Measurements of greenhouse gas fluxes using aircraft- and tower-based techniques. *American Society of Agronomy Special Publication no. 55*, 45-62.
- Dixon, R.K., Brown, S., Houghton, R.A., Solomon, A.M., Trexler, M.C., Wisniewski, J., 1994. Carbon pools and flux of global forest ecosystems. *Science* 263, 185-190.
- Drake, B.G., González-Meler, M.A., Long, S.P., 1997. More efficient plants: a consequence of rising atmospheric CO₂? *Annu. Rev. Plant Physiol. Plant Mol. Biol.* 48, 609-639.
- Dubé, S., Plamondon, A.P., Rothwell, R.L., 1995. Watering up after clear-cutting on forested wetlands of the St. Lawrence lowland. *Water Resour. Res.* 31, 1741-1750.
- Eaton, A.K., Rouse, W.R., Lafleur, P.M., Marsh, P., Blanken, P.D., 2001. Surface energy balance of the western and central Canadian subarctic: variations in the energy balance among five major terrain types. *J. Climate* 14, 3692-3703.
- Engelmark, O., 1999. Boreal forest disturbances. Dans : *Ecosystems of disturbed ground. Ecosystems of the world, Vol. 16.* Édité par L.R. Walker. Elsevier, Amsterdam, pp. 161-186.
- EOS, 2004. Document consulté le 21 mars 2005 [en ligne].
http://eosps0.gsfc.nasa.gov/eos_homepage/description.php
- Essery, R., Yang, Z.-L., 2001. An overview of models participating in the Snow Model Intercomparison Project (SNOWMIP). *SnowMIP Workshop, 8th Scientific Assembly of IAMAS, Innsbruck, Autriche, 11 juillet 2001.*
- Falge, E., Baldocchi, D., Olson, R., Anthoni, P., Aubinet, M., Bernhofer, C., Burba, G., Ceulemans, R., Clement, R., Dolman, H., Granier, A., Gross, P., Grünwald, T., Hollinger, D., Jensen, N.-O., Katul, G., Keronen, P., Kowalski, A., Lai, C.T., Law, B.E., Meyers, T., Moncrieff, J., Moors, E., Munger, J.W., Pilegaard, K., Rannik, Ü., Rebmann, C., Suyker, A., Tenhunen, J., Tu, K., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K., Wofsy, S., 2001. Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. *Agric. For. Meteorol.* 107, 43-69.

- Fan, S., Gloor, M., Mahlman, J., Pacala, S., Sarmiento, J., Takahashi, T., Tans, P., 1998. A large terrestrial carbon sink in North America implied by atmospheric and oceanic carbon dioxide data and models. *Science* 282, 442-446.
- Friedlingstein, P., Bopp, L., Ciais, P., Dufresne, J.-L., Fairhead, L., LeTreut, H., Monfray, P., Orr, J., 2001. Positive feedback between future climate change and the carbon cycle. *Geophys. Res. Lett.* 28, 1543-1546.
- Friedlingstein, P., Dufresne, J.-L., Cox, P.M., Rayner, P., 2003. How positive is the feedback between climate change and the carbon cycle? *Tellus B.* 55, 692-700.
- Gagnon, R., Morin, H., 2001. Les forêts d'épinette noire du Québec : dynamique, perturbations et biodiversité. *Naturaliste canadien* 125, 26-35.
- Garrels, R.M., MacKenzie, F.T., 1971. *Evolution of sedimentary rocks*. Norton, New York, USA. 397 p.
- Gifford, R.M., 2003. Plant respiration in productivity models: conceptualisation, representation and issues for global terrestrial carbon-cycle research. *Func. Plant Biol.* 30, 171-186.
- Goetz, S.J., Prince, S.D., 1996. Remote sensing of net primary production in boreal forest stands. *Agric. For. Meteorol.* 78, 149-179.
- Goodenough, D.G., Bhogal, A.S., Dyk, A., Apps, M., Hall, R., Tickle, P., Chen, H., Butler, K., Gim, M., 2000. Determination of above ground carbon in Canada's forests – a multi-source approach. *Proceedings of the Geoscience and Remote Sensing Symposium 2000*. 24-28 juillet 2000, Honolulu, HI, USA. 3, 949-953.
- Goulden, M.L., Munger, J.W., Fan, S.-M., Daube, B.C., Wofsy, S.C., 1996. Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: methods and a critical evaluation of accuracy. *Global Change Biol.* 2, 169-182.
- Goulden, M.L., Daube, B.C., Fan, S.-M., Sutton, D.J., Bazzaz, F.A., Munger, J.W., Wofsy, S.C., 1997. Physiological responses of a black spruce forest to weather. *J. Geophys. Res.* 102, 28987-28996.
- Goulden, M.L., Wofsy, S.C., Harden, J.W., Trumbore, S.E., Crill, P.M., Gower, S.T., Fries, T., Daube, B.C., Fan, S.-M., Sutton, D.J., Bazzaz, A., Munger, J.W., 1998. Sensitivity of boreal forest carbon balance to soil thaw. *Science* 279, 214-217.
- Grant, R.F., 2003. The ecosys modelling project. Document consulté le 9 mai 2005 [en ligne]. <http://www.rr2.ualberta.ca/research/ecosys/index.html>

- Grant, R.F., Nalder, I.A., 2000. Climate change effects on net carbon exchange of a boreal aspen-hazelnut forest: estimates from the ecosystem model *ecosys*. *Global Change Biol.* 6, 183-200.
- Greco, S., Baldocchi, D.D., 1996. Seasonal variations of CO₂ and water vapour exchange rates over a temperate deciduous forest. *Global Change Biol.* 2, 183-197.
- Griffis, T.J., Black, T.A., Morgenstern, K., Barr, A.G., Nestic, Z., Drewitt, G.B., Gaumont-Guay, D., McCaughey, J.H., 2003. Ecophysiological controls on the carbon balances of three southern boreal forests. *Agric. For. Meteorol.* 117, 53-71.
- Gurney, K.R., Law, R.M., Denning, A.S., Rayner, P.J., Baker, D., Bousquet, P., Bruhwiler, L., Chen, Y.-H., Ciais, P., Fan, S., Fung, I.Y., Gloor, M., Heimann, M., Higuchi, K., John, J., Maki, T., Maksyutov, S., Masarie, K., Peylin, P., Prather, M., Pak, B.C., Randerson, J.T., Sarmiento, J.L., Taguchi, S., Takahashi, T., Yuen, C.-W., 2002. Towards robust regional estimates of CO₂ sources and sinks using atmospheric transport models. *Nature* 415, 626-630.
- Hall, F.G., Betts, A.K., Frohling, S., Brown, R., Chen, J.M., Chen, W., Halldin, S., Lettenmaier, D.P., Schafer, J., 2004. The Boreal Climate. Dans: *Vegetation, Water, Humans and the Climate: A New perspective on an Interactive System*. Edité par P. Kabat, M. Claussen, P.A. Dirmeyer, J.H.C. Gash, L.B. Deguenni, M. Meybeck, R.A. Pielke Sr., C.J. Vörösmarty, R.W.A. Hutjes, S. Lütkeimeier. *Global Change IGBP Series*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 93-114.
- Hansen, J., Sato, M., 2004. Greenhouse gas growth rates. *PNAS* 101, 16109-16114.
- Hansen, J., Sato, M., Ruedy, R., Lacis, A., Oinas, V., 2000. Global warming in the twenty-first century: an alternative scenario. *PNAS* 97, 9875-9880.
- Harvey, B., Brais, S., 2002. Effects of mechanized careful logging on natural regeneration and vegetation competition in the southeastern Canadian boreal forest. *Can. J. For. Res.* 32, 653-666.
- Harvey, R., Bergeron, Y., 1989. Site patterns of natural regeneration following clear-cutting in northwestern Quebec. *Can. J. For. Res.* 19, 1458-1469.
- Haugen, D.A., 1978. Effects of sampling rates and averaging periods on micrometeorological measurements. Dans : *Proceedings of the Fourth Symposium on meteorological measurements*, American Meteorological Society, Denver, CO, USA, pp. 15-18.
- Horst, T.W., Weil, J.C., 1992. Footprint estimation for scalar flux measurements in the atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorol.* 59, 279-296.

- Houweling, S., Breon, F.-M., Aben, I., Rödenbeck, C., Gloor, M., Heimann, M., Ciais, P., 2004. Inverse modeling of CO₂ sources and sinks using satellite data: a synthetic inter-comparison of measurement techniques and their performance as a function of space and time. *Atmos. Chem. Phys.* 4, 523-538.
- Humphreys, E.R., Black, T.A., Morgenstern, K., Li, Z., Nesic, Z., 2005. Net ecosystem production of a Douglas-fir stand for three years following clearcut harvesting. *Global Change Biol.* 11, 1-15.
- Hyson, P., Garratt, J.R., Francey, R.J., 1977. Algebraic and electronic corrections of measured *uw* covariance in the lower atmosphere. *J. Appl. Meteorol.* 16, 43-47.
- IPCC, 2001. Climate change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Édité par J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, C.A. Johnson. Cambridge University Press, Cambridge, UK et New York, NY, USA, 881 p.
- Janssens, I.A., Lankreijer, H., Matteucci, G., Kowalski, A.S., Buchmann, N., Epron, D., Pilegaard, K., Kutsch, W., Longdoz, B., Grünwald, T., Montagnani, L., Dore, S., Rebmann, C., Moors, E.J., Grelle, A., Rannik, Ü., Morgenstern, K., Oltchev, S., Clement, R., Gudmundsson, J., Minerbi, S., Berbigier, P., Ibrom, A., Moncrieff, J., Aubinet, M., Bernhofer, C., Jensen, N.O., Vesala, T., Granier, A., Schulze, E.-D., Lindroth, A., Dolman, A.J., Jarvis, P.G., Ceulemans, R., Valentini, R., 2001. Productivity overshadows temperature in determining soil and ecosystem respiration across European forests. *Global Change Biol.* 7, 269-278.
- Jarvis, P.G., Massheder, J.M., Hale, S.E., Moncrieff, J.B., Rayment, M., Scott, S.L., 1997. Seasonal variation of carbon dioxide, water vapor, and energy exchanges of a boreal black spruce forest. *J. Geophys. Res.* 102, 28953-28966.
- Johnson, D.W., Cole, D.W., Gessel, S.P., Singer, M.J., Minden, R.B., 1977. Carbonic acid leaching in a tropical, temperate, subalpine, and northern forest soil. *Arc. Alpine Res.* 9, 329-343.
- Kaimal, J.C., Finnigan, J.J., 1994. Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement. Oxford Univ. Press, New York, USA, 289 p.
- Kasischke, E.S., Melack, J.M., Dobson, M.C., 1997. The use of imaging radars for ecological applications - a review. *Remote Sens. Environ.* 59, 141-156.
- Kljun, N., Rotach, M.W., Schmid, H.P., 2002. A three-dimensional backward Lagrangian footprint model for a wide range of boundary-layer stratifications. *Boundary-Layer Meteorol.* 103, 205-226.

- Kolari, P., Pumpanen, J., Rannik, Ü., Ilvesniemi, H., Hari, P., Berninger, F., 2004. Carbon balance of different aged Scots pine forests in Southern Finland. *Global Change Biol.* 10, 1106-1119.
- Kowalski, S., Sartore, M., Burlett, R., Bergibier, P., Loustau, D., 2003. The annual carbon budget of a French pine forest (*Pinus pinaster*) following harvest. *Global Change Biol.* 9, 1051-1065.
- Kurz, W.A., Apps, M.J., Webb, T.M., McNamee P.J., 1992. The carbon budget of the Canadian forest sector: Phase I. Forestry Canada, Northwest Region. Rapport d'information NOR-X-326.
- Kurz, W.A., Apps, M.J., 1999. A 70-year retrospective analysis of carbon fluxes in the Canadian forest sector. *Ecol. Appl.* 9, 526-547.
- Law, B.E., Thornton, P.E., Irvine, J., Anthoni, P.M., Van Tuyl, S., 2001. Carbon storage and fluxes in ponderosa pine forests at different developmental stages. *Global Change Biol.* 7, 755-777.
- Leclerc, M.Y., Thurtell, G.W., 1990. Footprint predictions of scalar fluxes using a Markovian analysis. *Boundary-Layer Meteorol.* 52, 247-258.
- Leclerc, M.Y., Shen, S., Lamb, B., 1997. Observations and large-eddy simulation modeling of footprints in the lower convective boundary layer. *J. Geophys. Res.* 102D, 9323-9334.
- Lee, X., 1998. On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation. *Agric. For. Meteorol.* 91, 39-49.
- Lefsky, M.A., Cohen, W.B., Parker, G.G., Harding, D.J., 2002. Lidar remote sensing for ecosystem studies. *BioScience* 52, 19-30.
- Leuning, R., Judd, M.J., 1996. The relative merits of open- and closed-path analysers for measurements of eddy fluxes. *Global Change Biol.* 2, 241-253.
- Li, Z., Apps, M.J., Kurz, W.A., Banfield, E., 2003. Temporal changes of forest net primary production and net ecosystem production in west central Canada associated with natural and anthropogenic disturbances. *Can. J. For. Res.* 33, 2340-2351.
- Lindroth, A., Grelle, A., Morén, A.-S., 1998. Long-term measurements of boreal forest carbon balance reveal large temperature sensitivity. *Global Change Biol.* 4, 443-450.

- Liski, J., Ilvesniemi, H., Mäkelä, A., Starr, M., 1998. Model analysis of the effects of soil age, fire, and harvesting on the carbon storage of boreal forest soils. *European Journal of Soil Science* 49, 407-416.
- Liu, J., Chen, J.M., Cihlar, J., Chen, W., 2002. Remote sensing based estimation of net primary productivity over Canadian landmass. *Global Ecol. Biogeog.* 11, 115-129.
- Massman, W.J., 2000. A simple method for estimating frequency response corrections for eddy covariance systems. *Agric. For. Meteorol.* 104, 185-198.
- McMillen, R.T., 1988. An eddy correlation technique with extended applicability to non-simple terrain. *Boundary-Layer Meteorol.* 43, 231-245.
- Melillo, J.M., Steudler, P.A., Aber, J.D., Kewkirk, K., Lux, H., Bowles, F.P., Catricala, C., Magill, A., Ahrens, T., Morrisseau, S., 2002. Soil warming and carbon-cycle feedbacks to the climate system. *Science* 298, 2173-2176.
- Millikin, C.S., Bowden, R.D., 1996. Soil respiration in pits and mounds following an experimental forest blowdown. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60, 1951-1953.
- Moncrieff, J.B., Malhi, Y., Leuning, R., 1996. The propagation of errors in long-term measurements of land-atmosphere fluxes of carbon and water. *Global Change Biol.* 2, 231-240.
- Moncrieff, J.B., Massheder, J.M., de Bruin, H., Elbers, J., Friborg, T., Heusinkveld, B., Kabat, P., Scott, S., Soegaard, H., Verhoef, A., 1997a. A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. *J. Hydrol.* 188-189, 589-611.
- Moncrieff, J.B., Valentini, R., Greco, S., Seufert, G., Ciccioli, P., 1997b. Trace gas exchange over terrestrial ecosystems: methods and perspectives in micrometeorology. *J. Exp. Bot.* 48, 1133-1142.
- Monteith, J.L., Unsworth, R.S., 1990. *Principles of environmental physics*. Edward Arnold Publishing Co, Londres, UK. 291 p.
- Moore, C.J., 1986. Frequency response corrections for eddy correlation systems. *Boundary-Layer Meteorol.* 37, 17-35.
- Morgenstern, K., Black, T.A., Humphreys, E.R., Griffis, T.J., Drewitt, G.B., Cai, T., Nesic, Z., Spittlehouse, D.L., Livingston, N.J., 2004. Sensitivity and uncertainty of the carbon balance of a Pacific Northwest Douglas-fir forest during an El Niño/La Niña cycle. *Agric. For. Meteorol.* 123, 201-219.

- NASA, 2002. MODIS Brochure. Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, USA, 25 p.
- Nelson, R., Valenti, M.A., Short, A., Keller, C., 2003. A multiple resource inventory of Delaware using airborne laser data. *BioScience* 53, 981-992.
- Newman, H.C., Schmidt, W.C., 1980. Silviculture and residue treatments affect water use by a larch/fir forest. Dans: Environmental consequences of timber harvesting in Rocky Mountain coniferous forests. USDA Forest Service General Technical Report INT-90, Ogden, UT, USA, pp. 75-100.
- Oke, T.R., 1978. Boundary layer climates. Methuen & Co Ltd, London, UK, 372 p.
- Pothier, D., 2001. Portrait de la forêt boréale québécoise. *Naturaliste canadien* 125, 5-9.
- Prévost, M., 1992. Effets du scarifiage sur les propriétés du sol, la croissance des semis et la compétition : revue des connaissances actuelles et perspectives de recherches au Québec. *Ann. For. Sci.* 46, 273-296.
- Prévost, M., 1996. Effets du scarifiage sur les propriétés du sol et l'ensemencement naturel dans une pessière noire à mousses de la forêt boréale québécoise. *Can. J. For. Res.* 26, 72-86.
- Prévost, M., 1997. Effects of scarification on seedbed coverage and natural regeneration after a group seed-tree cutting in a black spruce (*Picea mariana*) stand. *For. Ecol. Manage.* 94, 219-231.
- Pypker, T.G., Fredeen, A.L., 2002. Ecosystem CO₂ flux over two growing seasons for a sub-boreal clearcut 5 and 6 years after harvest. *Agric. For. Meteorol.* 114, 15-30.
- Pumpanen, J., 2003. CO₂ efflux from boreal forest soil before and after clear-cutting and site preparation. Faculty of Agriculture and Forestry, University of Helsinki, Helsinki, Finlande.
- Pumpanen, J., Westman, C.J., Ilvesniemi, H., 2004. Soil CO₂ efflux from a podzolic forest soil before and after forest clear-cutting and site preparation. *Boreal Env. Res.* 9, 199-212.
- Québec, 1994. Une stratégie : aménager pour mieux protéger les forêts. Ministère des Ressources naturelles du Québec, Québec, 197 p.
- Québec, 2002. Rapport sur l'état des forêts québécoises 1995-1999. Ministère des Ressources naturelles du Québec, Québec, Publication no. 2002-3073, 276 p.
- Québec, 2003a. Manuel d'aménagement forestier, 4^e édition. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs du Québec, Québec, 267 p.

- Québec, 2003b. Ressources et industries forestières : Portrait statistique, édition 2003. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs du Québec, Québec, 419 p.
- Québec, 2003c. Zones de végétation et les domaines bioclimatiques du Québec. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs du Québec, Québec, Publication no. 2003-3043.
- Rahman, A.F., Gamon, J.A., Fuentes, D.A., Roberts, D.A., Prentiss, D., 2001. Modeling spatially distributed ecosystem flux of boreal forest using hyperspectral indices from AVIRIS imagery. *J. Geophys. Res.* 106, 33579-33591.
- Rahman, A.F., Cordova, V.D., Gamon, J.A., Schmid, H.P., Sims, D.A., 2004. Potential of MODIS ocean bands for estimating CO₂ flux from terrestrial vegetation: a novel approach. *Geophys. Res. Lett.* 31, doi:10.1029/2004GL019778.
- Reynolds, O., 1895. On the dynamical theory of incompressible viscous fluids and the determination of the criterion. *Phil. Trans. Roy. Soc. London. A.* 186, 123-164.
- Rödenbeck, C., Houweling, S., Gloor, M., Heimann, M., 2003. CO₂ flux history 1982–2001 inferred from atmospheric data using a global inversion of atmospheric transport. *Atmos. Chem. Phys.* 3, 1919-1964.
- Rosenberg, N.J., Brown, K.W., 1974. "Self-checking" psychrometer system for gradient and profile determinations near the ground. *Agric. Meteorol.* 13, 215-226.
- Rosenqvist, Å., Milne, A., Lucas, R., Imhoff, M., Dobson, C., 2003. A review of remote sensing technology in support of the Kyoto Protocol. *Environmental Science & Policy* 6, 441-455.
- Rosenzweig, R., Varilek, M., Feldman, B., Kuppalli, R., Janssen, J., 2002. The emerging international greenhouse gas market. Pew Center on Global Climate Change, Arlington, VA, USA, 66 p.
- Roulet, N.T., Crill, P.M., Comer, N.T., Dove, A., Boubonniere, R.A., 1997. CO₂ and CH₄ flux between a boreal beaver pond and the atmosphere. *J. Geophys. Res.* 102, 29313-29319.
- Ruimy, A., Jarvis, P.G., Baldocchi, D.D., Saugier, B., 1995. CO₂ fluxes over plant canopies and solar radiation: a review. *Adv. Ecol. Res.* 26, 1-68.
- Running, S.W., Baldocchi, D.D., Turner, D.P., Gower, S.T., Bakwin, P.S., Hibbard, K.A., 1999. A Global terrestrial monitoring network integrating tower fluxes, flask sampling, ecosystem modeling and EOS satellite data. *Remote Sens. Environ.* 70, 108-127.

- Running, S.W., Nemani, R.R., Heinsch, F.A., Zhao, M., Reeves, M., Hashimoto, H., 2004. A continuous satellite-derived measure of global terrestrial primary production. *BioScience* 54, 547-560.
- Samson, R., Lemeur, R., 2001. Energy balance storage terms and big-leaf evapotranspiration in a mixed deciduous forest. *Ann. For. Sci.* 58, 529-541.
- Sarmiento, J.L., Gruber, N., 2002. Sinks for anthropogenic carbon. *Physics Today* 55, 30-36.
- Schlesinger, W.H., 1997. *Biogeochemistry: an analysis of global change*, Second edition. Academic Press, San Diego, CA, USA, 588 p.
- Schmid, H.P., 2002. Footprint modeling for vegetation atmosphere exchange studies: a review and perspective. *Agric. For. Meteorol.* 113, 159-183.
- Schuepp, P.H., Leclerc, M.Y., MacPherson, J.I., Desjardins, R.L., 1990. Footprint predictions of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation. *Boundary-Layer Meteorol.* 50, 355-373.
- Schulze, E.-D., Lloyd, J., Kelliher, F.M., Wirth, C., Rebmann, C., Luhker, B., Mund, M., Knohl, A., Milyukova, I.M., Schulze, S., Ziegler, W., Varlagin, A.B., Sogachev, A.F., Valentini, R., Dore, S., Grigoriev, S., Kolle, O., Panfyorov, M.I., Tchebakova, N., Vygodskaya, NN., 1999. Productivity of forests in the Eurosiberian boreal region and their potential to act as a carbon sink - a synthesis. *Global Change Biol.* 5, 703-722.
- Sollins, P., McCorison, F.M., 1981. Changes in solution chemistry after clearcutting in an old-growth Douglas-fir watershed. *Water Resour. Res.* 17, 1409-1418.
- Smith, K.A., Dobbie, K.E., Ball, B.C., Bakken, L.R., Sitaula, B.K., Hansen, S., Brumme, R., Borken, W., Christensen, S., Priemé, A., Fowler, D., MacDonald, J.A., Skiba, U., Klemetsson, L., Kasimir-Klemetsson, A., Degorska, A., Orlanski, P., 2000. Oxidation of atmospheric methane in Northern European soils, comparison with other ecosystems, and uncertainties in the global terrestrial sink. *Global Change Biol.* 6, 791-803.
- Striegl, R.G., Wickland, K.P., 2001. Soil respiration and photosynthetic uptake of carbon dioxide by ground-cover plants in four ages of jack pine forest. *Can. J. For. Res.* 31, 1540-1550.
- Suyker, A.E., Verma, S.B., 1993. Eddy correlation measurement of CO₂ flux using a closed-path sensor: theory and field tests against an open-path sensor. *Boundary-Layer Meteorol.* 64, 391-407.

- Tanner, C.B., Thurtell, G.W., 1969. Anemoclinometer measurements of Reynolds stress and heat transport in the atmospheric surface layer. University of Wisconsin Tech. Rep., ECOM-66-G22-F, 82 p.
- Thiffault, N., Grondin, P., 2003. Envahissement des parterres de coupe par les éricacées. Dans: Les enjeux de biodiversité relatifs à la composition forestière. Edité par P. Grondin et A. Cimon. Ministère des Ressources naturelles du Québec, Direction de la recherche forestière et Direction de l'environnement forestier, Québec, pp. 103-130.
- Treuhaft, R.N., Law, B.E., Asner, G.P., 2004. Forest attributes from radar interferometric structure and its fusion with optical remote sensing. *BioScience* 54, 561-571.
- Turner, D.P., Ollinger, S.V., Kimball, J.S., 2004. Integrating remote sensing and ecosystem process models for landscape- to regional-scale analysis of the carbon cycle. *BioScience* 54, 573-584.
- UNFCCC, 1992. Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques. 31 p. Document consulté le 17 mars 2005 [en ligne]. <http://unfccc.int/resource/docs/convkp/convfr.pdf>
- UNFCCC, 1997. Protocole de Kyoto à la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques. 24 p. Document consulté le 17 mars 2005 [en ligne]. <http://unfccc.int/resource/docs/convkp/kpfrench.pdf>
- UNFCCC, 2001. Report of the Conference of the Parties on the second part of its sixth session, held at Bonn from 16 to 27 July 2001. 78 p. Document consulté le 17 mars 2005 [en ligne]. <http://unfccc.int/resource/docs/cop6secpart/05a02.pdf>
- van der Werf, G.R., Randerson, J.T., Collatz, G.J., Giglio, L., Kasibhatla, P.S., Arellano Jr., A.F., Olsen, S.C., Kasischke, E.S., 2004. Continental-scale partitioning of fire emissions during the 1997 to 2001 El Niño/La Niña period. *Science* 303, 73-76.
- Van Cleve, K., Oliver, L., Schlentner, R., Viereck, L.A., Dyrness, C.T., 1983. Productivity and nutrient cycling in taiga forest ecosystems. *Can. J. For. Res.* 13, 747-766.
- Vickers, D., Mahrt, L., 1997. Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 14, 512-526.
- Viereck, L.A., Johnston, W.F., 1990. *Picea mariana* (Mill.) B.S.P. - black spruce. Dans : *Silvics of North America*. Vol. 1. Conifères. Edité par R.M. Burns et B.H. Honkala. U.S.D.A. For. Serv., Agric. Handb. 654, pp. 227-237.
- Waring, R.H., Running, S.W., 1998. *Forest ecosystems: analysis at multiple scales*, Second edition. Academic Press, San Diego, CA, 370 p.

- Waring, R.H., Way, J.B., Hunt, R.E.Jr, Morrissey, L., 1995. Imaging radar for ecosystem studies. *BioScience* 45, 715-723.
- Waring, R.H., Landsberg, J.J., Williams, M., 1998. Net primary production of forests: a constant fraction of gross primary production? *Tree Physiol.* 18, 129-134.
- Webb, E.K., Pearlman, G.I., Leuning, R., 1980. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quart. J. R. Met. Soc.* 106, 85-100.
- Weber, M.G., 1990. Forest soil respiration after cutting and burning in immature aspen ecosystems. *For. Ecol. Manage.* 31, 1-14.
- Wesely, M.L., Hart, R.L., 1985. Variability of short term eddy-correlation estimates of mass exchange. Dans : *The Forest-Atmosphere Interaction*. Édité par B.A. Hutchison, et B.B. Hicks. Reidel Publications, Dordrecht, Pays-Bas, pp. 591-612.
- White, P.S., 1979. Pattern, process, and natural disturbance in vegetation. *Bot. Rev.* 45, 229-299.
- Wyngaard, J.C., 1988. Flow-distorsion effects on scalar flux measurements in the surface layer: implications for sensor design. *Boundary-Layer Meteorol.* 42, 19-26.
- Yamasaki, S.H., Fyles, J.W., Egger, K.N., Titus, B.D., 1998. The effect of *Kalmia angustifolia* on the growth, nutrition, and ectomycorrhizal symbiont community of black spruce. *For. Ecol. Manage.* 105, 197-207.

CHAPITRE 2

ECOSYSTEM-LEVEL CO₂ FLUXES FROM A BOREAL CUTOVER IN EASTERN CANADA BEFORE AND AFTER SCARIFICATION

Puisque le deuxième chapitre de ce mémoire a été soumis à la revue *Agricultural and Forest Meteorology*, il a été rédigé en langue anglaise. Pour la même raison, l'usage du point décimal y est de rigueur.

Référence complète :

Giasson, M.-A., Coursolle, C., et Margolis, H.A., 2005. Ecosystem-level CO₂ fluxes from a boreal cutover in eastern Canada before and after scarification. *Agric. For. Meteorol.* (en révision).

1. ABSTRACT

Carbon (C) cycling in the boreal forest is driven by both natural and human disturbances, but there is little information on the impact of forest management practices on ecosystem-level C balance. We evaluated the C balance of a recently-harvested boreal site in eastern Canada by measuring CO₂ fluxes with the eddy covariance technique for one year before the application of a scarification treatment (mechanical site preparation) and for one year after the treatment was applied to approximately 40% of the study area. Net annual exchange indicated a source of 111 g C m⁻² y⁻¹ before scarification that increased to 175 g C m⁻² y⁻¹ after treatment. Annual gross ecosystem productivity (GEP) and net C flux varied between years, but there was no significant difference for ecosystem respiration. Since the differences in climate between years did not explain the changes in the site C balance and daytime net C sequestration under non-limiting environmental conditions was generally lower after the treatment, the large difference in C emissions was most likely due to decreased GEP resulting from the destruction of approximately 60% of the living aboveground vegetation within the scarified areas. Although daily NEP was almost always negative throughout the year, a net daily C sink was observed during a two-week period in late summer 2003 when air temperatures were approximately 8°C cooler than preceding weeks. An analysis of the residuals from light-response regressions showed that soil water content and vapor pressure deficit were the second most important variables explaining morning and afternoon net C flux in 2003 and 2004, respectively.

2. INTRODUCTION

The boreal forest covers approximately 15 million km² (Schlesinger, 1997), including nearly 3 million km² in Canada (Kurz and Apps 1999). It is the second largest forest biome in the world, contains 49% of all forest carbon (C) (Dixon et al., 1994), and has the potential to play a major role in the global C balance (D'Arrigo et al., 1987; Hall et al., 2004). C cycling in the boreal forest is driven by both natural and human disturbances (Kurz and Apps, 1995, 1999), the most important being fire, insects, diseases, windthrow, and harvesting.

The eddy covariance technique is used to study the C dynamics of ecosystems continuously over multi-year periods. Since the early 1990's, there has been a large increase in the use of this technique to monitor CO₂ exchange at the ecosystem level (Baldocchi, 2003). Numerous eddy covariance studies have focused on mature boreal forests. It has been found that these ecosystems are often C sinks (e.g., Barr et al., 2002; Griffis et al., 2003; Kolari et al., 2004), but they can also be C sources during some years (Goulden et al., 1998; Lindroth et al., 1998). Eddy covariance studies are still fairly rare in younger forests, but increasing attention is being directed to them. Natural disturbances that have been studied include fire (e.g., Amiro, 2001; Amiro et al., 2003, 2005) and windthrow (Knohl et al., 2002). Our review of the existing literature indicates that the only direct human disturbance that has been studied so far in boreal forests is clearcut harvesting (e.g., Pypker and Fredeen, 2002; Kolari et al., 2004; Amiro et al., 2005). Although recently disturbed sites can be C sinks during the daylight hours of the growing season (e.g., Knohl et al., 2002; Amiro et al., 2003; Coursolle et al., 2005), they tend to be C sources on an annual basis (e.g., Pypker and Fredeen, 2002; Litvak et al., 2003; Kolari et al., 2004; Amiro et al., 2005).

Since large areas of boreal forest are harvested annually for wood products, including close to 1 million ha per year in Canada (Canadian Forest Service, 2004), harvesting may have a significant impact on the global C balance. Furthermore, C sink or source status during the stand regrowth phase is critical to the calculation of regional C balances since the net impact of harvesting at the landscape level is the reduction of average stand age.

The various silvicultural treatments used during the initial development of the young stands following logging can also have an impact on C exchange and sequestration. Furthermore, climate variability has been shown to have a significant influence on the C balance of boreal ecosystems (e.g. Goulden et al., 1998; Lindroth et al., 1998), although it has been suggested that the effect of disturbance is 0greater (Thornton et al., 2002; Coursolle et al., 2005). There is currently not enough data available regarding the impact of silvicultural treatments (e.g., thinning, scarification, etc.) on the overall C balance of forests to properly quantify the effect of forest management practices on C cycling. For this reason, we made eddy covariance flux measurements on an eastern Canadian cutover that was harvested in 2000. The research site is located in a region of the North American boreal forest having a wetter growing season than regions in the center or western portions of the continent. The study objectives were (1) to evaluate the C balance for one year before the application of a scarification treatment and for one year after the treatment, and (2) to determine the effect of the major climate forcing variables on the C exchange of this disturbed ecosystem in the early part of the recovery phase.

3. MATERIAL AND METHODS

3.1. Site description

The study area is the Québec 2000 harvested black spruce site (HBS00) of the Fluxnet-Canada Research Network (FCRN). The site is located 75 km southeast of Chibougamau, Québec, Canada (49.267°N, 74.037°W) at an elevation of 400 m above sea level. The region has a large amount of industrial forestry activity, with over 9 million m³ of wood harvested annually in the 107,952 km² region of Saguenay-Lac-St-Jean and 2.5 million m³ in the 32,725 km² management unit (St-Félicien) within which our flux tower is located.

The ground is gently rolling with a weak slope (< 5%). In mesic areas (designated as well to moderately well drained areas, according to the Canadian System of Soil Classification (Agriculture Canada Expert Committee on Soil Survey, 1983)), the soil is a ferro-humic to humic podzol covered by an organic layer of an average depth of 26 cm

(Figure 2.1). In humid areas, the soil is organic (imperfectly to poorly drained) with an average organic layer of 125 cm. Mesic areas accounted for approximately 75% of the total surface area of the footprint and humid areas accounted for 25%.

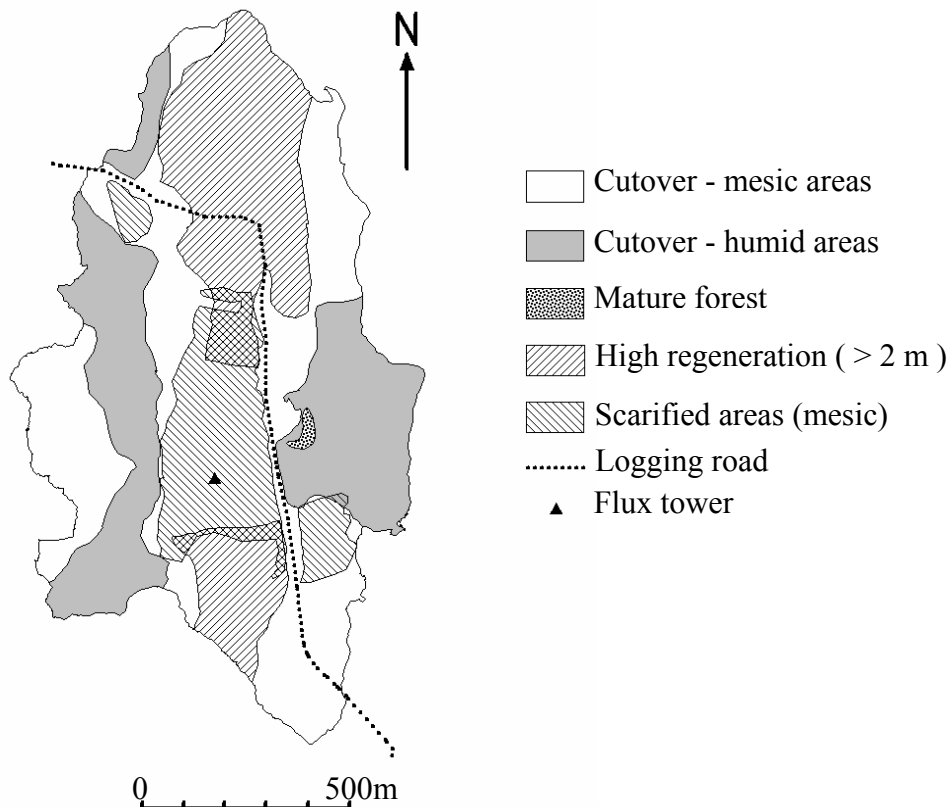


Figure 2.1. Map of the microsites within the study area. “High regeneration (> 2 m)” refers to areas where some trees were at least 2 m tall.

The original stand was composed of black spruce (*Picea mariana* (Mill.) B.S.P.) and jack pine (*Pinus banksiana* Lamb.). The stand was harvested in autumn 2000 using a method designed to protect the existing natural regeneration and the soil. It is the logging method most commonly used in the region. During the harvest, the operators of the logging equipment were required to limit the movement of the equipment to trails whose area did not exceed one third of the total surface of the cut block, thus protecting natural regeneration and minimizing soil disturbance on the remaining two thirds. All trees of commercial size (DBH > 9 cm) were removed from the 109 ha cut block, except for a 0.3 ha patch located northeast of the flux tower. The harvested trees were delimbed and

topped by the side of the logging road that runs 150 m east of the location of the flux tower. Woody debris was placed in windrows along the road. The cut block is surrounded primarily by mature stands dominated by black spruce.

Our agreement with our industrial partner, Bowater Inc., was that regular forest management practices would continue on the site after the installation of our flux and meteorological equipment. Consequently, the forest managers responsible for our study area decided in October 2003, three years after harvest, that the mesic areas did not have sufficient natural regeneration and that scarification and enrichment planting was required to increase tree stocking. The scarification involved the mechanical disturbance of the soil surface and the partial removal of competing vegetation to create microsites suitable for planting. A TTS disk trencher was used to create continuous trenches approximately 1 m apart. GPS tracking of the machinery indicated that the scarified zones represented approximately 40% of the surface area in a 300 m radius centered on the flux tower (Figure 2.1). Furthermore, within the scarified zone, there were areas where the aboveground living vegetation remained undisturbed (untrenched) and other areas where it was completely destroyed (trenched). Ground reconnaissance transects indicated that approximately 60% of the living biomass within the scarified area was destroyed. A 25 m zone immediately around the tower was not treated so as to protect our research infrastructure (tower, solar panels, etc.). The scarified portion of the site was reforested in June 2004 to achieve a density of 2000 black spruce and jack pine seedlings per hectare of either natural or artificial origin. Seedlings had an average height of 25 to 35 cm so the quantity of planted biomass was less than the amount that was destroyed by the scarification. The objective of the planting operation was to assure full stocking of the site with jack pine and black spruce seedlings. Under a sustained yield management regime, this permits the forestry company holding the cutting rights to maintain or even increase their allowable cut on the remainder of their forest management area depending on the yield projections.

Biomass, vegetation cover and LAI were evaluated before and after the scarification treatment. Vegetation was sampled for biomass measurements and vegetation cover was visually estimated in 20 one-m² quadrats in 2001 (12 mesic, 8 humid) and 10 (biomass,

only mesic) and 60 one-m² quadrats (vegetation cover) in 2005 randomly located within a 300 m radius centered on the flux tower. The 2005 mesic plots contained both the trenched and untrenched areas produced by scarification. Leaf area index (LAI) was assumed to be equivalent to the percent cover for mosses, sphagnum, and herbs.

In 2001, one year after harvest and two before the scarification treatment, ericaceous vegetation (*Kalmia angustifolia* L., *Vaccinium angustifolium* Ait., and *Rhododendron groenlandicum* (Oeder) Kron & Judd), and feathermoss (*Pleurozium schreberi* (BSG) Mitt.) dominated in mesic areas, while *Sphagnum* spp. was more abundant in humid locations (Table 2.1). *Cladina* spp. grew on well-drained hummocks. In 2005, one year after planting and 21 months after scarification, total vegetation cover, LAI, and stem and leaf biomass had decreased by 27, 39, 32, and 7% in mesic areas compared to measurements made before scarification (Table 2.1).

Parts of the humid areas were intermittently covered by standing water during the snow-free period. The surface covered by water reached up to 25% of the humid areas (~6% of the footprint) immediately after snowmelt and decreased to between 10% and 15% during dry periods. All of these occasionally inundated areas were bare of vegetation. Standing water was negligible in mesic areas, except during and immediately after snowmelt. Small (< 1 m tall) black spruce trees of seed or layer origin were present on both types of microsites, but very few jack pine seedlings were present. Larger (~ 2 to 3 m) black spruce trees were present on the mesic microsites in the northern and southern parts of the study area (Figure 2.1).

Table 2.1. Characteristics of the Quebec cutover flux site before (2001) and after (2005) the scarification treatment was applied to the mesic areas.

		Before Scarification (2001)				After Scarification (2005)			
Drainage Class ¹	Stratum ²	% Vegetation Cover	LAI	Stem Dry Biomass (g m ⁻²)	Foliar Dry Biomass (g m ⁻²)	% Vegetation Cover	LAI	Stem Dry Biomass (g m ⁻²) ³	Foliar Dry Biomass (g m ⁻²) ³
Mesic	Moss/Lichen	31	0.31	-	-	14	0.14	-	-
	Sphagnum	0	0.00	-	-	2	0.02	-	-
	Herbs	1	0.01	-	1.9	6	0.06	-	5.9
	Ericaceous Shrubs	33	0.43	87.2	47.1	27	0.35	69.6	51.1
	Other Shrubs	1	0.01	11.2	0.4	0.5	0.00	0.0	0.0
	Trees (regeneration)	9	0.09	67.5	25.5	5	0.05	44.8	21.7
	Total	75	0.85	165.9	74.9	54.5	0.62	114.4	78.7
Humid	Moss/Lichen	2	0.02	-	-	22	0.22	-	-
	Sphagnum	14	0.14	-	-	31	0.31	-	-
	Herbs	1	0.01	-	0.3	31	0.31	-	-
	Ericaceous Shrubs	9	0.13	14.2	8.8	23	0.30	-	-
	Other Shrubs	1	0.01	3.0	1.5	17	0.27	-	-
	Trees (regeneration)	0	0.00	0.0	0.0	3	0.02	-	-
	Total	27	0.31	17.2	10.6	127	1.43	-	-

¹The mesic and humid areas comprise 75% and 25% of the tower footprint, respectively.

²The herb stratum is mainly composed of *Cornus canadensis* and *Maianthemum canadense* in mesic areas, and *Carex* spp. and graminoids in humid areas. The ericaceous shrub stratum includes *Vaccinium angustifolium*, *Kalmia angustifolia*, and *Rhododendron*

groenlandicum while the other shrub stratum is composed of *Alnus rugosa*, *Salix* spp., and *Chamaedaphne calyculata*. *Picea mariana* and *Pinus banksiana* tree seedlings are included in the tree stratum.

³Biomass sampling in 2005 was conducted only in the mesic areas since that is where the scarification occurred.

3.2. Flux measurements

The measurements used in the current analysis were made from November 1, 2002 to October 31, 2004. This cutoff date roughly corresponds to when snow first started accumulating on the ground. It also corresponds to the timing of the scarification treatment in late October 2003, thereby providing one full year of measurements before scarification and one full year after.

We used the eddy covariance (EC) technique to calculate fluxes of CO₂ (F_c , $\mu\text{mol C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), latent heat (λE , W m^{-2}), and sensible heat (H , W m^{-2}) (Aubinet et al., 2000; Baldocchi, 2003). The EC instrumentation consisted of an open-path infrared gas analyzer (IRGA, model LI-7500, LI-COR Inc., Lincoln, NE) and a three-dimensional sonic anemometer (model CSAT3, Campbell Scientific Canada (CSC), Edmonton, AB). Both instruments were installed on top of a 7 m high telescopic aluminum tower (Aluma Tower Company Inc., Vero Beach, FL). Measurements were made at a frequency of 10 Hz. Due to the difficulty in accessing the site during winter and a limited data storage capacity, the measurement frequency was lowered to 5 Hz in winter. High frequency measurements were recorded using a CR5000 datalogger (CSC, Edmonton, AB), stored on a 2 GB PC card (Sandisk, Sunnyvale, CA), and brought back to the lab periodically for flux calculations. The fetch was 350 to 450 m in the prevailing wind direction (west to northwest). It was over 450 m in other directions, with the exception of south-southwest and east-southeast (300 and 350 m fetch, respectively). The flux footprints estimated using inverse Lagrangian modeling (Kljun et al., 2004) showed that for 99.6% of the measurements used for the carbon balance calculations, at least 90% of the flux came from within the cut block.

3.3. Meteorological measurements

An air temperature and relative humidity probe was installed at a height of 7 m (model HMP45C, CSC, Edmonton, AB) in a 10-plate Gill radiation shield. Two quantum sensors (model LI-190SB, LI-COR Inc, Lincoln, NE) mounted on top of the tower

measured the down- and upwelling photosynthetic photon flux density (PPFD). Net radiation (R_n) was measured using a Q7.1 net radiometer (Radiation and Energy Balance Systems Inc. (REBS), Seattle, WA) installed at the same height. A tipping bucket rain gauge (model TE525MM with 8" funnel, Texas Electronics Inc., Dallas, TX) measured rainfall during the two years and a second one (model CS700, CSC, Edmonton, AB) was added in November 2003.

Given the relatively heterogeneous nature of the soils and vegetative cover of the site, three soil measurement profiles were installed on microsites that were either undisturbed or disturbed by the logging machinery during harvest (two and one profile, respectively). Each measurement profile consisted of one averaging soil thermocouple (2x2) probe (model TCAV, CSC, Edmonton, AB) installed at a depth of 2 and 6 cm, one water content reflectometer probe (model CS615, CSC, Edmonton, AB) to measure soil volumetric water content at a depth of 2.5 cm, and one or two soil heat flux transducers (model HFT3, REBS, Seattle, WA) installed at a depth of 8 cm.

For all climate variables, measurements were made every two seconds and recorded using one CR10X and one CR5000 datalogger. The CR10X datalogger was coupled with a multiplexer (model AM16/32, CSC, Edmonton, AB). Thirty-minute means and statistics were calculated and stored on memory blocks or a PC card. All soil measurements and statistics presented in this study are means of the three measurement profiles. A 960 W solar panel system (Lenbrook Energy Systems, Pickering, ON) provided the 12 V power needed for the operation of all instruments.

3.4. Flux calculations and gap-filling

An automated quality control screening based on Vickers and Mahrt (1997) was performed on high frequency data to eliminate spikes and out of range measurements, to calculate statistics, and to identify potential anemometer or IRGA malfunction. High frequency CO_2 and H_2O vapor densities were converted to mole mixing ratios before calculating covariances. Mean CO_2 , latent heat, and sensible heat fluxes were computed for 30-minute periods as the covariance between the vertical wind velocity and the

appropriate scalar quantity (Aubinet et al., 2000). A three-axis coordinate rotation was applied to the wind vectors and covariances (Tanner and Thurtell, 1969). A final quality control was executed visually on flux data to eliminate half hours when instruments gave unreliable measurements because of unfavorable meteorological conditions, broken sensors, or other technical problems.

Net ecosystem exchange (NEE) was calculated for each half hour as the sum of the measured CO₂ flux and storage in the air column located between the EC system and the ground (Humphreys et al. 2005):

$$\text{NEE} = F_c + S_c = F_c + z_m \overline{\rho_a} d\overline{C} / dt \quad (2.1)$$

where S_c is the CO₂ storage ($\mu\text{mol C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) in the air column below the IRGA; z_m , the height (m) of the EC measurements, ρ_a , the mean molar density of dry air ($\text{mol dry air m}^{-3}$); \overline{C} , the mean CO₂ molar mixing ratio for the half hour ($\mu\text{mol C mol dry air}^{-1}$); and t , time (s). $d\overline{C} / dt$ is the difference between \overline{C} for the previous and following half hour periods.

Calm atmospheric conditions were identified when the measured friction velocity (u_*) was lower than 0.15 m s^{-1} . This threshold (u_{*th}) was estimated for the site by plotting nighttime NEE against u_* and selecting a u_{*th} near the NEE asymptote. This threshold represents the u_* value below which CO₂ fluxes were underestimated by the EC system (Goulden et al. 1996, Aubinet et al. 2000). Nighttime measurements made under these conditions were eliminated. We assessed the influence of the u_{*th} by raising it to 0.25 and 0.35 and recalculating the annual fluxes (data not shown). Since the fluxes remained stable at $u_{*th} > 0.15$, the lower threshold was used.

Instrument failure and unfavorable meteorological conditions, such as rain, snow, or frost on the sensors, resulted in the loss of 30.3% of the 30-minute flux data over the two-year period. The u_{*th} removed an additional 15.1% of all data. Thirty-five percent of the gaps occurred during the day and 65% at night, representing 30.1% and 62.5% of all daytime

and nighttime data, respectively. Eighteen percent of all gaps were 4 h or shorter, 52% were 4 to 24 h, and 22% covered 1 to 7 days. A major system breakdown that lasted 26 days occurred in March 2004 (8% of all gaps). Consequently, quality-assured flux data was obtained for 54.6% of the 35,088 half hours during the two-year study period, a percentage similar to those reported for other sites (Falge et al., 2001).

Data gaps in C fluxes were later filled and half-hourly values of net ecosystem production (NEP), ecosystem respiration (R_{eco}), and gross ecosystem production (GEP) were estimated following the Fluxnet-Canada gap-filling procedure (Amiro et al., 2005), according to:

$$\text{NEP} = -\text{NEE} = \text{GEP} - R_{\text{eco}} \quad (2.2)$$

In the Fluxnet-Canada gap-filling procedure, measured R_{eco} is estimated as $R_{\text{eco}} = -\text{NEP}$ during the night and for all of the non-growing season (air temperature < 0 °C and soil temperature < 2 °C). An empirical logistic relationship between R_{eco} and soil temperature is then fit to the measured data and used to estimate daytime R_{eco} and to fill nighttime gaps using a 100-point moving window and an empirical parameter that allows the soil temperature vs R_{eco} relationship to vary over time. GEP is estimated as $\text{GEP} = \text{NEP} + R_{\text{eco}}$ during the day and $\text{GEP} = 0$ during the night and for all of the non-growing season. To fill gaps in GEP, an empirical relationship between GEP and PPFD is fit and another empirical parameter allows the relationship to vary over time within each of the 100-point windows. Finally, gaps in NEP are filled using the difference between modelled GEP and R_{eco} .

Annual and monthly totals of NEP, R_{eco} , and GEP were computed as the sum of the respective gap-filled half-hourly data. Our sign convention was that NEP is positive when C is fixed by the ecosystem (sink) and negative when it is emitted to the atmosphere (source). Both R_{eco} and GEP have positive values. In this paper, we use NEE values when referring to actual measured data and NEP values when referring to gap-filled data.

3.5. Energy balance closure and energy storage calculations

Energy balance closure (EBC) serves as an indicator of the consistency of the energy and water flux measurements made by the EC system (Goulden et al., 1997; Aubinet et al., 2000, 2001; Wilson et al., 2002). The EBC test compares the sensible and latent heat fluxes measured by the EC system with the available energy as measured by other instruments. The available energy is the difference between the net radiation and the energy storage terms. The equation representing energy balance is:

$$H + \lambda E = R_n - S_H - S_E - S_{\text{CHEM}} - S_B - S_W - S_S - G \quad (2.3)$$

where S_H and S_E are the sensible and latent heat storage in the air layer located between the EC system and the ground; S_{CHEM} , the energy flux associated with the CO_2 flux through photosynthesis and respiration; S_B , the heat stored in the aboveground biomass; S_W , the heat stored in free water; S_S , the heat storage in the snowpack; and G , the soil heat flux. Since most of the vegetation on the site was short (< 30 cm tall on average) and of limited volume, the heat stored in the biomass was considered negligible. We also did not measure energy storage in the standing water and the snowpack. These latter factors represent a potential source of error in our EBC. The difference in the size of the footprint measured by the flux sensors versus the net radiometer is another source of error.

Sensible and latent heat storage in the air layer between the EC system and the ground and the energy flux associated with the chemical formation or destruction of C bonds through photosynthesis and respiration were computed following Blanken et al. (1997). Soil heat flux was computed as described in Campbell Scientific Inc. (2003).

3.6. Evaluating errors

Wesely and Hart (1985) have indicated that the precision of each 30-minute flux estimate is 10 to 20% because of the intrinsic variability of turbulence. However, this random sampling error can be reduced by calculating longer-term averages (e.g. daily to yearly) (Moncrieff et al., 1996; Baldocchi, 2003). To estimate the random error associated with

our annual NEP calculations, we used the equation proposed by Morgenstern et al. (2004, Eq. 11):

$$\Delta\text{NEP} = 0.2 \sqrt{\sum_i^n (|\text{NEP}_i| \Delta t)^2} \quad (2.4)$$

where ΔNEP is the random error for annual NEP associated with a 20% uncertainty of half-hour NEP_i ($\mu\text{mol C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$); and t is time (s).

We also assessed the error caused by filling data gaps. To estimate this error on annual NEP, R_{eco} , and GEP, we first filled the gaps in the initial data set to obtain complete time series for the three variables and to compute the annual sums. Since the gap-filled values are less “noisy” than measured values, we then simulated noise in the gap-filled data by randomly adding or subtracting up to $3 \mu\text{mol C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ to every 30-minute gap-filled value. The uncertainty was evaluated for each year by randomly distributing gaps in the gap-filled series with added noise. The new gaps that we created were of the same size and as numerous as the gaps in the original data sets. The gap-filling algorithm was applied to the new data series to fill the artificially created gaps and the annual sums of NEP, R_{eco} , and GEP were recalculated (see Goulden et al., 1996; Falge et al., 2001; Griffis et al., 2003 for similar approaches). The process was repeated 100 times to obtain a reliable estimate of the uncertainty ranges. We forced the 26-day-long gap in our original data set to be randomized only into the non-growing season because the gap occurred during the winter when fluxes are minimal and large gaps have less of an impact on cumulative fluxes. Inserting this gap into the growing season would have artificially increased the uncertainty on annual cumulative fluxes since growing season fluxes are much larger.

3.7. Spatial origin of CO₂ fluxes

To analyze the spatial origin of the CO₂ fluxes (NEE) on the site we calculated average fluxes for 20° sectors centered on the tower. The average NEE for each sector was calculated separately for daytime and nighttime. We also calculated average NEE, for each 20° sector, under optimal daytime environmental conditions (PPFD > 600 $\mu\text{mol m}^{-2}$

s^{-1} , $SWC > 0.12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, $VPD < 1 \text{ kPa}$, $T_a > 0 \text{ }^\circ\text{C}$), as well as for nighttime measurements normalized by Eq. 2.5 applied to both years of data. These latter analyses removed the potential influence of different environmental conditions between years. Only the data from June 1 to September 30 of each year were used since C fluxes measured out of that time frame were smaller and less variable.

3.8. Environmental controls on NEE

To characterize the relationships between various environmental variables and NEE, we used only non-gapfilled data since gap-filled values are estimated using regressions based on these environmental variables. Statistical analyses were performed using the SAS software release 8.1 (SAS Institute, Cary, NC).

We assessed the relationship between R_{eco} and temperature using the exponential equation:

$$R_{\text{eco}} = R_{\text{ref}} Q_{10}^{(T-T_{\text{ref}})/10} \quad (2.5)$$

where R_{ref} is the reference respiration rate at the reference temperature T_{ref} (in our case, $0 \text{ }^\circ\text{C}$); T , temperature; and Q_{10} , the factor by which the respiration rate varies with an increase of $10 \text{ }^\circ\text{C}$ in temperature. Only nighttime data from periods when $u_* \geq u_{*th}$ were used. Both air temperature at 7 m and average soil temperature between 2 and 6 cm were tested and air temperature gave the best fit. This was likely due to the effects of snow cover which kept soil temperatures at a relatively constant level near $0 \text{ }^\circ\text{C}$ throughout the winter thereby resulting in more scatter around the freezing point when soil temperature was plotted. Confidence intervals were computed using the SAS NLIN procedure based on the Wald formula.

To study the relationship between CO_2 fluxes and PPFD, we divided daytime fluxes into two groups; those measured before and after solar noon during the growing season (June 1 to September 30) so as to facilitate the analysis of the climate effects. We used the Landsberg equation (Landsberg, 1977; Chen et al., 2002) to obtain light response curves:

$$NEE = NEE_{\max} (1 - e^{-\alpha(\text{PPFD} - I_{\text{comp}})}) \quad (2.6)$$

where NEE_{\max} ($\mu\text{mol C m}^{-2} \text{s}^{-1}$) is maximum NEE; α , the slope of the relationship; and I_{comp} ($\mu\text{mol PPFD m}^{-2} \text{s}^{-1}$), the light compensation point. Outliers were removed when more than three standard deviations from the fitted curve at a given level of PPFD.

We applied various models to analyze the residuals from the light response curves and the linear and quadratic models gave the best results for all environmental variables, with the exception of VPD where a logarithmic power model as described in Chen et al. (2002, Eq. 2) gave the best results. Separate regressions against the residuals were run for air temperature (T_a), soil temperature (T_s), soil water content (SWC), and vapor pressure deficit (VPD) for mornings and afternoons and r^2 values were calculated.

4. RESULTS

4.1. Environmental conditions

The 5-day averages of environmental conditions varied between the first (before scarification) and second (after scarification) year of the study period (Figure 2.2). The early part of the 2004 growing season was cooler (Figure 2.2a), cloudier (lower PAR in Figure 2.2e), and wetter (Figures 2.2c and 2.2f) than 2003.

Soil temperatures indicated that snowmelt occurred 10 days earlier in 2003 than in 2004 (Figure 2.2b). Furthermore, the upwelling PPFD data (not shown) indicated that the first persistent snowfall occurred on October 14 in 2002 and on October 31 in 2003. Mean air (13.9°C) and soil (13.0°C) temperatures from June 1 to September 30 were lower in 2004 compared to 2003 (15.0°C and 13.6°C , respectively).

Downwelling PPFD measurements for the period extending from June 1 to September 30 (Figure 2.2e) varied between the two years. During these four months, mean daily PPFD for 2004 ($25.4 \text{ mol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) was 10% lower than for 2003 ($28.1 \text{ mol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$).

There was more abundant rainfall early in the summer of 2004 and lower amounts later in the summer compared with 2003 (Figure 2.2f). This had an impact on soil water content,

which was higher during most of the 2004 growing season (Figure 2.2c). In 2003, soil water content increased over the growing season when rainfall became more abundant. The annual totals of rainfall, however, were nearly equal. Maximum vapor pressure deficit was lower in 2004 (Figure 2.2d).

4.2. Energy balance closure (EBC)

The overall EBC for snow-free periods had an r^2 of 0.93 and a slope of 0.925 (Figure 2.3a). There was a large difference in the EBC for periods with and without permanent snow cover (roughly November through April and May through October, respectively). The EBC for May to October was 90.2% and 95.7% for 2002-03 and 2003-04, respectively (data not shown). It was only 54.5% and 68.0% for the November to May periods in 2002-03 and 2003-04. The EBC was greater when winds were from the west than when they were from the east (Figure 2.3b).

4.3. Variability in NEP, R_{eco} , and GEP

On an annual basis, the site was a source of C during both years (Figure 2.4). NEP values in winter and early spring were negative (net flux to the atmosphere) or near zero. C emissions from CO_2 were 58% greater after scarification in 2003-04 than before scarification in 2002-03. Cumulative NEP was -111 and -175 $\text{g C m}^{-2} \text{y}^{-1}$, R_{eco} was 428 and 451 $\text{g C m}^{-2} \text{y}^{-1}$, and GEP was 317 and 276 $\text{g C m}^{-2} \text{y}^{-1}$ in 2002-03 and 2003-04, respectively (Figure 2.4, Table 2.2).

Monthly NEP was more negative for most of 2003-04 compared to the previous year (Figure 2.5a). It stayed below -15 $\text{g C m}^{-2} \text{month}^{-1}$ from June to October, reaching minimum values of -37 and -25 $\text{g C m}^{-2} \text{month}^{-1}$ in July and September. In 2002-03, monthly NEP was lowest from June to August, reaching -20 $\text{g C m}^{-2} \text{month}^{-1}$. Monthly R_{eco} was very similar for both years (Figure 2.5b). On the other hand, monthly GEP was consistently lower during the growing season in 2003-04 (Figure 2.5c).

During the growing season, our site was generally a C sink during the day and a C source during the night. Daily NEP was almost always negative throughout the year. However, positive daily NEP (i.e., net daily C sink) was observed during some days. Most of these days occurred in 2003, and the site became a net C sink for a little over two weeks in late summer (August 24 to September 9) during a period when air temperature was approximately 8 °C cooler than preceding weeks (Figure 2.6).

4.4. Error evaluation

The error in annual NEP caused by filling gaps was ± 0.25 and ± 0.35 g C m⁻² per percent gap filled for the first and second year, respectively. The total error range due to gap-filling is presented in Figure 2.4 and in Table 2.2. To compare our gap-filling error estimates to those reported by Falge et al. (2001) for coniferous forests, we multiplied the percentage of nighttime and daytime gaps for each year by the maximum absolute errors found by these authors. These estimated total errors ranged from ± 10.2 to 19.4 g C m⁻² for 2002-03 and ± 13.1 to 25.7 g C m⁻² for 2003-04 and are of the same magnitude as the ones we estimated using our own method (Table 2.2). We also computed a second error, caused by the intrinsic variability of turbulences, using Equation 2.4. We estimated this sampling error to be ± 1 g C m⁻² y⁻¹.

Other errors can also affect eddy covariance measurements. Morgenstern et al. (2004) demonstrated that the large uncertainties caused by systematic errors do not introduce different biases from one year to the other, thus allowing interannual comparisons.

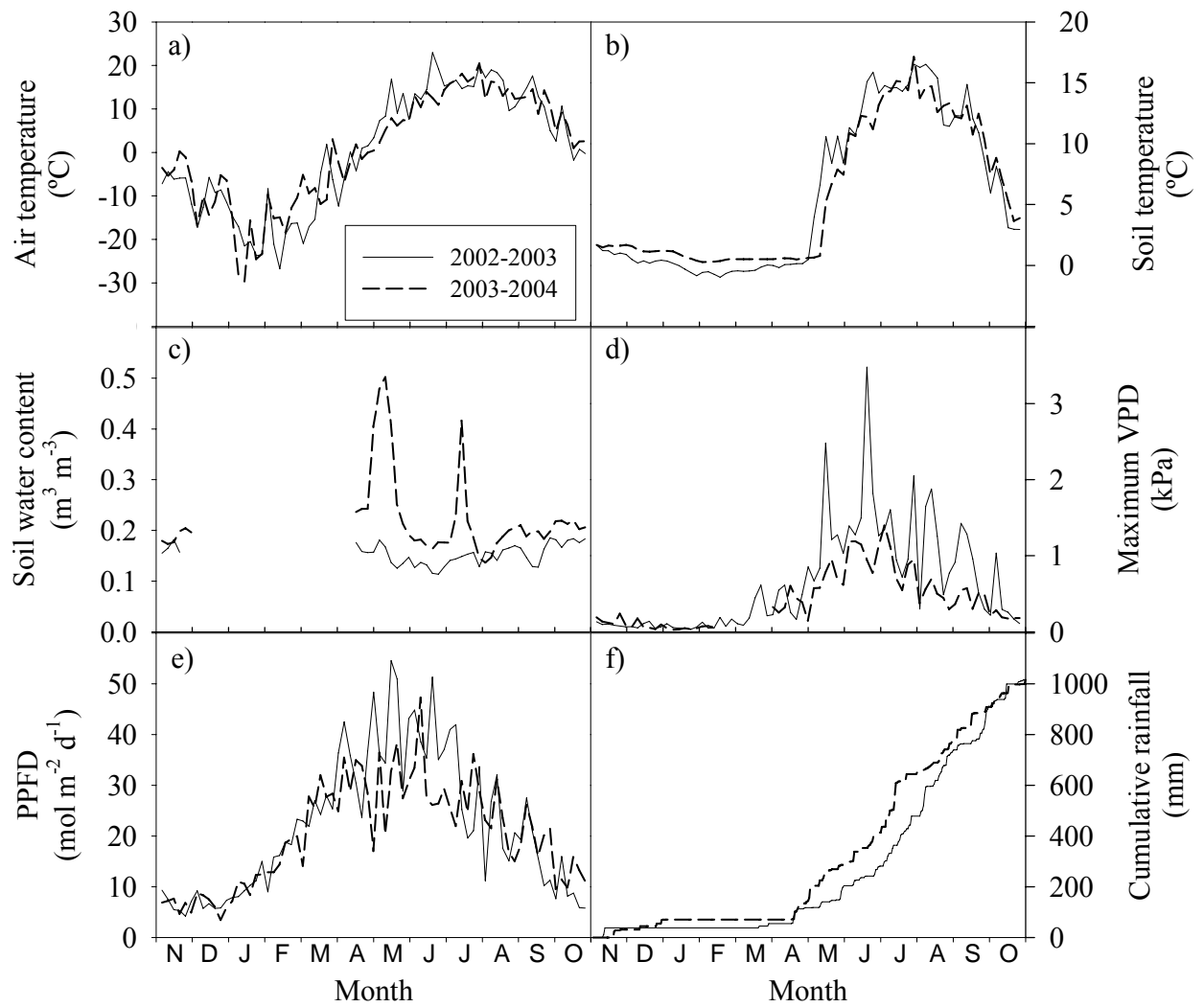


Figure 2.2. Annual cycles of 5-day average (a) air temperature, (b) soil temperature (2 to 6 cm average), (c) soil water content (2.5 cm), (d) maximum VPD, (e) total daily PPFD, and (f) cumulative rainfall for 2002-03 (solid line) and 2003-04 (dashed line) at the Québec harvested black spruce site.

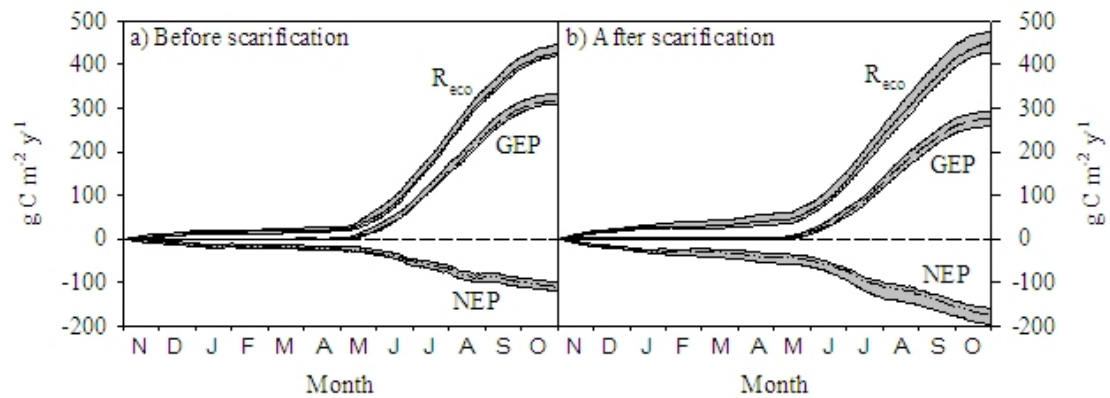


Figure 2.4. Cumulative R_{eco} (solid line), GEP (dashed line), and NEP (dashed-dotted line) for (a) 2002-03 and (b) 2003-04. Gray areas represent the uncertainty due to gap-filling.

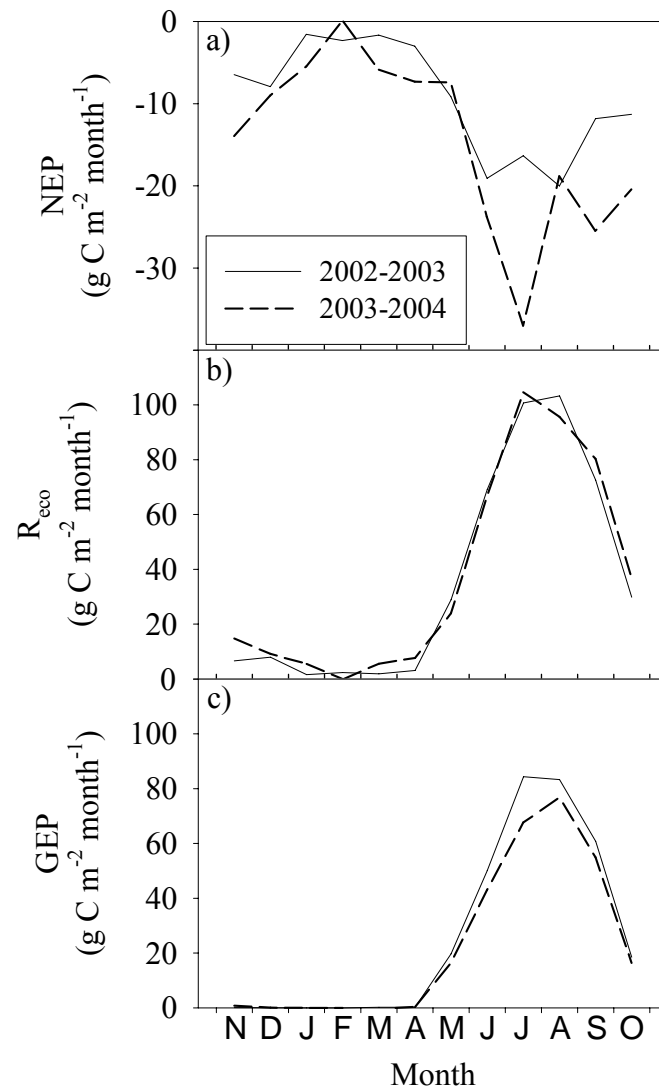


Figure 2.5. Monthly (a) NEP, (b) R_{eco} , and (c) GEP for 2002-03 and 2003-04.

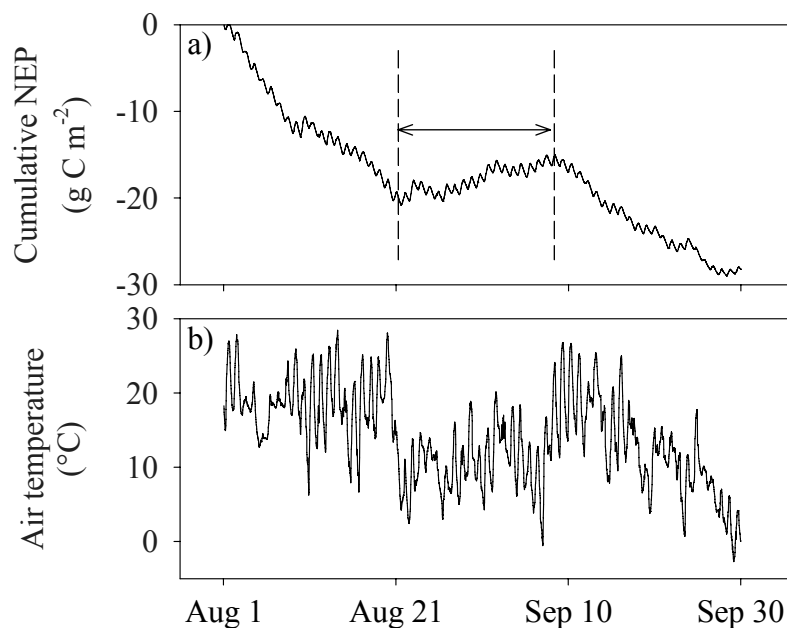


Figure 2.6. (a) Cumulative NEP and (b) air temperature for August and September 2003. The arrow indicates the period when the site was a daily C sink.

Table 2.2. Annual sums of NEP, GEP, and R_{eco} and their confidence intervals due to the uncertainty associated with gap-filling for 2002-03 and 2003-04.

		Lower confidence bound	Annual sum	Upper confidence bound
2002-2003	NEP	-121	-111	-100
	R_{eco}	421	428	448
	GEP	309	317	333
2003-2004	NEP	-196	-175	-161
	R_{eco}	428	451	476
	GEP	259	276	292

4.5. Spatial variability of CO₂ fluxes

Mean NEE varied with wind direction for both years for non-normalized (Figures 2.7a and 2.7b) and normalized (Figures 2.7c and 2.7d) data. In 2003 (before scarification), the site was a larger daytime C sink under non-limiting environmental conditions in almost all directions compared to 2004 (Figure 2.7c). During 2003, the largest daytime sinks of C were located on the western and southern parts of the site where living vegetation was plentiful (Figures 2.7a and 2.7c). In 2004, the weakest daytime C sinks were present in the eastern (where it was wetter, windrows were located, and some scarification occurred) and in the southern section of the site (Figures 2.7a and 2.7c). Average normalized nighttime NEE, on the other hand, was very similar between the two years and for all directions (Figure 2.7d). Slightly larger sources of C were located on the northeastern part of the site, again where it was wetter and windrows were located.

For both growing seasons, wind blew more often from the west and south than from other directions (Figures 2.7e and 2.7f). There was no major difference in wind distribution between the two growing seasons during daytime (Figure 2.7e) but there were some differences during nighttime (Figure 2.7f). There was also no major difference between morning and afternoon wind distribution and between seasons (data not shown).

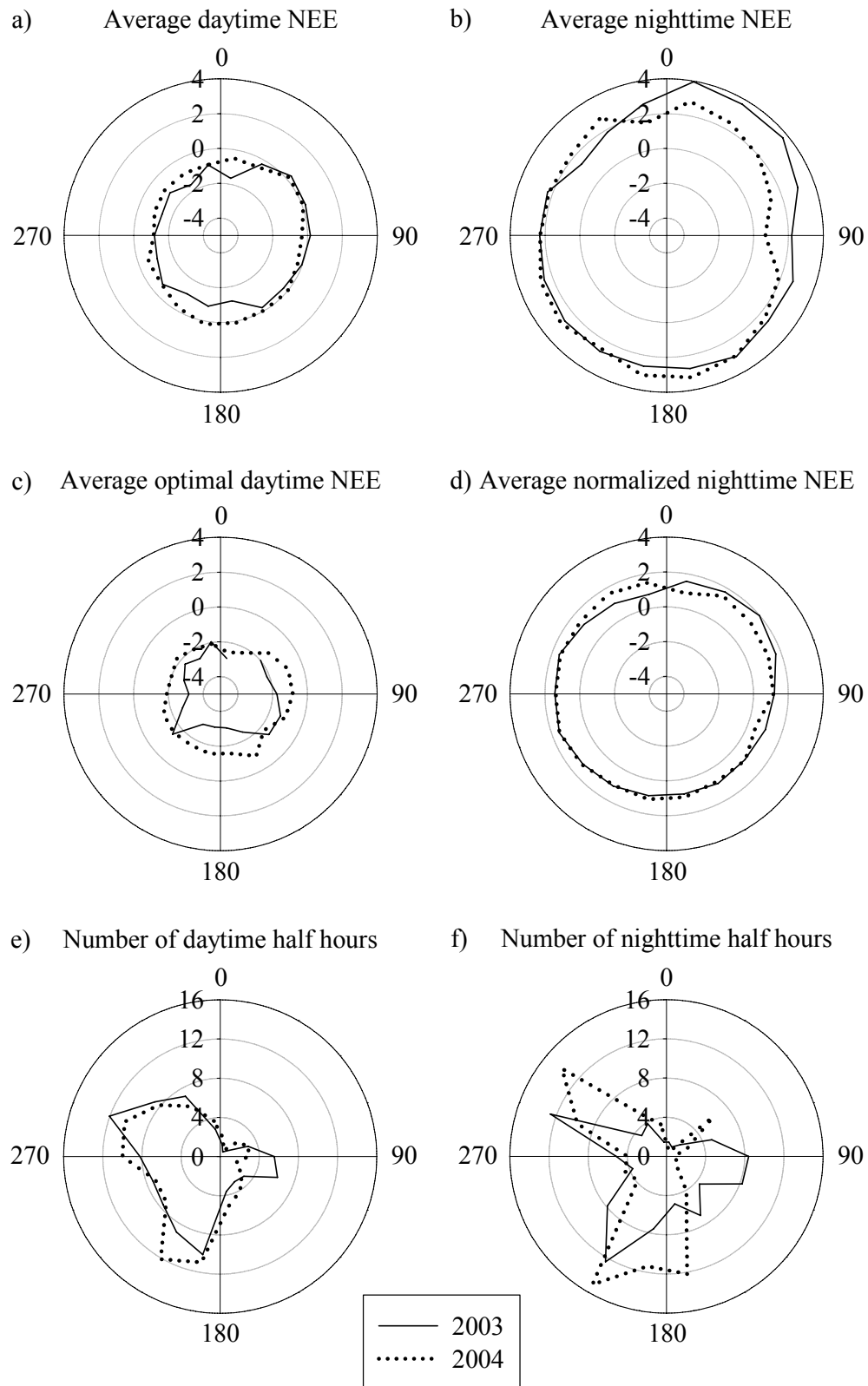


Figure 2.7. For different wind directions, (a) average daytime NEE ($\mu\text{mol C m}^{-2} \text{s}^{-1}$); (b) average nighttime NEE; (c) average daytime NEE under non-limiting environmental

conditions ($\text{PPFD} > 600 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, $\text{SWC} > 0.12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, $\text{VPD} < 1 \text{ kPa}$, $T_a > 0 \text{ }^\circ\text{C}$); and (d) average normalized nighttime NEE. For (d), each 30-minute value was divided by the value predicted by the general relationship between air temperature at 7 m and nighttime NEE to remove the potential influence of different environmental conditions between years. Percentage (%) of total (e) daytime and (f) nighttime half-hour measurements relative to wind direction. The solid line represents 2003 and the dotted line, 2004. In (b), (d), and (f), nighttime measurements made under calm atmospheric conditions ($u_* < 0.15 \text{ m s}^{-1}$) were removed. Data are from June 1 to September 30 of each year. Data are plotted in the middle of the 20° interval to which they apply. The broken line for 2003 in (c) is caused by the lack of measurements made with wind blowing from that direction under non-limiting environmental conditions. $360/0^\circ$ is north.

4.6. Response of C fluxes to environmental conditions

Q_{10} values obtained using Eq. 2.5 were close to 2 and did not differ between years (Table 2.3). R_{ref} from the same equation was slightly, but significantly, higher in 2004 (Table 2.3). Thus, the basic relationship between temperature and ecosystem respiration did not dramatically differ between years.

The light response curves (Equation 2.6, Table 2.4) showed that NEE reached saturation at values ranging between -1.2 and -2.5 $\mu\text{mol C m}^{-2} \text{s}^{-1}$ when PPFD was approximately 600 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Figure 2.8). NEE_{max} was more negative, indicating greater CO_2 uptake, before site scarification (2002-03) compared to after scarification (2003-04) and greater in the morning (Table 2.4, Figures 2.8a and 2.8b) than in the afternoon (Table 2.4, Figures 2.8c and 2.8d). The light compensation point was highest during the afternoon in 2004.

All regressions between the residuals of the light-response functions and T_a , T_s , VPD, and SWC were significant at the 0.95 level (Table 2.5). The r^2 values of the individual regressions ranged from 0.009 to 0.250 with SWC and VPD explaining the greatest portion of the residuals of NEE from the light response curves (Table 2.5). SWC explained 9% and 21% of the variation of the residuals in the mornings and afternoons of 2002-03 (before scarification) and 6% to 12% in 2003-04 (after scarification). VPD, on the other hand, explained 2% and 17% in the mornings and afternoons of 2002-03 and 7% and 25% in 2003-04.

Table 2.3. Estimates of the coefficients (\pm indicates 95% confidence interval) of the ecosystem respiration equation (Eq. 2.5).

	R_{ref}	Q_{10}	r^2
2003	0.71 ± 0.03	2.20 ± 0.06	0.627
2004	0.83 ± 0.04	2.20 ± 0.07	0.652

Table 2.4. Estimates of the coefficients (\pm indicates 95% confidence interval) of the Landsberg light-response equation (Eq. 2.6).

		NEE_{max}	I_{comp}	α	r^2
2003	AM	-2.48 ± 0.22	156.2 ± 19.2	0.0042 ± 0.0009	0.354
	PM	-1.77 ± 0.16	138.6 ± 15.9	0.0056 ± 0.0011	0.359
2004	AM	-1.79 ± 0.15	163.9 ± 17.7	0.0043 ± 0.0008	0.357
	PM	-1.18 ± 0.16	243.2 ± 27.6	0.0041 ± 0.0008	0.320

Table 2.5. Relationships between the residuals from the light-response regressions and environmental variables; T_a , air temperature (°C); T_s , soil temperature (mean soil temperature between 2 and 6 cm below soil surface, °C); VPD, vapor pressure deficit (kPa); SWC, soil water content ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$). The regression showing the best fit is presented for each environmental variable. All regressions shown are significant ($p < 0.05$).

		Variable	Regression equation	r^2
2003	AM	T_a	Residuals = $0.036 T_a - 0.503$	0.0094
		T_s	Residuals = $-0.401 T_s + 0.016 T_s^2 + 2.270$	0.0164
		VPD	Residuals = $0.836 \log(\text{VPD}) + 0.329 \log^2(\text{VPD}) + 0.256$	0.0224
		SWC	Residuals = $-33.515 \text{SWC} + 4.773$	0.0853
	PM	T_a	Residuals = $0.116 T_a - 2.146$	0.1441
		T_s	Residuals = $0.165 T_s - 2.669$	0.0913
		VPD	Residuals = $1.259 \log(\text{VPD}) + 0.669 \log^2(\text{VPD}) - 0.139$	0.1743
		SWC	Residuals = $-42.731 \text{SWC} + 6.034$	0.2092
2004	AM	T_a	Residuals = $-0.113 T_a + 0.005 T_a^2 + 0.566$	0.0118
		T_s	Residuals = $-0.382 T_s + 0.014 T_s^2 + 2.363$	0.0241
		VPD	Residuals = $1.262 \log(\text{VPD}) + 0.354 \log^2(\text{VPD}) + 0.851$	0.0688
		SWC	Residuals = $200.564 \text{SWC} - 577.936 \text{SWC}^2 - 17.115$	0.0580
	PM	T_a	Residuals = $0.092 T_a - 1.594$	0.1020
		T_s	Residuals = $0.138 T_s - 2.106$	0.0624
		VPD	Residuals = $1.499 \log(\text{VPD}) + 0.410 \log^2(\text{VPD}) + 0.561$	0.2497
		SWC	Residuals = $262.005 \text{SWC} - 788.251 \text{SWC}^2 - 21.340$	0.1189

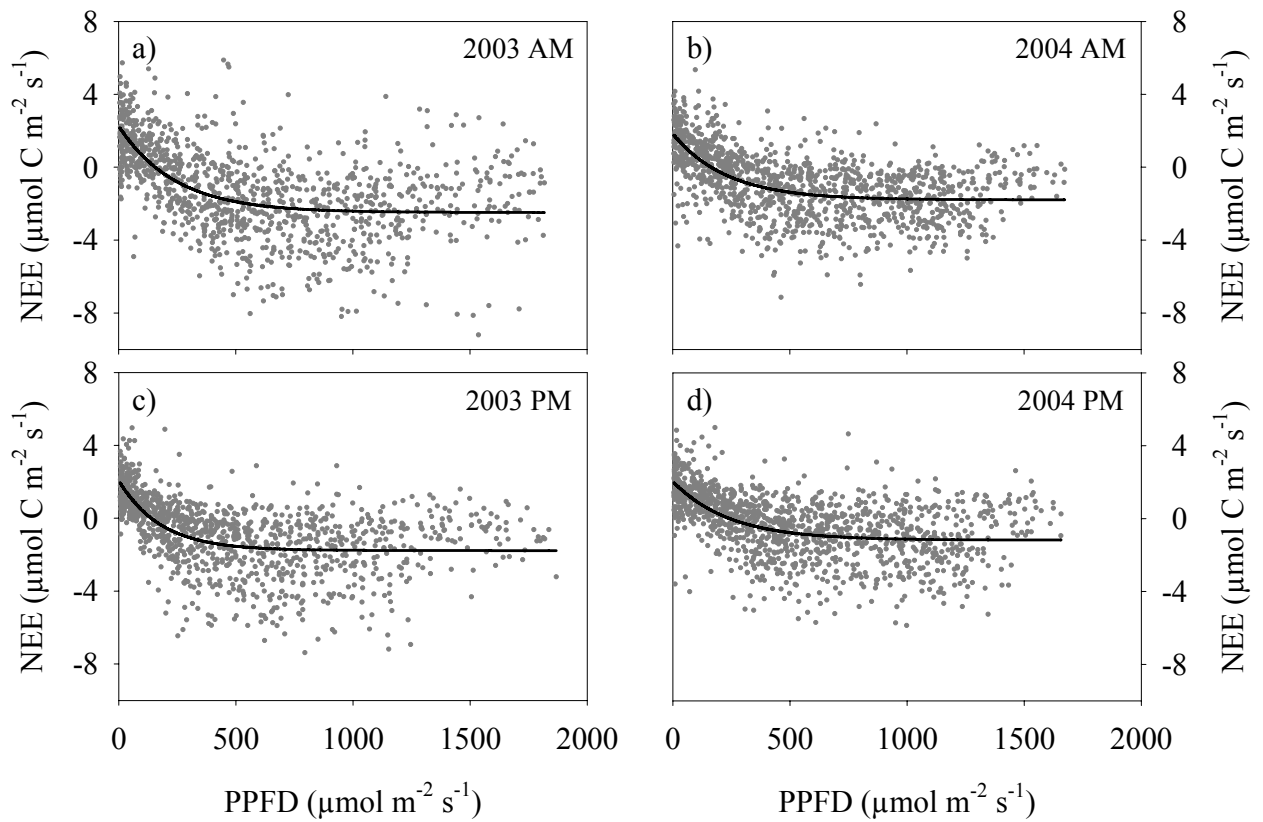


Figure 2.8. Relationships between NEE and PPFD for morning and afternoon in (a,c) 2003 and (b,d) 2004. Only measured daytime fluxes (non-gapfilled) from June 1 to September 30 were used.

5. DISCUSSION

5.1. Energy balance closure

Certain authors have adjusted turbulent fluxes of CO₂ as a function of gaps in the EBC by assuming that the errors leading to the underestimation of latent and sensible heat fluxes also apply to CO₂ fluxes (e.g. Twine et al., 2000; Amiro, 2001; Barr et al., 2002; Griffis et al., 2003). We decided not to apply the EBC correction to our CO₂ fluxes because the overall closure was quite good during the growing season (> 92.5%). The missing 7.5% may have been caused by errors in either EC, net radiation, or energy storage measurements, by unmeasured storage terms, or by the lack of uniform sampling of the site's heterogeneous cover relative to that measured by the net radiometer. We suspect that a large part of the discrepancy for the November to May periods was caused by the heat storage in the snowpack that we did not account for in our energy balance calculations. Also, the lack of energy storage measurements in windrows and standing water located in the wet areas east of the flux tower may explain the lower energy closure ratio when the wind came from that direction (Figure 2.3b).

5.2. NEP, R_{eco}, and GEP

Even after accounting for the effect of errors caused by gap-filling, the difference in annual NEP between the two years remained significant (Table 2.2, Figure 2.4). There was also a significant difference in GEP between years, but not in R_{eco} where the uncertainty ranges overlapped (Table 2.2, Figure 2.4). The later snowmelt in 2003-04 was associated with a delay in the springtime increase in C fluxes of approximately one week, but it did not cause a large difference in total NEP, R_{eco}, and GEP between the two years for the month of May (Figure 2.5). The annual NEP values for our site were similar to those reported for a 1998 burned site and a 2002 harvested site in the boreal region of Saskatchewan (-50 to -130 g C m⁻² y⁻¹) (Amiro et al., 2005). In contrast, mature black spruce or jack pine stands located in the same region were usually weak C sinks and

sometimes weak sources with reported NEP values ranging from -20 to $+80 \text{ g C m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ (Griffis et al., 2003; Amiro et al., 2005).

Average daily NEP from June to September for our site was $-0.5 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ for 2003 and $-0.8 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ for 2004. These results were similar to those reported by Amiro (2001) for a 1-year-old boreal jack pine burned site ($-0.8 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) and slightly lower than a 1-year-old recently-harvested boreal aspen stand ($-1.6 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). As well, Humphreys et al. (2005) found a harvested and replanted Douglas-fir stand to be a source of C (-1.3 to $-1.6 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) during the growing season and a very large C source on an annual basis (-520 to $-620 \text{ g C m}^{-2} \text{ y}^{-1}$).

During the growing season, our site alternated between a daytime C sink and a nighttime C source, a pattern reported by others (Knobl et al., 2002; Rannik et al., 2002; Amiro et al., 2003). Daily C emissions were usually greater than C fixation (i.e., a source of C on a daily basis). Yet, under certain conditions, positive daily NEP was observed. This happened mostly in 2003, when the site became a net C sink for over two weeks (Figure 2.6). For both years, periods when daily NEP was positive seemed correlated with lower mean air and soil temperatures, generally below $12 \text{ }^{\circ}\text{C}$ for air temperature, and total daily PPFD greater than $15 \text{ mol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. The lower temperature likely caused a drop in respiration rates, while solar radiation was still great enough to ensure normal photosynthetic rates, resulting in positive NEP for these days. There were fewer days having a net C sink in 2004 because of the destruction of approximately 60% of the living vegetation in scarified areas that led to reduced GEP which was not accompanied by a decrease in R_{eco} .

Differences in light, temperature, water availability, vapor pressure deficit, and leaf biomass could have explained the variation in GEP between the two years. However, although mean daily PPFD was lower during the 2004 growing season compared to 2003 (25.4 vs $28.1 \text{ mol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) (Figure 2.2e), the number of half hours when PPFD was above the light compensation point for NEE did not differ between years. Furthermore, the light-response curves indicated that NEE saturated at about $600 \text{ } \mu\text{mol PPFD m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ and the number of half hours when PPFD was above this threshold did not differ between

years (data not shown). Overall, it appears that the quantity of light was not the cause of the lower GEP in 2004. Lamhamedi and Bernier (1994) reported that net photosynthesis of black spruce is at least 90% of optimal when the temperature is between 15° and 25 °C, with the maximum photosynthetic rates occurring at about 15° to 16 °C. Kramer and Kozlowski (1979) also reported that for most temperate woody plants, photosynthesis reaches a maximum between 15 and 25 °C. The range might be slightly lower for boreal species. The lower daytime air temperature during the growing season of 2004, 15.1 °C compared to 16.3 °C in 2003, would therefore likely not explain the discrepancy between the annual GEP values at our site. Low SWC seemed to limit GEP very slightly when $< 0.12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (data not shown), a situation that occurred only during short periods in the first half of the 2003 growing season. The lower SWC and higher VPD in 2003 compared to 2004 (Figures 2.2c and 2.2d) could have induced reduced photosynthetic rates during that year, but the effect was not evident in our data since monthly GEP was higher in 2003 (Figure 2.5c). Hence, the most likely factor explaining the lower annual GEP in 2004 is the destruction of a portion of the living vegetation caused by the application of the scarification treatment.

Overall, our results indicated that no factor seemed to cause a large variation in R_{eco} between the two years. Temperature and SWC are the main factors affecting soil respiration (Kirschbaum, 1994; Davidson et al., 1998; Waring and Running, 1998). The ~ 1 °C lower air and soil temperature in 2004 could have reduced ecosystem respiration rates, but we did not observe any significant differences in R_{eco} between the two years (Figure 2.4). Furthermore, the greater soil water availability in 2004 (Figure 2.2c) could have led to an increase in R_{eco} (Anthoni et al., 1999; Chen et al., 1999; Pypker and Fredeen, 2002) or to a decrease if conditions became anaerobic (Johnson et al., 1996; Waddington and Roulet, 1996; Bubier et al., 1999). The scarification created mounds of soil and shaded pits that have different microclimate and different soil properties than that of the undisturbed soil (Millikin and Bowden, 1996; Pumpanen et al., 2004). Soil respiration rates thus may have differed between microsites.

An increase in soil respiration rates following scarification has been reported by Mallik and Hu (1997). On the other hand, the interactions between the physical factors and

biological processes are complex, which make it difficult to conclude whether there is generally an enhancement of soil respiration following site preparation (Pumpanen, 2003). The areas of organic matter exposed by the scarification were darker and thus warmer than the undisturbed areas and should therefore present greater respiration rates at some period of the year compared to undisturbed areas. No such effect was seen in our data since normalized nighttime NEE (i.e. normalized nighttime R_{eco}) relative to wind direction was remarkably similar between the two years (Figure 2.7d). We hypothesize that, since the organic matter exposed by the scarification consisted mainly of loose, well aerated mounds that dried faster than the other areas, the dryness of the mounds counterbalanced the effect of the increased temperature on the respiration rates. On our site, R_{ref} was slightly higher in 2004 (Table 2.3) but the effect may not have been caused by the scarification treatment. Indeed, significant inter-annual variations in R_{ref} have been reported by others. They were caused by differences in climate (Morgenstern et al., 2004) or by growth of understory and pioneer plants (Humphreys et al., 2005). The higher R_{ref} value in 2004 did not have a large impact on annual R_{eco} , in part because the increase in R_{ref} was not very large and because temperatures were lower during 2004.

We do not believe that differences in climate between years explain the inter-annual difference in the C balance of our site. The large discrepancy in C emissions between the two years was likely due to the scarification that occurred in October 2003. The main effect of the treatment seemed to be the reduced C fixation caused by the destruction of a portion of the living vegetation, while the small increase in R_{ref} seemed to have a negligible effect. This conclusion is supported by the fact that, under non-limiting environmental conditions, the site was a smaller daytime sink of C after scarification (Figure 2.7c). This was caused by a smaller GEP since nighttime normalized R_{eco} did not vary between the two years (Figure 2.7d) and nighttime respiration is considered to be representative of daytime values at similar temperatures.

Soils where anaerobic conditions prevail (e.g. water table at or close to the surface) usually constitute sources of methane (CH_4) while sites having aerobic soil conditions are often methane sinks (Smith et al., 2000; Butterbach-Bahl, 2002). Since significant portions of the humid areas of our site were covered by standing water, total C fluxes

were likely greater than the CO₂ fluxes presented in this paper. Moreover, the CH₄ fluxes may have varied according to the surface area covered by water, which varied during the year. The wettest areas were located at least 150 m from the flux tower (Figure 2.1) and thus contributed less to the measured CO₂ fluxes than the mesic areas. The surface covered by water varied during the year, but since the occasionally dry areas were never colonized by plants, we estimate that the impact on the CO₂ fluxes was likely small.

Ericaceous shrubs (*K. angustifolia* L., *V. angustifolium* Ait. and *R. groenlandicum* (Oeder) Kron & Judd) were common on our site (Table 2.1; Martel et al., 2005). The long-term effect of the presence of these shrubs on the C balance of the site is unknown. Ericaceous shrubs have been reported to have a negative effect on the regeneration and growth of various tree species, including black spruce (Yamasaki et al., 1998; Thiffault and Grondin, 2003). Different factors are suspected to play a role, including lower nutrient availability, allelopathic effects, and increased competition for environmental resources such as water, light, and nutrients. The presence of ericaceous shrubs may cause a decrease in forest productivity (Thiffault and Grondin, 2003). On the other hand, scarification leads to better growing conditions for planted seedlings (Prévost, 1992) and to a potential decrease in competition from the ericaceous shrubs (Prévost, 1996).

While NEP was less after the scarification treatment, we have no indication of the long-term effects of scarification, nor when the site will become a C sink. There is a lack of data regarding the contribution of the understory species to the C budget of whole stands (Gower et al., 2001). However, we hypothesize that the use of scarification, because it should favor the growth of the black spruce and jack pine seedlings, could lead to greater C sequestration by the stand in the long-term.

5.3. Spatial variability of CO₂ fluxes

The annual C balances we computed were summations of individual half-hourly fluxes and assumed that the tower footprint was homogeneous and that the number of measured half hours was similar for all directions during day and night. Although there were some differences in wind distribution during nighttime between years (Figure 2.7f), the impact

on annual C balances was likely small since the average growing season nighttime C fluxes were fairly similar regardless of wind direction (Figures 2.7b and 2.7d). Since the site was spatially heterogeneous (Figure 2.1), environmental conditions varied according to wind direction (data not shown), and the wind originated more frequently from some directions than others (Figures 2.7e and 2.7f), there may be a bias in the computed annual C balances. One way to correct for such a bias would be to create spatially homogeneous subplots and calculate distinct annual C balances for each of them (Aubinet et al., 2002). Unfortunately, the degree of spatial heterogeneity of our site made this impractical.

5.4. Response of C fluxes to environmental variables

As discussed previously, the significantly less negative NEE_{max} values in 2004 compared to 2003 for both AM and PM periods (Table 2.4) appeared to be caused mainly by lower photosynthetic rates and not by increased respiration rates. Light saturation was reached at about $600 \mu\text{mol PPF D m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, a value also reported by Kolari et al. (2004) for a Scots pine clearcut site. The less negative NEE_{max} during the afternoon may have been caused by higher VPD that probably induced a shut down of photosynthesis through partial stomatal closure (Aubinet et al., 2001). Although average VPD was lower in 2004, it explained more residual variability than SWC, a trend that was opposite to that which occurred in 2003. The greater SWC in 2004 may have resulted in less soil water stress to the vegetation and thus may have brought out the VPD constraints in the afternoons.

The residuals were more positive when the afternoon soil temperature, air temperature, and vapor pressure deficit were higher (data not shown), probably because of increased ecosystem respiration and lower photosynthesis. Interestingly, this pattern was not present during the morning when environmental stressors are lower and plants are more equilibrated to the soil water status due to rehydration during the night.

6. CONCLUSIONS

We determined that this eastern Canadian boreal cutover was a CO₂ source of 111 g C m⁻² y⁻¹ during the year preceding the scarification and 175 g C m⁻² y⁻¹ during the year following the application of the treatment. The scarification appeared to enhance the magnitude of the emissions through the reduction of the amount of living vegetation and consequent decrease in photosynthesis. The evaluation of the errors caused by the gap-filling showed that annual NEP and GEP were significantly different between the two years, while there was no significant difference in R_{eco}. In the year following scarification, normalized nighttime C emissions were similar to the year before the treatment occurred, while daytime net C sequestration under non-limiting growing conditions was generally lower. Daily NEP was almost always negative throughout the year. However, a net daily C sink was observed during a two-week period in late summer 2003 when air temperatures were approximately 8 °C cooler than preceding weeks.

If these C emissions are representative of Canadian boreal cutovers over their initial five years, cutovers might well account for emissions of 5 Mg C per year in Canada alone. These results highlight the importance of studying the C dynamics of forests at different growth stages.

The analysis of the response of C fluxes to environmental conditions showed that among environmental variables, light was the factor explaining the most variability in NEE. In 2003, soil water content was the next most important variable, while VPD was the second most important in 2004.

It is important to continue making measurements at this site to (a) better differentiate the longer term effects of scarification and climate on the C balance of the site; (b) better quantify the impact of the variability of environmental conditions on C fluxes at disturbed sites; and (c) determine when the site will become an annual C sink.

7. ACKNOWLEDGMENTS

We thank Alan G. Barr, Onil Bergeron, Pierre Y. Bernier, Sara Boivin-Chabot, Sylvie Carles, Sébastien Dagnault, Guillaume Drolet, Francis Foley, Natascha Kljun, Anne Larcher, Kai Morgenstern, Debra C. Stowe, and Martin Waltz for their help throughout the study as well as two anonymous reviewers for their helpful comments. This research was supported by the Fluxnet-Canada Research Network (FCRN) which in turn is supported by the Canadian Foundation for Climate and Atmospheric Sciences (CFCAS), the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC), BIOCAP Canada, Natural Resources Canada, and Environment Canada. We thank Bowater Inc. for their logistical support.

8. References

- Agriculture Canada Expert Committee on Soil Survey, 1983. The Canada soil information system (CanSIS) manual for describing soils in the field. 1982 Revised. Agriculture Canada, Ottawa, Ont. 164 pp.
- Amiro, B.D., 2001. Paired-tower measurements of carbon and energy fluxes following disturbance in the boreal forest. *Global Change Biol.* 7, 253-268.
- Amiro, B.D., MacPherson, J.I., Desjardins, R.L., Chen, J.M., Liu, J., 2003. Post-fire carbon dioxide fluxes in the western Canadian boreal forest: evidence from towers, aircraft and remote sensing. *Agric. For. Meteorol.* 115, 91-107.
- Amiro, B.D., Barr, A.G., Black, T.A., Iwashita, H., Kljun, N., McCaughey, J.H., Morgenstern, K., Murayama, S., Nesic, Z., Orchansky, A.L., Saigusa, N., 2005. Carbon, energy and water fluxes at mature and disturbed forest sites, Saskatchewan, Canada. *Agric. For. Meteorol.* (in press).
- Anthoni, P.M., Law, B.E., Unsworth, M.H., 1999. Carbon and water vapor exchange of an open-canopied ponderosa pine ecosystem. *Agric. For. Meteorol.* 95, 151-168.
- Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., Rannik, Ü., Moncrieff, J., Foken, T., Kowalski, A.S., Martin, P.H., Berbigier, P., Bernhofer, Ch., Clement, R., Elbers, J., Granier, A., Grünwald, T., Morgenstern, K., Pilegaard, K., Rebmann, C., Snijders, W., Valentini, R., Vesala, T., 2000. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: The EUROFLUX methodology. *Adv. Ecol. Res.* 30, 113-175.
- Aubinet, M., Chermanne, B., Vandenhaute, M., Longdoz, B., Yernaux, M., Laitat, E., 2001. Long term carbon dioxide exchange above a mixed forest in the Belgian Ardennes. *Agric. For. Meteorol.* 108, 293-315.
- Aubinet, M., Heinesch, B., Longdoz, B., 2002. Estimation of the carbon sequestration by a heterogeneous forest: night flux corrections, heterogeneity of the site and inter-annual variability. *Global Change Biol.* 8, 1053-1071.
- Baldocchi, D.D., 2003. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. *Global Change Biol.* 9, 479-492.
- Barr, A.G., Griffis, T.J., Black, T.A., Lee, X., Staebler, R.M., Fuentes, J.D., Chen, Z., Morgenstern, K., 2002. Comparing the carbon budgets of boreal and temperate deciduous forest stands. *Can. J. For. Res.* 32, 813-822.

- Blanken, P.D., Black, T.A., Yang, P.C., Neumann, H.H., Nesic, Z., Staebler, R.M., den Hartog, G., Novak, M.D., Lee, X., 1997. Energy balance and canopy conductance of a boreal aspen forest: partitioning overstory and understory components. *J. Geophys. Res.* 102, 28915-28927.
- Bubier, J.L., Frolking, S., Crill, P.M., Linder, E., 1999. Net ecosystem productivity and its uncertainty in a diverse boreal peatland. *J. Geophys. Res.* 104, 27683-27692.
- Campbell Scientific Inc., 2003. HFT3 soil heat flux plate instructions manual. 6 p.
- Canadian Forest Service, 2004. The state of Canada's forests. Canadian Forest Service, Ottawa, Ont. 93 p.
- Butterbach-Bahl, K., 2002. CH₄. In: Gasche, R., Papen, H., Rennenberg, H. (eds.), *Trace Gas Exchange in Forest Ecosystems*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, pp. 141-156.
- Chen, J., Falk, M., Euskirchen, E., Paw U, K.T., Suchanek, T.H., Ustin, S.L., Bond, B.J., Brosofske, K.D., Phillips, N., Bi, R., 2002. Biophysical controls of carbon flows in three successional Douglas-fir stands based on eddy-covariance measurements. *Tree Physiol.* 22, 169-177.
- Chen, W.J., Black, T.A., Yang, P.C., Barr, A.G., Neumann, H.H., Nesic, Z., Blanken, P.D., Novak, M.D., Eley, J., Ketler, R.J., Cuenca, R., 1999. Effects of climatic variability on the annual carbon sequestration by a boreal aspen forest. *Global Change Biol.* 5, 41-53.
- Coursolle, C., Margolis, H.A., Barr, A.G., Black, T.A., Amiro, B.D., McCaughey, J.H., Flanagan, L.B., Lafleur, P.M., Roulet, N.T., Bourque, C.P.-A., Arain, M.A., Wofsy, S.C., Dunn, A., Morgenstern, K., Orchansky, A.L., Bernier, P.-Y., Chen, J.M., Kidston, J., Saigusa, N., Hedstrom, N., 2005. Late-summer carbon fluxes from Canadian forests and peatlands along an east-west continental transect. *Can. J. For. Res.* (in review).
- D'Arrigo, R., Jacoby, G.C., Fung, I.Y., 1987. Boreal forests and atmosphere-biosphere exchange of carbon dioxide. *Nature* 329, 321-323.
- Davidson, E.A., Belk, E., Boone, R.D., 1998. Soil water content and temperature as independent or confounded factors controlling soil respiration in a temperate mixed hardwood forest. *Global Change Biol.* 4, 217-227.
- Dixon, R.K., Brown, S., Houghton, R.A., Solomon, A.M., Trexler, M.C., Wisniewski, J., 1994. Carbon pools and flux of global forest ecosystems. *Science* 263, 185-190.
- Falge, E., Baldocchi, D., Olson, R., Anthoni, P., Aubinet, M., Bernhofer, C., Burba, G., Ceulemans, R., Clement, R., Dolman, H., Granier, A., Gross, P., Grünwald, T.,

- Hollinger, D., Jensen, N.-O., Katul, G., Keronen, P., Kowalski, A., Lai, C.T., Law, B.E., Meyers, T., Moncrieff, J., Moors, E., Munger, J.W., Pilegaard, K., Rannik, Ü., Rebmann, C., Suyker, A., Tenhunen, J., Tu, K., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K., Wofsy, S., 2001. Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. *Agric. For. Meteorol.* 107, 43-69.
- Goulden, M.L., Munger, J.W., Fan, S.-M., Daube, B.C., Wofsy, S.C., 1996. Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: methods and a critical evaluation of accuracy. *Global Change Biol.* 2, 169-182.
- Goulden, M.L., Daube, B.C., Fan, S.-M., Sutton, D.J., Bazzaz, F.A., Munger, F.W., Wofsy, S.C., 1997. Physiological responses of a black spruce forest to weather. *J. Geophys. Res.* 102, 28987-28996.
- Goulden, M.L., Wofsy, S.C., Harden, J.W., Trumbore, S.E., Crill, P.M., Gower, S.T., Fries, T., Daube, B.C., Fan, S.-M., Sutton, D.J., Bazzaz, A., Munger, J.W., 1998. Sensitivity of boreal forest carbon balance to soil thaw. *Science* 279, 214-217.
- Gower, S.T., Krankina, O., Olson, R.J., Apps, M., Linder, S., Wang, C., 2001. Net primary production and carbon allocation patterns of boreal forest ecosystems. *Ecol. Appl.* 11, 1395-1411.
- Griffis, T.J., Black, T.A., Morgenstern, K., Barr, A.G., Nesic, Z., Drewitt, G.B., Gaumont-Guay, D., McCaughey, J.H., 2003. Ecophysiological controls on the carbon balances of three southern boreal forests. *Agric. For. Meteorol.* 117, 53-71.
- Hall, F.G., Betts, A.K., Frohling, S., Brown, R., Chen, J.M., Chen, W., Halldin, S., Lettenmaier, D.P., Schafer, J. 2004. The Boreal Climate. In: Kabat, P., Claussen, M., Dirmeyer, P.A., Gash, J.H.C., Deguenni, L.B., Meybeck, M., Pielke Sr., R.A., Vörösmarty, C.J., Hutjes, R.W.A., Lütkeemeier, S. (eds.), *Vegetation, Water, Humans and the Climate: A New Perspective on an Interactive System*. Global Change IGBP Series. Springer-Verlag, Berlin, pp. 93-114.
- Humphreys, E.R., Black, T.A., Morgenstern, K., Li, Z., Nesic, Z., 2005. Net ecosystem production of a Douglas-fir stand for three years following clearcut harvesting. *Global Change Biol.* 11, 1-15.
- Johnson, L.C., Shaver, G.R., Giblin, A.E., Nadelhoffer, K.J., Rastetter, E.R., Laundre, J.A., Murray, G.L., 1996. Effects of drainage and temperature on carbon balance of tussock tundra microcosms. *Oecologia* 108, 737-748.
- Kirschbaum, M.U.F., 1994. The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic storage. *Soil Biol. Biochem.* 27, 753-760.

- Kljun, N., Calanca, P., Rotach, M.W., Schmid, H.P., 2004. A simple parameterisation for flux footprint predictions. *Boundary-Layer Meteorol.* 112, 503-523.
- Knohl, A., Kolle, O., Minayeva, T.Y., Milyukova, I.M., Vygodskaya, N.N., Foken, T., Schulze, E.-D., 2002. Carbon dioxide exchange of a Russian boreal forest after disturbance by wind throw. *Global Change Biol.* 8, 231-246.
- Kolari, P., Pumpanen, J., Rannik, Ü., Ilvesniemi, H., Hari, P., Berninger, F., 2004. Carbon balance of different aged Scots pine forests in southern Finland. *Global Change Biol.* 10, 1106-1119.
- Kramer, P.J., Kozlowski, T.T., 1979. *Physiology of Woody Plants*. Academic Press, San Diego, 811 p.
- Kurz, W.A., Apps, M.J., 1995. An analysis of future carbon budgets of Canadian boreal forests. *Water, Air, and Soil Pollution* 82, 321-331.
- Kurz, W.A., Apps, M.J., 1999. A 70-year retrospective analysis of carbon fluxes in the Canadian forest sector. *Ecol. Appl.* 9, 526-547.
- Lamhamedi, M.S., Bernier, P.Y., 1994. Ecophysiology and field performance of black spruce (*Picea mariana*): a review. *Ann. For. Sci.* 51, 529-551.
- Landsberg, J.J., 1977. Some useful equations for biological studies. *Exp. Agric.* 13: 272-286.
- Lindroth, A., Grelle, A., Morén, A.-S., 1998. Long-term measurements of boreal forest carbon balance reveal large temperature sensitivity. *Global Change Biol.* 4, 443-450.
- Litvak, M., Miller, S., Wofsy, S.C., Goulden, M.L., 2003. Effect of stand age on whole ecosystem CO₂ exchange in the Canadian boreal forest. *J. Geophys. Res.* 108, 8225, doi:10.1029/2001JD000854.
- Mallik, A.U., Hu, D., 1997. Soil respiration following site preparation treatments in boreal mixedwood forest. *For. Ecol. Manage.* 97, 265-275.
- Martel, M.-C., Margolis, H.A., Coursolle, C., Bigras, F.J., Heinsch, F.A., Running, S.W. 2005. Decreasing photosynthesis at different spatial scales during the late growing season on a boreal cutover. *Tree Physiol.* 25, 689-699.
- Millikin, C.S., Bowden, R.D., 1996. Soil respiration in pits and mounds following an experimental forest blowdown. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60, 1951-1953.

- Moncrieff, J.B., Malhi, Y., Leuning, R., 1996. The propagation of errors in long-term measurements of land-atmosphere fluxes of carbon and water. *Global Change Biol.* 2, 231-240.
- Morgenstern, K., Black, T.A., Humphreys, E.R., Griffis, T.J., Drewitt, G.B., Cai, T., Nesic, Z., Spittlehouse, D.L., Livingston, N.J., 2004. Sensitivity and uncertainty of the carbon balance of a Pacific Northwest Douglas-fir forest during an El Niño/La Niña cycle. *Agric. For. Meteorol.* 123, 201-219.
- Prévost, M., 1992. Effets du scarifiage sur les propriétés du sol, la croissance des semis et la compétition : revue des connaissances actuelles et perspectives de recherches au Québec. *Ann. For. Sci.* 46, 273-296.
- Prévost, M., 1996. Effets du scarifiage sur les propriétés du sol et l'ensemencement naturel dans une pessière noire à mousses de la forêt boréale québécoise. *Can. J. For. Res.* 26, 72-86.
- Pumpanen, J., 2003. CO₂ efflux from boreal forest soil before and after clear-cutting and site preparation. Faculty of Agriculture and Forestry, University of Helsinki, Helsinki, Finland.
- Pumpanen, J., Westman, C.J., Ilvesniemi, H., 2004. Soil CO₂ efflux from a podzolic forest soil before and after forest clear-cutting and site preparation. *Boreal Env. Res.* 9, 199-212.
- Pypker, T.G., Fredeen, A.L., 2002. Ecosystem CO₂ flux over two growing seasons for a sub-boreal clearcut 5 and 6 years after harvest. *Agric. For. Meteorol.* 114, 15-30.
- Rannik, Ü., Altimir, N., Raittila, J., Suni, T., Gaman, A., Hussein, T., Hölttä, T., Lassila, H., Latokartano, M., Lauri, A., Natsheh, A., Petäjä, T., Sorjamaa, R., Ylä-Mella, H., Keronen, P., Berninger, F., Vesala, T., Hari, P., Kulmala, M., 2002. Fluxes of carbon dioxide and water vapour over Scots pine forest and clearing. *Agric. For. Meteorol.* 111, 187-202.
- Schlesinger, W.H., 1997. *Biogeochemistry: An Analysis of Global Change*. Second Edition. Academic Press, San Diego, 588 p.
- Smith, K.A., Dobbie, K.E., Ball, B.C., Bakken, L.R., Sitaula, B.K., Hansen, S., Brumme, R., Borken, W., Christensen, S., Priemé, A., Fowler, D., MacDonald, J.A., Skiba, U., Klemmedtsson, L., Kasimir-Klemmedtsson, A., Degorska, A., Orlanski, P., 2000. Oxidation of atmospheric methane in Northern European soils, comparison with other ecosystems, and uncertainties in the global terrestrial sink. *Global Change Biol.* 6, 791-803.
- Tanner, C.B., Thurtell, G.W., 1969. Anemoclinometer measurements of Reynolds stress and heat transport in the atmospheric surface layer. US Army Electronics

- Command Technical Report No. ECOM-66-G22F. University of Wisconsin, Madison, WI, 10 p.
- Thiffault, N., Grondin, P., 2003. Envahissement des parterres de coupe par les éricacées. In: Les enjeux de biodiversité relatifs à la composition forestière. Edited by P. Grondin and A. Cimon. Ministère des Ressources naturelles du Québec, Direction de la recherche forestière et Direction de l'environnement forestier, Québec, pp. 103-130.
- Thornton, P.E., Law, B.E., Gholz, H.L., Clark, K.L., Falge, E., Ellsworth, D.S., Goldstein, A.H., Monson, R.K., Hollinger, D., Falk, M., Chen, J., Sparks, J.P., 2002. Modeling and measuring the effects of disturbance history and climate on carbon and water budgets in evergreen needleleaf forests. *Agric. For. Meteorol.* 113, 185-222.
- Twine, T.E., Kustas, W.P., Norman, J.M., Cook, D.R., Houser, P.R., Meyers, T.P., Prueger, J.H., Starks, P.J., Wesely, M.L., 2000. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agric. For. Meteorol.* 103, 279-300.
- Vickers, D., Mahrt, L., 1997. Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 14, 512-526.
- Waddington, J.M., Roulet, N.T., 1996. Atmosphere-wetland carbon exchanges: Scale dependency of CO₂ and CH₄ exchange on the developmental topography of a peatland. *Global Biogeochem. Cycles* 10, 233-245.
- Waring, R.H., Running, S.W., 1998. *Forest Ecosystems: Analysis at Multiple Scales*. Second Edition. Academic Press, San Diego, CA, 370 p.
- Wesely, M.L., Hart, R.L., 1985. Variability of short term eddy-correlation estimates of mass exchange. In: Hutchison, B.A., Hicks, B.B. (Eds.), *The Forest-Atmosphere Interaction*. Reidel, Dordrecht, pp. 591-612.
- Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D., Bergibier, P., Bernhofer, C., Ceulemans, R., Dolman, H., Field, C., Grelle, A., Ibrom, A., Law, B.E., Kowalski, A., Meyers, T., Moncrieff, J., Monson, R., Oechel, W., Tenhunen, J., Valentini, R., Verma, S., 2002. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agric. For. Meteorol.* 113, 223-243.
- Yamasaki, S.H., Fyles, J.W., Egger, K.N., Titus, B.D., 1998. The effect of *Kalmia angustifolia* on the growth, nutrition, and ectomycorrhizal symbiont community of black spruce. *For. Ecol. Manage.* 105, 197-207.

CONCLUSION GÉNÉRALE

SOMMAIRE DES RÉSULTATS

L'étude avait pour objectif d'analyser les échanges de carbone au sein d'un parterre de coupe situé en forêt boréale afin de déterminer le bilan annuel en carbone du site sur une durée de deux ans, soit une année avant l'application d'un traitement de scarifiage et une année suivant le traitement, et d'évaluer l'effet du scarifiage et des variations des conditions environnementales sur les échanges de carbone de cet écosystème. Le bilan en carbone du site a été évalué à l'aide de la technique de covariance de turbulences. Les résultats présentés se rapportent à la troisième année suivant la coupe (l'année précédant l'application d'un traitement de scarifiage) et à la quatrième année (après scarifiage).

Les émissions nettes de carbone étaient de 111 (100 – 121) g C m⁻² an⁻¹ avant le scarifiage et de 175 (161 – 196) g C m⁻² an⁻¹ après le traitement. La productivité brute de l'écosystème et l'échange net de carbone ont varié entre les deux années de mesure, mais il n'y avait pas de différence significative en ce qui concerne la respiration de l'écosystème. Pendant l'année suivant le scarifiage, les émissions nocturnes normalisées de CO₂ étaient similaires à celles avant le traitement. Par contre, la fixation diurne nette de CO₂ sous des conditions de croissance non limitantes était généralement inférieure après scarifiage. Puisque les variations interannuelles des conditions environnementales ne peuvent expliquer la totalité des différences entre les bilans annuels en carbone, il est probable que la forte variation des émissions d'une année à l'autre ait été causée par le scarifiage. Le traitement a engendré une diminution de la productivité brute de l'écosystème en raison de la destruction d'une partie de la végétation vivante présente sur le site.

Une analyse des résidus des courbes de réponse à la lumière a démontré que le contenu en eau du sol et le déficit de pression de vapeur étaient, après la lumière, les deuxièmes variables environnementales ayant le plus d'influence sur les flux nets de carbone en 2003 et 2004, respectivement.

IMPLICATIONS

L'étude a permis de confirmer un effet significatif de l'application du traitement de scarifiage sur le bilan en carbone du site. Ainsi, afin d'obtenir un bilan en carbone plus précis à l'échelle régionale, nationale ou globale, il semble important de prendre en compte les différentes interventions sylvicoles au sein des modèles.

Les résultats démontrent toutefois que l'augmentation des émissions de carbone n'a pas été causée par une hausse du taux de respiration tel que nous l'avions préalablement soupçonné, mais par une baisse de la quantité de carbone fixé par la végétation. Il est donc essentiel d'effectuer des mesures sur des sites affectés par une variété de traitements sylvicoles afin de confirmer ou d'infirmer toute hypothèse concernant l'effet des interventions humaines sur les échanges de carbone des écosystèmes forestiers.

Si les résultats de l'étude sont représentatifs des superficies récoltées au Canada au cours des 5 à 10 années suivant la récolte, il est plausible que ces sites constituent des sources de 5 à 10 millions de tonnes de carbone par année, soit l'équivalent des émissions annuelles de 5 à 10 millions d'automobiles. Par conséquent, le temps que mettra un site perturbé à redevenir un puits de carbone sur une base annuelle pourra avoir un impact important sur le niveau des émissions.

D'un autre côté, les perturbations naturelles affectent annuellement une superficie supérieure à la récolte forestière. Ainsi, au Canada, le feu touche de 1 à 8 millions d'hectares de forêt à chaque année et les épidémies d'insectes de 10 à 25 millions d'hectares tandis que la récolte en affecte environ 1 million (Brian Amiro, comm. pers.). L'effet de ces perturbations sur le cycle du carbone diffère, le feu éliminant la matière organique la plus fine tandis que la récolte forestière entraîne l'élimination des matériaux plus grossiers tels que les tiges. Puisque les débris grossiers laissés en place suite au feu peuvent constituer une source de respiration hétérotrophique pendant de nombreuses années, il serait donc logique que la dynamique des échanges de carbone suivant la destruction de la forêt diffère selon le type de perturbation survenue (Coursolle et al., 2005). Ainsi, afin de bien caractériser la dynamique des échanges de carbone suite aux

perturbations, il est nécessaire d'étudier des écosystèmes soumis à différents types de perturbations sur une longue période ou d'analyser des chronoséquences.

LIMITES DE L'ÉTUDE

L'étude porte sur une durée de deux années seulement. Puisqu'une multitude de facteurs reliés aux traitements sylvicoles et aux conditions environnementales ont un impact sur les échanges de carbone du site, il est difficile d'effectuer une différenciation complète entre les effets des différents facteurs sur une période aussi brève. De plus, il n'est présentement pas possible d'évaluer un bilan annuel en carbone spécifique aux différentes zones du site. Par exemple, à la lumière des analyses effectuées, il est actuellement impossible d'estimer les différences de respiration, de productivité brute et de productivité nette de l'écosystème entre les zones mésiques et humides. Il serait toutefois possible de le faire en utilisant un deuxième système de covariance de turbulences. Celui-ci devrait être situé plus près du sol que le système actuel de manière à ce que l'empreinte de flux soit de plus petite dimension. Il suffirait alors de disposer le système à un endroit où l'empreinte ne recouvrirait que l'une ou l'autre des zones du site (Natascha Kljun, comm. pers.). De plus, il est possible que les mesures de respiration du sol effectuées par l'équipe de David Paré du Centre de foresterie des Laurentides du Service canadien des forêts (SCF-CFL) permettent éventuellement de différencier la contribution des différentes zones au bilan en carbone du site.

La durée relativement courte de la présente étude ne permet également pas d'estimer les tendances à long terme. Ainsi, il est actuellement impossible de savoir à quel moment le site deviendra un puits de carbone sur une base annuelle.

RECOMMANDATIONS POUR LES RECHERCHES FUTURES

Sur le site d'étude

Il est essentiel de continuer à effectuer des mesures continues sur ce site, entre autres afin d'être en mesure d'évaluer la dynamique à long terme des échanges de carbone au sein

d'un écosystème perturbé soumis à l'aménagement forestier. Une plus longue série temporelle de données permettrait également de différencier plus efficacement les impacts de la variation des conditions environnementales et des interventions humaines sur les échanges de carbone du site et de mieux quantifier l'importance de ces impacts. Une meilleure description de l'évolution de la végétation du site sur une base annuelle serait également souhaitable afin de mieux caractériser la zone d'étude et d'appuyer les interprétations. De plus, des études sur l'écophysologie de la végétation présente, plus particulièrement sur les principales espèces éricacées (*Kalmia angustifolia* L., *Vaccinium angustifolium* Ait. et *Rhododendron groenlandicum* (Oeder) Kron & Judd), devraient être effectuées puisque très peu de données à leur sujet sont actuellement disponibles.

Il serait aussi intéressant de comparer les échanges de carbone du site avec d'autres peuplements d'âges différents, que ce soit des peuplements matures ou des peuplements d'âge intermédiaire. La comparaison avec une forêt mature est déjà entamée par Onil Bergeron et collègues dans le cadre d'un doctorat, mais celle avec une forêt d'âge intermédiaire n'est pas possible pour le moment en raison de la grande quantité d'équipement et de travail que représente l'établissement d'un nouveau site.

Plusieurs autres recherches menées entre autres par les équipes de Pierre Bernier et David Paré du SCF-CFL sont en cours sur le site. Des mesures de respiration du sol, de stocks de carbone, de production primaire nette et d'incubation de sol ont été effectuées. À ce jour, aucun lien n'a toutefois été effectué entre ces études et les mesures de covariance de turbulences menées par l'équipe de l'Université Laval. Il serait intéressant d'analyser ces jeux de données en commun afin de tenter d'appuyer et d'affiner les conclusions des différents travaux.

Pour la recherche sur les écosystèmes forestiers en général

Un des buts de la prise de données par la méthode de covariance de turbulences est la récolte d'informations permettant de développer et de calibrer différents modèles qui permettront de prédire le comportement futur des écosystèmes et d'évaluer le bilan en carbone à des échelles plus vastes que celle caractérisée par les techniques

micrométéorologiques (Running et al., 1999; Canadell et al. 2000; Chen et al. 2000). Afin de s'assurer que la modélisation donne des résultats valables sous une variété de conditions, il est essentiel de posséder des données provenant de forêts de types, d'origines et d'âges variés.

La dynamique forestière est souvent dirigée par un régime de perturbations. Par exemple, la dynamique de la forêt boréale est régie principalement par le feu, les épidémies d'insectes, le chablis et la coupe forestière (Engelmark, 1999). Il est donc impératif qu'un plus grand nombre d'études porte sur les divers types d'écosystèmes perturbés, puisque jusqu'à maintenant ceux-ci ont été beaucoup moins étudiés que les forêts matures. Parmi les forêts perturbées, celles dévastées par les épidémies d'insectes sont probablement celles auquel le moins d'attention a été portée. Puisque les infestations affectent une très vaste superficie forestière à chaque année, il est essentiel que leur impact sur le bilan en carbone soit évalué.

À ce jour, la récolte et la plantation demeurent les seuls impacts humains sur le cycle forestier du carbone ayant fait l'objet d'études micrométéorologiques. Le nombre d'études demeure toutefois faible. D'un autre côté, puisque les forêts sont souvent soumises à l'aménagement forestier, il est également nécessaire qu'une gamme plus vaste de traitements sylvicoles soit évaluée. Finalement, il est important d'étudier des chronoséquences, c'est-à-dire des sites de nature très similaire supportant des écosystèmes d'âge différent. Cette approche peu utilisée jusqu'à maintenant offre la possibilité d'étudier la dynamique temporelle des échanges de carbone au cours du développement de la forêt sans qu'on ait besoin d'étudier un site unique sur une période de plusieurs décennies (Schulze et al., 1999; Wang et al., 2003).

Bibliographie

- Canadell, J.G., Mooney, H.A., Baldocchi, D.D., Berry, J.A., Ehleringer, J.R., Field, C.B., Gower, S.T., Hollinger, D.Y., Hunt, J.E., Jackson, R.B., Running, S.W., Shaver, G.R., Steffen, W., Trumbore, S.E., Valentini, R., Bond, B.Y., 2000. Carbon metabolism of the terrestrial biosphere: a multitechnique approach for improved understanding. *Ecosystems* 3, 115-130.
- Chen, W., Chen, J., Cihlar, J., 2000. An integrated terrestrial ecosystem carbon-budget model based on changes in disturbance, climate, and atmospheric chemistry. *Ecological Modelling* 135, 55-79.
- Coursolle, C., Margolis, H.A., Barr, A.G., Black, T.A., Amiro, B.D., McCaughey, J.H., Lafleur, P.M., Roulet, N.T., Flanagan, L.B., Bourque, C.P.-A., Arain, M.A., Wofsy, S.C., Dunn, A., Morgenstern, K., Orchansky, A.L., Bernier, P.Y., Chen, J.M., Kidston, J., 2005. Late-summer carbon fluxes from Canadian forests and peatlands along an east-west continental transect. *Can. J. For. Res.* (en revision).
- Engelmark, O., 1999. Boreal forest disturbances. Dans : *Ecosystems of disturbed ground. Ecosystems of the world, Vol. 16.* Édité par L.R. Walker. Elsevier, Amsterdam, pp. 161-186.
- Running, S.W., Baldocchi, D.D., Turner, D.P., Gower, S.T., Bakwin, P.S., Hibbard, K.A., 1999. A Global terrestrial monitoring network integrating tower fluxes, flask sampling, ecosystem modeling and EOS satellite data. *Remote Sens. Environ.* 70, 108-127.
- Schulze, E.-D., Scholes, R.J., Ehleringer, J.R., Hunt, L.A., Canadell, J., Chapin III, F.S., Steffen, W.L., 1999. The study of ecosystems in the context of global change. Dans : *The terrestrial biosphere and global change — Implications for natural and managed ecosystems.* Édité par B.H. Walker, W.L. Steffen, J. Canadell, J.S.I. Ingram. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 19-44.
- Wang, C., Bond-Lamberty, B., Gower, S.T., 2003. Carbon distribution of a well- and poorly-drained black spruce fire chronosequence. *Global Change Biol.* 9, 1066-1079.