

**Validation d'un modèle de rayonnement
net et comparaison de l'équation
d'évaporation d'Hydro-Québec avec
le bilan d'énergie thermique de surface**

Rapport de recherche No R-1036

Décembre 2008

**Validation d'un modèle de rayonnement net et
comparaison de l'équation d'évaporation d'Hydro-Québec avec
le bilan d'énergie thermique de surface**

par

France-Line Dionne
A.I. Ciobanas
A.N Rousseau

Centre Eau Terre Environnement
Institut national de la recherche scientifique
490, rue de la Couronne, Québec (Québec) G1K 9A9

Rapport de recherche No R-1036

Décembre 2008

TABLE DES MATIÈRES

TABLE DES MATIÈRES	III
LISTE DES FIGURES	V
LISTE DES TABLEAUX	VII
1. RÉSUMÉ	1
2. INTRODUCTION	3
3. THÉORIE	5
3.1 Le transport de l'eau à l'intérieur des plantes et la photosynthèse	5
3.2 Contraintes, état optimal et conditions potentielles et actuelles	7
3.3 Les systèmes irréversibles de Prigogine et la théorie constructale	8
3.3.1 Théorie constructale de Bejan.....	8
3.3.2 Théorie des systèmes irréversibles de Prigogine dans l'approximation linéaire des systèmes en non équilibre	9
3.3.3 Comparaison entre les deux théories	12
3.4 Explication de la divergence des travaux de Ciobanas.....	12
4. MODÈLE MATHÉMATIQUE	17
4.1 Modèle de Penman-Monteith.....	17
4.2 Modèle de rayonnement net.....	19
5. RÉSULTATS ET DISCUSSION	23
5.1 Amélioration du programme MatLab	23
5.2 Comparaison entre les rayonnements simulés et mesurés	24
5.3 Comparaison entre l'équation d'Hydro-Québec et la résolution du bilan d'énergie	29
5.4 Comparaison des températures de l'air et de la végétation	31
6. CONCLUSIONS	37
7. RÉFÉRENCES	39
8. ANNEXES	41

LISTE DES FIGURES

Figure 8.1	Régression linéaire entre les rayonnements calculé et mesuré pour Dorval	41
Figure 8.2	Superposition des rayonnements de courtes longueurs d'ondes, mesuré (bleu) et calculé sans couverture nuageuse ($C = 0$) (rouge)	41
Figure 8.3	Superposition des rayonnements de courtes longueurs d'ondes calculé avec couverture nuageuse (tableau 2) (bleu) et mesuré (rouge) à Dorval.....	41
Figure 8.4	Corrélation entre les rayonnements de courtes longueurs d'ondes mesuré et calculé pour Dorval avec couverture nuageuse (Tableau 2)	42
Figure 8.5	Superposition du rayonnement net mesuré (rouge) et du rayonnement net calculé avec couverture nuageuse (Tableau 2) (bleu) pour Québec	42
Figure 8.6	Régression linéaire entre les rayonnements nets mesuré et calculé pour Québec.....	42
Figure 8.7	Superposition de l'évapotranspiration calculée en résolvant le bilan d'énergie et par l'équation d'Hydro-Québec pour Dorval pour une résistance $r_s^{HQ} = 135$	43
Figure 8.8	Corrélation entre l'évaporation journalière et l'évaporation approximative pour Dorval.....	43
Figure 8.9	Corrélation entre la température de la végétation et celle de l'air pour $R_n > 0$ pour la période de croissance pour Dorval	43

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 8.3	Stations d'Environnement Canada analysées	44
Tableau 8.4	Résultats – Rayonnement.....	45
Tableau 8.5	Résultats – E_{HQ} / E_{ex_day} pour la période de croissance.....	46
Tableau 8.6	Résultats – E_{HQ} / E_{ex_day} pour la période de croissance.....	47
Tableau 8.7	Résultats – $T_a = T_{sol}$ pour la période de croissance.....	48
Tableau 8.8	Résultats – $T_a = T_{sol}$ pour la période de croissance.....	49

1. RÉSUMÉ

En utilisant les données météorologiques de différents sites de la province de Québec, on valide un modèle de rayonnement développé par Ciobanas et Rousseau (2008a). Ce modèle permet de déterminer le rayonnement net à la surface de la feuille. Le rayonnement net se divise en trois composantes, dont le rayonnement de courtes longueurs d'ondes incidentes qui est calculée et comparé aux quelques mesures disponibles. Ensuite, on procède de même pour le rayonnement net. En employant ce modèle de rayonnement, on détermine l'évapotranspiration pour plusieurs stations québécoises. On compare l'évapotranspiration calculée en résolvant le bilan d'énergie à la surface de la feuille à celle obtenue par le biais d'une équation empirique développée par Hydro-Québec. On détermine une résistance stomatale r_s^{HQ} pour laquelle les deux façons de procéder coïncident. Ainsi, on évalue dans quelle mesure cette équation est juste, c'est-à-dire en fonction des contraintes extérieures appliquées. L'équation d'Hydro-Québec donne donc une approximation de l'évapotranspiration actuelle, puisqu'une grande résistance stomatale correspond à des conditions pour lesquelles l'eau, la lumière et la chaleur sont limitées. Ensuite, on détermine une résistance stomatale r_s^T pour laquelle la température de la végétation correspond à celle de l'air, c'est-à-dire lorsque la plante est dans son état thermique optimal. On obtient alors des résistances faibles correspondant davantage à l'évapotranspiration potentielle. En effet, sous des conditions potentielles, l'évapotranspiration est élevée puisque la plante n'est pas limitée en eau. Ainsi, l'activité photosynthétique est grande, puisque la seule contrainte l'affectant est la chaleur, si on considère les heures où la lumière du jour est présente. On compare également la résistance stomatale obtenue en considérant les heures où le rayonnement net est supérieur à zéro et en tenant compte de toutes les heures de la journée. Lorsqu'on néglige la nuit, on obtient une résistance plus faible puisque le rayonnement moyen est plus élevé. Dans cette optique, la résistance stomatale constitue un paramètre important dans l'atteinte de l'état optimal des plantes. Les

plantes cherchent à adapter leur température au climat et elles pratiquent la photosynthèse en respectant la disponibilité de l'eau, de la lumière et de la chaleur.

2. INTRODUCTION

L'évapotranspiration correspond à la quantité d'eau transférée du sol vers l'atmosphère par le biais de l'évaporation à la surface de la Terre et de la transpiration des plantes. De toute évidence ce phénomène revêt une importance majeure dans les processus hydrologiques, et ce à plusieurs niveaux. Nécessairement, ce phénomène dépend grandement du climat et des conditions du milieu. En effet, l'évapotranspiration est influencée par trois facteurs majeurs, soit l'accessibilité à l'eau, à la lumière et à la chaleur. Lorsque le milieu est très sec et très chaud, pratiquement toute l'eau est évaporée, tandis que pour les milieux très humides, environ 50% de l'apport en eau par les précipitations est évaporé. La balance est soit emmagasinée dans la nappe phréatique, soit écoulee par ruissellement. C'est pourquoi il est intéressant d'avoir une bonne estimation de l'évapotranspiration, afin de favoriser nombre de domaines, tels que l'agronomie, la météorologie et la climatologie. Évidemment, il est difficile de quantifier l'évapotranspiration, puisque celle-ci dépend des interactions complexes entre le sol, les plantes et l'atmosphère. On doit donc employer des modèles mathématiques permettant de la déterminer. Ainsi, on peut résoudre le bilan d'énergie qui dépend du rayonnement net et des flux de chaleur sensible et latente à la surface de la feuille. Celui-ci est approximativement défini comme suit [W/m^2] :

$$R_n \approx L_e E + H \quad (1)$$

Pour obtenir l'évapotranspiration, on doit donc quantifier le rayonnement net et le flux de chaleur sensible. Parfois, le rayonnement est mesuré directement, ce qui facilite les calculs. Cependant, pour les sites québécois étudiés, les données de rayonnement sont très rares. De ce fait, on doit déterminer le rayonnement net par le biais d'un modèle mathématique. D'ailleurs, cette étude a pour objet de valider un modèle de rayonnement qui tient compte du couvert nuageux et de l'albédo de surface. On procédera en comparant les résultats du modèle aux quelques mesures

disponibles de rayonnement, soit celles de Dorval, Sept-îles et La Grande. En fait, le rayonnement net a trois composantes, soit le rayonnement incident de courtes longueurs d'ondes R_s , les rayonnements de longues longueurs d'ondes vers le sol R_{ld} et vers l'atmosphère R_{lu} . C'est la modélisation de R_s qu'on comparera aux données mesurées. Après avoir validé le rayonnement de courtes longueurs d'ondes, on procèdera de la même façon pour le rayonnement net, en se basant sur les données de la station de Québec.

Suite à la validation du modèle de rayonnement, on l'appliquera afin de déterminer l'évapotranspiration. Dans un premier temps, on déterminera une résistance stomatale r_s^{HQ} pour laquelle l'évapotranspiration obtenue à l'aide d'une équation empirique développée par Hydro Québec correspond à celle calculée en résolvant le bilan d'énergie. Cela permettra de tirer des conclusions quant à la justesse de l'équation d'Hydro Québec qui dépend uniquement des températures minimale et maximale journalières et qui calcule l'évapotranspiration moyenne d'une journée en mm/jour.

Subséquentement, on déterminera une résistance stomatale r_s^T pour laquelle la température de la végétation correspond à celle de l'air ($T_v = T_a$). Ceci correspond à l'état optimal thermique des plantes, tel qu'avancé par Eagleson (2002) dans sa proposition de la chaleur. Évidemment, la résistance stomatale a de l'importance, puisqu'il s'agit du principal mécanisme de régulation thermique de la feuille. On comparera également la résistance stomatale obtenue en considérant seulement les heures où le rayonnement net est supérieur à zéro à celle obtenue pour toute la journée. Évidemment, lorsqu'on néglige la nuit, la résistance stomatale diminue. Lorsqu'il n'y a pas d'ensoleillement, l'activité photosynthétique est nulle. La plante ne consomme donc pas de CO_2 . Ainsi, les stomates sont fermés, ce qui augmente la résistance. Par contre, le jour, lorsque l'eau n'est pas limitée, la plante est active et la résistance diminue permettant la prise de CO_2 et la transpiration, c'est-à-dire la perte hydrique.

3. THÉORIE

Avant d'entrer dans les calculs relatifs à l'évapotranspiration, des lectures ont permis de mieux connaître ce phénomène. Celles-ci portaient sur le transport de l'eau à l'intérieur des plantes, le processus de photosynthèse, la théorie des systèmes irréversibles et l'évapotranspiration. Cette partie expose les connaissances acquises qui sont nécessaires à la compréhension du modèle mathématique utilisé pour les calculs.

3.1 Le transport de l'eau à l'intérieur des plantes et la photosynthèse

En premier lieu, le transport de l'eau à l'intérieur d'une plante s'effectue par convection capillaire due à la différence de pression de l'eau entre les racines et les feuilles.

L'eau est puisée du xylème à l'intérieur des parois cellulaires du mésophylle, où elle évapore dans l'espace aérien de la feuille. La vapeur d'eau sort ensuite de la feuille par les stomates par un phénomène de diffusion moléculaire. La transpiration de la feuille dépend de deux facteurs majeurs, soient (1) la différence des concentrations en vapeur d'eau entre l'espace aérien de la feuille et l'air ambiant qui se trouve tout juste à l'extérieur de la feuille et (2) la résistance à la diffusion r du parcours. La résistance à la diffusion du parcours de transpiration r_s est un facteur important dans le processus de perte d'eau de la feuille. Le contrôle des stomates implique la transpiration de la feuille, de même que la photosynthèse. Puisque la cuticule recouvrant la feuille est quasi imperméable à l'eau. La majeure partie de la transpiration de la feuille résulte alors de la diffusion de la vapeur d'eau à travers les stomates. Ces dernières réduisent la résistance à la diffusion pour permettre la perte hydrique des feuilles.

Le changement de la résistance stomatale est important pour le contrôle (i) de la perte hydrique des plantes, (ii) la température des feuilles et (iii) la fixation du CO_2 lors de

la photosynthèse. Une augmentation de la pression turgescente dans les cellules gardes, qui entourent les stomates, ouvre ces dernières. Les cellules gardes fonctionnent comme des valves hydrauliques multi senseurs. Des facteurs environnementaux tels que l'intensité lumineuse, la température, l'humidité relative et la concentration de CO_2 intracellulaire sont perçues par les cellules gardes, et ces signaux sont intégrés dans une réponse stomatale bien définie.

Comme on le verra plus loin, la modulation de la résistance stomatale permet de calculer le bilan d'énergie à la surface de la feuille. Ce dernier s'écrit comme suit :

$$R_n(1 - f) - H - L_e E = 0 \quad (2)$$

où R_n est le rayonnement net, H est le flux de chaleur sensible, L_e est le flux de chaleur latente, E est le taux d'évaporation et f ($f < 1$) est un facteur de correction qui tient compte des autres termes du bilan d'énergie qui ne sont pas modélisés dans l'étude présente (par exemple : le flux de chaleur dans le sol et le flux de chaleur par advection). H et E sont donnés par les équations suivantes :

$$E = \rho \frac{1}{r_a + r_s} (q_v^* - q_a) \quad H = \rho c_p \frac{1}{r_a} (T_v - T_a) \quad (3)$$

Lorsque l'eau se fait rare dans les feuilles, les stomates se ferment (r_s augmente), réduisant le flux de chaleur latente $E \rightarrow 0$, et maximisant le flux de chaleur sensible $H \rightarrow R_n$. Lorsqu'il y a abondance d'eau dans la plante, les stomates s'ouvrent (r_s diminue). Dans ces conditions, on observe à la surface de la feuille : $H < 0$ et $E > R_n$.

Pour ce qui est du processus de photosynthèse, l'évaporation de l'eau de la plante à l'intérieur des cavités stomatales contribue à la régulation de la température de la feuille qui, à son tour, influence beaucoup l'efficacité du processus de photosynthèse. Il faut noter que la vapeur diffuse à travers les stomates de la feuille, à un taux qui est lié à celui de diffusion du CO_2 à travers les stomates.

3.2 Contraintes, état optimal et conditions potentielles et actuelles

Pour calculer l'évapotranspiration, on analyse l'état optimal de la végétation sous l'influence de trois contraintes majeures, soient, la chaleur, la lumière et l'eau, suivant l'approche développée par Eagleson (2002). L'évapotranspiration actuelle d'une plante tient compte de ces trois contraintes, et se veut ainsi une conséquence des interactions complexes entre le sol, les plantes et l'atmosphère. La plante cherche toujours à atteindre un état optimal en respect des contraintes extérieures qui lui sont appliquées. On note que la contrainte de chaleur est directement liée à la température de la feuille, parce que celle-ci influence l'efficacité de la photosynthèse.

Pour simplifier les calculs, on peut considérer les conditions potentielles, qui favorisent l'évapotranspiration. Ces dernières sont caractérisées par un apport en eau suffisant, c'est-à-dire qu'on néglige la contrainte de l'eau en ne la limitant pas aux racines. L'optimalité bioclimatique sans limite d'apport en eau a pour première condition que les plantes doivent adapter leur température optimale T_m , soit la température à laquelle le taux de photosynthèse est maximal pour une espèce donnée, à la température moyenne des feuilles T_v durant la période de croissance. Évidemment, la température de la végétation dépend grandement de la température de l'air T_a . Eagleson (2002) affirme qu'en moyenne le processus de transpiration est quasi isothermique durant la saison de croissance, et donc que la température moyenne des feuilles T_v est approximativement égale à la température de l'atmosphère T_a . Ainsi, pour les plantes ayant un apport en eau suffisant, on obtient la proposition de la chaleur développée par Eagleson (2002) :

$$T_a = T_v = T_m \quad (4)$$

On peut trouver une résistance stomatale moyenne pour laquelle cette égalité est vérifiée. Cette résistance est le principal mécanisme responsable de la régulation de la température des feuilles, puisqu'elle contrôle le taux de transpiration. Dans les conditions potentielles, la résistance stomatale est relativement faible, puisque la plante peut se permettre d'évaporer de l'eau. De cette façon, elle prend le CO_2

nécessaire à la photosynthèse. Celui-ci diffuse à travers les stomates, tandis que l'air saturé en vapeur d'eau qui se retrouve à la surface évapore. L'évaporation de l'eau de la plante à travers les stomates diffuse vers l'atmosphère à un taux lié de près au taux de diffusion du CO_2 qui se fait dans le sens inverse. La plante doit nécessairement adapter son activité photosynthétique à sa capacité de transport de l'eau. Sur une échelle journalière, elle y parvient par le biais de la modification de la résistance stomatale. Pour des conditions potentielles données, les plantes optimales favoriseront l'évaporation, afin que le flux d'énergie net entrant dans le système soit presque entièrement évacué dans l'atmosphère sous forme de flux de chaleur latente¹. On considère également que la plante est adaptée aux heures d'ensoleillement journalières du Québec et donc qu'elle reçoit suffisamment de lumière pour son activité photosynthétique. Ainsi, la seule contrainte qu'on doit analyser sous les conditions potentielles est la chaleur. On doit donc comparer la température de l'air et de la végétation, puisque la plante cherche toujours à atteindre l'état optimal qui est, habituellement, liée au climat local.

3.3 Les systèmes irréversibles de Prigogine et la théorie constructale

3.3.1 Théorie constructale de Bejan

La théorie constructale d'optimisation sous des contraintes locales, elle explique de manière simple l'émergence de nombreuses formes naturelles, en particulier des structures arborescentes. Cette théorie repose sur l'idée que les flux naissent du principe de maximisation d'accès aux ressources, dans le temps, qui est associée à leur capacité à se transformer.

Cette théorie permet de concevoir des systèmes optimisés en répartissant au mieux les inévitables résistances internes du système conçu.

¹ Voir Ciobanas et Rousseau (2008a) pour démonstration mathématique.

Les recherches de Bejan (1982) ont notamment couvert la minimisation de la génération d'entropie, l'analyse exergetique, la condensation, la convection en milieux poreux, la transition vers la turbulence, etc.

Évidemment, la théorie constructale considère un principe important selon lequel aucun système n'est parfait en conséquence des résistances internes qui sont inévitables. Du point de vue de la théorie constructale, le mieux à faire est de distribuer de manière optimale ces imperfections, et c'est de cette distribution qu'émerge spontanément le système.

Bejan (1982) a énoncé le principe constructal de la façon suivante : « Pour qu'un système fini puisse persister dans le temps, il doit évoluer de manière à offrir un accès maximal aux flux (ressources) qui le traversent ». La loi constructale est le principe qui génère la forme optimale, soit la forme la moins imparfaite qui soit.

La théorie constructale est prédictive et a donc pu être vérifiée. Le principe constructal d'architecture de flux arborescent a ainsi permis de prédire de manière totalement déterministe de nombreuses lois allométriques empiriques.

3.3.2 Théorie des systèmes irréversibles de Prigogine dans l'approximation linéaire des systèmes en non équilibre

Pour les systèmes thermodynamiques en faible non équilibre les flux de chaleur et de masse peuvent être liés linéairement avec les forces qui les produisent (*l'approximation linéaire des processus irréversibles*). Dans ces conditions particulières, Prigogine (1955) a démontré que l'état stationnaire des systèmes en faible non équilibre est caractérisé par un principe d'extremum selon lequel la production d'entropie atteint sa valeur minimale compatible avec les conditions imposées aux frontières.

Pour un système thermodynamique ouvert, la variation de la génération d'entropie par unité de temps peut être séparée en deux termes :

$$\frac{dS}{dt} = \frac{d_i S}{dt} + \frac{d_e S}{dt} \quad (5)$$

où $d_i S \geq 0$ est un terme interne qui est constamment positif (*i.e.*, la génération d'entropie due aux irréversibilités des processus internes de transfert de masse, de l'énergie et des transformations chimiques) et $d_e S$ (sans signe prédéfini) est un terme qui quantifie le transport d'entropie à travers les frontières du système due aux flux de chaleur et de masse échangés par le système avec son environnement. Ainsi, la génération d'entropie par unité de temps est définie comme suit :

$$\wp \equiv \frac{d_i S}{dt}. \quad (6)$$

Le théorème du minimum de génération d'entropie dit que, pour un état stationnaire du système, la condition du minimum de génération d'entropie est valide, c'est à dire que :

$$\frac{\partial}{\partial X_j} \left(\frac{d_i S}{dt} \right) = 0 \quad (j = k + 1, \dots, n) \quad (7)$$

On peut conclure alors que les systèmes thermodynamiques évoluent vers un état stationnaire, c'est-à-dire que durant la période de transition, la génération d'entropie diminue jusqu'à son minimum. C'est ce qui a été prédit par Prigogine (1955).

Dans l'état stationnaire, toutes les variables d'état sont indépendantes du temps, incluant l'entropie. Une génération d'entropie positive doit être compensée par un flux d'entropie négatif, de telle sorte que la variation temporelle totale d'entropie demeure nulle.

Dans un système isolé, l'état stationnaire au non équilibre ne peut pas avoir lieu, car un échange d'entropie avec l'environnement est nécessaire afin de maintenir l'état stationnaire.

L'entropie de la matière entrant dans le système doit être inférieure à l'entropie de la matière allant du système vers le milieu extérieur. D'un point de vue thermodynamique, un système ouvert dégrade la matière qu'il reçoit et c'est cette dégradation qui maintient l'état stationnaire. L'entropie qui s'écoule d'un système dans l'état stationnaire vers l'environnement externe, contribue à l'augmentation de l'entropie externe. Durant l'évolution vers l'état stationnaire, la génération d'entropie diminue et prend sa valeur la plus basse en respect des contraintes extérieures lorsque l'état stationnaire est atteint.

On peut appliquer la théorie des systèmes irréversibles à la biologie, ce qui correspond exactement aux travaux explicités dans ce rapport. La thermodynamique des processus irréversibles est presque entièrement expliquée par l'analyse de la génération d'entropie et l'étude des relations entre les taux et les affinités. Une telle analyse est nécessaire afin de découvrir quels processus deviennent possibles par le biais d'un couplage. La théorie de l'état stationnaire non équilibré peut mener à une meilleure compréhension du comportement global des organismes vivants.

On peut considérer l'évolution des organismes vivants jusqu'à l'état stationnaire se produisant sous un certain nombre de contraintes déterminées par l'environnement extérieur. La nature exacte de ces contraintes peut être explicitée à partir d'une analyse détaillée des processus irréversibles. Peu importe la nature de ces paramètres constants, l'état stationnaire peut être une très bonne approximation de l'état pour lequel la génération d'entropie est à son minimum. Cette description correspond très bien à certaines caractéristiques frappantes des organismes vivants. Premièrement, la stabilité bien connue contre les perturbations extérieures est analogue à la stabilité de l'état stationnaire correspondant à un minimum de génération d'entropie. De plus, lors de la croissance, les organismes vivants montrent une diminution de la génération d'entropie durant l'évolution vers l'état stationnaire. Également, leur organisation augmente généralement durant cette évolution correspondant à la diminution de la génération d'entropie.

3.3.3 *Comparaison entre les deux théories*

En comparant les deux théories, on constate qu'elles permettent toutes deux une meilleure compréhension de certains systèmes. Les deux cherchent à optimiser le fonctionnement interne, donc la structure et la géométrie interne, en fonction des contraintes extérieures. Autant la théorie constructale, qui vise la maximisation des flux, que les processus irréversibles, qui tentent de minimiser la génération d'entropie, de telle sorte que le système soit dans un état le plus optimal possible. Dans le cas de la théorie constructale, on dit que le système doit évoluer de façon à faciliter l'accès aux flux, tandis que dans la théorie des systèmes irréversibles, le système évolue vers l'état stationnaire, toujours en minimisant l'entropie et en optimisant le fonctionnement interne en respect des contraintes extérieures. Les systèmes en non équilibre évoluent vers un état optimal en développant une structure interne adaptée aux flux imposés à la frontière, c'est-à-dire aux échanges d'énergie et de masse entre le système et le milieu environnant. Les deux théories suivent donc une ligne directrice semblable, soit l'atteinte de l'état dit optimal par la minimisation de la génération d'entropie.

3.4 **Explication de la divergence des travaux de Ciobanas**

En se basant sur les articles sur le bilan d'énergie thermique des tourbières et sur la connaissance du processus de photosynthèse des mousses et sphaignes, on peut émettre des hypothèses sur la divergence des résultats obtenus par les travaux de Ciobanas et Rousseau (2008a) en ce qui attrait aux milieux de toundra et de forêts boréales des sites de FLUXNET. Les sites en question sont les numéros 20, 21, 30 et 31, soient 20 et 21: forêt boréale + tourbières et 30 et 31: environnement arctique ou la toundra. Les mousses et les sphaignes, contrairement aux plantes vascularisées, n'ont pas de racines ni de tissus internes conducteur d'eau, le transport d'eau s'effectue par capillarité à partir des couches inférieures. La capacité d'évaporation dépend de l'humidité de la tourbe. Étant donné les effets d'hystérésis, la relation entre la résistance stomatale et le déficit de vapeur est la plus significative. Quant à

la relation entre r_s et $R_n - G$, elle est négative, c'est-à-dire que la résistance stomatale n'augmente pas avec la disponibilité de l'énergie. De ce fait, on ne peut pas expliquer la variation de r_s par la grandeur de l'évaporation potentielle. Kellner et Halldin (2002) a avancé que la sous-estimation des flux de chaleur est possiblement due à : (1) un mauvais contact thermique entre les milieux, (2) une conductivité thermique trop basse entre les couches par rapport au sol et (3) un flux de chaleur convectif par mouvement de vapeur.

Selon les travaux de Kellner et Halldin(2002), r_s représente la surface, ou la couronne de la canopée et dépend de la résistance aérodynamique r_a et de l'énergie disponible. Le modèle de Penman-Monteith considère la même source pour les flux de chaleur latente et sensible, mais ce n'est pas le cas pour une surface de mousse. Il serait préférable d'utiliser un modèle à deux couches séparant les processus de bilan d'énergie par l'évaporation du sol et par la transpiration de la plante. Toutefois, bien que cette méthode décrive mieux la régulation du taux d'évaporation E , des mesures supplémentaires sont nécessaires. En effet, une description plus précise du mécanisme de régulation de l'évaporation par les mousses est requise, de même qu'un modèle décrivant les effets d'advection possibles à l'interface des couches. Cependant, l'hétérogénéité de l'humidité de surface et de la canopée complique grandement la description.

Price (1991) rapporte que, d'après Romanov, le taux d'évaporation diminue drastiquement lorsque la nappe phréatique chute de 15 à 20 centimètres sous la surface. Ces travaux disent également que dans la structure des mousses, les pores sont très larges dans les 3 à 9 centimètres sous la surface, impliquant une capillarité très faible, donc pas d'apport substantiel en eau à la surface.

D'après les travaux de Lafleur et al. (2005), le bilan d'eau détermine le type de tourbières. Les fens sont reliés à l'eau souterraine, c'est-à-dire qu'il y a un accès direct aux nutriments. Les bogs sont isolés hydrologiquement et dépendent des

précipitations pour l'apport en eau et en nutriments. L'évapotranspiration (*ET*) est une composante importante du bilan hydrique. L'évapotranspiration potentielle (*PET*) est la limite supérieure de l'évapotranspiration. La réduction de cette dernière est causée par l'apport restreint d'eau à la surface, soit la diminution de l'évaporation et de la transpiration. La relation entre *ET*, *PET* et la profondeur de la nappe phréatique varie en fonction du type et de la densité de la plante, du profil et de la densité des racines et des propriétés hydrodynamiques de la tourbe.

Dans ses travaux, Admiral et Lafleur (2007) expliquent la différence entre les plantes vascularisées et les mousses et sphaignes. Pour les premières, le passage de l'eau du sol vers l'atmosphère est régulé par l'ouverture des stomates qui influence la transpiration, le transport à travers le xylème et le taux d'absorption par les racines. La lumière, la température et le niveau de nutriments affectent l'ouverture des stomates. Un manque de nutriments limite les fonctions structurales et métaboliques, réduisant ainsi la conductance stomatale maximale. Pour ce qui est des mousses et des sphaignes, l'évaporation vers l'atmosphère est régulée par la force d'attraction de l'eau par les mousses et les sphaignes dans l'écoulement par capillarité et par le gradient de température.

Bref, les divers éléments soulevés ci-dessus permettent d'émettre des hypothèses quant à la divergence des travaux de Ciobanas et Rousseau (2008a) pour les milieux de toundra et de forêt boréale. Ainsi la différence entre les plantes vascularisées et les plantes non vascularisées explique la mauvaise correspondance du modèle de Penman-Monteith, puisque les plantes non vascularisées n'ont pas de stomates. Le modèle PM considère la même source pour *E* et *H* et ce n'est pas le cas pour une surface recouverte de mousses. Pour pallier à ce problème, on propose un modèle à deux couches séparant le bilan d'énergie par l'évaporation du sol et la transpiration de la plante. De plus les mousses ont des pores larges, ce qui implique une capillarité faible, donc pas d'apport substantiel en eau à la surface ($r_s \rightarrow 0$). Évidemment, la toundra et la forêt boréale sont des climats froids, ce qui implique des précipitations

de neige. Malheureusement, le modèle PM ne tient pas compte de la neige et de la fonte printanière. De plus, ce type de climat occasionne une croissance des plantes très lente. Pour les mousses, les feuilles sont simples (une à trois couches de cellules) et sans stomates, la tige ne possède pas de tissus conducteurs comparables à ceux des plantes à graines. Pour ce qui est des tourbières (composées de sphaignes), le bilan hydrique est nul ou positif puisque le relief permet une stagnation d'eau, la pluviométrie importante est supérieure à l'évapotranspiration et le sous-sol rocheux est relativement imperméable, limitant les pertes d'eau par infiltration.

De plus, la tundra est caractérisée par une couche végétale unique, un climat froid et par le pergélisol, c'est-à-dire un sol qui gel et ne dégèle qu'en surface. Il y a donc un long hiver de gel et une courte période végétative. Pour ce qui est de la forêt boréale, il s'agit d'un climat froid, donc des températures annuelles moyennes entre -1°C et 0°C , et des précipitations régulières tout au long de l'année sous forme de brouillard, de pluie et de neige. Bref, il faudrait modifier le modèle afin de tenir compte du climat et de la végétation moins développée.

L'effet de la microtopographie doit être paramétrisé en tenant compte de la fraction de surface des éléments du microrelief. La relation entre le stockage d'eau et le niveau de la nappe phréatique ne doit pas être considérée cas par cas dans un bog, qui est régi par la capillarité, l'hystérésis et les effets de refoulement. Un modèle pourrait être développé, intégrant les effets traditionnels d'hystérésis (causés par la pression d'air entrante), les effets de refoulement dans les tourbières et le gel des tourbières. Également, la matrice d'un sol poreux n'est pas rigide, ce qui permet au sol de stocker l'eau en modifiant le volume de la tourbe, au lieu du contenu en eau de la zone insaturée. Ce phénomène est appelé « respiration de la tourbière ».

Pour que le modèle mathématique corresponde bien à la réalité, il doit tenir compte d'avantage du climat, c'est-à-dire de la neige, et de la végétation et faire la différence entre les plantes vascularisées et non-vascularisées. Évidemment, les dernières sont

plus difficilement modélisables. Kellner et Halldin (2002) ont proposé un modèle à deux couches pour que ce soit plus juste. Cependant, tel que mentionné précédemment, de nouveaux problèmes s'interposent.

4. MODÈLE MATHÉMATIQUE

4.1 Modèle de Penman-Monteith

Le modèle de Penman-Monteith décrit la physique de l'évapotranspiration à la surface du sol sous l'action de trois conditions, soient l'apport d'énergie, l'apport d'eau, de même que la capacité de transport de la chaleur sensible et de la vapeur d'eau de/vers l'atmosphère à la surface du sol. Ces conditions permettent d'estimer l'évapotranspiration réelle. La résistance stomatale dépend de la physiologie des plantes, soit des contraintes externes (température, disponibilité de l'eau dans le sol, et le niveau d'ensoleillement).

Afin de quantifier l'état thermique de la végétation, on doit solutionner le bilan d'énergie à la surface des feuilles. Ce bilan est donné par :

$$\overline{\rho c_p} LAI h \frac{\partial \overline{T_s}}{\partial \tau} = R_n - L_e E - H - G - C - A \quad (8)$$

où $\overline{\rho}$, $\overline{c_p}$ et $\overline{T_s}$ sont la densité [kg/m^3], la chaleur massique [J/kg/K] et la température [K] moyennes des feuilles, h est l'épaisseur de la surface, LAI (*leaf area index*) est une mesure de la structure de la canopée, R_n est la rayonnement net mesuré au-dessus de la végétation, L_e est la chaleur latente unitaire [J/kg], E est le flux massique d'évaporation [kg/s/m^2], H est le flux de chaleur sensible, G est le flux de chaleur du sol [W/m^2]. enfin C et A sont les termes liés à la fixation du CO_2 et à l'advection d'énergie à la frontière du volume de contrôle choisi. L'énergie utilisée pour l'incorporation du CO_2 peut aller jusqu'à 10% du flux d'énergie entrant dans le système, R_n , (Baldochi et al. 2001). Aussi, sur de courtes périodes de temps (< que la journée) le terme de stockage de chaleur dans la biomasse (le terme gauche de l'équation 6) peut s'avérer non négligeable. Les termes C , A , G et le stockage de chaleur ne seront pas modélisés dans l'étude présente. Toutefois on les intègre dans l'équation de bilan sous la forme d'un terme X tel que :

$$R_n - X = L_e E + H \quad (9)$$

On suppose que X dépendra directement du flux net entrant R_n , tel que, $X = f R_n$, où $f < 1$ est une fraction qui demeure pour l'instant indéterminée par des moyens analytiques. Toutefois les mesures des flux de surface de la base de données FLUXNET (Baldochii et al. 2001, Ciobanas et Rousseau 2008a) montrent que f est entre 0.1 et 0.15

Le rayonnement net entrant dans le système R_n représente le bilan de rayonnement nette entre les rayonnements de courtes et de longues longueurs d'ondes à la surface de la Terre. Peu de sites québécois mesurent le rayonnement. De ce fait, on doit utiliser un modèle de rayonnement permettant de déterminer R_n . Pour les calculs sous MatLab, on utilise une généralisation du modèle de Penman-Monteith, soit l'équation de Penman-Monteith qui est définie comme suit :

$$E_{PM} = \frac{\Delta}{\Delta + \psi_{ct}(1 + r_s C_e u)} Q_{ne} + \frac{\psi_{ct}}{\Delta + \psi_{ct}(1 + r_s C_e u)} E_a \quad (10)$$

où E_{PM} est l'évapotranspiration, Δ est le taux de changement de la saturation de l'humidité spécifique avec la température de l'air, soit $\Delta = \frac{e_v^* - e_a^*}{T_v - T_a}$, ψ_{ct} est la

constante psychrométrique définie comme étant $\psi = \frac{c_p P}{0.622 L_e}$, C_e est la chaleur

spécifique définie par $\frac{1}{r_a u}$, r_a est la résistance aérodynamique, r_s est la résistance

stomatiale, Q_{ne} est le rapport entre le flux d'énergie entrant dans le système (dans le cas présent $R_n(1 - f)$) et la chaleur latente L_e et finalement, E_a est définie comme $E_a = C_e \rho_a u (q_a^* - q_a)$, où $(q_a^* - q_a)$ est le déficit de pression de vapeur.

Cette équation est une solution approximative du bilan d'énergie. Cependant, puisqu'on a suffisamment de données météorologiques on appliquera directement le bilan d'énergie, afin de déterminer l'évapotranspiration. Le bilan servira également de référence pour comparer d'autres façons de procéder, dont une équation empirique d'Hydro Québec qu'on définira à la section 4.3.

4.2 Modèle de rayonnement net

Tel que mentionné précédemment, la plupart des sites québécois n'ont pas de données de rayonnement. On doit donc employer un modèle permettant de déterminer le rayonnement net à la surface, R_n . Celui-ci peut être divisée en trois composantes :

$$R_n = R_s(1 - \alpha_s) + \varepsilon_s R_{ld} - R_{lu} \quad (11)$$

où R_s représente le rayonnement global de courtes longueurs d'ondes [W/m^2], α_s est l'albédo de la surface, R_{ld} est le rayonnement atmosphérique de longues longueurs d'ondes vers le bas, ε_s est l'émissivité de la surface et R_{lu} est le rayonnement de longues longueurs d'ondes vers le haut. R_{ld} et R_{lu} s'écrivent :

$$R_{ld} = \varepsilon_{at} \sigma T_{at}^4 \quad \text{et} \quad R_{lu} = \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (12)$$

où T_{at} et T_s sont respectivement les températures de l'atmosphère et de la canopée et du sol qui peuvent être approximées par la température de l'air T_a exprimées en K, ε_{at} est l'émissivité de l'atmosphère et σ est la constante de Stephan-Boltzman, c'est-à-dire $5.6697 \times 10^{-8} \text{ W}/\text{m}^2/\text{K}^4$. Puisque R_{ld} et R_{lu} dépendent uniquement de la température, il ne reste que R_s à déterminer. Le rayonnement incident de courtes longueurs d'ondes dépend de plusieurs paramètres, soient la longitude, la latitude, le jour julien, ainsi que de paramètres décrivant l'état de l'atmosphère. Il est défini comme suit :

$$R_s = k_{ET} T_{total} \left(\frac{1}{1 - \alpha_s \alpha_a} \right) \quad (13)$$

α_a est un paramètre qui dépend de la couverture nuageuse (Ciobanas et Rousseau, 2008b). Premièrement, on doit déterminer le flux de rayonnement extra-terrestre instantané sur un plan horizontal, k_{ET} , soit

$$k_{ET} = I_0 E_0 \cos(\theta) \quad (14)$$

Où I_0 est la constante solaire, c'est-à-dire 1367 W/m^2 , E_0 est la correction d'excentricité et θ l'angle de zénith. Ces deux paramètres sont définis comme étant :

$$E_0 (= r_0^2 / r^2) = 1.00011 + 0.034221 \cdot \cos(\Gamma) + 0.00128 \cdot \sin(\Gamma) + 0.000719 \cdot \cos(2\Gamma) + 0.000077 \cdot \sin(2\Gamma) \quad (15)$$

$$\text{où le jour julien est donné par : } \Gamma = \frac{2\pi(J-1)}{365} \quad (16)$$

$$\cos(\theta) = \sin(\Lambda) \cdot \sin(\delta) + \cos(\Lambda) \cdot \cos(\delta) \cdot \cos(\omega \cdot t) \quad (17)$$

Λ étant la latitude, t le nombre d'heures avant (-) et après (+) le midi solaire réel, ω la vitesse angulaire de la rotation de la Terre ($=2\pi/24 \text{ rad/hr}$) et δ , la déclinaison. Ce dernier paramètre est défini comme suit :

$$\begin{aligned} \delta = & (180/\pi) [0.006918 - 0.399912 \cdot \cos(\Gamma) + 0.070257 \cdot \sin(\Gamma) \\ & - 0.006758 \cdot \cos(2\Gamma) + 0.000907 \cdot \sin(2\Gamma) \\ & - 0.002697 \cdot \cos(3\Gamma) + 0.00148 \cdot \sin(3\Gamma)] \end{aligned} \quad (18)$$

La déclinaison définie ci-dessus est exprimée en degrés. Pour $\cos(\theta)$, seules les valeurs positives sont considérées, puisque les valeurs négatives correspondent aux heures de la nuit, c'est-à-dire lorsqu'il n'y a pas de soleil. Également, pour les

latitudes supérieures à 65° , les jours peuvent ne pas avoir de lever de soleil (période hivernale) ou de coucher de soleil (période estivale).

Évidemment, lors du passage à travers l'atmosphère, le rayonnement solaire s'atténue. On peut donc définir le coefficient de transmission f_{total} multipliant k_{ET} . Celui-ci est défini comme :

$$f_{total} = f_{rg} f_w f_a f_c \quad (19)$$

Où f_{rg} est le coefficient de transmission suite à la diffusion de Rayleigh et à l'absorption par les gaz permanents, f_w est le coefficient tenant compte de l'absorption par la vapeur d'eau, f_a , celui considérant l'absorption par les aérosols et f_c , l'absorption par les nuages.

Ces différents coefficients sont définis comme suit :

$$f_{rg} = 1.021 - 0.84 \left[m (949P \times 10^{-5} + 0.051) \right]^{1/2} \quad (20)$$

où P est la pression atmosphérique qui se retrouve dans la base de données et m est la masse optique de l'air pour une pression de 101.3 kPa, définie comme suit :

$$m = 35 \left[1224 \cos^2(\theta) + 1 \right]^{1/2} \quad (21)$$

$$f_w = 1 - 0.077 (p_w m)^{0.3} \quad (22)$$

où p_w est la vapeur d'eau précipitable, soit :

$$p_w = \exp \left[0.1133 - \ln(\lambda + 1) + 0.0393(1.8t_d + 32) \right] \quad (23)$$

Où t_d est la température du point de rosée et λ est une constante dérivée empiriquement pour une latitude et une saison données. Pour la région de Québec, cette constante est de 2.78.

$$f_a = 0.935^m \quad (24)$$

$$f_c = 0.355 + 0.68(1 - C) \quad (25)$$

où C représente la fraction de ciel couvert par les nuages.

Le terme $\frac{1}{1 - \alpha_s r_c}$ tient compte de la double réflexion subit par le rayonnement, soit par la surface α_s et par les nuages r_c .

Cela complète le modèle de rayonnement net. À partir du rayonnement de courtes longueurs d'ondes calculé R_s , on obtient le rayonnement net R_n . Ce dernier entre dans le bilan d'énergie défini plus haut et permet de le résoudre afin de déterminer le taux instantané d'évapotranspiration E . On peut également employer le modèle de Penman-Monteith pour parvenir à cette fin.

5. RÉSULTATS ET DISCUSSION

Comme mentionné précédemment, la validation du modèle de rayonnement peut se faire en comparant ce dernier avec un modèle physique ou encore directement avec des mesures de rayonnement. Une première section présentera le programme MatLab. Dans la section 4.2, la comparaison entre les valeurs calculées à l'aide du modèle et les données observées de rayonnement mesurés sera présentée pour trois différentes stations de la province de Québec. Puisque deux paramètres du modèle sont inconnus, soient C (fraction de ciel couvert par les nuages) et r_s (résistance stomatale), on observe leur influence sur le taux d'évaporation. Ensuite, dans la section 4.3, on emploiera le modèle de rayonnement afin de calculer l'évapotranspiration, puis on comparera l'équation d'Hydro Québec à ces résultats, afin de déterminer une résistance stomatale pour laquelle les deux méthodes correspondent. Finalement, on déterminera une résistance stomatale pour laquelle la température moyenne de la végétation est le plus près possible de la température moyenne de l'atmosphère.

5.1 Amélioration du programme MatLab

Afin d'utiliser la base de données d'Environnement Canada dans MatLab, on l'a préalablement importée dans une base de données MySQL. Cela a permis de la formater afin de pouvoir l'importer directement dans MatLab, sans avoir à faire une boucle. Ainsi, on a obtenu deux tables, une de données météorologiques et l'autre de données de radiation. Ces tables ont chacune 7 colonnes, soit la station, le champ (température, etc.), l'année, le mois, le jour, l'heure et la valeur mesurée. Puisque la base de données est énorme, on exporte des parties en fichiers textes qu'on appelle ensuite dans MatLab. Ces fichiers sont dits csv (coma separated variable). Ceux-ci contiennent 6 colonnes, soient le champ, l'année, le mois, le jour, l'heure et la valeur pour le site pour lequel on veut effectuer les calculs. Pour créer ce type de fichier, on fait une requête dans la base de données MySQL et on l'exporte. Dans MatLab, on

début par la création d'un fichier avec l'extension « .mat », contenant les tables nécessaires, soient les données météorologiques et/ou de rayonnement. Ensuite, on charge le fichier au début du programme qu'on veut exécuter pour les calculs, par le biais de la commande « load ».

Après la création des fichiers contenant les données, on a débuté les modifications du programme MatLab. Cette étape avait pour but d'accélérer le programme, ce qui a été réussi, puisque le temps d'exécution est passé de 6 minutes et 30 secondes à moins de 2 min. Cela est attribuable à l'élimination de boucles « for », par le biais de la vectorisation, qui est beaucoup plus efficace sous MatLab.

5.2 Comparaison entre les rayonnements simulés et mesurés

Pour les stations québécoises, les données de rayonnement sont rarement mesurées. Cependant, pour trois sites, soient Dorval, Sept-Îles et La Grande, les valeurs mesurées sont disponibles et se retrouvent dans la base de données d'Environnement Canada. C'est à partir de ces données qu'on a validé le modèle de rayonnement et qu'on a déterminé des vecteurs d'albédos et de couverts nuageux donnant des résultats très près des valeurs réelles. Ainsi, on a effectué des calculs, des statistiques et des graphiques permettant d'évaluer la correspondance entre les valeurs mesurées et les valeurs calculées de rayonnement solaire globale. Pour ce faire, on a utilisé les données météorologiques et de rayonnement des trois sites québécois. On a commencé la validation avec les données de Dorval.

Le modèle de rayonnement comprend deux paramètres ajustables, le couvert nuageux, C , et l'albédo α , qui représente la fraction de rayonnement de courtes longueur d'onde réfléchi par la surface, soit la végétation, la neige ou l'eau. Pour ce qui est du couvert nuageux, il est évidemment difficile à simuler. On le définit donc comme un vecteur sur lequel on effectue une boucle lors des calculs. En effet, on a fait varier le couvert nuageux entre 0 et 1 par pas de 0.1, afin de calculer le

rayonnement pour différentes couvertures nuageuses, zéro correspondant à un ciel dégagé. À la fin, on interpole les valeurs de rayonnement mesurées et les valeurs calculées qui sont consignées dans un tableau de dimensions (rayonnement mesuré X couvert nuageux). Cette étape permet de déterminer le couvert nuageux qui donne un rayonnement calculé le plus près du rayonnement mesuré. Toutefois, il est possible que les mesures soient à l'extérieur du tableau, c'est-à-dire plus grand que la valeur obtenue pour un ciel dégagé ou plus petit que celle calculée pour un ciel totalement couvert. Pour pallier à cet inconvénient, on attribue soit la valeur maximale ou minimale au rayonnement mesuré, dépendamment que le couvert nuageux est plus près de 0 ou de 1. Ainsi, le pourcentage de couverts nuageux interpolés non définis calculé dans les statistiques devient le pourcentage de rayonnement calculé approximatif, c'est-à-dire le pourcentage de données de rayonnement mesurées pour lesquelles aucune valeur calculée ne correspond dans le tableau. Ainsi, on obtient le couvert nuageux pour lequel les valeurs calculées correspondent le plus possible aux valeurs mesurées. On peut également se créer un vecteur du couvert nuageux sur une base mensuelle par exemple. C'est d'ailleurs ce qu'on a fait. On a moyenné les couverts nuageux sur les mois. En ce qui concerne l'albédo, on se fie à la littérature dans laquelle on retrouve les albédos pour différentes végétations et surfaces. Ainsi, on peut se créer un vecteur de 12 termes représentant l'albédo pour chaque mois. Pour une surface couverte de neige, l'albédo se situe autour de 0.5, tandis que pour une végétation de conifères, il est plutôt de 0.1. Ainsi, pour un site tel que Sept-Îles, le vecteur représentant l'albédo mensuel pourrait ressembler à :

$$\alpha = [0.5 \ 0.5 \ 0.3 \ 0.2 \ 0.1 \ 0.1 \ 0.1 \ 0.1 \ 0.15 \ 0.15 \ 0.3 \ 0.5] \quad (26)$$

L'albédo étant plus élevé en hiver, il y a donc une plus grande fraction du rayonnement solaire qui est réfléchi.

Pour ce qui est du site de Dorval, on a effectué les calculs pour différents albédos. On a fait quelques statistiques pour valider le modèle. Ainsi, on a calculé l'erreur moyenne entre le rayonnement incident calculé et celui mesuré, la dispersion standard

de cette erreur, le coefficient de corrélation (figure 5), la régression linéaire (figure 1) et le pourcentage de couverture nuageuse interpolés non défini. Les résultats sont indiqués au tableau 2. La particularité du site de Dorval, c'est qu'on a obtenu les meilleures statistiques pour un albédo très faible, soit de 0.1. Cela est surprenant compte tenu de la position géographique de ce site. Cependant, il s'agit d'un aéroport et les données sont souvent prises de façon très locale. Il est donc probable que l'albédo soit différent de nos attentes puisque le rayonnement est fort probablement réfléchi par une surface dégagée (piste d'atterrissage) et non pas un couvert de neige (0.35-0.70) ou une végétation de conifères (0.10-0.15). Pour un albédo constant de 0.1, on obtient une erreur moyenne de 2.5124 W/m^2 , une dispersion de cette erreur de 38.9429, un facteur de corrélation de 0.9727 une régression linéaire, qui est tracé à la figure 1, ayant pour équation :

$$R_{mes} = 0.9742R_{cal} + 6.3305, \quad (27)$$

où R_{mes} et R_{cal} sont les rayonnements mesuré et calculé, 0.9742 est la pente et 6.3305 est l'ordonnée à l'origine, ainsi qu'un pourcentage de couverts nuageux interpolés non définis de 26.0034%. Ces derniers correspondent aux valeurs qui ne se retrouvent pas dans le tableau explicitées précédemment. On les définit donc comme 0 ou 1. Ces statistiques sont très satisfaisantes. L'erreur moyenne est faible. La corrélation est très bonne (figure 5), puisqu'on obtient un facteur près de 1. On le voit aussi avec la régression linéaire, dont la pente est près de 1 et l'ordonnée à l'origine n'est pas trop élevée. La régression linéaire est représentée graphiquement à la figure 1 pour les trois sites utilisés lors de la validation du modèle. Pour ce qui est du pourcentage de couverture nuageuse interpolé non défini, il n'est pas inquiétant, puisqu'il est normal que les données de rayonnement mesurées puissent être à l'extérieur du tableau de rayonnement calculé en fonction du couvert nuageux.

Pour les sites de Sept-Îles et de La Grande, on obtient des statistiques assez similaires. Cependant, la différence entre les statistiques est très faible pour les

différents albédos. Suite à l'analyse statistique, on sélectionne un albédo à l'aide duquel on calcule les moyennes mensuelles de couverture nuageuse. De cette façon, on obtient un vecteur contenant le couvert nuageux pour chacun des mois. Ce vecteur servira éventuellement à calculer le rayonnement à l'aide du modèle de rayonnement pour des sites pour lesquelles les données de rayonnement ne sont pas disponibles. L'albédo qui constitue le choix le plus logique est le suivant :

$$\alpha = [0.35 \ 0.35 \ 0.3 \ 0.2 \ 0.1 \ 0.1 \ 0.1 \ 0.1 \ 0.15 \ 0.3 \ 0.35] \quad (28)$$

En effet, cet albédo est réaliste puisqu'il tient compte de la neige et de la végétation. Les résultats consignés au tableau 2, ainsi que les graphiques tracés, ont été obtenus en tenant compte de cet albédo pour les trois sites à l'étude. On peut donc observer certaines corrélations et correspondance entre les mesures et les valeurs calculées. C'est avec cet albédo qu'on calcule les moyennes de couvert nuageux sur les mois. On obtient :

$$C = [0.6108 \ 0.6133 \ 0.5384 \ 0.6048 \ 0.5389 \ 0.511 \ 0.5098 \ 0.5266 \ 0.5410 \ 0.6077 \\ 0.6872 \ 0.6254] \quad (29)$$

pour Dorval et des couvertures nuageuses un peu différentes, soient plus élevées durant l'été et plus faibles durant l'hiver, pour les deux autres sites. C'est à partir de vecteurs de couvertures nuageuses près de celui-ci qu'on effectuera les calculs de rayonnement permettant subséquentement de calculer l'évapotranspiration à l'aide de l'équation de Penman-Monteith ou en résolvant le bilan d'énergie. La superposition des rayonnements de courtes longueurs d'ondes mesuré et calculé est tracée à la figure 2 lorsqu'il n'y a pas de couverture nuageuse et à la figure 3 pour le vecteur de C mensuel défini ci-dessus. On voit sur la figure 2 que les maximums correspondent assez bien. Par contre, sur la figure 3, on constate que lorsqu'il y a des nuages, les valeurs calculées sont plus grandes que les mesures.

Pour le site de Dorval, on obtient un rayonnement net de 298.8564 W/m^2 , ce qui est assez élevé. Quant au rayonnement incident de courtes longueurs d'ondes, il est de

390.7742 W/m². Évidemment, le rayonnement incident a été vérifié précédemment et le modèle correspond plutôt bien aux mesures. On peut d'ailleurs voir la superposition des mesures et des valeurs calculées à la figure 2. Les rayonnements calculés sont seulement un peu plus élevés que les mesures, comme en témoigne l'erreur moyenne de 2.5124 W/m².

On va ensuite valider le modèle de rayonnement à l'aide des données de rayonnement net mesurées à la station de Québec. On obtient une erreur moyenne de 7.6265 W/m² entre les rayonnements nets mesuré et calculé, les valeurs calculées étant inférieures aux mesures (figure 6). La dispersion est de 46.7036, le facteur de corrélation de 0.9200 et la régression linéaire s'écrit comme suit :

$$R_{mes} = 1.0634R_{cal} - 10.9761 \quad (30)$$

Cependant, on obtient un pourcentage de couvertures nuageuses interpolées non définies de 80.5464, ce qui signifie que la majorité des mesures se retrouve à l'extérieur du tableau. Le couvert nuageux est alors approximé à 0 ou à 1. Cela donne lieu à un vecteur de couverts nuageux qu'on peut qualifier d'inversé par rapport à ceux obtenus pour Dorval, Sept-Îles et La Grande. Celui-ci est défini mensuellement comme :

$$C_n = [0.3141 \ 0.3451 \ 0.4295 \ 0.4644 \ 0.6097 \ 0.7313 \ 0.7973 \ 0.7859 \ 0.6708 \ 0.4949 \ 0.3620 \ 0.2997]. \quad (31)$$

Cela signifie que le ciel serait plus couvert en été qu'en hiver. Si on superpose le rayonnement net mesuré avec celui calculé par le modèle, on obtient le graphique tracé à la figure 6. On constate que le modèle reproduit assez bien les maximums, soit lorsque le ciel est dégagé. Pendant le jour, lorsqu'il y a des nuages, le modèle donne également des rayonnements nets plus grands. Par contre, les rayonnements inférieurs à zéro, c'est-à-dire pendant la nuit, sont trop faibles (grande valeur négative). Une explication probable de la différence des rayonnements mesurés et

calculés la nuit est attribuable à la température du sol. En effet, le rayonnement vers l'atmosphère R_{lu} dépend de la température du sol. Puisqu'il n'y a pas de mesures de cette variable, on l'égalise à la température de l'air. Or, la nuit, la température du sol est de 2 à 5°C inférieure à celle de l'air et pendant le jour, selon le forçage solaire, le sol est plus chaud que l'atmosphère de 2 à 5 degrés en moyenne. Ainsi, l'approximation $T_a = T_{sol}$, a donc pour effet de surestimer le rayonnement de longues longueurs d'ondes vers l'atmosphère pendant la nuit et de sous-estimer pendant le jour. Par conséquent, le rayonnement net calculé sera toujours surestimé (en valeur absolue).

5.3 Comparaison entre l'équation d'Hydro-Québec et la résolution du bilan d'énergie

Pour les calculs permettant de déterminer une résistance stomatale r_s^{HQ} , pour laquelle l'évapotranspiration donnée par l'équation d'Hydro-Québec et celle obtenue en résolvant le bilan d'énergie sont approximativement égales; on a également exporté les fichiers contenant les données météorologiques des sites désirés. On a préalablement sélectionné les dix dernières années de mesures dans la base de données, afin que le temps de calcul ne soit pas trop élevé. On note aussi que pour l'instant, on résout le bilan d'énergie de l'équation (7) en considérant que $f = 0$, c'est-à-dire en négligeant les termes de stockages et de certains flux. Ainsi, on résout le bilan approximatif défini à l'équation 1.

L'équation d'Hydro-Québec est une équation empirique très simple qui dépend uniquement des températures maximum T_M et minimum T_m d'une journée. Elle donne l'évapotranspiration journalière en mm/jour. Elle s'énonce de la façon suivante, où T_M et T_m sont en °C :

$$E = 0.029718(T_M - T_m)e^{0.019\left[\frac{9}{5}(T_M + T_m) + 64\right]} \quad (32)$$

Puisque l'équation d'Hydro-Québec donne une valeur par jour de l'évapotranspiration, on a fait des moyennes journalières de l'évapotranspiration obtenue en résolvant le bilan d'énergie. Les valeurs obtenues de E correspondaient entre elles pour des résistances stomatales, r_s^{HQ} , plus élevées que ce qu'on croyait, soit autour de 150. L'erreur absolue moyenne était autour de 0.01 mm/jour, ce qui est assez satisfaisant. Pour ce qui est des facteurs de corrélation, ils sont près de 0.6, ce qui n'est pas mauvais. La corrélation de Dorval est représentée graphiquement à la figure 5.

Pour la station de Québec 7016294, par exemple, on a obtenu une résistance stomatale de 150 pour une erreur moyenne minimale de 0.0015 et un facteur de corrélation de 0.6341 entre 1996 et 2005 durant la saison de croissance, soit de mai à septembre. Pour ce qui est de la résistance stomatale, on se serait attendu à 60-70, croyant que l'équation d'Hydro-Québec correspondait plutôt aux conditions potentielles, c'est-à-dire lorsque l'apport en eau est suffisant. Une résistance faible aurait été justifiée par une transpiration assez élevée, la plante ayant assez d'eau et donc, une activité photosynthétique élevée.

On explique la résistance stomatale élevée par une proximité de l'équation d'Hydro-Québec à l'évapotranspiration réelle, c'est-à-dire pour des conditions où la plante est soumise aux trois contraintes, soit la disponibilité de l'eau, de la lumière et de la chaleur. La dérivation de l'équation d'Hydro-Québec, nous étant inconnue, on suppose qu'elle a été dérivée en comparant des données mesurées par lysimètre. Ce type de mesure intègre les effets de plusieurs éléments du climat, dont la température, l'humidité, le rayonnement solaire et la vitesse du vent. Généralement, un lysimètre est une cuve cylindrique remplie du même type de sol que celui à l'étude, dont les côtés sont étanches et dont le fond laisse percoler l'eau de façon à ce qu'elle soit récoltée pour faire les mesures nécessaires. Ainsi, il permet d'étudier le comportement de l'eau lors de son parcours du sol vers l'atmosphère par le biais de l'évaporation et de la transpiration des plantes à travers le compartiment

atmosphérique. Le lysimètre donne donc une approximation de l'évapotranspiration sur de courtes périodes.

Puisque le taux d'évaporation calculée à l'aide de l'équation d'Hydro-Québec correspond plutôt selon nos résultats à l'évapotranspiration actuelle, il est normal que l'on obtienne une résistance plutôt élevée, c'est-à-dire autour de 150. On peut donc avancer que cette équation empirique représente assez bien l'évapotranspiration réelle.

5.4 Comparaison des températures de l'air et de la végétation

De la même façon que pour l'équation d'Hydro-Québec, on peut déterminer une résistance stomatale r_s^T pour laquelle les températures de l'air et de la végétation sont très proches. Pour une résistance stomatale fixée dans un domaine entre 0 et 200, on a résolu le bilan d'énergie au sol de l'équation (7) en considérant que $f = 0$. Ainsi on a pu déterminer le r_s^T en utilisant la même procédure que Ciobanas et Rousseau (2008a).

La température de la végétation a une grande influence sur l'activité photosynthétique, puisqu'elle affecte la plupart des réactions biochimiques se produisant à l'intérieur des plantes. Cependant l'efficacité photosynthétique n'évolue pas linéairement suivant la température. Elle atteint un maximum P_m à une température optimale T_m . Celle-ci dépend de la plante en question et du climat auquel cette dernière est adaptée.

Selon Egleason (2002), la température optimale T_m est un facteur déterminant dans l'adaptation des plantes au climat local. Par conséquent, pour atteindre l'optimalité bioclimatique sans limitation d'eau, les plantes doivent adapter cette température à la température moyenne de leurs feuilles durant la saison de croissance, tel que :

$$T_m \approx \overline{T_v} \quad (33)$$

Évidemment, la température de la végétation dépend grandement du climat local et de la résistance stomatale. De ce fait, on détermine une résistance pour laquelle la température de la végétation et celle de l'air sont environ égales, soit :

$$\overline{T_a} \approx \overline{T_v} \quad (34)$$

On obtient cette égalité, pour la station de Québec, à une résistance stomatale de 70 pour toutes les heures du jour et de 10 pour les heures où le rayonnement net est supérieur à zéro seulement, pour la période de croissance, soit de la mi-mai à la mi-septembre. La différence substantielle entre le jour et le jour sans la nuit est attribuable à la lumière. Puisqu'il n'y a pas de lumière la nuit, l'activité photosynthétique de la plante est nulle. De ce fait, celle-ci n'a pas besoin d'ouvrir ses stomates pour prendre du CO₂. Ainsi, la résistance stomatale est assez élevée, et il n'y a donc pas d'évaporation.

Pour ce qui est des heures de jour, la lumière est disponible, donc la plante est active au niveau de la photosynthèse. On pourrait expliquer la faible résistance par la disponibilité de l'eau. En effet, le climat québécois est très humide. Il y a donc toujours suffisamment d'eau dans les racines des plantes pour qu'elles évaporent et prennent leur CO₂ par leurs stomates. Ainsi, la résistance stomatale est faible, puisque toutes les contraintes extérieures, soit la disponibilité de l'eau, de la lumière et de la chaleur, permettent l'évaporation.

La résistance stomatale influence le taux d'évaporation et le flux de chaleur sensible à la surface de la feuille. Pour quantifier ses effets, on peut solutionner approximativement le bilan d'énergie. L'approximation de Penman donne :

$$\frac{e_v^* - e_a^*}{T_v - T_a} \approx \left(\frac{de^*}{dT} \right)_{T_a} = \Delta \quad (35)$$

Où e_v^* et e_a^* sont les tensions de vapeur de saturation [kPa] correspondant aux températures de végétation et de l'air respectivement et $\Delta = (de^*/dT)_{T_a}$ est la pente de la tension de vapeur de saturation à la température de l'air. En utilisant l'approximation ci-dessus, on obtient :

$$T_v - T_a \approx \frac{R_n - \frac{L_e \rho_a}{r_s + r_a} (q_a^* - q_a)}{\frac{\rho_a c_{pa}}{r_a} + \frac{L_e \rho_a}{r_s + r_a} \frac{0.622}{P} \Delta} \quad (36)$$

Lorsque la température de la végétation et celle de l'air sont environ égales ($T_v = T_a$), on obtient que :

$$R_n \approx \frac{L_e \rho_a}{r_s + r_a} (q_a^* - q_a) \quad (37)$$

Ainsi, la nuit, le rayonnement net étant faible ou inférieur à zéro ($R_n \approx 0$), la résistance stomatale r_s^T sera élevée. Le jour, puisque le rayonnement net augmente, la résistance diminue.

Ce qui est important à noter est la différence entre la r_s^T des heures du jour obtenue dans cette étude (≈ 10) et celle calculée par Ciobanas et Rousseau (2008a) en utilisant les mesures de la base de données FLUXNET (≈ 50). Pour donner une explication à cet écart, on regardera premièrement les variables qui influencent la r_s^T . Si on réécrit l'équation précédente en isolant r_s^T , on obtient que la résistance stomatale lorsque la température de l'air et la végétation sont égales est donnée par :

$$r_s^T \approx \frac{L_e \rho_a}{R_n} q_a^* (1 - \phi) - r_a \quad (38)$$

On voit dans cette équation que r_s^T est fonction de quatre variables, soit le rayonnement net, l'humidité relative, la température de l'air et la résistance aérodynamique. Pour ce qui est de l'humidité relative φ et de la température de l'air T_a , leur degré d'incertitudes est faible, puisqu'ils ont été mesurés. Par contre, la résistance aérodynamique et le rayonnement sont calculés par le biais de modèles simplifiés. Indubitablement, on peut donc s'attendre à ce que leur degré d'incertitudes soit beaucoup plus élevé.

En ce qui concerne la résistance aérodynamique, elle a été calculée à l'aide du modèle simpliste suivant (Brutsaert 2005) :

$$r_a = \frac{1}{C_e u} \quad (39)$$

où u est la vitesse du vent, qui est mesurée et C_e est un coefficient de transfert défini comme suit :

$$C_e = \frac{k_{ct}^2}{\ln[(z - d_0)/z_0] \ln[(z - d_0)/z_{0v}]} \quad (40)$$

où k_{ct} est la constante de von Karman (≈ 0.4), z est la hauteur de prise de mesure de la vitesse du vent (≈ 2 m), $d_0 = h_0/2$ et h_0 est la hauteur moyenne de la végétation ($10z_0$) et z_0 et z_{0v} sont les longueurs de rugosité ($z_0 = 0.04$ m et $z_{0v} = h_0/100$). On a vérifié la justesse de la r_a en la calculant avec un deuxième modèle (Ciobanas et Rousseau 2008a) dépendant de la vitesse de friction u^* , qui elle est approximativement égale à $u/10$. Les deux modèles correspondaient assez bien.

De ce fait, on attribue l'erreur surtout au rayonnement net. Évidemment, si on réfère à l'équation de r_s^T ci-dessus, on constate que, lorsque la radiation augmente, la résistance stomatale diminue. Toutefois, les calculs obtenus avec les données de FLUXNET sont difficilement comparables à ceux obtenus à partir des mesures d'Environnement Canada. Cela est attribuable à l'altitude à laquelle les mesures sont

prises. En effet, les données de FLUXNET ont été mesurées à une hauteur entre 20 et 30 mètres par rapport au sol, tandis que les stations d'Environnement Canada sont situées à 2-3 mètres du sol. Évidemment, à 20 mètres d'altitude, la vitesse du vent est plus grande. Ce qui correspond à une augmentation de la résistance r_s^T . Quant à la température, elle diminue. De plus, la végétation est différente pour ces deux altitudes. De ce fait, la rugosité est plus élevée pour les données de FLUXNET, puisqu'on se situe davantage à la cime des arbres.

Évidemment, il faut relativiser. Le rayonnement obtenu à l'aide du modèle de rayonnement a été calculé en fonction d'albédos et de couvertures nuageuses constants sur un mois. Cela a évidemment des répercussions sur la justesse du rayonnement. Le couvert nuageux est donné sous une base mensuelle, alors qu'en réalité, il varie énormément dans une même journée. Bien que le modèle de rayonnement corresponde aux mesures de rayonnement net pour le site de Québec, on croit qu'il demeure plus élevé.

Un autre point très important est l'approximation des termes A , C et G qu'on considère négligeables ($f = 0$) dans le bilan d'énergie au sol (voir équation 6). Ceci est rarement vrai. Un facteur de correction inférieur à 1, tel que dans l'équation 2, devrait diminuer le flux de chaleur dans le sol, $R_n(1-f)$. On refait alors les calculs en utilisant un facteur de correction $f = 0.15$ tel que celui obtenu par Ciobanas et Rousseau (2008a) avec les mesures FLUXNET. On obtient des résultats quelques peu différents (voir Tableaux 5 et 6). En effet, la résistance stomatale pour laquelle l'équation d'Hydro-Québec correspond à la résolution du bilan d'énergie, diminue de 20 en moyenne. Pour ce qui est de la résistance r_s^T pour laquelle la température de la végétation égale celle de l'air, elle augmente légèrement. Ainsi on s'approche un peu plus de nos prédictions initiales. Les statistiques obtenues avec ce facteur sont compilées dans les tableaux 3 et 4 pour les sites de Québec, Dorval, Sept-Îles et La Grande. En général, les corrélations sont supérieures à celle obtenue avec des rayonnements nets non corrigés.

6. CONCLUSIONS

En utilisant les données de la base de données d'Environnement Canada, on a validé le modèle de rayonnement développé par Ciobanas et Rousseau (2008a). On a obtenu de très bonnes corrélations entre les mesures et les valeurs calculées, autant pour le rayonnement incident de courtes longueurs d'ondes que pour le rayonnement net. En effet, le rayonnement incident est très bien reproduit par le modèle qui prend en compte le flux de rayonnement extra-terrestre instantané sur un plan horizontal, un facteur de transmission total dépendant des nuages et des gaz dans l'air et d'un terme qui traduit la double réflexion subis par le rayonnement. Le rayonnement net correspond également assez bien. Toutefois, les rayonnements négatifs, soit durant la nuit, sont un peu amplifiés par le modèle. On attribue cette différence à la température du sol qui est approximée à celle de l'air, mais qui est, en réalité, plus faible. Pendant la journée, c'est plutôt l'inverse, c'est-à-dire $T_{sol} > T_a$.

En se référant au bilan d'énergie, on constate qu'il ne balance pas, c'est-à-dire qu'il n'est pas nul. Le rayonnement net doit être corrigé à la baisse afin que le bilan ferme.

Pour ce qui est de l'équation empirique développée par Hydro-Québec, elle donne une évapotranspiration semblable au modèle pour des résistances stomatales r_s^{HQ} élevées, soient autour de 130 en tenant compte du facteur de correction. Cela signifie qu'elle correspond davantage à l'évapotranspiration actuelle. On suppose qu'elle a été dérivée à partir de mesures prises avec un lysimètre.

En ce qui concerne l'état bioclimatique optimal, c'est-à-dire lorsque les températures de l'air et de la végétation sont égales, il est atteint pour des résistances stomatales r_s^T autour de 75 pour toutes les heures et de 15, lorsqu'on néglige les heures où le rayonnement net est inférieur à zéro, soit la nuit, pour des rayonnements corrigés. Ces résistances correspondent plutôt aux conditions potentielles. Cela signifie qu'il y a suffisamment d'eau dans les racines de la plante pour qu'elle puisse transpirer.

L'activité photosynthétique est également favorisée, tel qu'en témoigne la résistance stomatale extrêmement faible pour les heures d'ensoleillement. La différence entre le jour et la nuit réside dans le fait que, la nuit, le rayonnement net est beaucoup plus faible par rapport au jour. Ceci correspond au fait que pendant la nuit, les stomates sont fermés. Cependant, la résistance r_s^T est plus faible que prévu, si on compare aux résultats obtenus par Ciobanas et Rousseau (2008a). Des résistances aussi faibles seraient justifiables par un climat extrêmement humide. Or, ce n'est pas tout à fait le cas. On attribue plutôt les faibles résistances au fait que les mesures sont prises à des stations météorologiques de faibles altitudes et non pas au-dessus des arbres. Ceci rend difficile l'interprétation de r_s^T obtenue dans cette étude.

7. RÉFÉRENCES

Admiral, S., Lafleur, P., 2007. Modelling of latent heat partitioning at a bog peatland. *Agricultural and Forest Meteorology*, 144, 213–229.

Baldocchi, D. et al., 2001. FLUXNET: a new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapour and energy flux densities. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 82, 2415-2434

Bejan, A., 1982. *Entropy Generation Through Heat and Fluid Flow*. John Wiley & Sons. NY, USA

Brutsaert, W., 2005. *Hydrology. An Introduction*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Ciobanas, A.I., Rousseau, A.N., 2008a. Quantifying the average potential state of the canopy using the bioclimatic optimality hypothesis. Article proposé le 30/04/2008 au *Ecological Modelling*

Ciobanas, A.I., Rousseau, A.N, 2008b. An attempt to understand the Hydro-Québec evapo-transpiration equation. Article en preparation.

Eagleson, P., 2002. *Ecohydrology. Darwinism Expression of Vegetation Form and Function*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Kellner, E., Halldin, S., 2002. Water budget and surface-layer water storage in a *Sphagnum* bog in central Sweden. *Hydrol. Processes*, 16(1) : 2599-2605.

Lafleur, P.M., Hember, R.A., Admiral, S.W., Roulet, N.T., 2005. Annual and seasonal variability in evapotranspiration and water table at a shrub-covered bog in southern Ontario, Canada. *Hydrol. Processes*, 19(18) : 3533-3550.

Price, J.S., 1991. Evaporation from a blanket bog in a foggy coastal environment. *Boundary Layer Meteorol.* 57, 391–406.

Prigogine, I., 1961. *Introduction to Thermodynamics of Irreversible Processes.* Interscience Publishers

Taiz, L., Zeiger, E., 2002, *Plant Physiology*, 3rd Edition. Sinauer Associates, Inc., Sunderland, Massachusetts

8. ANNEXES

Figure 8.1 Régression linéaire entre les rayonnements calculé et mesuré pour Dorval

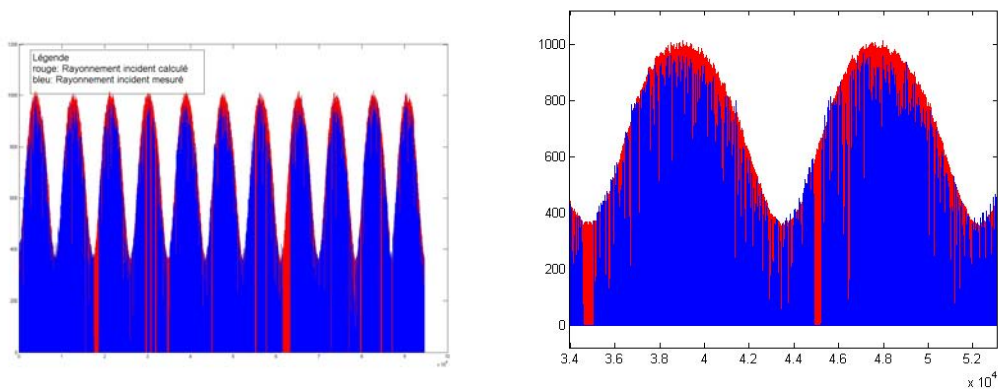


Figure 8.2 Superposition des rayonnements de courtes longueurs d'ondes, mesuré (bleu) et calculé sans couverture nuageuse ($C = 0$) (rouge)

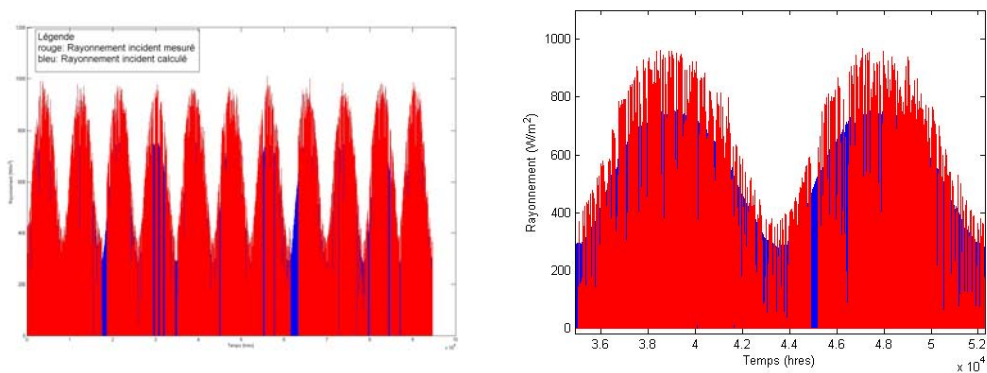


Figure 8.3 Superposition des rayonnements de courtes longueurs d'ondes calculé avec couverture nuageuse (tableau 2) (bleu) et mesuré (rouge) à Dorval

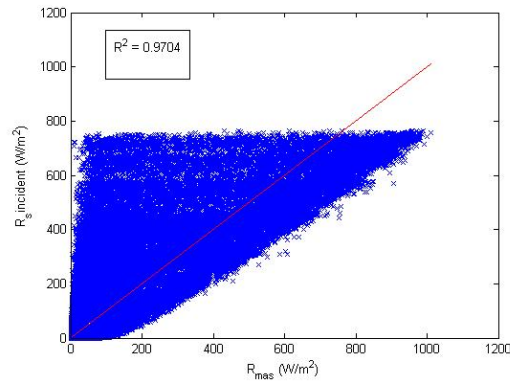


Figure 8.4 Corrélation entre les rayonnements de courtes longueurs d'ondes mesuré et calculé pour Dorval avec couverture nuageuse (Tableau 2)

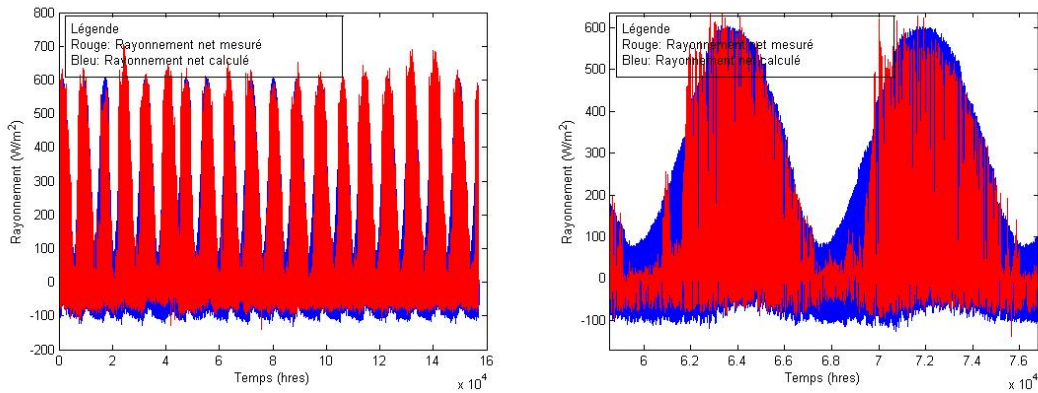
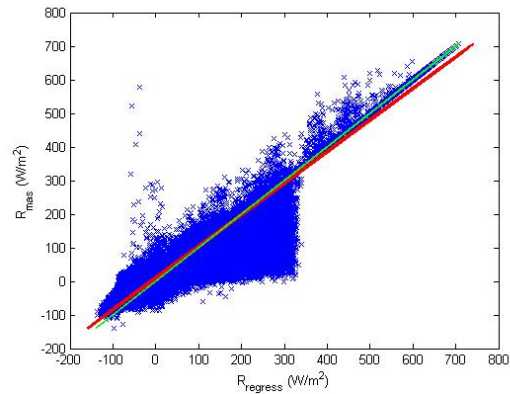


Figure 8.5 Superposition du rayonnement net mesuré (rouge) et du rayonnement net calculé avec couverture nuageuse (Tableau 2) (bleu) pour Québec



$$R_{mes} = 1.0634R_{cal} - 10.9761$$

Figure 8.6 Régression linéaire entre les rayonnements nets mesuré et calculé pour Québec

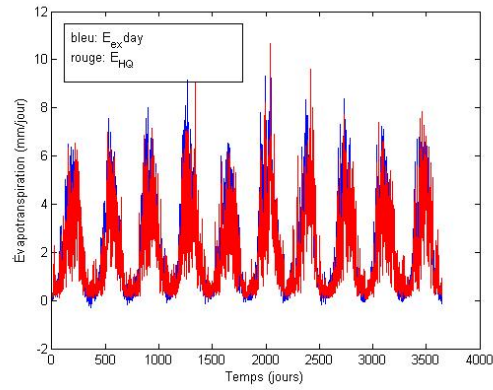


Figure 8.7 Superposition de l'évapotranspiration calculée en résolvant le bilan d'énergie et par l'équation d'Hydro-Québec pour Dorval pour une résistance $r_s^{HQ} = 135$

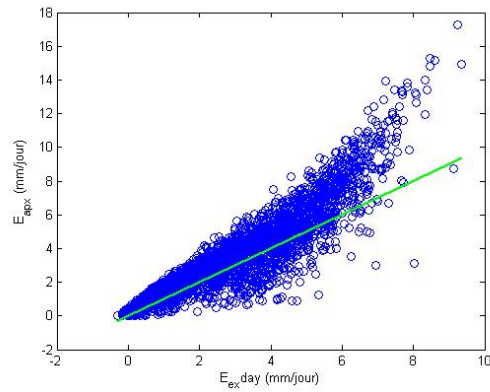


Figure 8.8 Corrélation entre l'évaporation journalière et l'évaporation approximative pour Dorval

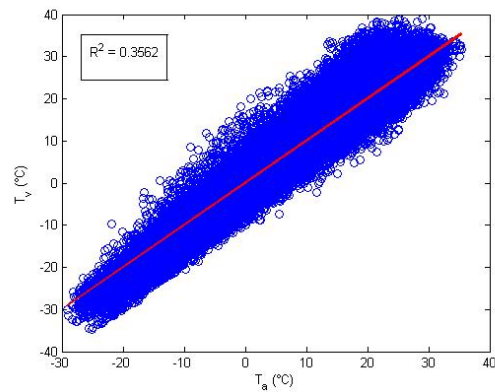


Figure 8.9 Corrélation entre la température de la végétation et celle de l'air pour $R_n > 0$ pour la période de croissance pour Dorval

Tableau 1

Tableau 8.1 Stations d'Environnement Canada analysées

(a) Pour la validation du modèle de rayonnement

No	Station	Lat/Long	Élévation	Période
7025250	Dorval	45.47/-73.75	36	
7047912	Sept-Îles	50.22/-66.27	55	
7093GJ3	La Grande	53.75/-73.67	306	

(b) Pour l'évapotranspiration

No	Station	Lat/Long	Élévation	Période
7016294	Québec	46.8/-71.38	73	01/01/1996 au 31/12/2005
7025250	Montréal	45.47/-73.75	36	01/01/1996 au 31/12/2005
7028124	Sherbrooke	45.43/-71.68	241	01/01/1996 au 21/01/2005
7040440	Baie-Comeau	49.13/-68.2	22	01/01/1996 au 21/01/2005
7047910	Sept-Îles	50.22/-66.27	55	01/01/1996 au 31/12/2005
7052605	Gaspé	48.77/-64.48	33	01/01/1996 au 31/12/2005
7053KGR	Îles-de-la-Madelaine	47.42/-61.78	8	01/01/1996 au 31/12/2005
7056616	Rivière-du-Loup	47.8/-69.55	149	01/01/1996 au 31/12/2005
7086716	Rouyn	48.25/-79.03	318	01/01/1996 au 31/12/2005
7093GJ3	La Grande	53.75/-73.67	306	01/01/1996 au 31/12/2005
7098600	Val d'Or	48.07/-77.78	-	01/01/1996 au 31/12/2005
7117825	Knob Lake	54.83/-66.7	-	01/01/1996 au 31/12/2005

Tableau 8.2 Résultats – Rayonnement

No	Erreur moyenne	Dispersion	R ²	Régression Linéaire $y = ax+b$	Pourcentage De Ct_interp	Ct_mois
	W/m ²				%	
7025250	3.6947	40.5652	0.9704	b=7.4796 a=0.9744	26.5801	0.6108 0.6133 0.5384 0.6048 0.5389 0.5111 0.5098 0.5266 0.5410 0.6077 0.6872 0.6254
7047912	4.5492	40.3078	0.9647	b=7.9796 a=0.9741	26.2236	0.4942 0.4678 0.5200 0.5585 0.5613 0.5518 0.5571 0.5323 0.5594 0.5863 0.5858 0.5503
7093GJ3	1.8469	31.8703	0.9731	b=4.3782 a=0.9778	29.8450	0.5631 0.5495 0.5127 0.5173 0.5923 0.6085 0.6243 0.6748 0.7914 0.7799 0.7592 0.6745

Tableau 8.3 Résultats – E_{HQ} / E_{ex_day} pour la période de croissance

No	E_{HQ} / E_{ex_day}				Rég. Lin $y=ax+b$. b, a
	Err.min	r_s^{HQ}	Disp.	R^2_{HQ}	
	mm/jour	s/m			
7016294	0.0026	150	1.0204	0.6344	1.6244 0.5345
7025250	$5.1152e^{-4}$	175	0.9799	0.6132	1.7035 0.5328
7028124	0.0134	140	1.2882	0.4153	2.0718 0.4702
7040440	0.0120	170	0.9079	0.5021	1.3692 0.4447
7047910	0.2814	200	0.7220	0.5454	1.1255 0.5888
7052605	0.0083	165	1.1786	0.6144	1.6790 0.5178
7053KGR	0.2798	200	0.6561	0.4486	1.0451 0.5210
7056616	0.0028	195	0.9293	0.4798	1.4296 0.4843
7086716	0.0044	150	1.0396	0.6647	1.4761 0.5686
7093GJ3	$7.2051e^{-6}$	170	0.8579	0.7347	0.7030 0.7391
7098600	0.0081	145	1.0219	0.6633	1.3867 0.6052
7117825	0.0059	190	0.6471	0.7264	0.5663 0.7132

Tableau 8.4 Résultats – E_{HQ} / E_{ex_day} pour la période de croissance
Avec rayonnement net divisé par un facteur de correction de 1.3

No	E_{HQ} / E_{ex_day}				Rég. Lin. $y=ax+b$ b, a
	Err.min mm/jour	r_s^{HQ} s/m	Disp.	R^2_{HQ}	
7016294	0.0017	110	1.0094	0.6397	1.5717 0.5494
7025250	0.0014	135	0.9644	0.6226	1.6253 0.5545
7028124	0.0012	85	1.2679	0.4315	2.0286 0.4776
7040444	0.0039	130	0.8575	0.5576	1.2659 0.4926
7047910	0.0134	195	0.6683	0.6111	0.8813 0.5642
7052605	0.0210	120	1.1156	0.6547	1.5467 0.5596
7053KGR	0.0778	200	0.6400	0.4657	0.8888 0.4924
7056616	$5.1915e^{-4}$	130	0.8784	0.5357	1.3328 0.5204
7093GJ3	0.0217	150	0.8328	0.7500	0.6605 0.7468
7098600	0.0160	105	0.9916	0.6817	1.2814 0.6328
7117825	0.0108	165	0.6208	0.7483	0.5458 0.7318

Tableau 8.5 Résultats – $T_a = T_{sol}$ pour la période de croissance

No	T_a / T_{sol} pour les heures de jour					T_a / T_{sol} pour toutes les heures				
	Err.min	r_s^T	Disp.	R^2_T	Rég. Lin.*	Err.min	r_s^T	Disp.	R^2_T	Rég. Lin.*
	mm/jour	s/m			b a	mm/jour	s/m			b a
7016294	0.1656	10	3.7000	0.3728	4.1581 0.8580	0.0120	70	4.1846	0.5989	2.4214 0.6791
7025250	0.1375	15	3.4346	0.3562	4.4541 0.9071	0.0199	95	4.2081	0.5912	2.4066 0.6670
7028124	1.3310	10	4.1031	0.2459	4.2298 0.6009	0.0448	40	4.3554	0.3359	3.3258 0.5717
7040440	0.7318	10	3.2219	0.4245	3.3118 1.0891	0.0313	50	3.7116	0.5276	2.3601 0.7721
7047910	1.0035	10	3.4134	0.4521	3.1481 1.4356	0.0547	40	4.0239	0.5537	2.3400 1.1423
7052605	0.4005	10	4.0416	0.5013	3.7687 0.9779	0.0416	60	4.4761	0.6078	2.5903 0.7439
7053KGR	0.6563	10	2.4966	0.2646	3.8447 1.2244	0.0119	45	3.0039	0.3876	2.5043 0.9754
7056616	1.9535	10	4.1838	0.3869	3.0736 0.8097	0.0083	45	5.0651	0.4737	2.4337 0.7125
7086716	0.00357	10	4.1757	0.4228	3.8218 0.8966	0.0206	90	4.7618	0.6403	1.9789 0.6702
7093GJ3	0.0122	10	3.7243	0.6077	2.4116 1.4667	0.0343	70	4.0076	0.7175	1.2788 1.0410
7098600	0.3964	10	3.9485	0.5013	3.3919 0.9740	0.0178	65	4.3533	0.6391	2.1033 0.7694
7117825	0.1618	10	3.1970	0.5678	2.3013 1.5515	0.0172	65	3.5550	0.7068	1.1923 1.1138

* $y = ax + b$

Tableau 8.6 Résultats – $T_a = T_{sol}$ pour la période de croissance
Avec rayonnement net divisé par un facteur de correction de 1.3

No	T_a / T_{sol} pour les heures de jour					T_a / T_{sol} pour toutes les heures				
	Err.min	r_s^T	Disp.	R^2_T	Rég. Lin.*	Err.min	r_s^T	Disp.	R^2_T	Rég. Lin.*
	mm/jour	s/m			b a	mm/jour	s/m			b a
7016294	0.0246	20	3.1726	0.4124	3.1056 0.7739	0.0224	100	3.5741	0.6304	1.6581 0.5673
7025250	0.1081	35	2.9057	0.4350	3.0712 0.7949	0.0199	95	4.2081	0.5912	2.4066 0.6670
7028124	0.3327	10	3.6475	0.2511	3.4493 0.5632	0.0224	65	3.7650	0.4044	2.2623 0.4999
7040440	0.0642	10	2.8888	0.4092	2.7553 1.0592	0.0153	70	3.1981	0.5422	1.6972 0.6577
7047910	0.3024	10	3.0390	0.4388	2.5715 1.3963	0.0251	60	3.4857	0.5835	1.6149 0.9729
7052605	0.0741	15	3.5746	0.5129	2.9539 0.9083	0.0315	90	3.9102	0.6427	1.7691 0.6239
7053KGR	0.1771	10	2.1984	0.2551	3.3933 1.1927	0.0081	60	2.5947	0.4025	1.9028 0.8615
7056616	1.0298	10	3.7147	0.3777	2.4886 0.7744	0.0337	70	4.4481	0.5074	1.7005 0.6189
7093GJ3	0.0986	15	3.4426	0.6240	1.9966 1.3713	0.0110	90	3.6637	0.7353	0.9542 0.9201
7098600	0.1146	20	3.4548	0.5392	2.4474 0.8861	0.0112	95	3.7262	0.6757	1.3564 0.6535
7117825	0.0897	15	2.9298	0.5891	1.9038 1.4531	0.0151	80	3.2311	0.7246	0.9249 1.0008

* $y = ax + b$