

1 Services hydrologiques des milieux humides

Cette section se penche spécifiquement sur les éléments méthodologiques requis pour l'évaluation des services hydrologiques des milieux humides sur le bassin versant de la rivière Saint-Charles.

1.1 Prise en compte des milieux humides dans la modélisation hydrologique

Cette section vise plus spécifiquement à décrire le modèle de simulation de l'impact des milieux humides sur l'écoulement terrestre et l'interaction des milieux humides avec les tronçons.

Afin de permettre une bonne compréhension de la modélisation des milieux humides, une description détaillée du modèle est présentée subséquemment. Cette description est reprise des travaux de Rousseau *et al.* 2012.

1.1.1 Concept de milieu humide équivalent

Dans un premier temps, la prise en compte des milieux humides s'amorce dans le SIG PHYSITEL. Sur la base de la carte détaillée de l'occupation des sols, incluant les milieux humides (MH), le SIG PHYSITEL procède alors au calcul de l'aire de chacun des MH. Cette aire est considérée comme l'aire maximale occupée par le MH. Par la suite, en associant la carte des orientations des écoulements, l'aire drainée par chacun des MH est calculée. À ce stade, la distinction typologique entre MH riverain et isolé se fait alors selon un pourcentage de contact (ou seuil d'adjacence) avec le réseau hydrographique, versus l'aire totale du MH. Ce seuil est fixé par l'utilisateur (dans le cas présent, le seuil a été fixé à 1 %). Un seuil de 1% signifie qu'un milieu humide, sera considéré comme un milieu humide riverain si 1% de sa superficie est en contact avec un cours d'eau. À noter que les milieux humides en contact avec des lacs sont considérés comme des milieux

humides isolés exclusivement en raison des limites d'HYDROTEL dans la représentation des niveaux ou hauteurs d'eau pour ces étendues d'eau. Finalement, une nouvelle carte est produite par le SIG PHYSITEL visant à illustrer les MH riverains et isolés ainsi que leurs aires drainées respectives.

La représentation des MH au sein du modèle hydrologique HYDROTEL et leur définition au sein du SIG PHYSITEL s'appuie aussi sur le concept de milieu humide équivalent proposé par Wang *et al.* 2008. Ce concept assume que, pour un sous-bassin donné, l'aire occupée par l'ensemble des MH peut être considérée comme une aire unique égale à la somme des aires des MH comprises dans le sous-bassin, qui correspond à ce qu'on appelle un milieu humide équivalent (MHE). Ce concept s'applique pour chacune des typologies précédemment définies (milieux riverains et isolés) par la sommation des paramètres définis (aire maximale et aire drainée) à l'échelle de l'UHRH.

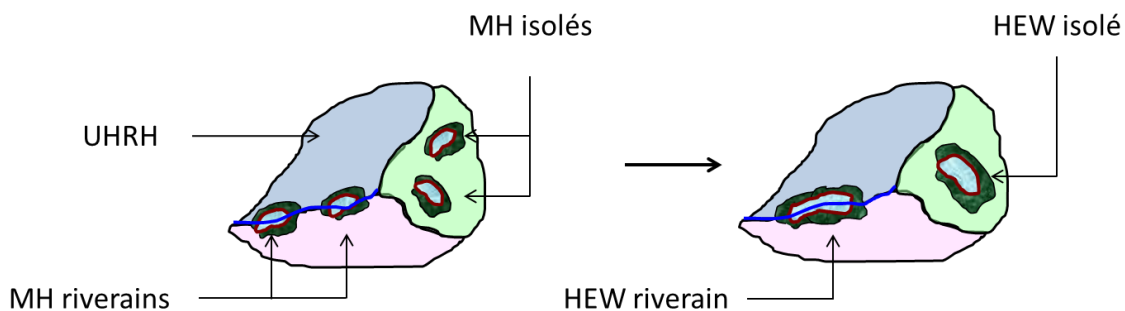


Figure 1.1 Schéma illustrant le concept de milieu humide équivalent et le découpage de sous-bassin en versants (UHRH)

Deux points sont à noter lors de cette étape. Un UHRH ne peut accueillir qu'un seul milieu humide équivalent (MHE) par typologie, soit un MHE isolé et un MHE riverain. Aussi, un MHE situé sur plusieurs UHRH est alors réparti sur chacun des UHRH en respectant les proportions de recouvrement initiales. De cette manière chacun des UHRH se retrouve avec un unique MHE par typologie dont l'aire maximale et l'aire drainée respectent les conditions initiales issues du traitement cartographique basé sur les orientations d'écoulements. Enfin, le MHE isolé n'est pas spatialisé sur l'UHRH et ne correspond alors qu'à une seule intégration numérique. Le MHE riverain, quant à lui est

localisé sur le tronçon du réseau hydrographique et son centre correspond au centroïde (ou barycentre) de chacun des MH riverains avec l'hypothèse d'une répartition égale de part et d'autre de son centre. Cette localisation intervient lors du calcul ultérieur de la hauteur d'eau au sein du modèle HYDROTEL. L'aire drainée, quant à elle, est conservée et intégrée comme valeur numérique.

1.1.1.1 Processus de modélisation des milieux humides

Suivant l'identification des milieux humides par PHYSITEL, le développement d'HYDROTEL consiste en la prise en compte des MH, par l'ajout d'un module supplémentaire, afin de simuler leurs effets particuliers sur la réponse hydrologique à l'échelle du bassin versant.

Sous un aspect général, l'intégration des MH au sein du modèle HYDROTEL se fait à des niveaux différents. En effet, les MH isolés sont pris en compte au niveau des processus du bilan d'eau vertical BV3C alors que les MH riverains sont intégrés au niveau des écoulements par le réseau hydrographique.

La figure 1.2 ci-dessous présente le schéma d'ensemble de l'intégration des milieux humides dans le modèle hydrologique HYDROTEL.

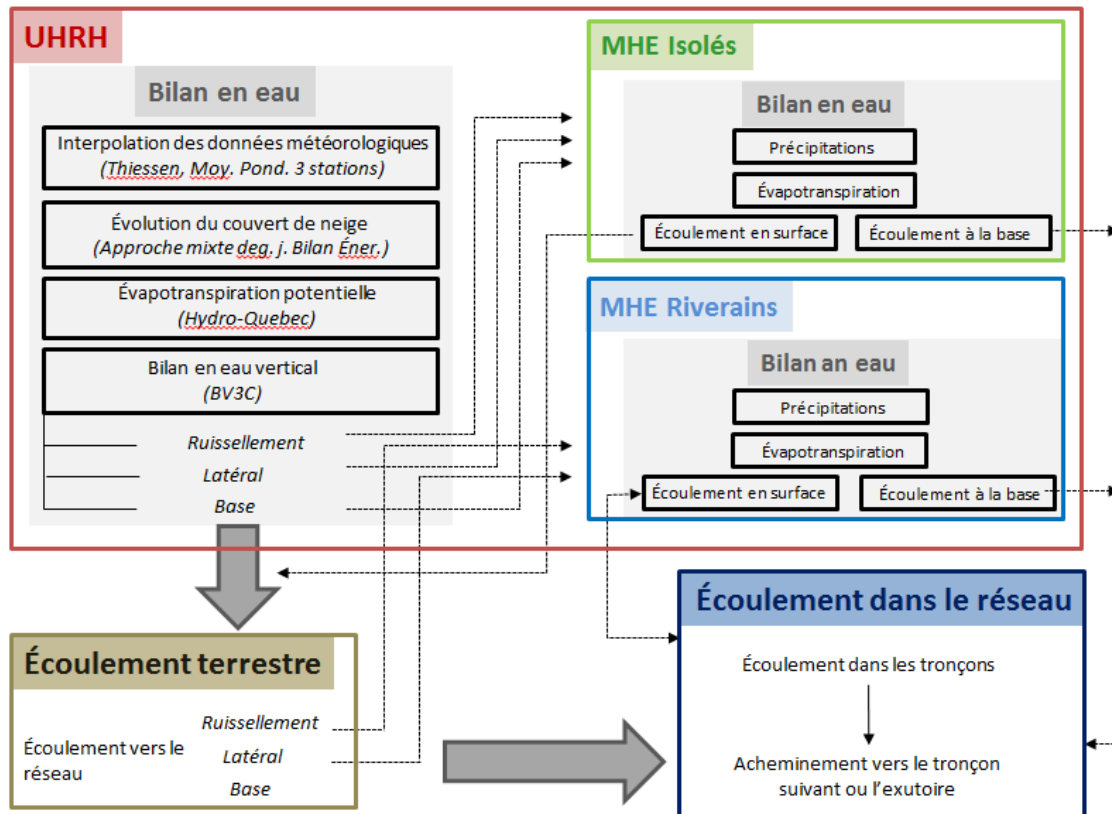


Figure 1.2 Schéma d'ensemble de l'intégration des milieux humides dans le modèle hydrologique HYDROTEL.

À des fins de compréhension, il est important de préciser les paramètres et équations descriptifs des milieux humides dans la modélisation hydrologique.

Les paramètres de superficie et de volume d'eau à des niveaux « normaux » et « maximaux » ont donc été définis sur la base de la littérature et d'un consensus des intervenants. Ces paramètres sont soit: (i) obtenus par le biais du SIG PHYSITEL, (ii) définis selon des relations issues de la littérature (Liu *et al.*, 2008, Neitsch *et al.*, 2005, Wang *et al.*, 2008) et des connaissances des acteurs du projet, ou (iii) calculés au pas de temps journalier dans le modèle HYDROTEL.

L'intégration des MH dans le processus de modélisation nécessite la définition et le calcul de bons nombres d'indicateurs. Tout d'abord, les surfaces des MHE isolés et riverains doivent être calculées afin de contribuer au calcul des bilans hydrologiques

(précipitations, évaporation et écoulement de base des MHE). Cette surface est dépendante du volume d'eau emmagasiné par le MHE et est mise à jour à chaque pas de temps selon l'équation :

$$SA_{wet} = \beta \times V_{wet}^{\alpha} \quad (\text{Éq. 1})$$

où SA_{wet} représente la surface du milieu humide équivalent (ha), β un coefficient, V_{wet} le volume d'eau présent dans le milieu humide équivalent (m^3) et α un exposant.

L'exposant α est calculé selon l'équation suivante :

$$\alpha = \frac{\log_{10}(SA_{wet, mx}) - \log_{10}(SA_{wet, nor})}{\log_{10}(V_{wet, mx}) - \log_{10}(V_{wet, nor})} \quad (\text{Éq. 2})$$

où $SA_{wet, mx}$ et $SA_{wet, nor}$ représente les surfaces dites maximale et normale du milieu humide équivalent (ha) alors que $V_{wet, mx}$ et $V_{wet, nor}$ représente les volumes maximal et normal pour le milieu humide équivalent (m^3).

De même le coefficient β est calculé selon l'équation suivante :

$$\beta = \left(\frac{SA_{wet, mx}}{V_{wet, mx}^{\alpha}} \right) \quad (\text{Éq. 3})$$

Pour les milieux humides riverains et isolés, la surface maximale correspond à celle identifiée par le SIG PHYSITEL sur la carte d'occupation du territoire. La surface dite normale correspond, quant à elle, à un pourcentage (%) déterminé de la surface maximale. Pour les besoins de la description des paramètres, la valeur de la fraction sera dénommée $SA_{wet, nor, frac}$. Cette estimation est également en accord avec les lois de vidanges des milieux humides prises en compte dans la modélisation. Ainsi les volumes en eaux sortant des milieux humides seront plus importants au-delà du volume normal. Ce qui s'harmonise avec des observations qui tendent à démontrer que les milieux humides libèrent des quantités d'eaux de façon plus marquées seulement lorsque leur volume s'approche de leur volume maximal.

Le calcul des volumes maximal et normal sont identiques entre les MH isolés et riverains équivalents. Ils correspondent respectivement aux équations 4 et 5.

$$V_{wet, mx} = D_{wet, mx} \times SA_{wet, mx} \quad (\text{Éq. 4})$$

$$V_{wet, nor} = D_{wet, nor} \times SA_{wet, nor} \quad (\text{Éq. 5})$$

où $D_{wet, mx}$ et $D_{wet, nor}$ représentent la hauteur maximale et la hauteur d'eau normale (aussi appelée plein bord) (m) présentent dans les milieux humides isolés ou riverains équivalents. Notons que pour les équations 4 et 5 les surfaces doivent être exprimées en m².

Ainsi pour les milieux humides riverains équivalents, il est possible de déterminer la hauteur d'eau en fonction du volume d'eau présent dans le milieu humide équivalent selon l'équation suivante :

$$D_{wet} = \beta^{-1} \times V_{wet}^{1-\alpha} \quad (\text{Éq. 6})$$

où D_{wet} (m) représente la hauteur d'eau présente dans le milieu humide riverain équivalent en fonction du volume présent V_{wet} (m³).

Enfin, lors du calcul du bilan hydrologique sur chacun des MHE, divers éléments doivent être pris en compte.

L'équation du bilan pour les milieux humides isolés équivalents est la suivante :

$$V_{wet, 2} = V_{wet, 1} + V_{flowin} - V_{flowout} + V_{pcp} - V_{evap} - V_{seep} \quad (\text{Éq. 7})$$

où $V_{wet, 2}$ et $V_{wet, 1}$ (m³) représente les volumes d'eau présents en fin (2) et au début (1) du pas de temps de simulation, V_{flowin} (m³) le volume d'eau intercepté par le MHE en fonction de l'aire drainée par celui-ci, V_{pcp} (m³) l'apport en eau par les précipitations ou la fonte du couvert de neige, V_{evap} (m³) le volume en eau perdu par évaporation, V_{seep}

(m³) le volume d'eau s'écoulant à la base du milieu humide et $V_{flowout}$ (m³) le volume quittant le MHE à la surface.

À noter que pour les équations suivantes la multiplication par 10 vise simplement l'harmonisation des unités.

Plus spécifiquement :

$$V_{flowin} = (Q_{surf} + Q_{lat} + Q_{gw}) \times (fr_{wet} \times SA_{uhrh} - SA_{wet}) \times 10 \quad (\text{Éq. 8})$$

où fr_{wet} représente la fraction de l'UHRH occupée par la somme de la superficie du milieu humide et son aire drainée; Q_{surf} , Q_{lat} et Q_{gw} (mm) représentent les écoulements de surface, latéral et de base calculés sur l'UHRH/Versant par le modèle BV3C, SA_{uhrh} (ha) représente la superficie de l'UHRH/Versant. Comme le bilan se fait à l'échelle du MH, on doit soustraire de $fr_{wet} \times SA_{uhrh}$ la superficie occupée par le milieu humide SA_{wet} (ha).

$$V_{pcp} = PCP_{uhrh} \times SA_{wet} \times 10 \quad (\text{Éq. 9})$$

où PCP_{uhrh} (mm) la quantité de précipitations ou la fonte calculée par HYDROTEL pour un UHRH/Versant donné.

$$V_{evap} = \eta \times ETP_{UHRH} \times SA_{wet} \times 10 \quad (\text{Éq. 10})$$

où ETP_{UHRH} (mm) représente l'évapotranspiration potentielle pour un UHRH/Versant donné calculée par HYDROTEL et η représente un coefficient d'évapotranspiration (0.6). Cette valeur correspond à celle utilisée dans le modèle SWAT (Neitsch *et al.*, 2005). Ainsi l'eau perdue par évapotranspiration à l'échelle du milieu humide correspond à 60% de l'évapotranspiration potentielle calculée pour un UHRH/Versant.

$$V_{seep} = K_{sat} \times SA_{wet} \times \Delta t \times 10 \quad (\text{Éq. 11})$$

où K_{sat} représente la conductivité hydraulique à saturation à la base du MHE (0.5 mm/h). Cette valeur correspond à celle utilisée dans le modèle SWAT (Liu *et al.*, 2008, Neitsch *et al.*, 2005). Δt (h) représente le pas de temps de la simulation exprimé en heure.

La figure 1.3, ci-dessous, présente l'algorithme de calcul utilisé pour les flux d'eau sortant en surface associés aux MHE isolés ($V_{flowout}$).

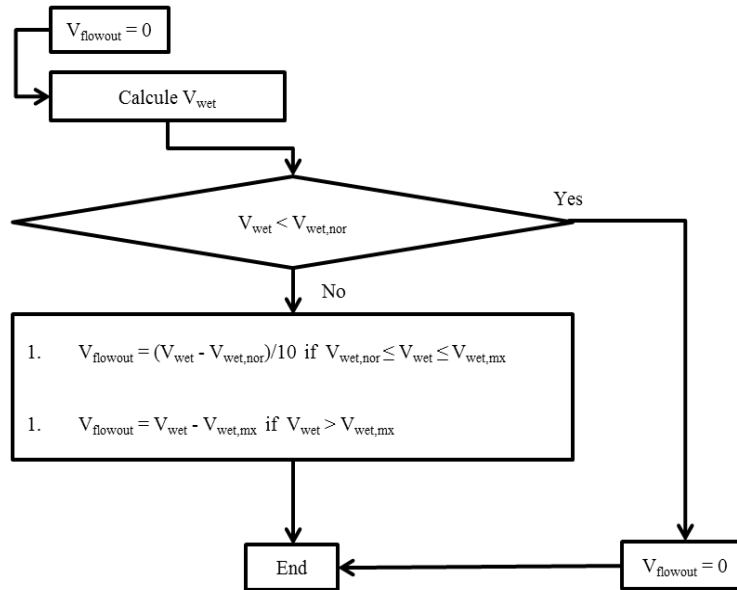


Figure 1.3 Algorithme de calcul pour l'estimation des flux associés aux MH isolés.

Pour les milieux humides riverains équivalents l'équation de bilan est très similaire :

$$V_{wet,2} = V_{wet,1} + V_{flowin} - S_{wet} + V_{pcp} - V_{evap} - V_{seep} \quad (\text{Éq. 12})$$

Plus spécifiquement, en accord avec les travaux de Liu *et al.* 2008, le terme Q_{gw} n'est pas inclus dans le calcul du volume intercepté par le MHE riverain (V_{flowin}) en fonction de l'aire drainée par celui-ci. Le retrait de ce terme répond à l'hypothèse que l'écoulement de base calculé par HYDROTEL dans le modèle BV3C contribue plus spécifiquement à la pérennité des écoulements en rivière en période d'étiage. En d'autres termes, certains relevés terrains tendent à démontrer que l'élévation du fond

des MH riverains est supérieure à celle du cours d'eau avoisinant. Par conséquent, l'écoulement de base dans les sols ne contribue pas à la variation du volume d'eau présent dans le MH riverain. Cette hypothèse pourrait être validée à l'aide de campagnes de terrain notamment en période estivale sèche où les MH riverains s'assèchent alors que l'écoulement dans les cours d'eau est soutenu par les eaux de la nappe phréatique. Également le terme $V_{flowout}$ est remplacé par le terme S_{wet} qui représente le volume d'eau qui est dirigé vers (+) ou retiré (-) du tronçon de rivière avoisinant.

La figure 1.4, ci-dessous, présente l'algorithme de calcul utilisé pour les flux d'eau sortant en surface associés aux MHE riverains.

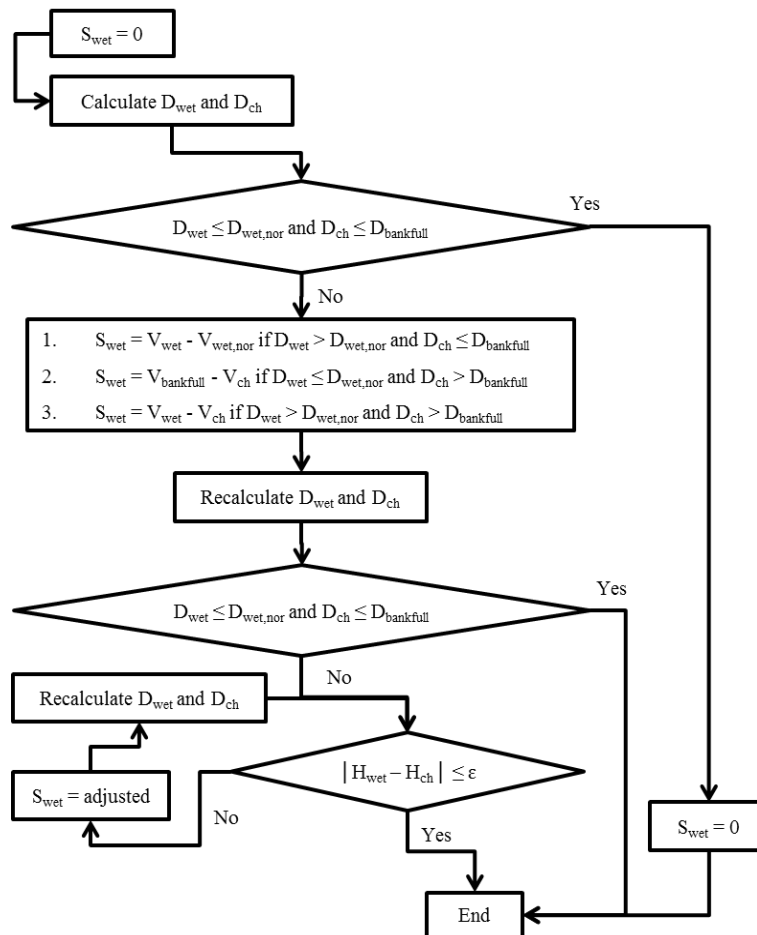


Figure 1.4 : Algorithme de calcul pour l'estimation des flux associés aux MH riverain

À noter que pour ce calcul les échanges sont calculés en fonction des hauteurs d'eau présentes à la fois dans les tronçons D_{ch} et les MHE sollicités D_{wet} . En ce sens, une équation permettant le calcul de la profondeur des tronçons de rivières (qui correspond aussi à la hauteur d'eau plein bord) a été ajoutée à HYDROTEL. Cette équation est identique à celle utilisée par le modèle SWAT et décrite dans les travaux d'Ames *et al.* 2009:

$$D_{bankfull} = 0.13 \times SA_{ch}^{0.4} \quad (\text{Éq. 13})$$

où $D_{bankfull}$ (m) représente la profondeur du cours d'eau (ou la hauteur d'eau plein bord) et SA_{ch} (km²) la superficie totale amont drainée par le tronçon.

À cette équation s'ajoute une équation déjà existante dans HYDROTEL qui permet d'estimer la largeur du tronçon.

$$W_{ch} = 0.49 \times SA_{ch}^{0.62} \quad (\text{Éq. 14})$$

où W_{ch} représente la largeur du cours d'eau (m) en fonction de sa superficie amont drainée SA_{ch} (km²).

Aussi le schéma 2.13 introduit les variables H_{wet} et H_{ch} qui représentent la cote du niveau d'eau dans le MH comparée à celle du tronçon avoisinant. L'écart entre ces niveaux d'eau peut donc satisfaire un critère ε afin de terminer les itérations qui visent à équilibrer les niveaux d'eau en surface entre les tronçons et les MHE riverains. À noter que les niveaux correspondants à la hauteur d'eau normale pour les MHE riverains ou la hauteur d'eau plein bord pour les tronçons avoisinants sont estimés égaux.

Lorsque la hauteur d'eau dans le MHE riverain est inférieure à la hauteur d'eau normale et que la hauteur d'eau dans le tronçon est inférieure à la hauteur d'eau plein bord, il n'y a pas d'échange en surface ($S_{wet} = 0$). Pour de telles conditions, le modèle permet alors des échanges latéraux de volumes d'eau à travers la berge selon la loi de Darcy en

se basant sur l'équation suivante. Le terme S_{wet} dans l'équation 12 prend alors la forme suivante :

$$G_{wet} = k \times b \times L_{wet} \times \frac{H_{wet} - H_{ch}}{d} \Delta t \quad (\text{Éq. 15})$$

où k représente la conductivité hydraulique à saturation de la berge (m/h) (0.025 m/h ou 25 mm/h) et b représente l'épaisseur de l'acquièr (2.0 m). Ces valeurs sont issues du modèle SWAT ((Neitsch *et al.*, 2005). L_{wet} la longueur du MHE riverain (m), H_{wet} et H_{ch} les niveaux d'eau mentionnés ci-dessus (m), d la distance des échanges latéraux (m) et Δt le pas de temps de la simulation (heure). À noter que la distance d est estimée à $(3 \times W_{ch})$ donc trois (3) fois la largeur du tronçon estimée selon l'équation 14. Le volume d'eau G_{wet} (m³) peut donc être acheminé du MHE vers le tronçon (+) ou l'inverse (-) du tronçon vers le MHE riverain. À noter qu'il n'y a pas d'échanges latéraux à travers la berge dans le cas où le MH riverain est asséché et que le niveau d'eau dans le tronçon est inférieur au niveau du fond du MHE riverain. Finalement le calcul du transfert latéral prend part aux itérations lorsque la hauteur d'eau du MHE riverain est égale à la hauteur d'eau normale et que celle du tronçon est inférieure à la hauteur plein bord ou l'inverse. Ainsi, les échanges latéraux peuvent être estimés afin de préserver l'équilibre hydrologique entre les MHE riverains et les tronçons associés.

L'annexe A présente certains compléments techniques à la prise en compte des milieux humides dans la modélisation hydrologique.

Les tableaux 1.1 et 1.2 résument en détail les paramètres et éléments du modèle pour les milieux humides isolés et riverains, également, des plages de valeurs sont proposées pour les différents paramètres.

Tableau 1.1 Paramètres descriptifs des milieux humides isolés.

Nom du paramètre	Valeur	Plages de valeurs	Description
Uhrh_Id	-	-	Identifiant de l'UHRH
uhrh_a	-	-	Superficie de l'UHRH (km ²)
wet_a ($SA_{wet, mx}$)	-	-	Superficie maximale du milieu humide équivalent (km ²)
wet_dra_fr(fr_{wet})	-	-	Fraction de l'UHRH drainée par le milieu humide équivalent*
frac ($SA_{wet, nor, frac}$)	Spec.	0.25 – 0.90	Fraction de la superficie maximale afin de déterminer la superficie normale.
wetdnor ($D_{wet, nor}$)	Spec.	0.20 – 1.20 m	Hauteur d'eau normale.
wetdmax ($D_{wet, max}$)	Spec.	0.70 – 1.50 m	Hauteur d'eau maximale.
ksat_bs (K_{sat})	0.50 mm/h	0.25 – 0.75 (mm/h)	Conductivité hydraulique à saturation à la base du MHE.
c_ev (η)	0.60	0.40 – 1.00	Coefficient de l'évapotranspiration potentielle.
c_prod	10	5 - 15	Ratio dans le calcul des volumes d'eau sortant du MHE.
sauvegarde	0 ou 1	-	Code de sauvegarde des variables d'état des milieux humides équivalents

*La fraction de l'UHRH drainée par le milieu humide inclut la superficie du milieu humide lui-même. L'abréviation Spec. fait référence à des valeurs spécifiques attribuées aux classes de milieux humides.

Tableau 1.2 Paramètres descriptifs des milieux humides riverains.

Nom du paramètre	Valeur	Plages de valeurs	Description
Troncon_Id	-	-	Identifiant du tronçon
uhrh_a	-	-	Superficie de l'UHRH (km ²)
wet_a ($SA_{wet, mx}$)	-	-	Superficie maximale du milieu humide équivalent (km ²)
wetaup_fr	-	-	Fraction des UHRH drainée par le tronçon en amont du milieu humide riverain équivalent
wetadra_fr (fr_{wet})	-	-	Fraction des UHRH drainée par le milieu humide riverain équivalent*
wetadown_fr	-	-	Fraction des UHRH drainée par le tronçon en aval du milieu humide riverain équivalent
longueur	-	-	Longueur du milieu humide riverain équivalent (m)
longueur amont	-	-	Longueur du segment de tronçon situé en amont du milieu humide riverain équivalent (m)
longueur aval	-	-	Longueur du segment de tronçon situé en aval du milieu humide riverain équivalent (m)
wetdnor ($D_{wet, nor}$)	Spec.	0.20 – 1.20 m	Hauteur d'eau normale.
wetdmax ($D_{wet, max}$)	Spec.	0.70 – 1.50 m	Hauteur d'eau maximale.
frac ($SA_{wet, nor, frac}$)	Spec.	0.25 – 0.90	Fraction de la superficie maximale afin de déterminer la superficie normale.
ksat_bk (k)	25.0 mm/h	12.5 – 37.5 (mm/h)	Conductivité hydraulique à saturation de la berge du MHE.
ksat_bs (K_{sat})	0.50 mm/h	0.25 – 0.75 (mm/h)	Conductivité hydraulique à saturation à la base du MHE.
th_aq (b)	2.00	0.2-2.5	Épaisseur de l'aquifère potentielle.
sauvegarde	0 ou 1	-	Code de sauvegarde des variables d'état des milieux humides équivalents

*La fraction de l'UHRH drainée par le milieu humide inclut la superficie du milieu humide lui-même. L'abréviation Spec. fait référence à des valeurs spécifiques attribuées aux classes de milieux humides.

Dans les tableaux précédents, les noms des paramètres font référence à la fois aux noms des paramètres dans les fichiers descriptifs des milieux humides dans le projet HYDROTEL ainsi que les noms des paramètres dans la section courante. Les plages de valeurs proposées font plus spécifiquement référence aux valeurs minimums et maximums attribuées aux variables ciblées pour les diverses classes de milieux humides. Il demeure aussi important de noter que le modèle comporte aussi certaines limites :

- 1) Il n'y a pas de modélisation de l'écoulement de l'eau à l'intérieur des milieux humides. Ainsi les milieux humides agissent comme des réservoirs dont les volumes en eau évoluent.
- 2) L'implantation du modèle est effectuée au niveau des UHRH/Versants selon le concept de milieux humides équivalents. La répartition spatiale de milieux humides est donc résumée à l'échelle des UHRH/Versants.
- 3) À l'heure actuelle, le contrôle du modèle et l'édition des paramètres sont effectués uniquement via les fichiers relatifs aux projets HYDROTEL. Il n'y a donc aucun contrôle via l'interface d'HYDROTEL.
- 4) De par la structure de programmation d'HYDROTEL et du module relatif aux milieux humides riverains, l'évapotranspiration de ces milieux humides spécifiques est plutôt fondue dans le calcul de l'évapotranspiration à l'échelle de l'UHRH/Versants. Ce pourquoi, il n'y a pas de coefficient de l'évapotranspiration potentielle pour les milieux humides riverains.

En complément, les fichiers descriptifs des milieux humides permettent au besoin la sauvegarde des variables d'états décrivant l'évolution et le comportement de ces milieux lors de la modélisation hydrologique.

Pour l'étude courante, les différents acteurs du projet se sont concertés afin de définir des valeurs spécifiques de certains paramètres en fonction des classes de milieux humides. Ces valeurs serviront à raffiner le calage du modèle hydrologique en tenant compte des paramètres descriptifs des milieux humides qui influencent leurs

comportements hydrologiques. Aussi, ces valeurs permettront de bonifier la représentation des milieux humides dans la modélisation hydrologique tout en contribuant au développement des modèles qui les représentent. Le tableau 1.3 présente des exemples de valeurs de paramètres spécifiques pour les différentes classes d'occupation du sol.

Tableau 1.3 Paramètres spécifiques aux classes de milieux humides. La fraction est déterminée par la superficie normale sur la superficie maximale. La classe « non déterminé » représente les milieux humides ne faisant pas partie des autres classes et n'ayant pas été identifiés avec plus de précision.

Type	Fraction (S.norm./S.Max.)	Hauteur d'eau normale (m)	Hauteur d'eau maximale (m)
Eaux peu profondes	0.90	1.20	1.50
Marais	0.90	0.60	0.80
Marécages	0.25	0.20	1.00
Prairies humides	0.25	0.20	0.80
Tourbières (bog)	0.80	0.50	0.75
Tourbières (fen)	0.80	0.70	0.90
Tourbières boisées	0.30	0.20	0.70
Non déterminés	0.30	0.20	0.85

2 Modèle de températures et de gel du sol (Rankinen)

Jusqu'à présent, il n'existait aucune application d'HYDROTEL visant à analyser l'influence des conditions climatiques sur le sol (gel et dégel) sur les régimes d'écoulement. Une telle analyse découle forcément de la capacité du modèle HYDROTEL à représenter les températures du sol de sa surface jusqu'à une profondeur donnée en présence ou non d'un couvert de neige. La forme actuelle d'HYDROTEL ne permet pas cette représentation et la température du sol n'a aucune influence sur l'infiltration de l'eau dans le sol et sur les écoulements latéraux. Ainsi, des modifications doivent être apportées afin de permettre la création d'un profil de température du sol et d'estimer par la suite la profondeur du gel. Cette section décrit la mise en place d'un premier modèle de température du sol qui permet de déterminer la profondeur du gel. Son implantation dans le modèle HYDROTEL implique également une interaction avec l'infiltration de l'eau dans le sol.

2.1 Description du modèle

Il est important de noter que le modèle implanté demeure un modèle très simple qui pourra au besoin être raffiné. Également, les données de validation (températures du sol, profondeurs de gel) demeurent très limitées sur le secteur du Complexe La Grande. Le modèle d'estimation des températures du sol implanté dans HYDROTEL repose essentiellement sur les travaux de Rankinen *et al.* (2004.) Ses travaux aux termes de simplifications permettent de calculer la température du sol à différentes profondeurs avec ou sans la présence d'un couvert de neige à l'aide de deux (2) équations simples :

$$T_*^{t+1} = T_Z^t + \frac{\Delta t K_T}{C_A (2Z)^2} [T_{AIR}^t - T_Z^t] \quad (\text{Éq. 1})$$

$$T_Z^{t+1} = T_*^{t+1} e^{-f_s D_s} \quad (\text{Éq. 2})$$

où :

T_*^{t+1} : La température du sol (°C) au temps t+1 à la profondeur Z(m) sans prise en compte de l'épaisseur du couvert de neige D_s (m);

T_Z^{t+1} : La température du sol (°C) au temps t+1 à la profondeur Z(m) avec prise en compte de l'épaisseur du couvert de neige D_s (m);

T_Z^t : La température du sol (°C) au temps t à la profondeur Z(m) avec prise en compte de l'épaisseur du couvert de neige D_s (m);

Δt : Le pas de temps ou la variation temporelle (1 jour);

K_t : Conductivité thermique du sol ($\text{W m}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$);

C_A : Capacité de chaleur apparente ($\text{J m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$), $C_A \approx C_S + C_{ICE}$ ou C_S représente la capacité thermique spécifique du sol ($\text{J m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$) et C_{ICE} représente la capacité thermique spécifique associée au gel / dégel ($\text{J m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$) (ce paramètre vise à prendre compte l'énergie relâchée par le gel de l'eau ou consommée lors du dégel du sol);

Z : La profondeur dans le sol (m) à laquelle la température est estimée par le modèle;

T_{AIR}^t : température de l'air (°C) au temps (t);

f_s : paramètre empirique (m-1);

D_s : épaisseur du couvert de neige (m).

La présente section ne vise pas à reprendre la démonstration de ces équations. Pour plus de détails, le lecteur peut se référer aux travaux de Rankinen *et al.* (2004.)

Ce sont ces mêmes équations qui seront implantées dans le modèle HYDROTEL sous la forme d'un modèle de températures du sol et d'estimation de la profondeur du gel. Ces équations comportent quatre paramètres différents qui peuvent être modifiés. Rankinen *et al.* (2004) propose diverses fourchettes de valeurs relatives à ces paramètres. Dans l'application courante sur le secteur du Complexe La Grande, nous avons procédé à une optimisation des paramètres du modèle à l'aide de mesures de

températures du sol à 10 cm sous la surface effectuée à une station météorologique complète de l'IREQ située sur le secteur de la rivière Nécopastic. Ce même site comporte également des mesures de températures de l'air et de hauteur de neige. Des moyennes journalières ont été calculées à partir des mesures de bases qui sont effectuées à un pas de temps de 15 min. Nous disposons à ce jour des mesures pour la période de 2006 à 2011. En cas de mesures manquantes, celles effectuées à l'Aéroport de LG2 ont été utilisées, soient la température de l'air et l'épaisseur du couvert de neige. Le calage du modèle a été fait automatiquement en explorant l'ensemble des possibilités de combinaison des paramètres à l'intérieur des limites des valeurs proposées. La fonction objectif du calage visait à maximiser le coefficient de détermination R^2 calculé selon l'équation suivante :

$$R^2 = 1 - \frac{S_E}{S_M} ; S_M = \sum_{i=1}^N (D_{m,i} - D_{moy})^2 ; S_E = \sum_{i=1}^N (D_{m,i} - D_{c,i})^2 \quad (\text{Éq. 3})$$

où : $D_{m,i}$: données mesurées (Températures (°C)); $D_{c,i}$: données calculées par le modèle (Températures (Températures (°C))); et D_{moy} : moyenne des données calculées pendant la période de calage (Températures (Températures (°C))).

En complément, l'optimisation mise en place est de type ciblée, c'est-à-dire qu'elle vise une période précise de l'année soit la période hivernale. En ce sens, nos efforts ont visé la bonne représentation des températures mesurées à 10 cm sous la surface en présence d'un couvert de neige, soit la période froide de l'année où il y a risque de gel ou dégel du sol.

Le tableau 4.1 présente les valeurs de paramètres proposés par Rankinen *et al.* (2004) ainsi que les valeurs résultantes du calage à la station de l'IREQ.

Tableau 2.1 Valeurs de référence de calages des paramètres du modèle de température.

Paramètres	Valeurs références Rankinen et al. 2004	Résultats du calage Sation IREQ (Nécopastic)
K_T	$0.4 - 0.8 \text{ W m}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$	$0.8 \text{ W m}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$
C_S	$1.0\text{E}06 - 1.3\text{E}06 \text{ J m}^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$	$1.0\text{E}06 \text{ J m}^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$
C_{ICE}	$4.0\text{E}06 - 15.0\text{E}06 \text{ J m}^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$	$4.0\text{E}06 \text{ J m}^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$
f_s	2 - 8	2.35

La figure 4.1 présente les résultats du modèle de température dans la représentation des mesures de température à une profondeur de 10 cm, à la station de l'IREQ sur le secteur Nécopastic.

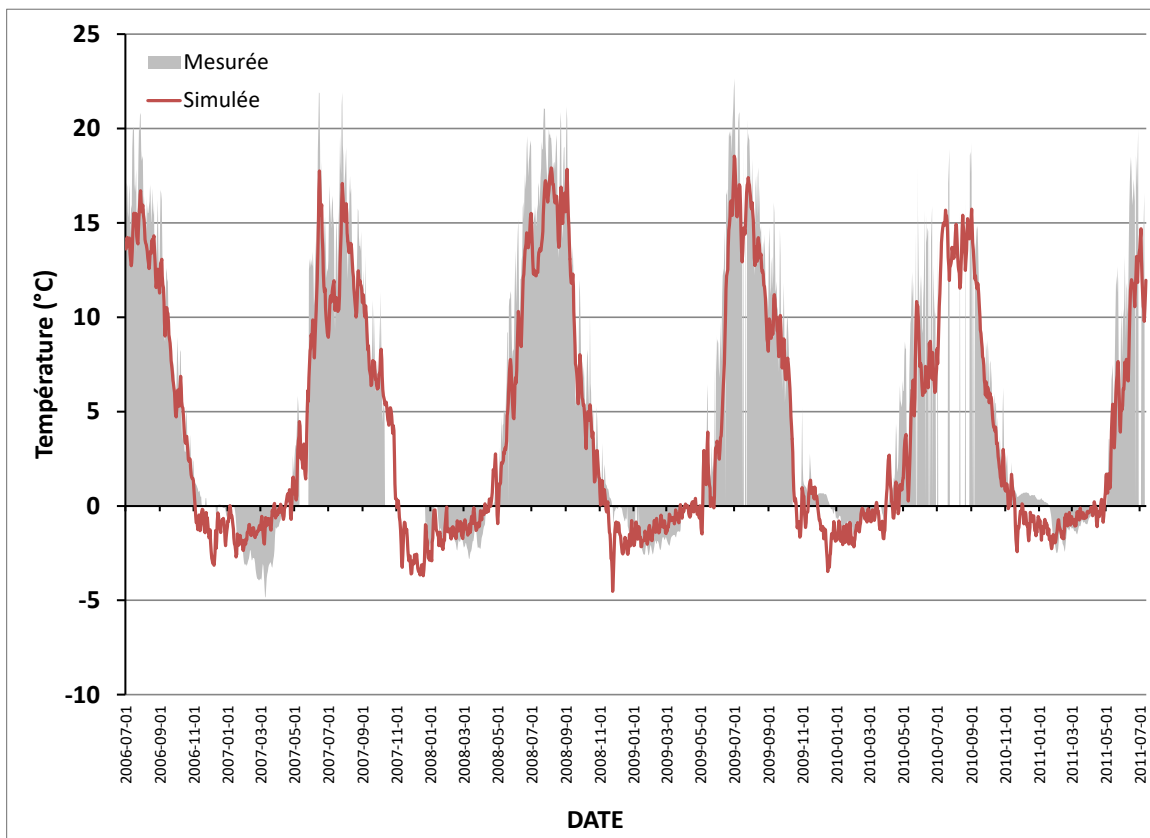


Figure 2.1 Valeurs de températures simulées par le modèle de température comparées aux valeurs mesurées à 10 cm sous la surface.

Tel que le démontre la figure 4.1, le modèle représente assez bien l'ensemble des températures mesurées (R^2 0.89 selon l'équation 3) et les cycles saisonniers sous la surface. Néanmoins, le modèle semble moins efficace dans la représentation des températures hivernales notamment lors des périodes de transitions ou encore tout au long de l'hiver et ce, malgré le meilleur calage ou la meilleure optimisation disponible. Ces limites du modèle peuvent être liées d'une part aux données manquantes de températures et de hauteurs de neige, ou encore au caractère trop simpliste du modèle. Conséquemment aux résultats, à la durée du projet et la disponibilité de mesures terrain, il demeure très acceptable d'implanter ce modèle de température dans le modèle hydrologique HYDROTEL.

2.2 Implantation dans le modèle HYDROTEL

Cette section porte essentiellement sur les étapes générales d'implantation du modèle de températures du sol dans le modèle hydrologique HYDROTEL.

Dans une perspective d'ensemble, HYDROTEL procède au calcul d'un profil de température de la surface du sol jusqu'à limite inférieure du profil de sol du modèle BV3C (limite inférieure de la couche 3). À noter que le modèle BV3C comporte trois couches de sols superposées ayant des épaisseurs variables selon les limites inférieures de chaque couche inscrites par l'utilisateur (pour plus de détails sur le modèle BV3C se référer à la théorie du modèle HYDROTEL). Par la suite, HYDROTEL calcule la profondeur de gel. Enfin, selon la profondeur du gel et l'épaisseur du couvert de neige, HYDROTEL limitera les écoulements entre les couches de sols et aussi vers le réseau hydrographique.

Dans un premier temps, un fichier générique a été ajouté à la structure de projet existante d'HYDROTEL. Ce fichier, comporte les éléments nécessaires au bon fonctionnement du modèle de températures du sol soit :

- (i) La température à la limite inférieure du profil de température. Cette valeur agit à titre de valeur initiale de température à la limite inférieure du profil de température.
- (ii) Intervalle d'estimation des températures soit la résolution verticale du profil. Cette valeur établit quelle sont les profondeurs auxquelles une valeur de température est calculée.
- (iii) Une valeur seuil de température déterminant le gel ou non du sol. De nombreux tests menés sur les résultats des températures dans le sol suggèrent d'utiliser une valeur de -0.5°C comme valeur seuil. C'est-à-dire que le sol n'est pas considéré comme gelé si la température est supérieure à -0.5°C .
- (iv) Une valeur pour chacun des paramètres (K_T , C_S , C_{ICE} , f_s) du modèle pour chaque type de sols du modèle intégré à PHYSITEL / HYDROTEL. À ce jour, les paramètres du modèle de températures du sol sont identiques pour les différents types de sols et ce, en raison du calage unique existant et de l'absence de mesures pour différentes textures du sol. Au besoin, l'utilisateur sera en mesure de modifier les valeurs de ces paramètres.

La figure 4.2 présente une saisie d'écran d'un exemple de fichier générique du modèle de températures ajouté à la structure de projet implanté dans la version HYDROTEL 4 (64 bits). Ce fichier (*rankinen.csv*) est rattaché à chacun des projets d'intégration au modèle HYDROTEL 4 (64 bits). En complément, afin de prendre en compte le modèle de températures et du gel du sol, l'utilisateur doit inscrire simplement le nom du modèle « RANKINEN » dans le fichier de simulation de type « .csv » portant le nom de la simulation donnée rattachée au projet (ex : *simulation.csv*). À noter qu'il peut y avoir plus d'une simulation par projet.

```

PARAMETRES HYDROTEL VERSION;2.8.2.0000
SOUS MODELE;RANKINEN
OUTPUT_TEMPERATURE_LIST_UHRH;1
INTERVALLE PROFIL (m);0.05
TEMP INI BASE PROFIL (C);4
SEUIL GEL;-0.5
FS;2.35

TEXTURE SOL;KT (W/m/C);CS (J/m3/C);CIce (J/m3/C)
sand;0.8;1000000;4000000
loamy_sand;0.8;1000000;4000000
sandy_loam;0.8;1000000;4000000
loam;0.8;1000000;4000000
silt_loam;0.8;1000000;4000000
silt; 0.8;1000000;4000000
sandy_clay_loam;0.8;1000000;4000000
clay_loam;0.8;1000000;4000000
silty_clay_loam;0.8;1000000;4000000
sandy_clay;0.8;1000000;4000000
silty_clay;0.8;1000000;4000000
clay;0.8;1000000;4000000
water;0.8;1000000;4000000
rocks;0.8;1000000;4000000
organic ;0.8;1000000;4000000
peat_(Fibric);0.8;1000000;4000000
peat_(Hemic);0.8;1000000;4000000
peat_(Sapric);0.8;1000000;4000000
peat_(Neco);0.8;1000000;4000000

```

Figure 2.2 Fichier générique du modèle de températures et de gel du sol.

Suite à la lecture de ce fichier, HYDROTEL établit un profil de températures initiales qui sera mis à jour à chaque pas de temps de simulation. Cette mise à jour est effectuée après le modèle d'évolution du couvert de neige en raison de l'impact de l'épaisseur du couvert sur la température du sol. À noter que normalement, l'évolution du couvert de neige diffère d'un milieu à un autre en fonction des paramètres qui leurs sont attribués. Néanmoins, à la mise à jour du profil de températures, HYDROTEL détermine la profondeur moyenne du gel dans le sol sur l'ensemble d'une UHRH / Versant en fonction de l'épaisseur moyenne du couvert de neige. Cette épaisseur moyenne résulte de la moyenne pondérée de l'épaisseur simulée pour chaque milieu (ex : Conifères, Feuillus, Ouvert). Recourir à une profondeur moyenne de gel sur l'UHRH / Versant s'accorde avec modèle de bilan d'eau vertical (BV3C) qui ne prend pas en compte les différents milieux du modèle précédent. Dans le cas du Complexe La Grande la

profondeur du gel s'approchera grandement de celle du milieu comportant la classe conifère en raison de leur importance sur les sous-bassins.

La présence et la profondeur du gel du sol auront par la suite un impact direct sur le bilan d'eau vertical simulé par le modèle BV3C. La figure 4.3 permet d'illustrer l'impact potentiel direct du gel du sol sur le modèle BV3C.

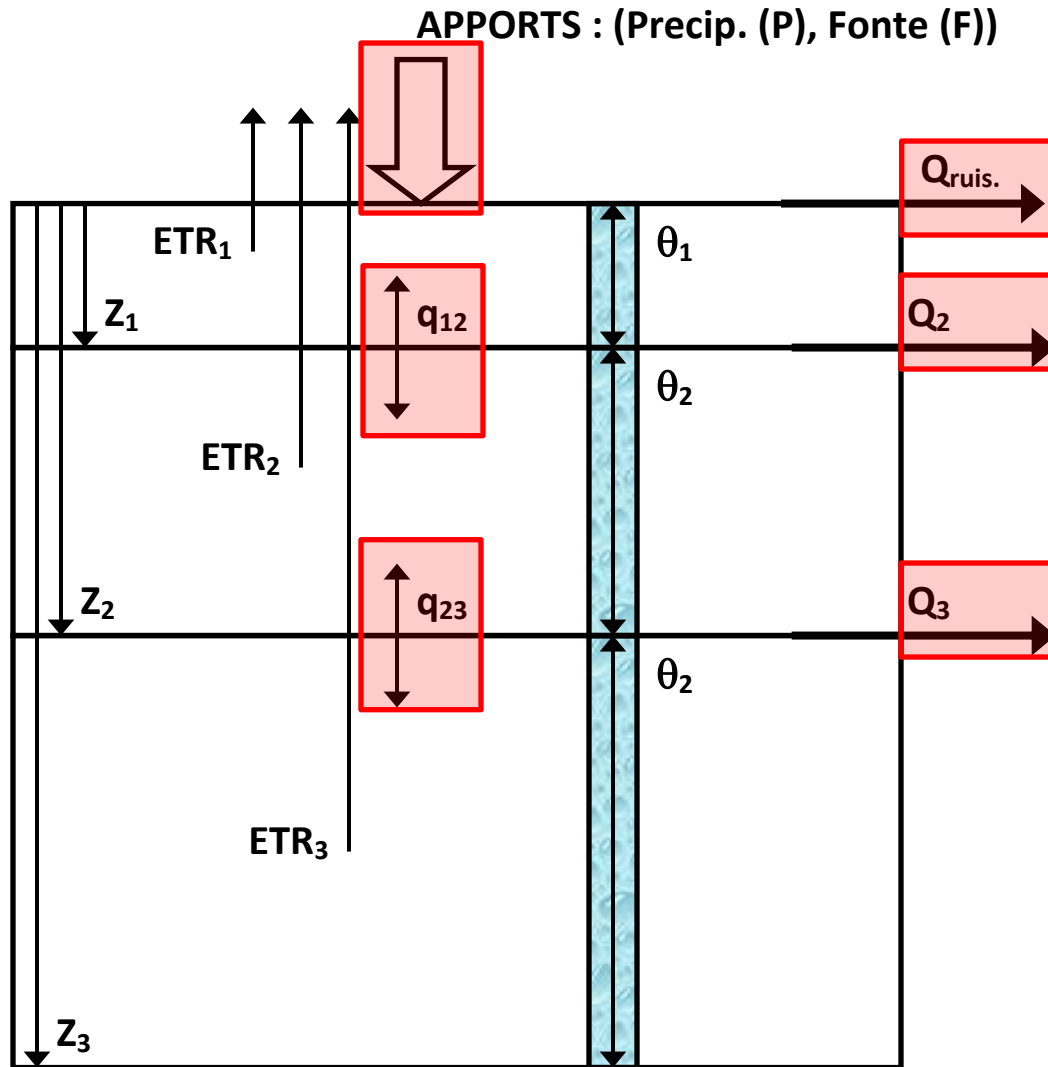


Figure 2.3 Impact du gel du sol sur le modèle de bilan d'eau vertical dans le sol d'HYDROTEL (BV3C).

À la figure précédente, les paramètres Z_1 , Z_2 et Z_3 représentent les limites inférieures des couches de sol 1, 2, et 3. Ces couches de sols présentent des teneurs en eau distinctes (θ_1 , θ_2 , θ_3) qui sont influencées :

- 1) par l'évapotranspiration pouvant affecter chacune de couches (ETR_1 , ETR_2 , ETR_3);
- 2) l'infiltration à la surface des apports (\downarrow) en eaux (précipitations (P.) ou fonte (F) du couvert de neige);
- 3) des échanges en eau entre les couches de sol 1 et 2 (q_{12}) et 2 et 3 (q_{23}); et
- 4) du ruissellement à la surface (Q_{ruiss}), de l'écoulement latéral (Q_2) et de l'écoulement de base (Q_3);

Tel que le présente la figure 4.3 par le biais des encadrés rouges, la présence et la profondeur du gel dans le sol auront des impacts ciblés. Conséquemment à certains tests, ces impacts seront limités à la présence de faible couvert neige ($\leq 10\text{mm}$ d'équivalent en eau) en raison de processus qui ne sont pas pris en compte par HYDROTEL. Ces limitations s'expriment dans la prise en compte du couvert de neige. En ce sens, le couvert de neige dans HYDROTEL ne permet pas l'interception des précipitations liquides, de même que le couvert de neige ne permet pas de limiter le ruissellement de surface lié à la fonte et aux précipitations liquides, en agissant comme milieu tampon. En complément, il ne peut être envisagé, dans l'étude courante, d'apporter les corrections nécessaires en raison des modifications trop profondes qui devraient être apportées à HYDROTEL pour palier à ces limitations.

- 1) En présence de gel et d'un faible couvert de neige les apports en eaux à la surface du sol ne pourront s'infiltrer dans le profil de sol et seront plutôt traduits sous forme de ruissellement;
- 2) En fonction de la profondeur du gel et de l'équivalent en eau du couvert de neige, les échanges entre les couches de sols (q_{12} et q_{23}) seront restreints selon la proportion de la couche de sol gelée;

- 3) De façon similaire, l'écoulement latéral (Q_2) et l'écoulement de base (Q_3) seront restreints selon la proportion de la couche de sol gelée qui s'y rattache ainsi que l'importance du couvert de neige en surface. De manière conservatrice, comme la couche de sol 3 est responsable de l'écoulement de base (Q_3), le gel de cette couche sera limité à un maximum de 50% afin d'assurer un apport en eau vers les cours d'eau.

Conséquemment à ces impacts et de façon indirecte, les teneurs en eau des couches de sols seront également affectées par la présence de gel dans le sol.

À ce jour, et compte tenu de la durée du projet, très peu de tests ont été effectués sur l'impact du gel au sol sur les écoulements. Il sera pertinent d'évaluer la capacité du modèle hydrologique HYDROTEL à représenter la dynamique des écoulements en présence de gel au sol lors du calage à venir du modèle sur les sous-bassins du Complexe La Grande. Dès lors, il peut être envisagé que le modèle de températures et de gel du sol favorise essentiellement le ruissellement de l'eau sur un sol gelé en présence de faibles couverts de neige qui sont généralement présents à l'amorce de l'hiver ou en fin de période hivernale.

Certaines limites du modèle de températures et de gel au sol doivent être soulignées.

- 1) le modèle de températures dans le sol demeure un modèle très simple, qui ne prend pas en compte l'apport thermique (flux de chaleur vers la surface) des couches profondes de sol;
- 2) l'implantation du modèle au niveau des UHRH représente une limite spatiale d'intégration;
- 3) les données relatives aux températures dans le sol sont très limitées sur le secteur, ce qui limite la spatialisation du calage ayant pour effet de tendre vers des valeurs uniques attribuées aux paramètres du modèle de températures dans le sol sur l'ensemble du territoire du Complexe La Grande;

- 4) les apports en eau sur le sol gelé ne contribuent pas au dégel du sol en surface;
- 5) la couche 3 du modèle de bilan en eau vertical BV3C ne peut être gelée en totalité puisque cette couche de sol assure les apports en eau aux rivières en période d'étiage hivernal telle que la dynamique des écoulements dans les sols le prévoit;
- 6) l'impact du gel du sol s'opère plus spécifiquement en présence de faible couvert de neige en raison des processus qui ne sont pas considérés par HYDROTEL notamment les processus d'interception et d'atténuation du ruissellement de surface par le couvert de neige; et
- 7) à l'heure actuelle, le contrôle du modèle et l'édition des paramètres sont effectués uniquement via les fichiers relatifs aux projets HYDROTEL. Il n'y a donc aucun contrôle via l'interface d'HYDROTEL.

Il demeure très important de noter que ce modèle de températures et de gel / dégel du sol constitue un premier pas dans la prise en compte des processus influents sur l'hydrologie et que l'impact de ces processus pourrait être mieux quantifié à l'usage.

3 Modèle d'estimation de la profondeur du gel (Thorsen)

Bien que l'évaluation de l'impact du gel du sol sur l'écoulement vers le réseau hydrographique soit difficile à évaluer, l'ajout d'un deuxième modèle d'estimation de la profondeur du gel basé sur les travaux de Thorsen *et al.* (2010) demeure pertinent. Cet ajout permettra de comparer ultimement l'impact de deux modèles d'estimation du gel sur les résultats. Aussi, il offrira la possibilité d'utiliser plus d'un modèle.

Cette section décrit la mise en place du modèle d'estimation de la profondeur du gel. À nouveau son implantation dans le modèle HYDROTEL implique également une interaction avec l'infiltration de l'eau dans le sol.

Description du modèle

Il est important de noter que le modèle implanté demeure un modèle très simple qui pourra au besoin être raffiné. Également, les données de validation (températures du sol, profondeurs de gel) demeurent très limitées sur le secteur du Complexe La Grande. Le second modèle d'estimation de la profondeur du gel dans le sol implanté dans HYDROTEL repose essentiellement sur les travaux de Thorsen *et al.* (2010). Ils permettent de calculer la profondeur du gel dans le sol avec ou sans la présence d'un couvert de neige à l'aide d'équations très simples. Ce modèle simule seulement la limite inférieure du gel du sol selon une approche de bilan énergétique.

$$F_{depth}^{(t+1)} = \sqrt{(F_{depth}^t)^2 - 2\alpha} \quad (\text{Éq. 1})$$

$$\alpha = \frac{\lambda_{fs} T_{surf}}{x_w \rho_w L_f} \quad (\text{Éq. 2})$$

où : $F_{depth}^{(t+1)}$ Limite inférieure du front de gel (m) au temps $t+1$;
 F_{depth}^t Limite inférieure du front de gel (m) au temps t ;
 λ_{fs} Conductivité thermique du sol gelé ($\text{J m}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C Jour}^{-1}$);

T_{surf} Température à la surface du sol (°C);

x_w Teneur en eau disponible;

ρ_w Densité de l'eau (kg m⁻³);

L_f Chaleur latente de fusion (J kg⁻¹);

En l'absence d'un couvert de neige ($S_{depth} = 0$) :

$$T_{surf} = T_{air} \quad (\text{Éq. 3})$$

où : T_{air} Température de l'air (°C);

En présence d'un couvert de neige ($S_{depth} > 0$) et en l'absence de gel du sol ($F_{depth} = 0$) :

$$T_{surf} = T_{air} e^{(-\gamma S_{depth})} \quad (\text{Éq. 4})$$

où : γ Paramètre empirique (m⁻¹);

S_{depth} Hauteur du couvert de neige (m);

En présence d'un couvert de neige ($S_{depth} > 0$) et en présence de gel du sol ($F_{depth} > 0$) :

$$T_{surf} \approx T_{air} / \left(1 + 10(S_{depth}/F_{depth})\right) \quad (\text{Éq. 5})$$

La présente section ne vise pas à reprendre la démonstration de ces équations. Pour plus de détails, le lecteur peut se référer aux travaux de Thorsen *et al.* (2010.)

Ce sont ces mêmes équations qui sont implantées dans le modèle HYDROTEL sous la forme d'un nouveau modèle d'estimation de la profondeur du gel. Ces équations comportent divers paramètres qui peuvent être modifiés au besoin bien que la plupart se réfèrent à des valeurs standardisées. Thorsen *et al.* (2010) proposent diverses fourchettes de valeurs relatives à ces paramètres. Dans l'application courante sur le secteur du Complexe La Grande, nous avons utilisés les mêmes paramètres que ceux déterminés pour le modèle de Rankinen *et al.* (2004) lors de travaux précédents (pour

les paramètres identiques), alors que les paramètres restants ont été fixés selon les recommandations faites pour ce modèle.

Le tableau 2.1 présente les valeurs des paramètres utilisés pour le modèle de Thorsen *et al.* (2010) à des fins de comparaison avec les résultats obtenus à l'aide du modèle de Rankinen *et al.* (2004) à la station de l'IREQ (Nécopastic).

Tableau 3.1 Valeurs des paramètres du modèle de profondeur de gel.

Paramètres	Valeur des paramètres Station IREQ (Nécopastic)
λ_{fs}	69120 J m ⁻¹ °C Jour ⁻¹ (0.8 W m ⁻¹ °C ⁻¹)
x_w	0.4*
ρ_w	1000 kg m ⁻³
L_f	335 000 J kg ⁻¹
γ	8 m ⁻¹

*En phase de test, la valeur de x_w a été fixée à 0.4, mais en phase d'intégration dans le modèle HYDROTEL, la valeur de x_w deviendra celle de la couche de sol exposée au gel sauf si le bilan vertical est simulé par le bilan vertical du modèle CEQUEAU.

La figure 2.2 présente une comparaison de la limite inférieure du front de gel dans le sol entre le nouveau modèle d'estimation de la profondeur du gel (Thorsen *et al.*, 2010) et le modèle existant dans HYDROTEL (Rankinen *et al.*, 2004) pour le site de la station de l'IREQ sur le secteur Nécopastic.

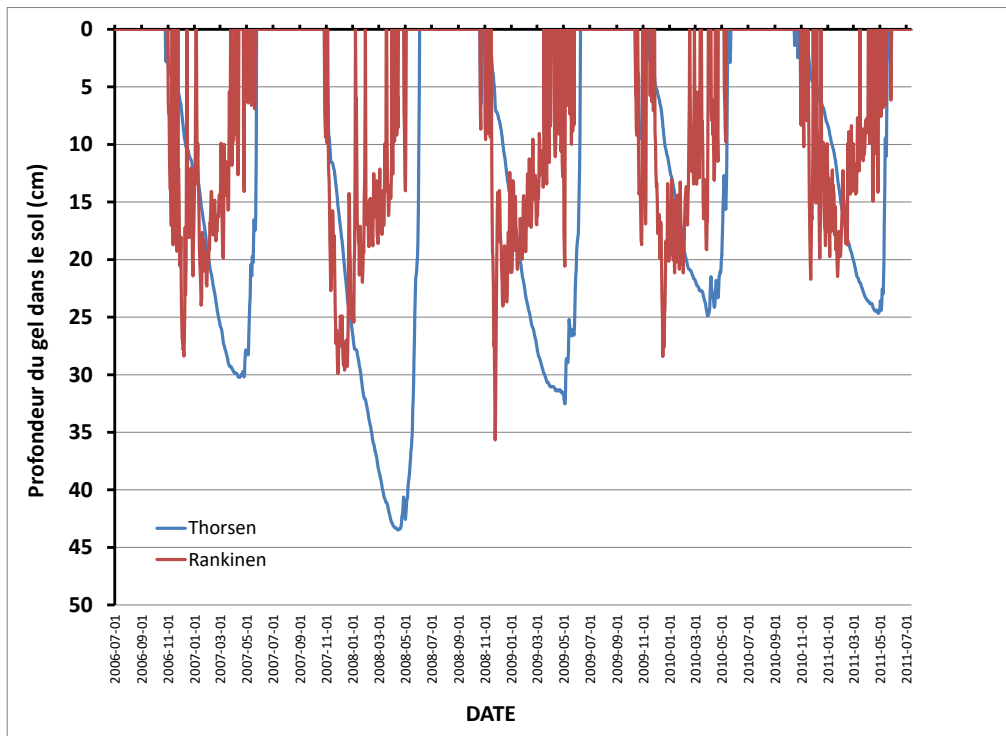


Figure 3.1 Comparaison de la profondeur du gel simulée à l'aide des modèles de Thorsen *et al.* (2010) et Rankinen *et al.* (2004).

Tel que le démontre la figure 2.2, sauf pour la période hivernale de 2008, les profondeurs maximales du gel du sol sont similaires, toutefois l'évolution du gel dans le sol diffère selon le modèle; avec une profondeur maximale plus hâtive dans la période froide pour le modèle de Rankinen *et al.* (2004) *versus* celui de Thorsen *et al.* (2010). Aussi, le modèle de Rankinen *et al.* (2004) présente de plus fortes variations temporelles. Il demeure très difficile de statuer sur la véracité des modèles et ce en raison du manque de données sur la profondeur du gel. Conséquemment aux résultats, à la durée du projet et la disponibilité de mesures terrain, il s'est avéré pertinent d'implanter ce nouveau modèle d'estimation de la profondeur du gel dans le modèle hydrologique HYDROTEL.

Implantation dans le modèle HYDROTEL

Cette section porte essentiellement sur les étapes générales d'implantation d'estimation de la profondeur du gel dans le modèle hydrologique HYDROTEL.

Dans une perspective d'ensemble, HYDROTEL procède cette fois directement à l'estimation de la profondeur du gel en fonction des trois couches de sol du modèle BV3C. À titre de rappel, le modèle comporte trois couches de sols superposées ayant des épaisseurs variables selon les limites inférieures de chaque couche inscrites par l'utilisateur (HYDROTEL 2.6) ou directement l'épaisseur des couches (HYDROTEL 4) (pour plus de détails sur le modèle BV3C se référer à la théorie du modèle HYDROTEL). Selon la profondeur du gel et l'épaisseur du couvert de neige, HYDROTEL limitera les écoulements entre les couches de sols et aussi vers le réseau hydrographique.

Conséquemment, un fichier générique descriptif du modèle, permettant l'estimation de la profondeur de gel dans le sol, a été ajouté afin de considérer le nouveau modèle intégré. Ce fichier, comporte les éléments nécessaires suivants qui ont été également ajoutés à l'interface :

- (v) Une valeur pour chacun des paramètres $(\lambda_{fs}, x_w, \rho_w, L_f, \gamma)$ du modèle intégré à PHYSITEL / HYDROTEL. À noter que le paramètre λ_{fs} présente une valeur pour chaque type sols et une valeur unique dans le cas de l'utilisation du bilan vertical du modèle CEQUEAU. À ce jour, les paramètres du modèle d'estimation de la profondeur du gel dans le sol sont identiques pour l'ensemble du bassin et les différents types de sols et ce, en raison du calage unique existant et de l'absence de mesures pour différentes textures du sol. Au besoin, l'utilisateur est en mesure de modifier les valeurs de ces paramètres. Aussi, en l'absence d'information sur le type de sols, certains paramètres (λ_{fs} et x_w) prennent alors des valeurs uniques.
- (vi) Une valeur initiale de la profondeur du gel dans le sol. Cependant, lors de simulations où l'utilisateur souhaite prendre en compte l'impact du gel du sol sur

les écoulements et l'infiltration, il n'est pas recommandé de démarrer la simulation pendant la période froide.

La figure 2.3 présente une saisie d'écran d'un exemple de fichier générique du modèle d'estimation de la profondeur du gel ajouté à la structure du projet implanté dans la version HYDROTEL 4. Ce fichier (*Thorsen.csv*) est rattaché à chacun des projets d'intégration à HYDROTEL 4. En complément, afin de prendre en compte le modèle de températures et du gel du sol, l'utilisateur doit inscrire simplement le nom du modèle « Thorsen » dans le fichier de simulation de type « .csv » portant le nom de la simulation donnée rattachée au projet (ex : *simulation.csv*). À noter qu'il peut y avoir plus d'une simulation par projet. Aussi l'utilisateur est désormais en mesure d'activer (Onglet : Simulation / Paramètres) et de modifier (Onglet : Sous-Modèle / Profondeur du gel / Température du sol / Thorsen) les paramètres du modèle de température ou d'estimation direct de la profondeur du gel via l'interface utilisateur d'HYDROTEL 4 (figure 2.4).


```

PARAMETRES HYDROTEL VERSION;

SOUS MODELE;THORSEN

PROFONDEUR INITIALE DU GEL DANS LE SOL (m);0
PARAMÈTRE EMPIRIQUE 1 (m-1);8
TEMPÉRATURE DU GEL DE L'EAU DANS LE SOL (dC);0
TENEUR EN EAU DISPONIBLE (INITIAL/PAR DEFALT) (0:1);0.4

TEXTURE SOL; CONDUCTIVITÉ THERMIQUE D'UN SOL GELÉ (KT) (W/m/s)
sand;0.8
loamy_sand;0.8
sandy_loam;0.8
loam;0.8
silt_loam;0.8
silt;0.8
sandy_clay_loam;0.8
clay_loam;0.8
silty_clay_loam;0.8
sandy_clay;0.8
silty_clay;0.8
clay;0.8
water;0.8
rocks;0.8
organic;0.8
peat_(Fibric);0.8
peat_(Hemic);0.8
peat_(Sapric);0.8
peat_(Neco);0.8

```

Figure 3.2 Fichier générique du modèle de températures et de gel du sol.

À noter que la valeur liée au paramètre de la teneur en eau disponible n'est utilisée que lors de l'usage du bilan vertical de CEQUEAU, alors que lors de l'usage du bilan vertical BV3C, c'est la teneur en eau du sol disponible et calculée par BV3C qui est utilisée. Aussi en l'absence d'information sur les types de sol, l'ensemble des lignes relatives aux textures du sol sont remplacés par une ligne par défaut.

Paramètres temporels

Date et heure de début: 2000-09-01 0

Date et heure de fin: 2002-09-01 0

Pas de temps: 24

☐ Utiliser un fichier global pour les paramètres des sous-modèles

Choix des sous-modèles

Interpolation des données: Grille

Évolution du couvert nival: Degré jour modifié

Température du sol / Profondeur du gel: **Thorsen**

Évapotranspiration potentielle: Penman-Monteith

Bilan d'eau vertical: BV3C

Écoulement vers le réseau hydrographique: Onde cinématique

Écoulement dans le réseau hydrographique: Onde cinématique modifiée

Milieux humides: ☐ Isolé ☐ Riverain

Dossier contenant les fichiers de données pour le mode "Lecture des données":

OK

Annuler

Profondeur initiale du gel dans le sol [m]: 0

Paramètre empirique 1 [m-1]: 8

Température du gel de l'eau dans le sol [dC]: 0

Teneur en eau disponible (INITIAL/PAR DEFALT): 0.4

TEXTURE	Conductivité thermique d'un sol gelé (W/m/s)
sand	0.8
loamy_sand	0.8
sandy_loam	0.8
loam	0.8
silt_loam	0.8
silt	0.8
sandy_clay_loam	0.8
clay_loam	0.8
silty_clay_loam	0.8
sandy_clay	0.8
silty_clay	0.8
clay	0.8
water	0.8
rocks	0.8
organic	0.8
peat_(Fibric)	0.8
peat_(Hemic)	0.8

Ok

Annuler

Figure 3.3 Activation et paramètres du modèle de température et/ou de la profondeur du gel dans l'interface d'HYDROTEL 4.

Suite à la lecture de ce fichier ou à l'activation du modèle, HYDROTEL estime la profondeur du gel qui sera mise à jour à chaque pas de temps de simulation. Cette mise à jour est effectuée après le modèle d'évolution du couvert de neige en raison de l'impact de l'épaisseur du couvert sur la température à la surface du sol. À noter que

normalement, l'évolution du couvert de neige diffère d'un milieu à un autre en fonction des paramètres qui leurs sont attribués. Néanmoins, lors de la mise à jour du profil de températures, HYDROTEL détermine la profondeur moyenne du gel dans le sol sur l'ensemble d'une UHRH (sous-bassin ou versant) en fonction de l'épaisseur moyenne du couvert de neige. Cette épaisseur moyenne résulte de la moyenne pondérée de l'épaisseur simulée pour chaque milieu (ex : Conifères, Feuillus, Ouvert). Recourir à une profondeur moyenne de gel sur l'UHRH s'accorde avec le modèle de bilan d'eau vertical (BV3C) qui ne prend pas en compte les différents milieux du modèle précédent. Dans le cas du Complexe La Grande, la profondeur du gel s'approchera grandement de celle du milieu comportant la classe conifère en raison de leur importance sur les sous-bassins.

La présence et la profondeur du gel du sol auront par la suite un impact direct sur le bilan d'eau vertical simulé par le modèle BV3C. La figure 2.5 permet d'illustrer l'impact potentiel direct du gel du sol sur le modèle BV3C.

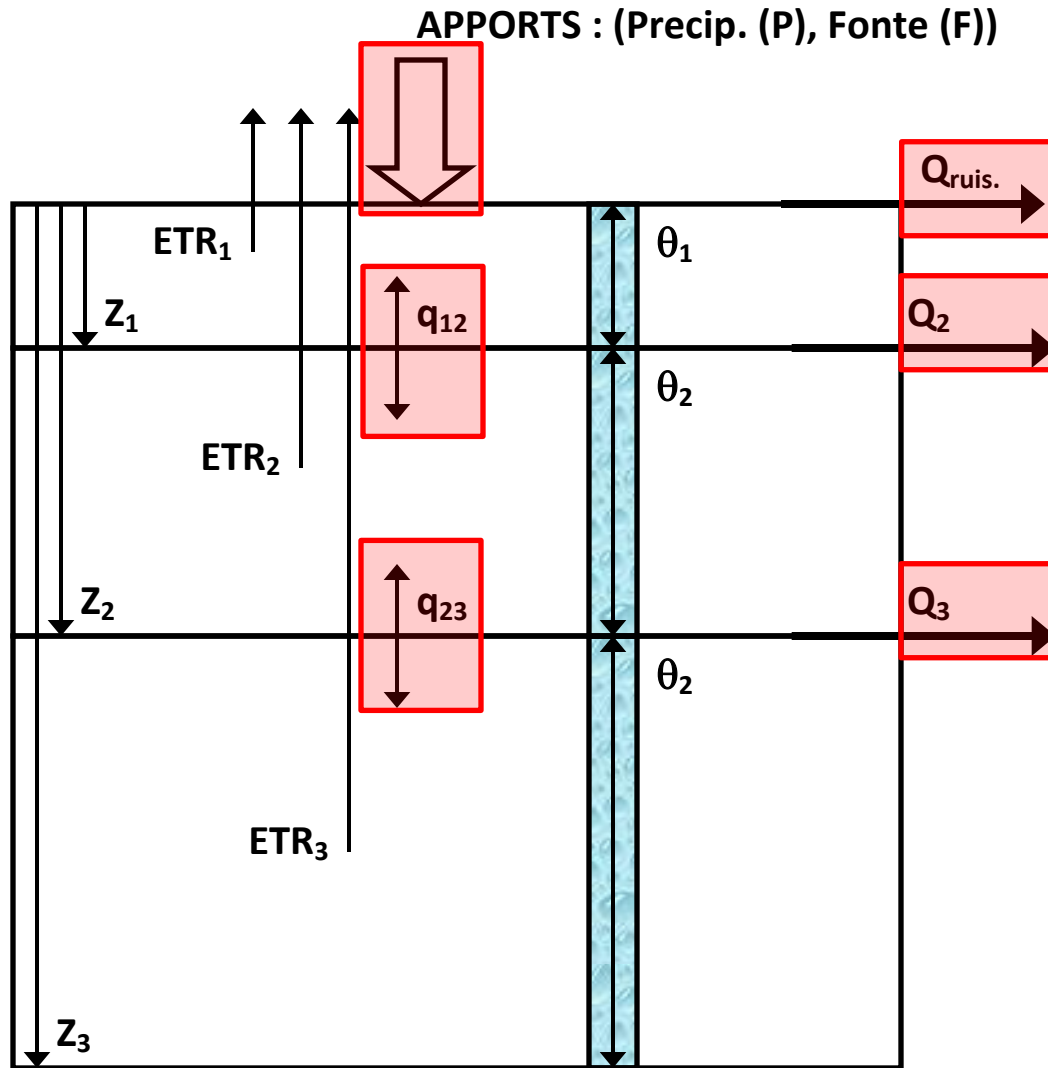


Figure 3.4 Impact du gel du sol sur le modèle de bilan d'eau vertical dans le sol d'HYDROTEL (BV3C).

À la figure précédente, les paramètres z_1 , z_2 et z_3 représentent les limites inférieures des couches de sol 1, 2, et 3. Ces couches de sols présentent des teneurs en eau distinctes (θ_1 , θ_2 , θ_3) qui sont influencées par :

- 5) l'évapotranspiration pouvant affecter chacune de couches (ETR_1 , ETR_2 , ETR_3);
- 6) l'infiltration à la surface des apports (\downarrow) en eaux (précipitations (P) ou fonte (F) du couvert de neige);
- 7) les échanges en eau entre les couches de sol 1 et 2 (q_{12}) et 2 et 3 (q_{23}); et

- 8) du ruissellement à la surface (Q_{ruiss}), de l'écoulement latéral (Q_2) et de l'écoulement de base (Q_3);

Tel que le présente la figure 2.5 par le biais des encadrés rouges, la présence et la profondeur du gel dans le sol auront des impacts ciblés. Conséquemment à certains tests, ces impacts seront limités à la présence de faible couvert neige ($\leq 10\text{mm}$ d'équivalent en eau) en raison de processus qui ne sont pas considérés par HYDROTEL. Ces limitations s'expriment dans l'approche de modélisation du couvert de neige. Ainsi, le couvert de neige dans HYDROTEL n'intercepte pas les précipitations liquides. Ces précipitations sont directement transférées à la surface du sol, par contre, ces précipitations contribuent au réchauffement du couvert de neige. De même le couvert de neige dans HYDROTEL ne limite pas le ruissellement de surface lié à la fonte et aux précipitations liquides, en agissant comme milieu tampon. Cela dit, selon le temps imparti pour réaliser le projet, aucune correction ne sera apportée au modèle, car cela demanderait des modifications trop profondes pour palier à ces limitations.

- 4) En présence de gel et d'un faible couvert de neige, les apports en eaux à la surface du sol ne pourront s'infiltrer dans le profil de sol et seront plutôt traduits sous forme de ruissellement;
- 5) En fonction de la profondeur du gel et de l'équivalent en eau du couvert de neige, les échanges entre les couches de sols (q_{12} et q_{23}) seront restreints selon la proportion de la couche de sol gelée;
- 6) De façon similaire, l'écoulement latéral (Q_2) et l'écoulement de base (Q_3) seront restreints selon la proportion de la couche de sol gelée qui s'y rattache ainsi que l'importance du couvert de neige en surface. De manière conservatrice, comme la couche de sol 3 est responsable de l'écoulement de base (Q_3), le gel de cette couche sera limité à un maximum de 50% afin d'assurer un apport en eau vers les cours d'eau.

Conséquemment à ces impacts et de façon indirecte, les teneurs en eau des couches de sols seront également affectées par la présence de gel dans le sol.

À ce jour, et compte tenu de la durée du projet, très peu de tests ont été effectués sur l'impact du gel au sol sur les écoulements. Il sera pertinent d'évaluer la capacité du modèle hydrologique HYDROTEL à représenter la dynamique des écoulements en présence de gel au sol lors du calage à venir du modèle sur les sous-bassins du Complexe La Grande. Dès lors, il peut être envisagé que les modèles de température et de gel du sol favorise essentiellement le ruissellement de l'eau sur un sol gelé en présence de faibles couverts de neige qui sont généralement présents à l'amorce de l'hiver ou en fin de période hivernale.

La compatibilité du modèle d'estimation de la profondeur du gel avec l'usage du calcul du bilan vertical à selon l'approche du modèle CEQUEAU est beaucoup plus limitée. Cette limitation découle de l'absence de représentation PHYSIQUE du sol par cette approche. À ce jour la compatibilité se limite à prévenir l'infiltration de l'eau sur sol gelé et à limiter les transferts entre le réservoir sol et le réservoir nappe ou vers le réseau hydrographique. En ce sens, en présence de gel du sol et d'un faible couvert de neige, si la profondeur du gel atteint les niveaux de percolation ou de vidange du réservoir sol alors les processus de vidange et percolation sont diminués de 50%.

Certaines limites du modèle d'estimation de la profondeur du gel doivent être soulignées.

- 1) le modèle d'estimation de la profondeur du gel dans le sol demeure un modèle très simple, qui ne prend pas en compte l'apport thermique (flux de chaleur vers la surface) des couches profondes de sol;
- 2) l'implantation du modèle au niveau des UHRH représente une limite spatiale d'intégration;
- 3) les données relatives à la profondeur du gel dans le sol sur le secteur sont à notre connaissance inexistantes, ce qui limite la spatialisation du calage ayant pour effet

de tendre vers des valeurs uniques attribuées aux paramètres du modèle d'estimation de la profondeur du gel dans le sol sur l'ensemble du territoire du Complexe La Grande;

- 4) les apports en eau sur le sol gelé ne contribuent pas au dégel du sol en surface;
- 5) la couche 3 du modèle de bilan en eau vertical BV3C ne peut être gelée en totalité, puisque cette couche de sol assure les apports en eau aux rivières en période d'été hivernal telle que la dynamique des écoulements dans les sols le prévoit;
- 6) l'impact du gel du sol s'opère plus spécifiquement en présence de faible couvert de neige en raison des processus qui ne sont pas considérés par HYDROTEL notamment les processus d'interception et d'atténuation du ruissellement de surface par le couvert de neige.

Il demeure très important de noter que ce modèle d'estimation de la profondeur du gel dans le sol constitue un pas supplémentaire dans la prise en compte des processus influents sur l'hydrologie et que l'impact de ces processus pourra être mieux quantifié à l'usage.

4 Évapotranspiration potentielle à l'aide de l'équation de Penman-Monteith

L'évapotranspiration (ET) est une composante très importante du cycle de l'eau qui influence de nombreux processus hydrologiques tels l'écoulement de l'eau et la recharge des aquifères. Une bonne évaluation de l'ET contribue donc à améliorer la gestion de l'eau dans divers domaines tels l'agriculture, l'énergie, la gestion de l'eau par bassin versant ou à l'échelle des municipalités, et ce, tant d'un point de vue opérationnel que d'un point de vue de recherche.

Par conséquent, il devient très important d'être en mesure de prédire l'ET avec le plus de précision possible, malgré la limitation des données et stations météorologiques disponibles. Dans la littérature, beaucoup d'équations visant le calcul de l'ET potentielle (ETP) ou réelle (ETR) ont été développées au fil du temps. Ces équations varient en termes de complexité et de données d'entrée requises. Plus récemment, des travaux ont suggéré le recours à des équations plus complexes comme celle de Penman-Monteith, et ce, même en l'absence de mesure des données d'entrée requises, favorisant plutôt l'estimation de celles-ci (Allen et *al.*, 1998). En ce sens, il devient intéressant de développer une méthodologie permettant le calcul de l'ET en se basant sur des variables météorologiques simples comme la température. Ces efforts de mise en place s'accordent avec les besoins présent et futur de la gestion de la ressource en eau.

La présente section offre un résumé des travaux menés à l'INRS-ETE portant ultimement sur le calcul de l'ET et l'intégration progressive de ces travaux dans le modèle hydrologique HYDROTEL. À ce jour, certaines des étapes requièrent toujours une réflexion plus approfondie limitant l'estimation de l'ET telle que requise par HYDROTEL.

HYDROTEL

Sans reprendre une description exhaustive du modèle HYDROTEL, il demeure pertinent de présenter certains éléments liés au calcul de l'ETP. Lors de l'évaluation du bilan hydrologique vertical (BV3C), HYDROTEL doit procéder à une estimation de l'ETR pour chaque type de couvert végétal à la surface du sol, de même que l'évaporation du sol nu. Ces estimations dépendent aussi du profil d'humidité du sol. L'approche préconisée à ce jour consiste donc à passer par une estimation préalable de l'ETP.

De manière à permettre des estimations en fonction des données disponibles sur un bassin versant, cinq options d'estimation de l'ETP sont disponibles dans HYDROTEL : Thornthwaite (1948), Hydro-Québec, Linacre (1977), Penman-Monteith (Monteith, 1965) et Priestley-Taylor(1972). À noter que l'équation qui demande le plus d'informations météorologiques est celle de Penman, alors que celle d'Hydro-Québec est celle qui en demande le moins avec celle de Thornthwaite. Cela ne veut pas dire que ces dernières équations sont beaucoup plus imprécises que celle de Penman, cela dépend des conditions météorologiques.

En complément, les équations de Thornthwaite, Hydro-Québec et Linacre ne peuvent pas être estimées directement à un pas de temps inférieur à 24 heures. Les valeurs journalières d'ETP estimées par ces équations sont donc distribuées, au besoin, sur des pas de temps plus courts à l'aide des valeurs du tableau 2.2.

Tableau 4.1 Distribution horaire des valeurs journalières d'ETP

Heure	% ETP	Heure	% ETP
1	0.5	13	10.9
2	0.5	14	10.8
3	0.5	15	9.6
4	0.5	16	7.8
5	1.0	17	5.0
6	2.2	18	2.0
7	4.0	19	0.5
8	5.4	20	0.5
9	8.0	21	0.5
10	8.4	22	0.5
11	9.6	23	0.5
12	10.4	24	0.5

En fonction de l'équation d'ETP sélectionnée, HYDROTEL prend en compte le calcul de certains paramètres ou données d'entrée requises et ce, en l'absence de données mesurées. Néanmoins, les approximations proposées sont incomplètes et limitent, par le fait même, l'usage des équations disponibles. Par exemple, pour l'application de l'équation de Penman, HYDROTEL propose un calcul du rayonnement solaire incident en fonction d'une équation empirique incluant deux constantes qui doivent être fournies par l'utilisateur sans proposer de valeur par défaut (voir Équation 26). Aussi, certains calculs intermédiaires sont supportés par des données qui sont très peu disponibles (exemple : nombre d'heures d'ensoleillement).

En relation avec la structure actuelle d'HYDROTEL, il y a lieu de tenter de mettre en place et d'implémenter progressivement dans le modèle une procédure ou méthode simple, et à caractère généraliste, permettant ultimement le calcul de l'ETP. La méthode préconisée vise l'amélioration du calcul pour des bassins versants où seules la température et les précipitations sont disponibles comme données météorologiques d'entrée. Cette amélioration se base aussi sur l'usage de formulations plus déterministes que sont les équations de Priestley-Taylor et Penman-Monteith. À titre de

visée, il est souhaitable qu'un nombre restreint de données d'entrée soient requises par les calculs (ex : localisation géographique, type d'occupation du sol, jour julien, température de l'air près de la surface). Ainsi, la procédure pourrait être appliquée sur tout secteur présentant des données météorologiques de base. Autre élément à ne pas négliger, la mise en place d'un modèle complet de rayonnement à la surface se basant essentiellement sur la température comme donnée d'entrée.

Motivation, mise en contexte et travaux antérieurs.

Les travaux historiques menés à l'INRS-ETE avaient différents objectifs, mais s'inscrivaient dans une démarche commune visant à interpréter les valeurs d'ETP par l'équation d'Hydro-Québec et à implanter une estimation à base physique.

Les travaux de Dionne *et al.* (2009) ont utilisé les données météorologiques de différents sites de la province de Québec afin de valider un modèle de rayonnement développé par Ciobanas et Rousseau (2008). Dans cet exercice, seul le rayonnement solaire (de courtes longueurs d'onde) incident et le rayonnement net calculés ont été validés selon des mesures disponibles. À l'aide de ce modèle de rayonnement, il a été possible de déterminer l'ET pour plusieurs stations québécoises. L'ET calculée, en résolvant le bilan d'énergie à la surface de la feuille, a été par la suite comparée à celle obtenue par le biais de l'équation empirique développée par Hydro-Québec. Une résistance stomatale pour laquelle les deux façons de procéder coïncident a été déterminée. Ainsi, il est possible d'évaluer dans quelle mesure cette équation est juste, c'est-à-dire en fonction des contraintes extérieures appliquées. Selon ces travaux, l'équation d'Hydro-Québec semblait donc donner une approximation de l'ETR, puisqu'une grande résistance stomatale correspond à des conditions pour lesquelles l'eau, la lumière et la chaleur sont limitées.

La méthode préconisée lors de ces travaux est une méthode dite par entraînement. En ce sens, les auteurs ont, dans un premiers temps, déterminé un vecteur d'albédo mensuel applicable pour les sites à l'étude. Par la suite, par une méthode de meilleure

correspondance, en fonction des données mesurées, un vecteur d'enneuagement mensuel a été déterminé pour chacun des sites à l'étude. Ces travaux qui visaient plus spécifiquement à mieux comprendre l'équation proposée par Hydro-Québec demeurent plus limités dans leur portée en raison de la méthode décrite précédemment. De par les vecteurs d'albédo et d'enneuagement spécifique, cette méthode perd son caractère généraliste et devient plus difficilement exportable. Par conséquent, les travaux plus récents ne constituent pas une continuité, bien qu'ils considèrent quelques concepts similaires.

Plus récemment les travaux de Vogt (2013) ont plutôt porté sur le développement d'un modèle simple de calcul du rayonnement net pouvant être par la suite intégré dans le modèle HYDROTEL. Ce modèle permet également une meilleure estimation de l'ET pour des bassins versants où seules la température et les précipitations sont disponibles comme données météorologiques. L'estimation de l'évapotranspiration pourra dès lors être supportée par des équations plus déterministes que sont celles de Priestley-Taylor et Penman-Monteith. Le modèle développé requière très peu de données d'entrée (ex : localisation géographique, jour julien, l'albédo selon l'occupation du sol, la température de l'air au-dessus de la surface du sol). À noter que la mise en place et l'évaluation de la performance du modèle ont été faites pour trois sites canadiens.

Le développement d'un modèle de calcul du rayonnement net nécessitant très peu de données d'entrée a été inspiré par les travaux d'Archibald et Walter (2012). Ces travaux proposent également un modèle de rayonnement net basé uniquement sur la température et la localisation du site. Afin de parvenir à simplifier le calcul du rayonnement net, certaines équations empiriques et déterministes doivent être utilisées. Ainsi le calcul du rayonnement extra-atmosphérique se base essentiellement sur des fonctions trigonométriques. Inversement, les calculs de la transmissivité atmosphérique, des émissivités atmosphérique et surfacique sont basés sur des relations empiriques.

Les travaux menés par Vogt (2013) se basent essentiellement sur la littérature pour ensuite procéder au calcul des différents membres du bilan radiatif. Le rayonnement extra-atmosphérique est le premier élément évalué afin de bien comprendre l'impact de différents paramètres qui l'influencent (latitude, longitude, pente et orientation...). L'étape suivante visait à trouver une approximation satisfaisante du calcul de la transmissivité atmosphérique. Pour ce faire, différentes approches ont été testées. Le rayonnement de courte longueur d'onde incident découle alors de l'impact de la transmissivité atmosphérique sur le rayonnement extra-atmosphérique. L'albédo de la surface contribue ensuite au calcul du rayonnement de courte longueur d'onde réfléchi. Les valeurs d'albédo utilisées sont fonction du type d'occupation du sol et de la présence ou non de neige au sol. Le modèle développé par Vogt (2013) utilise essentiellement des valeurs issues de la littérature. À noter que le modèle HYDROTEL effectue un calcul de l'albédo de la neige au sol. En fonction de ces premiers résultats, il est possible de valider la performance du modèle sur le bilan radiatif de courtes longueurs d'onde.

À la suite de ces étapes de calcul, la transmissivité atmosphérique est utilisée pour le calcul de la couverture nuageuse qui à son tour, combinée à la température moyenne de l'air, affecte l'émissivité atmosphérique. L'émissivité atmosphérique s'intègre à la loi de Stephan-Boltzmann afin de déterminer le rayonnement de grandes longueurs d'onde incident. De même, le rayonnement de grandes longueurs d'onde émis par la surface est également déterminé par la loi de Stephan-Boltzmann en considérant cette fois l'émissivité de la surface. L'émissivité de la surface est déterminée de façon similaire à celle de l'atmosphère à l'aide de relations empiriques en fonction de la température moyenne de l'air.

Le développement du modèle a été effectué à l'aide de données mesurées sur trois (3) sites canadiens différents du réseau Fluxnet Canada (2006). Ces sites sont représentatifs du milieu boréal canadien. Le modèle a été mis en œuvre sous une perspective

temporelle journalière bien que bon nombre d'équations utilisées peuvent s'appliquer à une échelle plus fine (ex : horaire).

Le modèle a, dans un premier temps, été calé pour chacun des sites, les paramètres empiriques ont ensuite été moyennés afin de vérifier la qualité des résultats en fonction des mesures disponibles. C'est dans sa forme finale que le modèle a été intégré à HYDROTEL.

Cette section du rapport ne vise pas à reprendre ou à présenter en détail le processus de développement du modèle. Elle vise plutôt à informer les utilisateurs d'HYDROTEL de l'intégration de ce modèle. Aussi une étape supplémentaire s'ajoute, soit le calcul de l'évapotranspiration en fonction des données calculées et de celles mesurées. De ce fait, les équations seront présentées ainsi que les hypothèses sur les paramètres requis pour le calcul de l'ET. Également, il a été jugé pertinent de mettre en valeur les données météorologiques mesurées à la station de l'IREQ située à proximité de l'exutoire de la rivière Nécopastic, dans le bassin de La Grande rivière. Les données mesurées à cette station ont contribué à valider la performance du modèle de calcul du rayonnement net ainsi qu'au calcul de l'évapotranspiration.

Méthodologie

Tel que stipulé dans le rapport d'Allen et *al.* (1998), l'équation de Penman-Monteith devrait être favorisée, même s'il est nécessaire d'estimer les données d'entrée requises par les calculs.

À titre de mise en contexte, l'équation d'ET de Penman-Monteith (pour un pas de temps journalier d'où la multiplication du membre de droite par 86400 secondes par jour) peut être présentée sous la forme suivante :

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a} * 86400}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (\text{Éq. 6})$$

où	E	Évapotranspiration journalière (mm Jour^{-1});
	R_n	Rayonnement net à la surface ($\text{MJ m}^{-2} \text{ Jour}^{-1}$);
	G	Flux de chaleur du sol ($\text{MJ m}^{-2} \text{ Jour}^{-1}$);
	e_s	Pression de vapeur de l'air à saturation (kPa);
	e_a	Pression de vapeur de l'air courante (kPa);
	$(e_s - e_a)$	Déficit de pression de vapeur de l'air (kPa);
	ρ_a	Densité moyenne de l'air pour une pression constante (kg m^{-3});
	c_p	Chaleur spécifique de l'air ($\text{MJ kg}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$);
	Δ	Pente de la tension de vapeur d'eau saturante ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$);
	γ	Constante psychrométrique ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$);
	r_a	Résistance aérodynamique (s m^{-1});
	r_s	Résistance de surface (s m^{-1});
	λ	Chaleur latente de vaporisation de l'eau (MJ kg^{-1}).

Conséquemment aux travaux menés par Vogt (2013), il est intéressant de présenter le modèle de rayonnement développé et intégré au modèle hydrologique HYDROTEL. Le modèle développé fonctionne à un pas de temps journalier bien que certaines équations sont valables pour un pas de temps inférieur (ex : calcul du rayonnement extra-atmosphérique). À noter que la sous-section suivante présente également des alternatives décrites dans les travaux d'Allen et *al.* (1998). Comme le modèle de rayonnement fonctionne à un pas de temps de 24 heures, les valeurs d'ETP qui en découlent pourront être distribuées, au besoin, sur des pas de temps plus courts à l'aide des valeurs du tableau 2.2.

Modèle de rayonnement net

Dans les équations suivantes, le rayonnement est présenté en W m^{-2} . À noter que l'intégration du rayonnement net dans l'équation de l'évapotranspiration nécessite une conversion d'unités ($1 \text{ W m}^{-2} = 1 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$).

Le rayonnement net à la surface est calculé selon l'équation suivante :

$$R_n = R_{ns} + R_{nl} = R_{s_inc} - R_{s_ref} + R_{l_atm} - R_{l_surf} \quad (\text{Éq. 7})$$

où R_n Rayonnement net à la surface (W m^{-2});
 R_{ns} Rayonnement net de courtes longueurs d'onde (W m^{-2});
 R_{nl} Rayonnement net de grandes longueurs d'onde (W m^{-2});
 R_{s_inc} Rayonnement de courtes longueurs d'onde incident (W m^{-2});
 R_{s_ref} Rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi (W m^{-2});
 R_{l_atm} Rayonnement de grandes longueurs d'onde incident (W m^{-2});
 R_{l_surf} Rayonnement de grandes longueurs d'onde émis (W m^{-2}).

Les différents membres du calcul du rayonnement net sont décrits subséquemment en se basant sur les travaux de Vogt (2013) qui, à leur tour, se basent sur des travaux existants qui seront cités. Certaines alternatives de calcul proposées dans les travaux d'Allen et *al.* (1998) sont également présentées. À noter que dans les travaux de Vogt (2013), les paramètres ont été optimisés à l'aide des outils *cftool* et *sftool* de MATLAB et ce, pour chaque site, pour ensuite être moyennés sur l'ensemble des sites.

Rayonnement net de courtes longueurs d'onde (R_{ns})

Le rayonnement net de courtes longueurs d'onde représente la composante radiative dominante émise par le soleil et absorbée par la surface de la terre. Il s'exprime selon l'équation suivante :

$$R_{ns} = R_{s_inc} - R_{s_ref} \quad (\text{Éq. 8})$$

où R_{ns} Rayonnement net de courtes longueurs d'onde (W m^{-2});
 R_{s_inc} Rayonnement de courtes longueurs d'onde incident (W m^{-2});
 R_{s_ref} Rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi (W m^{-2}).

Rayonnement de courtes longueurs d'onde incident (R_{s_inc})

Le rayonnement de courtes longueurs d'onde incident se compose à son tour de deux éléments qui sont : les rayonnements direct et diffus. À noter que les mesures effectuées par un pyranomètre ne distinguent pas les composantes directes et diffuses, ce pourquoi le rayonnement de courtes longueurs incident est décrit par l'équation suivante :

$$R_{s_inc} = T_r R_a \quad (\text{Éq. 9})$$

où R_{s_inc} Rayonnement de courtes longueurs d'onde incident (W m^{-2});
 T_r Transmissivité atmosphérique¹;
 R_a Rayonnement de courtes longueurs d'onde extra-atmosphérique (W m^{-2}).

Rayonnement de courtes longueurs d'onde (solaire) extra-atmosphérique (R_a)

Le rayonnement de courtes longueurs d'onde (solaire) extra-atmosphérique représente la puissance des radiations solaires, pour une surface donnée, atteignant l'atmosphère terrestre pour un jour donné, un endroit donné (considérant sa pente et son orientation). Le calcul du rayonnement extra-atmosphérique se base sur un modèle trigonométrique qui considère la géométrie et l'emplacement du site visé. Les équations conduisant au calcul du rayonnement extra-atmosphérique sont celles présentées dans les travaux de Whiteman and Allwine (1986).

$$R_a = G_{sc} \left(\frac{\bar{d}}{d} \right)^2 \cos(\beta) \quad (\text{Éq. 10})$$

où R_a Rayonnement de courtes longueurs d'onde extra-atmosphérique (W m^{-2});
 G_{sc} Constante solaire (1353 W m^{-2});
 \bar{d} Distance soleil-terre moyenne (m);
 d Distance soleil-terre courante ou actuelle (m);
 β Angle formé entre la normale au plan et la position courante du soleil (rad).

¹ La transmissivité atmosphérique prend en compte la composante diffuse du rayonnement de courte longueur d'onde

Les composantes de l'équation 12 sont calculées selon les équations 11 et 12.

$$\left(\frac{\bar{d}}{d}\right)^2 = [1 - e \cos(vJ)]^{-2} \quad (\text{Éq. 11})$$

où e Excentricité de l'orbite terrestre (0.0167),
 v Vitesse angulaire de la terre autour du soleil (360°/365 jour) (rad)
 J Jour Julien (1^{er} janvier =1, 31 décembre =365)

$$\begin{aligned} \cos(\beta) = & [(\sin(\varphi) \cos(h)) (-\cos(a) \sin(i)) - \\ & \sin(h) (\sin(a) \sin(i)) + (\cos(\varphi) \cos(h)) \cos(i)] \cos(\delta) + [\cos(\varphi) (\cos(a) \sin(i)) + \\ & \sin(\varphi) \cos(i)] \sin(\delta) \end{aligned} \quad (\text{Éq. 12})$$

où φ Latitude du site (rad);
 h Angle solaire actuel (négatif avant midi) (rad);
 a Orientation du plan en fonction du nord (rad);
 i Inclinaison, pente du plan versus un plan horizontal (rad);
 δ Déclinaison solaire (rad) (-23°26' < δ < 23°26' ; positif lorsque le soleil est au nord de l'équateur (rad).

Dans l'équation précédente, la valeur de h est définie selon :

$-\omega_s \leq h \leq \omega_s$ où $-\omega_s$ et ω_s représente l'angle solaire au levé et couché du soleil. La valeur ω_s est déterminée selon l'équation suivante :

$$\omega_s = \arccos[-\tan(\varphi)\tan(\delta)] \quad (\text{Éq. 13})$$

Si la fonction \arccos n'est pas disponible dans le langage de programmation utilisé, il est possible d'utiliser la méthode de calcul suivante :

$$\omega_s = \frac{\pi}{2} - \arctan \left[\frac{-\tan(\varphi) \tan(\delta)}{X^{0.5}} \right] \quad (\text{Éq. 14})$$

$$\text{où } X = 1 - [\tan(\varphi)]^2 [\tan(\delta)]^2 \quad (\text{Éq. 15})$$

et $X = 0.00001$ si $X \leq 0$

La déclinaison solaire est calculée, à son tour, à l'aide de l'équation suivante :

$$\delta = \arcsin(\sin(\delta_{max}) \sin(\xi)) \quad (\text{Éq. 16})$$

où δ_{max} Déclinaison solaire maximale (rad) (-23°26');
 ξ Longitude orbitale de la terre dans son orbite autour du soleil par rapport à l'équinoxe vernal (rad).

Le paramètre ξ est calculé selon l'équation suivante

$$\xi = \omega_s (J - J_0) + 2 e (\sin(\omega_s J) - \sin(\omega_s J_0)) \quad (\text{Éq. 17})$$

où J_0 Jour julien de l'équinoxe vernal (=80)

L'équation 10 procure un résultat instantané du rayonnement sur une surface, afin d'obtenir un résultat sur une période de temps donnée, il faut sommer les résultats selon le pas de temps intermédiaire en fonction du pas de temps de calcul (ex : un calcul pour chaque heure angulaire du jour doit être sommé pour un pas de temps de 24 heures).

À titre d'alternative, les travaux d'Allen *et al.* (1998) proposent un calcul journalier pour une surface horizontale.

$$R_a = \frac{24(60)}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)] \quad (\text{Éq. 18})$$

où R_a Rayonnement de courtes longueurs d'onde extra-atmosphérique (W m^{-2});
 G_{sc} Constante solaire (1353 W m^{-2});
 d_r Inverse de la distance relative soleil-terre;
 ω_s Angle solaire à l'heure du coucher du soleil (rad);
 φ Latitude (rad) (équation 22);
 δ Déclinaison solaire (rad) (équation 24).

Les composantes de l'équation 18 sont calculées selon les équations suivantes.

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi}{365}J\right) \quad (\text{Éq. 19})$$

$$\delta = 0.409 \sin\left(\frac{2\pi}{365}J - 1.39\right) \quad (\text{Éq. 20})$$

où J jour julien compris entre 1 et 365 ou 366.

$$\omega_s = \arccos[-\tan(\varphi)\tan(\delta)] \quad (\text{Éq. 21})$$

Tel que décrit plus haut, si la fonction \arccos n'est pas disponible dans le langage de programmation utilisé on peut utiliser la méthode de calcul décrite aux équations 14 et 15.

Transmissivité de l'atmosphère (T_r)

La transmissivité atmosphérique total peut être définie comme le rapport entre le rayonnement de courtes longueurs d'onde atteignant la surface terrestre et le rayonnement de courtes longueurs d'onde extra-atmosphérique (Bristow and Campbell 1984). Théoriquement les valeurs de transmissivité s'étendent entre 0 et 1, mais en pratique les valeurs s'étendent plutôt entre 0.15 et 0.8 (Black 1956). Dans le modèle en cours, la transmissivité est une composante des plus importantes, car elle est nécessaire au calcul des rayonnements de courtes longueurs d'onde incident et réfléchi ainsi qu'au rayonnement de grandes longueurs d'onde incident. Les travaux de Vogt (2013) ont considéré plusieurs formulations, mais seule la plus performante est présentée dans le cas présent. Le but était bien-sûr de favoriser une formulation des plus simples considérant un minimum de données d'entrée.

Préalablement au calcul de la transmissivité, il est important d'estimer l'écart journalier de température selon l'équation suivante, tel que proposé par Liu *et al.* (2008) :

$$\Delta T = T_{max} - T_{min} \quad (\text{Éq. 22})$$

où ΔT Écart journalier de température (°C);

T_{max} Température maximale journalière (°C);

T_{min} Température minimale journalière (°C).

Bristow et Campbell (1984) proposent l'équation suivante pour le calcul de la transmissivité atmosphérique en fonction de la température:

$$T_r = A[1 - \exp(-B \Delta T^C)] \quad (\text{Éq. 23})$$

où T_r Transmissivité atmosphérique;

ΔT Écart journalier de température (°C);

A, B, C Paramètres de calage.

Le tableau 2.3 présente les valeurs par défaut et calées pour les paramètres A, B, C de l'équation 23. À noter que les valeurs de calage représentent la moyenne des valeurs calées pour les trois sites à l'étude dans les travaux de Vogt (2013).

Tableau 4.2 Valeurs des paramètres de l'équation du calcul de la transmissivité atmosphérique

Paramètres	Valeurs par défaut	Valeurs calées moyennes
A	0.75	0.9232
B	Équation (24)	0.1121
C	2.4	0.8038

Bristow et Campbell (1984) proposent plutôt l'équation suivante pour le calcul du paramètre B .

$$B = 0.036 \exp(-0.154 \overline{\Delta T}) \quad (\text{Éq. 24})$$

où B Paramètre de calage;

$\overline{\Delta T}$ Température moyenne pour une période de 15 jours avant et après le jour courant (°C).

À des fins de comparaison ultérieure, la transmissivité atmosphérique estimée peut être comparée avec celle calculée à l'aide des mesures de rayonnement de courtes longueurs d'onde selon l'équation suivante :

$$T_{r_mes} = \frac{R_{s_down_mes}}{R_a} \quad (\text{Éq. 25})$$

où T_{r_mes} Transmissivité atmosphérique mesurée;
 $R_{s_down_mes}$ Rayonnement de courtes longueurs d'onde incident mesuré
(W m⁻²);
 R_a Rayonnement extra-atmosphérique (W m⁻²).

En complément, les travaux d'Allen et al. (1998) proposent aussi une méthode pour le calcul du rayonnement de courtes longueurs d'onde incident.

Le rayonnement de courtes longueurs d'onde incident (solaire) peut être calculé par la formule d'Angstrom :

$$R_{s_inc} = \left(a_s + b_s \frac{n}{N} \right) R_a \quad (\text{Éq. 26})$$

où R_{s_inc} Rayonnement de courtes longueurs d'onde incident (W m⁻²);
 n Durée réelle d'ensoleillement (heure);
 N Durée maximale d'ensoleillement (heure);
 R_a Rayonnement de courtes longueurs d'onde extra-atmosphérique (W m⁻²);
 a_s Constante de régression représentant la quantité de rayonnement extra-atmosphérique atteignant la surface pour les jours couverts ($n=0$);
 a_s+b_s Fraction du rayonnement extra-atmosphérique atteignant la surface pour un ciel dégagé ($n=N$).

À noter que cette équation est déjà présente dans HYDROTEL. En l'absence de données de rayonnement, les valeurs suivantes sont recommandées pour l'équation (30): $a_s=0.25$ et $b_s=0.50$.

À titre d'ajout, l'équation suivante permet le calcul du rayonnement de courtes longueurs d'onde (solaire) pour un ciel dégagé:

$$R_{so} = (a_s + b_s) R_a \quad (\text{Éq. 27})$$

où R_{so} Rayonnement de courtes longueurs d'onde pour un ciel dégagé (W m⁻²);

a_s+b_s Fraction du rayonnement extra-atmosphérique qui atteint la surface pour un ciel dégagé ($n=N$).

En l'absence de valeurs calées pour les paramètres a_s et b_s l'équation précédente prend la forme suivante :

$$R_{s0} = (0.75 + 2 \times 10^{-5} z) R_a \quad (\text{Éq. 28})$$

où z Altitude du secteur ou site (m)

Rayonnement de courtes longueurs d'onde (solaire) réfléchi (R_{s_ref})

Le rayonnement de courtes longueurs d'onde (solaire) réfléchi par la surface est calculé selon l'équation suivante :

$$R_{s_ref} = \alpha R_{s_inc} \quad (\text{Éq. 29})$$

où R_{s_ref} Rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi par la surface (W m^{-2});

R_{s_inc} Rayonnement de courtes longueurs d'onde incident (W m^{-2});

α Albedo de la surface ou de l'occupation du sol (ex : 0.23 pour un pâturage)

Albédo (α)

L'albédo de la surface représente le ratio entre le rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi et celui incident à la surface (Éq. 30). L'albédo est ainsi influencé par le type d'occupation du sol et les valeurs varient entre 0 et 1. Dans le calcul du rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi par la surface, l'albédo est celle pour une surface de référence (ex : 0.23 pour un Pâturage). À noter qu'en présence d'un couvert de neige, HYDROTEL procède directement au calcul de l'albédo de la neige au

sol. Dans la vérification du modèle à la station de l'IREQ sur le bassin de la rivière Nécopastic, un vecteur mensuel moyen d'albédo a été calculé en fonction des mesures de rayonnement de courtes longueurs d'onde disponibles. C'est ce même vecteur qui a été utilisé pour vérifier la performance du modèle de rayonnement à reproduire le rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi. Lors de l'implantation du modèle dans HYDROTEL, l'utilisateur sera sollicité afin d'inscrire une valeur unique d'albédo pour une surface de référence.

$$\alpha = \frac{R_{s_ref}}{R_{s_inc}} \quad (\text{Éq. 30})$$

où α Albédo de la surface ou occupation du sol
 R_{s_ref} Rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi par la surface (W m^{-2})
 R_{s_inc} Rayonnement de courtes longueurs d'onde incident (W m^{-2})

À titre d'exemple le tableau 2.3 présente des valeurs d'albédo pour diverses occupations du sol ou surfaces (Coakley 2002; .Shuttleworth 2012)

Tableau 4.3 Exemple de valeur d'albédo pour diverses occupations du sol.

Type de surfaces	Albédo
Neige fraîche	0.75-0.89
Neige vieillie	0.35-0.70
Sol nu	0.06-0.18
Pâturages	0.15-0.28
Céréales	0.16-0.26
Maïs	0.18-0.22
Forêts feuillus	0.12-0.13
Forêts mixtes	0.16
Forêts conifères	0.05-0.15

Rayonnement de grandes longueurs d'onde net (R_{nl})

Dans les travaux en cours, les rayonnements de grandes longueurs d'onde sont ceux émis par l'atmosphère ou par la surface de la terre. La quantité de rayonnement émis par l'atmosphère (rayonnement de grandes longueurs d'onde incident) ou par la surface (rayonnement de grandes longueurs d'onde émis) peut être calculée selon la loi de Stephan-Boltzmann :

$$R = \varepsilon \sigma T^4 \quad (\text{Éq. 31})$$

où R Rayonnement de grandes longueurs d'onde (W m^{-2})
 ε Émissivité
 σ Constante de Stephan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$);
 T Température du corps émetteur (K)

Il est important de noter que ni l'atmosphère ni la surface de la terre ne se comportent comme des corps noirs. Ainsi l'émissivité atmosphérique ou de la surface sont inférieures à un (1).

Le rayonnement de grandes longueurs d'onde net est calculé selon l'équation suivante :

$$R_{nl} = R_{l_atm} - R_{l_surf} \quad (\text{Éq. 32})$$

où R_{nl} Rayonnement net de grandes longueurs d'onde (W m^{-2});
 R_{l_atm} Rayonnement de grandes longueurs d'onde incident (W m^{-2});
 R_{l_surf} Rayonnement de grandes longueurs d'onde émis par la surface (W m^{-2}).

Rayonnement de grandes longueurs d'onde incident (R_{l_atm})

Le rayonnement de grandes longueurs d'onde incident est celui émis par l'atmosphère. Celui-ci dépend de l'émissivité atmosphérique et de la température de l'atmosphère. Les travaux de Vogt (2013) proposent le calcul d'une pseudo émissivité atmosphérique du fait que seule la température de l'air à deux (2) m au-dessus du sol est disponible et

ne représente pas exactement la température de l'atmosphère. L'équation suivante permet le calcul du rayonnement de grandes longueurs d'onde :

$$R_{l_atm} = \varepsilon_a \sigma T^4 \quad (\text{Éq. 33})$$

- où
- R_{l_down} Rayonnement de grandes longueurs d'onde incident (W m^{-2});
 - ε_a Pseudo-émissivité atmosphérique;
 - σ Constante de Stephan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$);
 - T Température de l'atmosphère (K) (T = Température moyenne de l'air exprimé en Kelvin = $(T_{max} + T_{min})/2 + 273.16$);
 - T_{max} Température maximale journalière ($^{\circ}\text{C}$);
 - T_{min} Température minimale journalière ($^{\circ}\text{C}$).

Pseudo émissivité atmosphérique (ε_a)

Dans un premier temps, il est intéressant de noter une relation entre le rayonnement de grandes longueurs d'onde incident et la couverture nuageuse (ennuageement). Cette relation peut être prise en compte dans le calcul de l'émissivité atmosphérique. L'approche de calcul de l'émissivité atmosphérique s'inspire des travaux d'Archibald et Walter (2012). Cette approche représente la combinaison de deux équations; la première est issue des travaux de Monteith et Unsworth (2008), la seconde est extraite des travaux de Campbell (1977). D'une part, les travaux de Monteith et Unsworth (2008) présentent une relation entre l'émissivité atmosphérique et la couverture nuageuse alors que les travaux de Campbell (1977) lient l'émissivité de l'atmosphère à la température. L'équation suivante permet le calcul de la pseudo-émissivité atmosphérique :

$$\varepsilon_a = (A + B T) (1 - C \tau_{cloud}) + C \tau_{cloud} \quad (\text{Éq. 34})$$

- où
- ε_a Pseudo-émissivité atmosphérique;
 - T Température moyenne de l'atmosphère ($^{\circ}\text{C}$) (T = Température moyenne de l'air exprimé en Celsius = $(T_{max} + T_{min})/2$).

- T_{max} Température maximale journalière (°C);
- T_{min} Température minimale journalière (°C);
- τ_{cloud} Ennuagement;
- A, B, C Paramètres de calage;

Le tableau 2.5 présente les valeurs proposées dans la littérature et calées pour les paramètres A , B , C de l'équation (34). À noter que les valeurs de calage représentent la moyenne des valeurs calées pour les trois sites à l'étude dans les travaux de Vogt (2013).

Tableau 4.4 Valeurs des paramètres de l'équation du calcul de l'émissivité atmosphérique

Paramètres	Valeurs par défaut	Valeurs calées moyennes
A	0.72	0.7363
B	0.005	0.0009
C	0.84	0.9828

Ennuagement (τ_{cloud})

Il peut être avancé qu'il y a une relation entre la transmissivité atmosphérique et l'ennuagement, basée sur le fait que les nuages contribuent à diminuer la transmissivité en absorbant ou réfléchissant le rayonnement de courtes longueurs d'onde. L'équation (35) présentée dans les travaux d'Archibald et Walter (2012) établie une relation entre l'ennuagement et la transmissivité. Combinés à cette relation, les travaux de Black (1956) mentionnent qu'il y a certains seuils de transmissivité pour lesquels l'ennuagement peut être fixé à zéro (0.0) ou à un (1.0). Les seuils utilisés dans les travaux en cours sont identiques à ceux utilisés par Archibald et Walter (2012).

$$\tau_{cloud} = \begin{cases} 0 & \text{si } T_r > 0.75 \\ 1 & \text{si } T_r < 0.15 \\ 1 - \frac{T_r - 0.15}{0.6} & \text{si } 0.15 \leq T_r \leq 0.75 \end{cases} \quad (\text{Éq. 35})$$

où τ_{cloud} Ennuagement;
 T_{ρ} Transmissivité atmosphérique.

Afin de valider les valeurs calculées de pseudo-émissivité atmosphérique, celles-ci peuvent être comparées avec les valeurs de pseudo-émissivité atmosphérique estimées à partir des données mesurées selon l'équation suivante :

$$\varepsilon_{a_est} = \frac{R_{l_atm_mes}}{\sigma T^4} \quad (\text{Éq. 36})$$

où ε_{a_est} Pseudo-émissivité atmosphérique estimée;
 $R_{l_atm_mes}$ Rayonnement de grandes longueurs d'onde incident mesuré (W m^{-2});
 σ Constante de Stephan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$);
 T Température moyenne de l'atmosphère (K) (T = Température moyenne de l'air exprimé en Kelvin = $(T_{max} + T_{min})/2 + 273.16$);
 T_{max} Température maximale journalière ($^{\circ}\text{C}$);
 T_{min} Température minimale journalière ($^{\circ}\text{C}$).

Rayonnement de grandes longueurs d'onde émis par la surface (R_{l_surf})

Pour le calcul du rayonnement de grandes longueurs d'onde émis par la surface, une approche similaire au calcul du rayonnement de grandes longueurs d'onde incident a été utilisée. La seule différence notable entre les deux approches réside dans le calcul de la pseudo-émissivité de la surface qui remplace la pseudo-émissivité atmosphérique. L'équation (37) permet donc le calcul du rayonnement de grandes longueurs d'onde émis par la surface. À nouveau, la mention de pseudo-émissivité fait référence à l'usage de la température de l'air pour estimer la température à la surface.

$$R_{l_surf} = \varepsilon_s \sigma T^4 \quad (\text{Éq. 37})$$

où R_{l_up} Rayonnement de grandes longueurs d'onde incident (W m^{-2});
 ε_s Pseudo-émissivité de la surface;

- σ Constante de Stephan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$);
- T Température de la surface (K) (T = Température moyenne de l'air exprimé en Kelvin = $(T_{max} + T_{min})/2 + 273.16$);
- T_{max} Température maximale journalière (°C);
- T_{min} Température minimale journalière (°C).

Pseudo émissivité de la surface (ε_s)

La littérature présente nombre de valeurs d'émissivité de surface (voir exemple tableau 2.6).

Tableau 4.5 Valeurs types d'émissivité de surface (Stull 2000)

Type de surface	Valeur d'émissivité
Sol nu	0.90 – 0.98
Forêt de conifères	0.97
Neige fraîche	0.99
Neige vieillie	0.82

Selon cette approche, l'émissivité de la surface (ε_s) est considérée comme constante dans le temps pour un type de surface donné.

Une approche alternative consiste à faire varier la pseudo-émissivité de la surface. À nouveau, cette approche alternative se base sur la relation entre l'émissivité et la température s'inspirant des travaux de Campbell (1977). L'équation permettant le calcul de la pseudo-émissivité de surface est la suivante :

$$\varepsilon_s = A + B T \quad (\text{Éq. 38})$$

- où ε_s Pseudo-émissivité de la surface;
- T Température moyenne de l'atmosphère (°C) (T = Température moyenne de l'air exprimé en Celsius = $(T_{max} + T_{min})/2$).

- T_{max} Température maximale journalière (°C);
- T_{min} Température minimale journalière (°C);
- A, B Paramètres de calage.

Le tableau 2.7 présente les valeurs proposées dans la littérature et calées pour les paramètres A, B de l'équation (38). À noter que les valeurs de calage représentent la moyenne des valeurs calées pour les trois sites à l'étude dans les travaux de Vogt (2013).

Tableau 4.6 Valeurs des paramètres de l'équation du calcul de l'émissivité de la surface

Paramètres	Valeurs par défaut	Valeurs calées moyennes
A	0.72	0.9828
B	0.84	0.0009

Afin de valider les valeurs calculées de pseudo-émissivité de la surface, celles-ci peuvent être comparées avec les valeurs de pseudo-émissivité de la surface estimées à partir des données mesurées selon l'équation suivante :

$$\varepsilon_{s_est} = \frac{R_{l_surf_mes}}{\sigma T^4} \quad (\text{Éq. 39})$$

- où
- ε_{s_est} Pseudo-émissivité de la surface estimée;
 - $R_{l_surf_mes}$ Rayonnement de grandes longueurs d'onde émis mesuré (W m^{-2});
 - σ Constante de Stephan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$);
 - T Température moyenne de l'atmosphère (K) ($T = \text{Température moyenne de l'air exprimé en Kelvin} = (T_{max} + T_{min})/2 + 273.16$);
 - T_{max} Température maximale journalière (°C);
 - T_{min} Température minimale journalière (°C).

Rayonnement de grandes longueurs d'onde net (R_{nl}) (calcul alternatif)

De façon similaire au calcul du rayonnement de courtes longueurs d'onde, les travaux d'Allen *et al.* (1998) proposent un calcul journalier du rayonnement de grandes longueurs d'onde net :

$$R_{nl} = -\sigma \left[\frac{T_{max}^4 + T_{min}^4}{2} \right] (0.34 - 0.14 \sqrt{e_a}) \left(1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35 \right) \quad (\text{Éq. 40})$$

- où R_{nl} Rayonnement net de grandes longueurs d'onde net ($\text{MJ m}^{-2} \text{ Jour}^{-1}$);
 σ Constante de Stephan-Boltzmann ($4.903 \times 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ Jour}^{-1}$);
 $T_{max,k}$ Température maximum journalière en degré Kelvin ($\text{K} = ^\circ\text{C} + 273.16$);
 $T_{min,K}$ Température minimum journalière en degré Kelvin ($\text{K} = ^\circ\text{C} + 273.16$);
 e_a Tension de vapeur d'eau (kPa);
 R_s/R_{so} Rayonnement de courtes longueurs d'onde relatif (limitation à ≤ 1.0);
 R_s Rayonnement de courtes longueurs d'onde incident (W m^{-2});
 R_{so} Rayonnement de courtes longueurs d'onde incident pour un ciel dégagé (W m^{-2}).

La méthode de calcul du rayonnement de courtes longueurs d'onde pour un ciel dégagé est identique à la méthode précédente. Par contre, la transmissivité atmosphérique est différente et peut être calculée selon l'équation suivante :

$$T_r = (0.6 + 0.2 \sin(\psi)) (1 - 0.4 \tau_h) (1 - 0.7 \tau_m) (1 - 0.4 \tau_l) \quad (\text{Éq. 41})$$

- où T_r Transmissivité atmosphérique;
 ψ Angle d'élévation solaire (rad);
 τ_h Ennuagement en haute altitude;
 τ_m Ennuagement en moyenne altitude;
 τ_l Ennuagement en basse altitude.

Pour des conditions de ciel dégagé, les paramètres (τ_h, τ_m, τ_l) sont tous égaux à 0. Le paramètre $\sin(\psi)$ peut être calculé selon l'équation suivante :

$$\sin(\psi) = \cos(h) \cos(\delta) \cos(\varphi) + \sin(\delta) \sin(\varphi) \quad (\text{Éq. 42})$$

où ψ Angle d'élévation solaire (rad);
 φ Latitude (rad);
 h L'angle solaire actuel (négatif avant midi) (rad);
 δ Déclinaison solaire (rad) ($-23^\circ 26' < \delta < 23^\circ 26'$; positif lorsque le soleil est au nord de l'équateur).

Calcul de l'évapotranspiration potentielle

Équation de Penman-Monteith

Préalablement au calcul de l'ETP, il est nécessaire de traduire les résultats du calcul du rayonnement net en $\text{MJ m}^{-2} \text{ Jour}^{-1}$ ($1 \text{ W m}^{-2} = 1 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) pour un modèle journalier.

À titre de rappel, l'équation de Penman-Monteith utilisée est la suivante :

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a} * 86400}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (\text{Éq. 43})$$

où E Évapotranspiration journalière (mm Jour^{-1});
 R_n Rayonnement net à la surface ($\text{MJ m}^{-2} \text{ Jour}^{-1}$);
 G Flux de chaleur du sol ($\text{MJ m}^{-2} \text{ Jour}^{-1}$);
 e_s Pression de vapeur de l'air à saturation (kPa);
 e_a Pression de vapeur de l'air courante (kPa);
 $(e_s - e_a)$ Déficit de pression de vapeur de l'air (kPa);
 ρ_a Densité moyenne de l'air pour une pression constante (kg m^{-3});
 c_p Chaleur spécifique de l'air ($\text{MJ kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$);
 Δ Pente de la tension de vapeur d'eau saturante ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$);

- γ Constant psychrométrique (kPa °C⁻¹);
- r_a Résistance aérodynamique (s m⁻¹);
- r_s Résistance de surface (s m⁻¹);
- λ Chaleur latente de vaporisation de l'eau (MJ kg⁻¹).

Le modèle de rayonnement décrit précédemment permet le calcul du rayonnement net (R_n), ainsi il reste un certain nombre de termes qui doivent être définis ou calculés. Cette sous-section se penche plus spécifiquement sur ce volet. Aussi, tel que présenté dans les travaux d'Allen et *al.* (1998), une occupation du sol de pâturage est utilisée comme surface de référence dans le calcul de l'ETP.

La résistance aérodynamique (r_a) est déterminée selon l'équation suivante :

$$r_a = \frac{\ln\left[\frac{z_m-d}{z_{om}}\right] \ln\left[\frac{z_h-d}{z_{oh}}\right]}{k^2 u_z} \quad (\text{Éq. 44})$$

- où
- r_a résistance aérodynamique (s m⁻¹);
 - z_m la hauteur à laquelle la vitesse du vent est mesurée (m);
 - z_h la hauteur à laquelle l'humidité est mesurée (m);
 - d la hauteur à laquelle on considère le vent comme nul (m);
 - z_{om} est la hauteur de déplacement vertical pour la quantité de mouvement reliée à la rugosité de la surface (m);
 - z_{oh} la hauteur de déplacement vertical dans le cas de la vapeur d'eau reliée à la rugosité de la surface (m);
 - K la constante de von Karman (= 0.41);
 - u_z la vitesse du vent à la hauteur z (m s⁻¹).

Il est commun de rencontrer les approximations suivantes en fonction de la hauteur de la végétation (h (m)) :

$$d = 2/3h \quad (\text{Éq. 45})$$

$$z_{om} = 0.123h \quad (\text{Éq. 46})$$

$$z_{oh} = 0.1z_{om} \quad (\text{Éq. 47})$$

Ainsi, par exemple, pour une hauteur de végétation constante (h) de 0.12m (hauteur suggérée pour les pâturages (Allen et *al.*, 1998) et une hauteur standard de mesure du vent et de l'humidité de 2 m, la résistance aérodynamique pour une surface de pâturage de référence devient :

$$r_a = \frac{\ln\left[\frac{2-2/3(0.12)}{0.123(0.12)}\right] \ln\left[\frac{2-2/3(0.12)}{(0.1)0.123(0.12)}\right]}{(0.41)^2 u_2} = \frac{208}{u_2} \quad (\text{Éq. 48})$$

où u_2 Vitesse du vent mesurée à 2 m du sol (m s^{-1})

La résistance de la surface r_s est déterminée selon l'équation suivante :

$$r_s = \frac{r_1}{LAI_{active}} \quad (\text{Éq. 49})$$

où r_s résistance de la surface (s m^{-1});

r_1 résistance stomatale d'une feuille adéquatement illuminée (s m^{-1});

LAI_{active} indice foliaire (m^2 (surface de feuille) m^{-2} (surface du sol)).

À titre d'équation générale :

$$LAI_{active} = 0.5LAI \quad (\text{Éq. 50})$$

Aussi pour une surface de pâturage :

$$LAI = 24h \quad (\text{Éq. 51})$$

Où h représente la hauteur de végétation (m).

Ainsi, pour une culture de pâturage avec une résistance stomatale de 100 s m^{-1} , pour de bonnes conditions hydriques et une hauteur de végétation de 0.12m, la résistance de surface devient :

$$r_s = \frac{100}{0.5(24)(0.12)} \approx 70 \text{ s m}^{-1} \quad (\text{Éq. 52})$$

Il est important de noter que ces exemples se rattachent à la notion d'ET pour une surface de référence qui peut se traduire par une valeur résultante d'ETP.

Par conséquent, l'équation de Penman-Monteith pour une surface de référence (pâturage dans le cas présent) peut prendre, dès lors, la forme suivante :

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (\text{Éq. 53})$$

où	ET_0	Évapotranspiration de référence (mm jour ⁻¹);
	R_n	Rayonnement net à la surface (MJ m ⁻² jour ⁻¹);
	G	Flux de chaleur du sol (MJ m ⁻² jour ⁻¹);
	T	Température moyenne de l'air à 2m (°C);
	u_2	Vitesse du vent à 2m de hauteur (m s ⁻¹);
	e_s	Pression de vapeur de l'air à saturation (kPa);
	e_a	Pression de vapeur de l'air courante (kPa);
	Δ	Pente de la courbe tension de vapeur d'eau saturante (kPa °C ⁻¹);
	γ	Constante psychrométrique (kPa °C ⁻¹).

À noter que dans une première phase, les paramètres liés à l'occupation, inscrits dans HYDROTEL pour l'équation de base (Éq. 43) sont ceux d'une surface de référence. Ainsi, l'équation de base implantée dans HYDROTEL prend alors la forme de l'équation pour une surface de référence (Éq. 53). Cette implantation qui demeure flexible n'oblige donc pas l'utilisateur à fournir des informations spécifiques concernant les diverses occupations du sol (ex : hauteur de la végétation, résistance de surface, vitesse du vent à 2m du sol, etc.). Le résultat de l'équation (43) sera alors considéré comme la valeur d'évapotranspiration potentielle de référence.

Pression atmosphérique (P)

La pression atmosphérique pour un site donné est calculée selon l'équation suivante :

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26} \quad (\text{Éq. 54})$$

où P Pression atmosphérique (kPa);
 z Altitude du site (m).

Chaleur latente de vaporisation de l'eau (λ)

La chaleur latente de vaporisation de l'eau présente très peu de variation. Par conséquent, la valeur utilisée est fixée à 2.45 MJ kg^{-1} .

Constante psychrométrique (γ)

La constante psychrométrique est calculée selon l'équation suivante :

$$\gamma = \frac{c_p P}{\varepsilon \lambda} = 0.665 \times 10^{-3} P \quad (\text{Éq. 55})$$

où γ Constante psychrométrique ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$);
 P Pression atmosphérique (kPa);
 λ Chaleur latente de vaporisation, ($= 2.45 \text{ MJ kg}^{-1}$);
 c_p Chaleur spécifique à pression constante, ($= 1.013 \times 10^{-3} \text{ MJ kg}^{-1} ^\circ\text{C}^{-1}$);
 ε ratio de la masse moléculaire de la vapeur d'eau / air sec = 0.622.

À l'inverse

$$c_p = \frac{\gamma \varepsilon \lambda}{P} \quad (\text{Éq. 56})$$

Loi des gaz parfait pour le calcul de la densité moyenne de l'air (ρ_a)

$$\rho_a = \frac{P}{T_{Kv} R} \quad (\text{Éq. 57})$$

où ρ_a Densité moyenne de l'air pour une pression constante (kg m^{-3});
 P Pression atmosphérique (kPa);

R Constante spécifique des gaz ($0.287 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$);

T_{kv} Température virtuelle en fonction de la température selon l'équation suivante :

$$T_{kv} = 1.01(T + 273.16) \quad (\text{Éq. 58})$$

où T Température moyenne de l'air ($^{\circ}\text{C}$).

Température moyenne (T)

La température moyenne de l'air est calculée selon l'équation suivante :

$$T = \frac{T_{max} + T_{min}}{2} \quad (\text{Éq. 59})$$

où T Température moyenne de l'air ($^{\circ}\text{C}$);

T_{max} Température maximale journalière ($^{\circ}\text{C}$);

T_{min} Température minimale journalière ($^{\circ}\text{C}$).

Tension de vapeur à saturation moyenne (e_s)

Dans un premier temps, il est important de mentionner que la tension de vapeur à saturation est fonction de la température selon l'équation suivante :

$$e^0(T) = 0.6108 \exp \left[\frac{17.27 T}{T + 237.3} \right] \quad (\text{Éq. 60})$$

où $e^0(T)$ Tension de vapeur à saturation à la température T (kPa);

T Température moyenne de l'air ($^{\circ}\text{C}$);

$\exp[\dots]$ 2.7183 (base du logarithme népérien) élevé à la puissance [...].

Ainsi, la tension de vapeur moyenne à saturation peut être calculée selon l'équation suivante :

$$e_s = \frac{e^0(T_{max}) + e^0(T_{min})}{2} \quad (\text{Éq. 61})$$

Pente de la tension de vapeur d'eau saturante en fonction de la température (Δ)

La pente de la tension de vapeur d'eau saturante en fonction de la température est calculée selon l'équation suivante :

$$\Delta = \frac{4098 \left[0.6108 \exp \left(\frac{17.27 T}{T+237.3} \right) \right]}{(T+237.3)^2} \quad (\text{Éq. 62})$$

où Δ Pente de la tension de vapeur d'eau saturante [kPa °C⁻¹];
 T Température moyenne de l'air (°C);
 $\exp[\dots]$ 2.7183 (base du logarithme népérien) élevé à la puissance [...].

Estimation de la tension de vapeur d'eau (e_a)

Avec l'absence de mesures d'humidité de l'air ou de la température du point de rosée, la tension de vapeur d'eau peut être estimée selon l'équation suivante :

$$e_a = e^0(T_{min}) = 0.6108 \exp \left[\frac{17.27 T_{min}}{T_{min}+237.3} \right] \quad (\text{Éq. 63})$$

Cette équation pose l'hypothèse que la température du point de rosée est égale à la température minimale. Cette hypothèse peut être erronée pour diverses régions ou climats.

Estimation de la vitesse du vent (u_2)

Pour bon nombre de sites, la vitesse du vent n'est pas disponible, ainsi elle peut être estimée selon des valeurs moyennes mensuelles ou annuelles. Dans le cas présent, bien que la vitesse du vent soit disponible, il a été jugé intéressant d'utiliser une valeur unique annuelle afin de reproduire l'état des données disponibles pour la plupart des bassins versants sur lesquels HYDROTEL est implanté.

Les travaux d'Allen et *al.* (1998) présentent un tableau de valeurs d'estimation de la vitesse du vent qu'il est intéressant de reprendre.

Tableau 4.7 Classes générales de vitesse du vent mensuelle (Allen et *al.*, 1998).

Description	Moyenne mensuelle de vitesse du vent à 2m
Vent faible	$\leq 1.0 \text{ m s}^{-1}$
Vent faible à modéré	$1 - 3 \text{ m s}^{-1}$
Vent modéré à fort	$3 - 5 \text{ m s}^{-1}$
Vent fort	$\geq 5.0 \text{ m s}^{-1}$

Aussi, il est mentionné qu'en absence de mesures de vent, une valeur de 2 m s^{-1} peut être utilisée à titre d'estimation. Cette valeur représente la moyenne de plus de 2000 stations météorologiques autour du globe. Pour les tests courants, une valeur de 2 m s^{-1} a été utilisée.

Flux de chaleur du sol (G)

En raison de la faible importance du flux de chaleur du sol en comparaison avec le rayonnement net, et ce plus particulièrement en présence de végétation, il est jugé acceptable de négliger ce paramètre dans le calcul de ET

$$G_{\text{day}} \approx 0$$

Pour des calculs à un pas de temps horaire, les équations suivantes sont proposées :

Pendant le jour :

$$G_{hr} = 0.1 R_n \quad (\text{Éq. 64})$$

Pendant la nuit :

$$G_{hr} = 0.5 R_n \quad (\text{Éq. 65})$$

où G Flux de chaleur du sol ($\text{MJ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$);
 R_n Rayonnement net à la surface ($\text{MJ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$).

Rappel sur le calcul pour l'équation de Penman-Monteith

Pour ces divers calculs, il est nécessaire de fixer la hauteur de la végétation (ex : 0.12m pour un pâturage). Aussi, en l'absence de mesure de vent, il faut choisir une valeur fixe (ex : 2 m s^{-1} ou autre selon Allen et *al.* 1998). Finalement, il faut fixer une valeur de résistance de surface (ex : 70 s m^{-1} une valeur faible augmentera l'ET (tendre vers l'ETP) versus une valeur élevée qui aura pour effet de la diminuer). Dans le cas présent diverses valeurs ont été testées à des fins de comparaison.

Équation d'HYDRO-QUÉBEC

À notre connaissance, les bassins versants sur lesquels le modèle HYDROTEL a été implanté utilisent essentiellement l'équation d'Hydro-Québec pour le calcul de l'ETP. Dans le contexte actuel, les résultats ont également été comparés avec l'équation d'Hydro-Québec afin de mieux comprendre sa représentation.

L'équation d'estimation de l'ETP développée à Hydro-Québec n'a jamais été publiée à notre connaissance. C'est une équation qui n'utilise que les températures maximale et minimale journalières de l'air. Quoique n'utilisant que ces températures, elle a été développée sur la base de principes similaires à l'équation de Penman adaptés aux données choisies.

Le lecteur pourra aussi remarquer que, comme l'équation développée à Hydro-Québec ne contient pas de termes pouvant distinguer entre les classes d'occupation de sol, l'ETP calculée ainsi est identique pour chaque classe.

Aucune information n'est demandée à l'utilisateur s'il choisit de simuler l'ETP avec l'équation développée à Hydro-Québec.

Initialement, l'équation a été développée en considérant des températures estimées en °F. Elle est modifiée dans sa programmation dans HYDROTEL afin de prendre des températures fournies en °C (équation 66).

$$E = 0.029718 (T_{max} - T_{min}) e^{0.019 \left(\frac{9}{5} (T_{max} + T_{min}) + 64 \right)} \quad (\text{Éq. 66})$$

où E ETP d'Hydro-Québec en (mm j^{-1});
 T_{max} Température maximale journalière ($^{\circ}\text{C}$);
 T_{min} Température minimale journalière ($^{\circ}\text{C}$).

Site d'étude et éléments de comparaison

Tel que mentionné, afin de valider le modèle de rayonnement, il a été jugé pertinent de mettre en valeur les données météorologiques mesurées à la station de l'IREQ située à proximité de l'exutoire de la rivière Nécopastic. Cette station propose notamment un large éventail de mesures météorologiques à un pas de temps de 15 min. En particulier, les différentes composantes du rayonnement net sont mesurées à cette station expérimentale qui opère depuis l'année 2005. Dans le contexte actuel de validation, les données mesurées à un pas de temps de 15 minutes ont été utilisées afin de calculer des moyennes journalières sur l'ensemble de la période de mesure. Ainsi, ce sont des valeurs « types » journalières qui ont été utilisées dans la validation du modèle de rayonnement net proposé par Vogt (2013). Les résultats seront présentés pour la séquence annuelle de données moyennes journalières. En complément, les valeurs moyennes de rayonnement net journalières mesurées et calculées ont été utilisées afin de comparer les résultats de calcul de l'évapotranspiration qui en découlent. Finalement, les valeurs journalières d'ETP calculées à l'aide de l'équation d'Hydro-Québec ont été comparées avec celles calculées à l'aide des mesures de rayonnement intégrées à l'équation de Penman-Monteith.

D'autre part, le tableau 2.9 présente certaines caractéristiques et hypothèses nécessaires aux calculs décrits précédemment (Rayonnement et Évapotranspiration).

Tableau 4.8 Caractéristiques du site de mesure de l'IREQ sur la rivière Nécopastic

Caractéristiques du site	Valeurs
Latitude	53.68 N
Longitude	-78.15 O
Altitude	102 m
Environnement	Milieu boréal dégagé
Vitesse du vent moyenne à 2m du sol	2 m s ⁻¹
Albédo	Valeurs mensuelles
Résistance de surface	20 à 200 s m ⁻¹
Hauteur de la végétation	0.12m
Pente	≈0.0°

Résultats et discussions

Cette section porte sur les résultats de validations du modèle de rayonnement proposé par Vogt (2013) appliqués à la station de l'IREQ sur le bassin versant de la rivière Nécopastic. Les résultats s'accompagnent de brèves discussions sur la qualité des résultats et des sources d'erreurs. Les résultats de validation ou comparaison seront présentés à l'aide de graphiques conjoints. Le premier graphique compare les résultats de calculs et les mesures (ou estimation en fonction des mesures) en fonction du temps. Le deuxième graphique établie, si possible, la corrélation entre les résultats de calculs et les mesures.

À titre de mise en contexte, la figure 2.6 présente les températures maximales et minimales journalières pour le site d'étude.

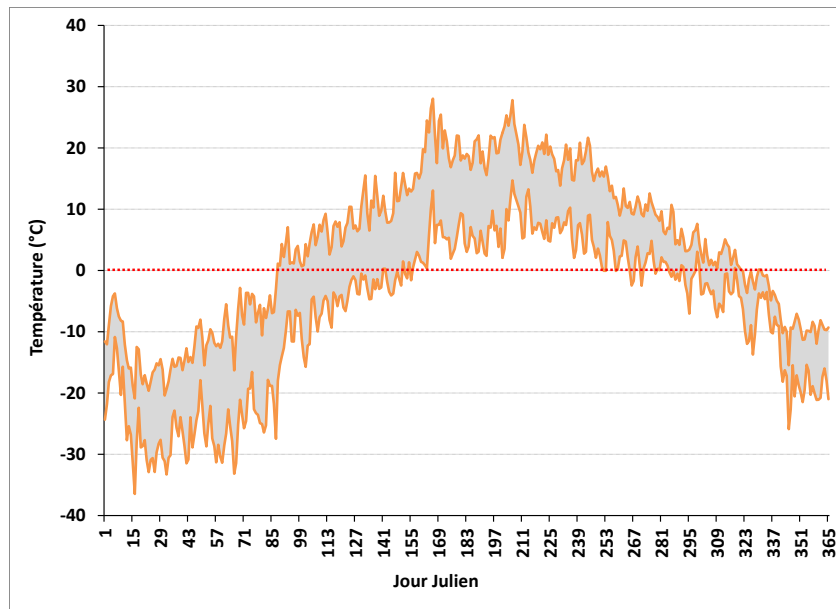


Figure 4.1 Évolution annuelle des températures maximales et minimales journalières à la station de l'IREQ sur le bassin de la rivière Nécopastic.

La figure 2.6 témoigne d'un climat continental froid de type subarctique avec une température annuelle moyenne de -1.5°C . Il s'agit d'un secteur de transition entre la taïga et la toundra dominée par une forêt ouverte d'épinettes noires, de brûlis et de tourbières (Savary et *al.* 2004).

La figure 2.7 présente l'évolution annuelle type du rayonnement extra-atmosphérique de courtes longueurs d'onde (R_a) au site d'étude selon les calculs basés sur les travaux de Whiteman et Allwine (1986).

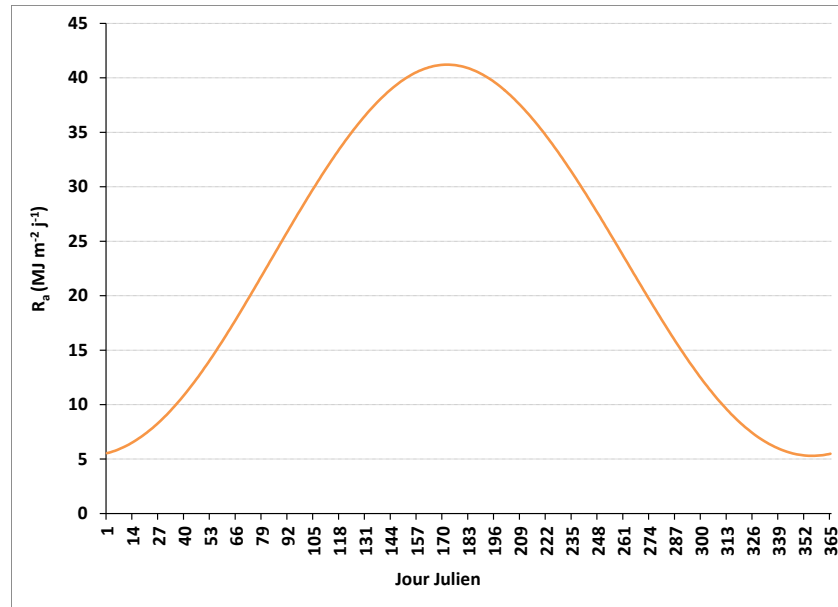


Figure 4.2 Évolution annuelle du rayonnement de courtes longueurs d'onde extra-atmosphérique.

Les figures 2.8 et 2.9 présentent une comparaison de la transmissivité atmosphérique (Tr) estimée selon les travaux de Vogt (2013) en fonction de la transmissivité atmosphérique calculée à l'aide des mesures de rayonnements incident et extra-atmosphérique de courtes longueurs d'onde.

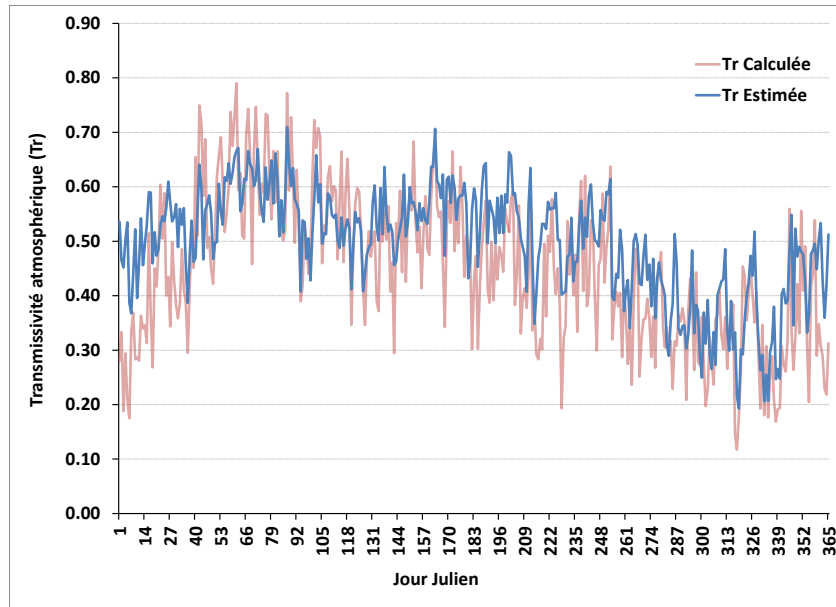


Figure 4.3 Évolution annuelle de la transmissivité atmosphérique calculée à partir des mesures et estimée.

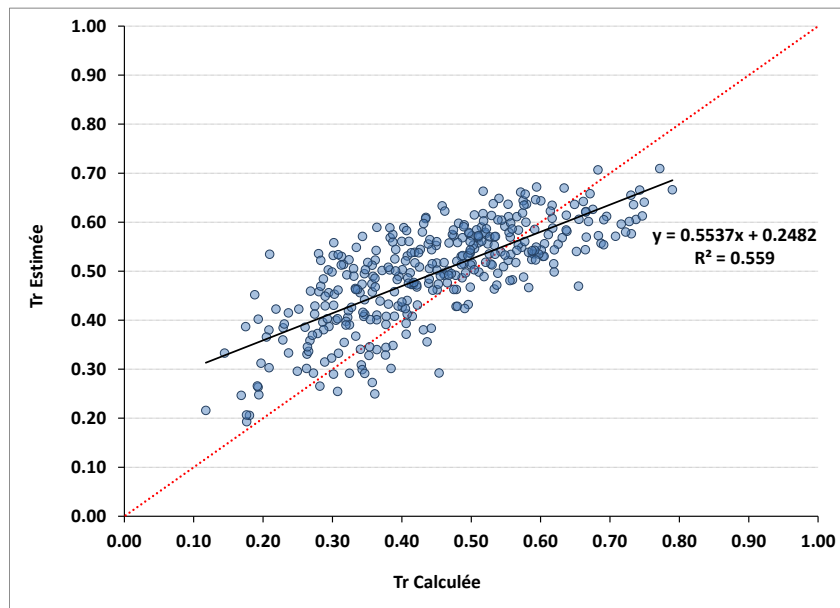


Figure 4.4 Comparaison de la transmissivité atmosphérique calculée à partir des mesures et estimée.

Les figures 2.8 et 2.9 démontrent une certaine correspondance entre les transmissivités atmosphériques calculées et estimées, mais soulignent également les limites d'un

modèle de calcul basé strictement sur les températures. Plus spécifiquement, en début de période hivernale la transmissivité atmosphérique estimée surestime celle calculée de même qu'au courant de la période estivale. Globalement, les résultats provenant du modèle proposé par Vogt (2013) présentent moins de variabilité en comparaison avec les transmissivités atmosphériques calculées à partir des données mesurées. La performance demeure néanmoins comparable à celle présentée dans les travaux de Vogt (2013). Il demeure important de garder en perspective le caractère simpliste et polyvalent du modèle qui est uniquement basé sur les températures afin de permettre son usage peu importe l'application HYDROTEL.

Les figures 2.10 et 2.11 présentent une comparaison des rayonnements de courtes longueurs d'onde incident (R_{s_inc}) estimés à l'aide du modèle de Vogt (2013) et mesurés.

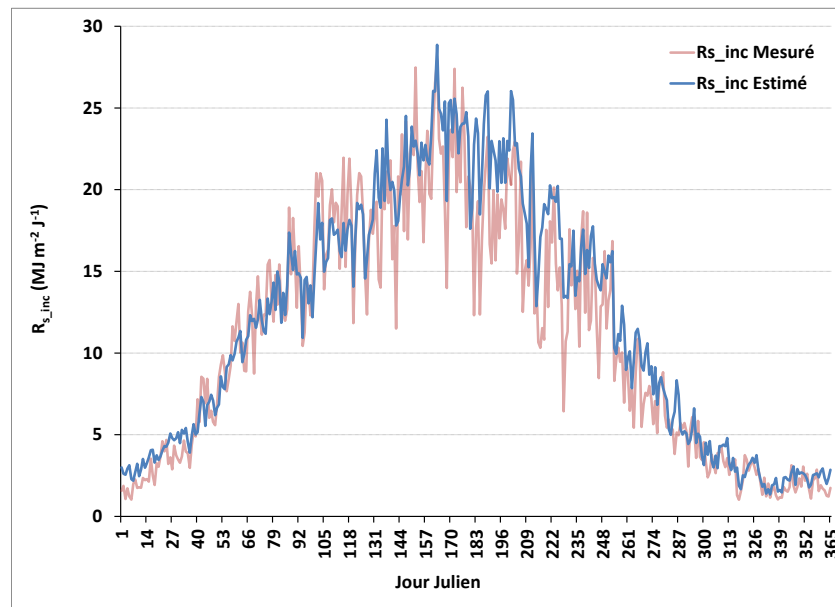


Figure 4.5 Évolution annuelle des rayonnements de courtes longueurs d'onde incidents mesurés et estimés.

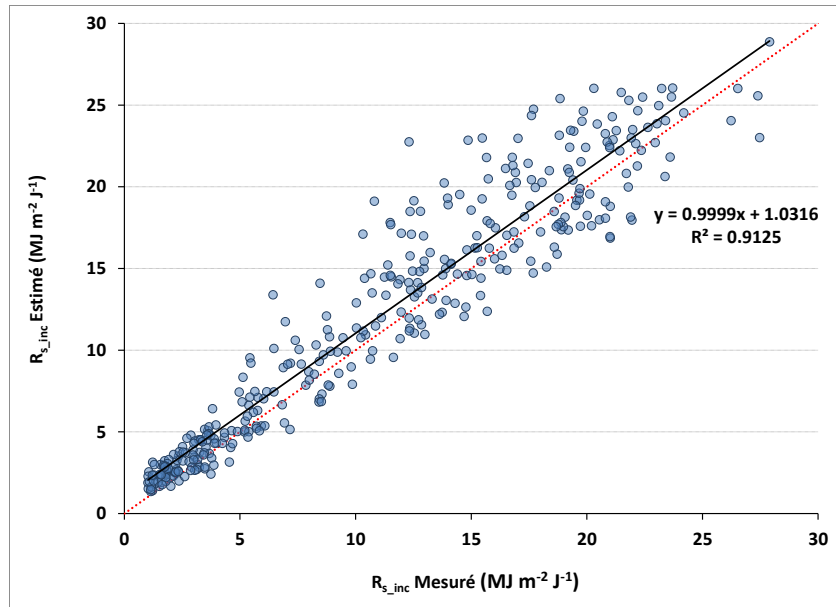


Figure 4.6 Comparaison des rayonnements de courtes longueurs d’onde incidents mesurés et estimés.

Globalement, les valeurs de rayonnements de courtes longueurs d’onde estimées sont comparables aux valeurs mesurées. À nouveau, le modèle présente moins de variations et des écarts absolus, avec les valeurs mesurées, plus importants pour les valeurs plus élevées en période estivale. Aussi les valeurs estimées semblent surestimer légèrement les valeurs mesurées.

Conséquemment au rayonnement de courtes longueurs d’onde incident, le modèle permet le calcul du rayonnement de courtes longueurs d’onde réfléchi à l’aide d’un vecteur mensuel d’albédo calculé selon les mesures de rayonnement de courtes longueurs d’ondes disponibles à la station. Les figures 2.12 et 2.13 présentent la comparaison des rayonnements de courtes longueurs d’onde réfléchis par la surface (R_{s_ref}).

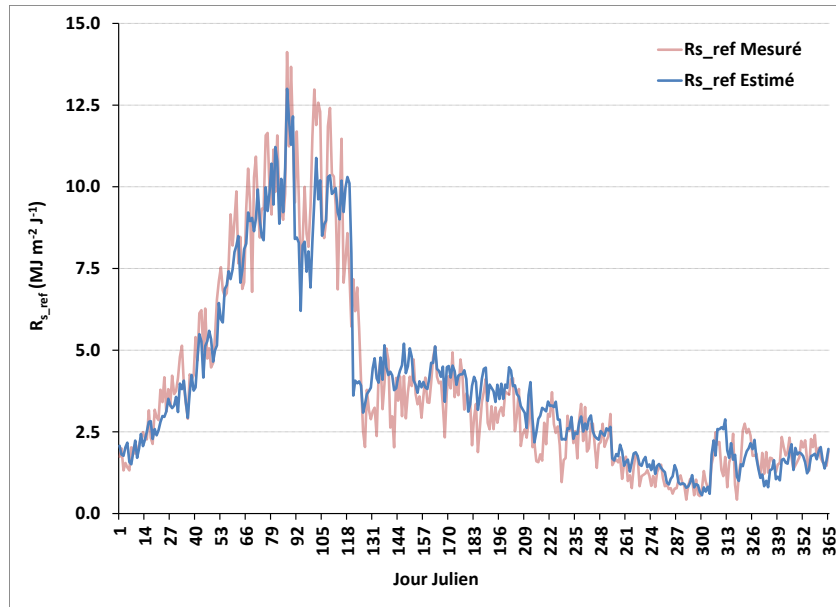


Figure 4.7 Évolution annuelle des rayonnements de courtes longueurs d'onde réfléchis mesurés et estimés.

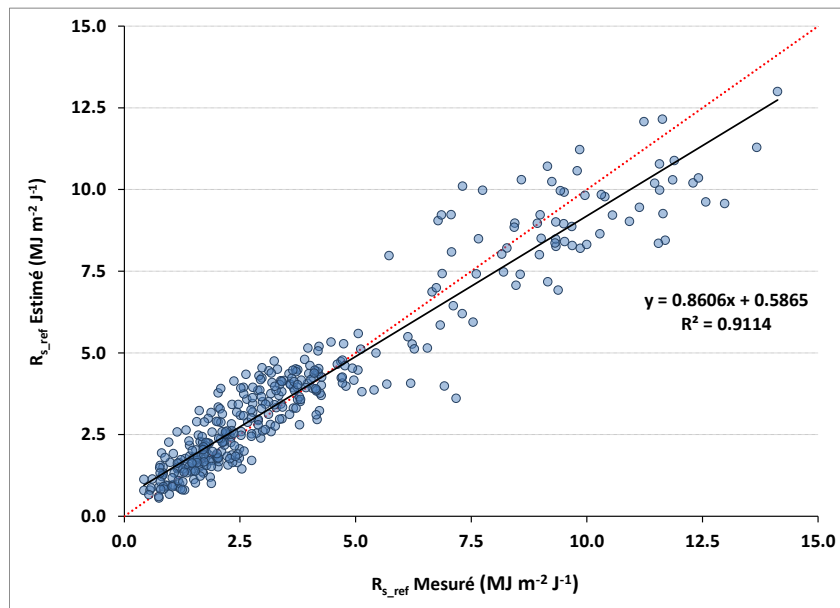


Figure 4.8 Comparaison des rayonnements de courtes longueurs d'onde incidents mesurés et estimés.

À nouveau, le modèle représente assez bien le rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi par la surface mesuré. Il apparaît que le modèle sous-estime les valeurs

mesurées en période hivernale et surestime quelque peu celles en période estivale, tel qu'illustré par la droite de régression. La forme de l'évolution du rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi souligne l'importance des variations de l'albédo de la surface notamment en présence de neige au sol. Ainsi, une attention particulière sera requise dans le choix des valeurs qui seront inscrites à titre de valeurs d'albédo pour l'occupation du sol visée. À titre de rappel, le modèle HYDROTEL procède déjà au calcul de l'albédo de la neige tout au long de la période hivernale. Ainsi en présence de neige au sol, ce sont ces valeurs d'albédo qui seront utilisées. Dans une perspective de calcul de l'ETP, la valeur d'albédo doit alors être celle d'une surface de référence.

En considérant les rayonnements incident et réfléchi, il est intéressant de comparer les rayonnements de courtes longueurs d'onde nets (R_{s_net}) estimés et mesurés tel que présenté aux figures 2.14 et 2.15.

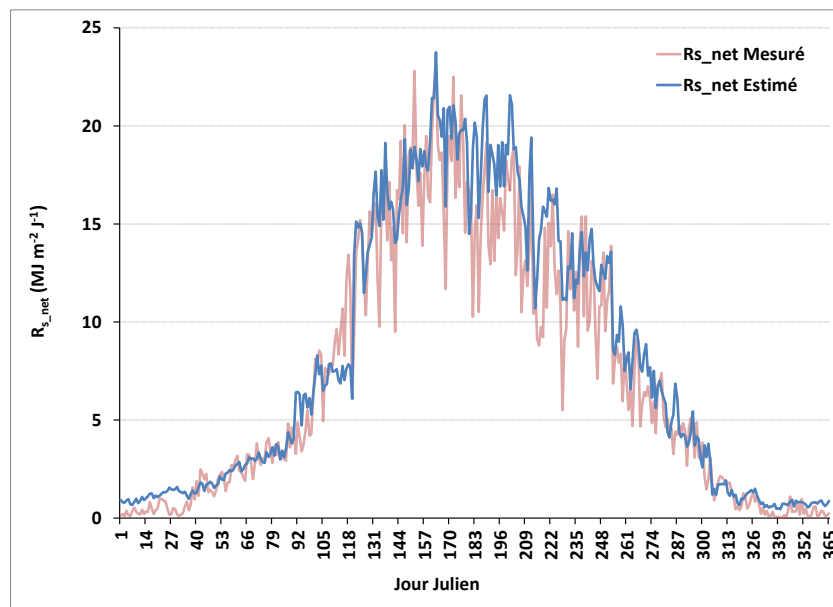


Figure 4.9 Évolution annuelle des rayonnements de courtes longueurs d'onde nets mesurés et estimés.

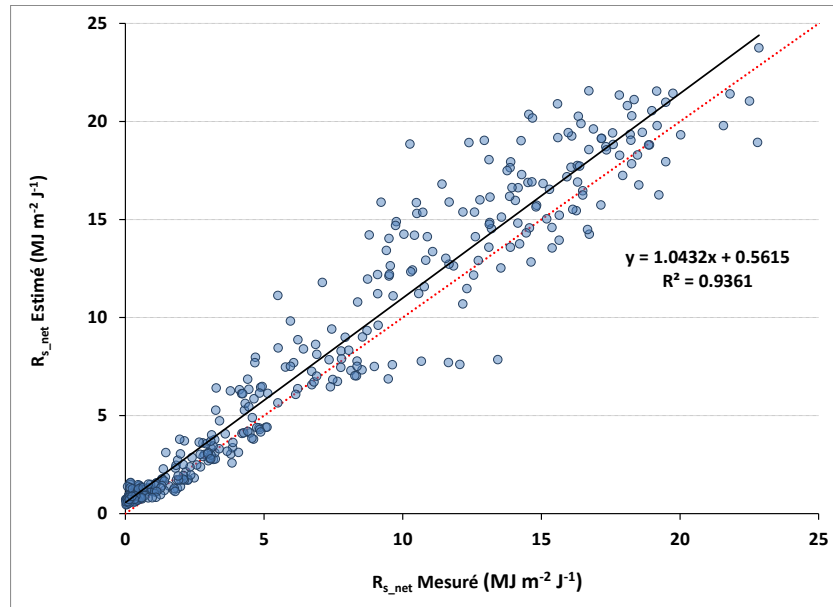


Figure 4.10 Comparaison des rayonnements de courtes longueurs d’onde nets mesurés et estimés.

De même que les membres qui le composent, les valeurs de rayonnement de courtes longueurs d’onde net estimées selon les travaux de Vogt (2013) sont comparables aux valeurs mesurées. Il est possible de souligner des variations plus faibles et des écarts absolus, avec les valeurs mesurées, plus grandes pour les valeurs plus élevées en période estivale. Aussi les valeurs estimées semblent surestimer légèrement les valeurs mesurées notamment en début d’année. Finalement, comme le modèle se base uniquement sur les températures maximales et minimales journalières, il peut être jugé satisfaisant dans la représentation du rayonnement de courtes longueurs d’onde net.

Par continuité, le modèle proposé par Vogt (2013) permet le calcul des rayonnements de grandes longueurs d’onde atmosphérique et émis par la surface. Ces rayonnements découlent du calcul de l’émissivité atmosphérique et de la surface. Premièrement, il est intéressant de s’attarder au calcul du rayonnement de grandes longueurs atmosphérique. Les figures 2.16 et 2.17 présentent une comparaison de l’émissivité atmosphérique (ε_{atm}) estimée selon les travaux de Vogt (2013) en fonction de l’émissivité atmosphérique calculée à l’aide des mesures de rayonnement de grandes

longueurs d'onde atmosphérique et de la température de l'air moyenne journalière selon la loi de Stephan-Boltzman.

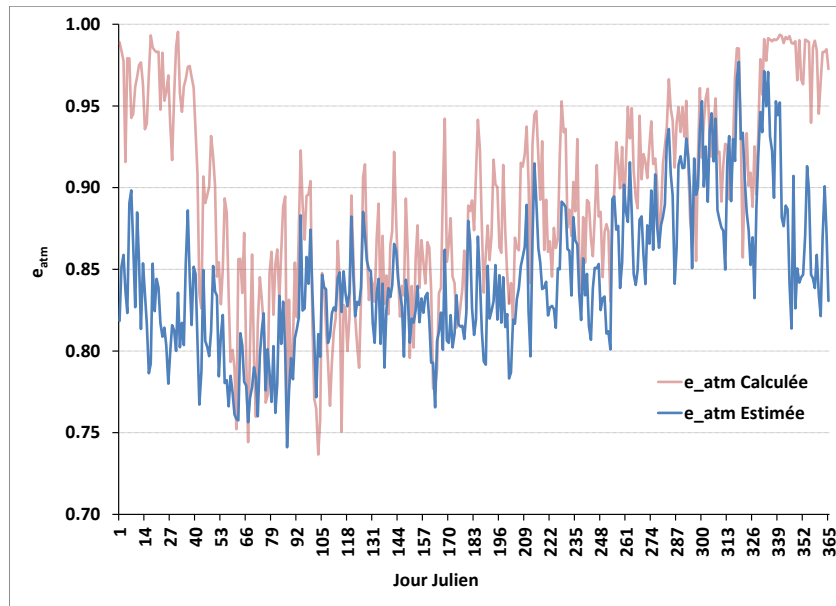


Figure 4.11 Évolution annuelle de l'émissivité atmosphérique estimée et calculée.

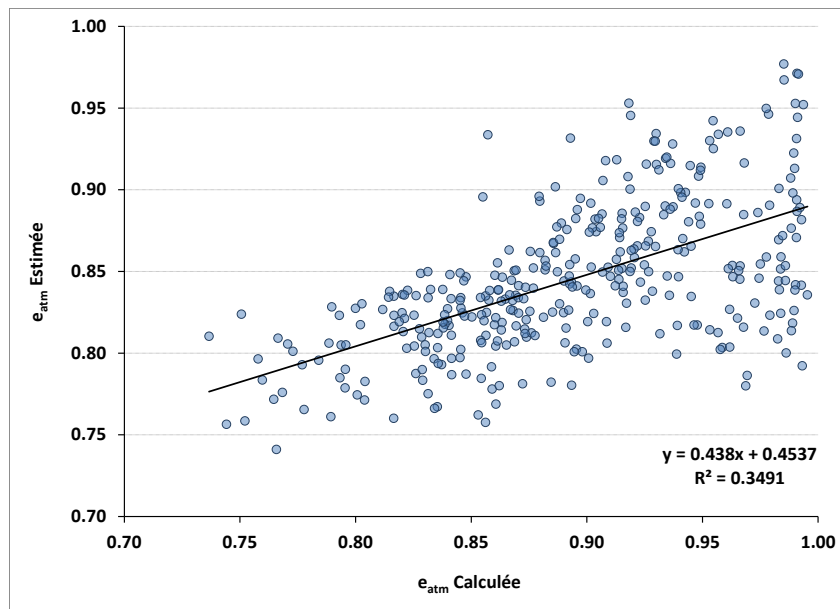


Figure 4.12 Comparaison de l'émissivité atmosphérique estimée et calculée.

Les résultats présentés aux figures 2.16 et 2.17 démontrent clairement le défi que représente le calcul de l'émissivité atmosphérique basé sur des mesures de

températures au sol. Ainsi le modèle proposé par Vogt (2013) semble sous-estimer les valeurs d'émissivité calculées à partir des mesures de rayonnements de grandes longueurs émis par l'atmosphère et les températures à la surface. À noter que cette sous-estimation est plus marquée en période hivernale. Il demeure que les valeurs d'émissivité estimées et calculées ne présentent pas des écarts absolus trop importants (0.05 en moyenne).

À l'aide des estimations d'émissivités atmosphériques et des températures moyennes mesurées, le modèle permet le calcul du rayonnement de grandes longueurs atmosphérique selon la loi de Stephan-Boltzman. Les figures 2.18 et 2.19 présentent une comparaison des rayonnements de grandes longueurs d'onde émis par l'atmosphère (R_{l_atm}) estimés et mesurés.

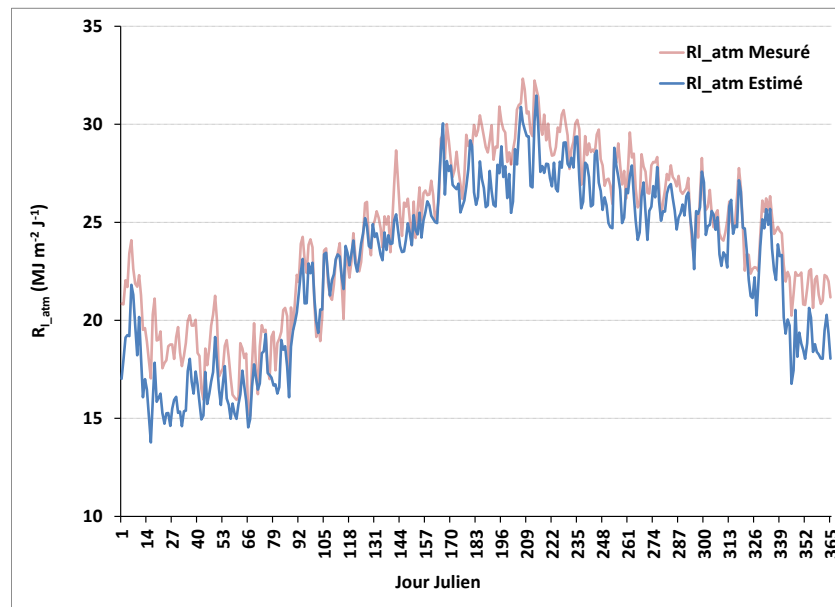


Figure 4.13 Évolution annuelle des rayonnements de grandes longueurs d'onde atmosphériques mesurés et estimés.

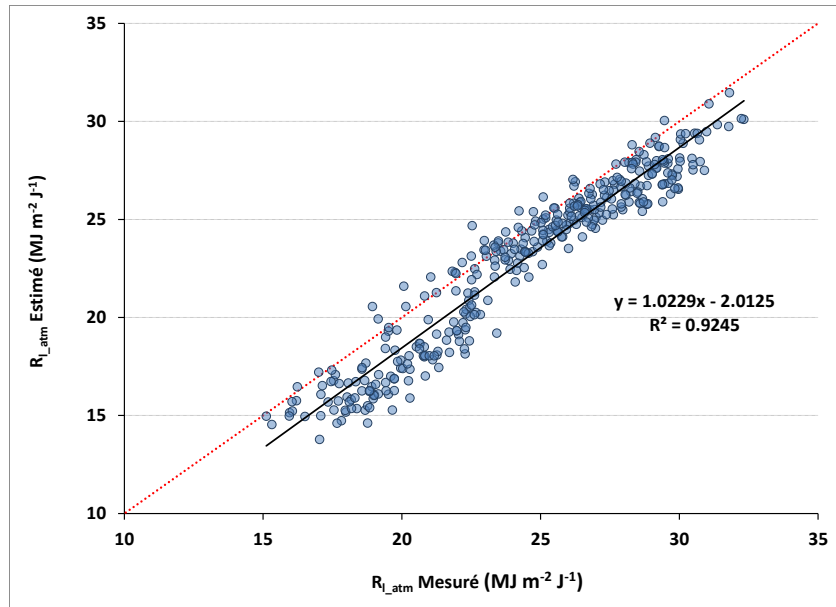


Figure 4.14 Comparaison des rayonnements de grandes longueurs d'onde atmosphériques mesurés et estimés.

Les résultats présentés aux figures 2.18 et 2.19 permettent de constater une tendance du modèle à la sous-estimation des valeurs de rayonnement de grandes longueurs d'ondes atmosphérique mesurées et ce, de façon plus marquée pour les faibles valeurs hivernales. Cette sous-estimation s'accorde avec les estimations de l'émissivité atmosphérique. La bonne corrélation entre les rayonnements estimés et mesurés souligne l'importance de la température (élevée à la puissance quatre (4)) dans la loi de Stephan-Boltzman dans ce calcul du rayonnement.

De façon similaire, il est intéressant de présenter les résultats pour les rayonnements de grandes longueurs d'onde émis par la surface. Les figures 2.20 et 2.21 présentent une comparaison de l'émissivité de la surface (ε_{surf}) estimée selon les travaux de Vogt (2013) en fonction de l'émissivité de la surface calculée à l'aide des mesures de rayonnement de grandes longueurs d'onde de la surface et de la température de l'air moyenne journalière toujours selon la loi de Stephan-Boltzman.



Figure 4.15 Évolution annuelle de l'émissivité de la surface estimée et calculée.

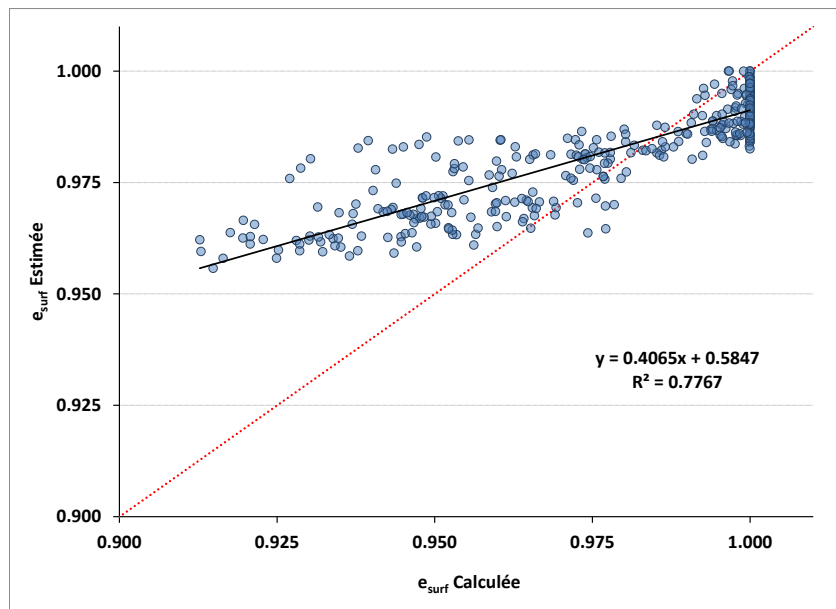


Figure 4.16 Comparaison de l'émissivité de la surface estimée et calculée.

Les résultats présentés aux figures 2.20 et 2.21 démontrent aussi le défi que représente le calcul de l'émissivité de la surface basée sur des mesures de température au sol. Ainsi, le modèle proposé par Vogt (2013) semble surestimer en période hivernale et sous-estimer les fortes valeurs estivales d'émissivité calculées à partir des mesures de

rayonnements de grandes longueurs émis par la surface et les températures au sol. Aussi les valeurs estimées présentent moins de variations que les valeurs calculées. À nouveau, les valeurs d'émissivité estimées et calculées ne présentent pas des écarts absolus trop importants (0.01 en moyenne).

À l'aide des estimations d'émissivités de la surface et des températures moyennes mesurées, le modèle permet le calcul du rayonnement de grandes longueurs émis par la surface selon la loi de Stephan-Boltzman. Les figures 2.22 et 2.23 présentent une comparaison des rayonnements de grandes longueurs d'onde émis par la surface (R_{l_surf}) estimé et mesuré.

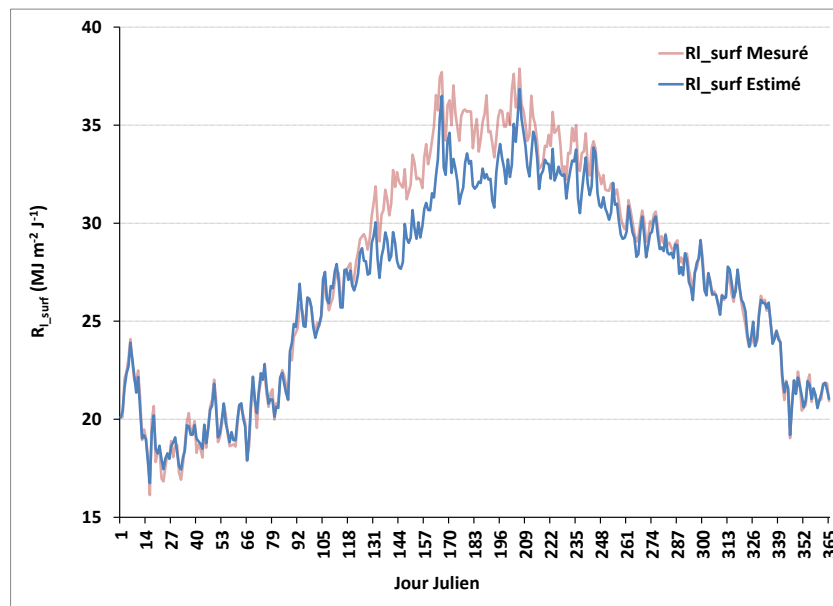


Figure 4.17 Évolution annuelle des rayonnements de grandes longueurs d'onde émis par la surface mesuré et estimé.

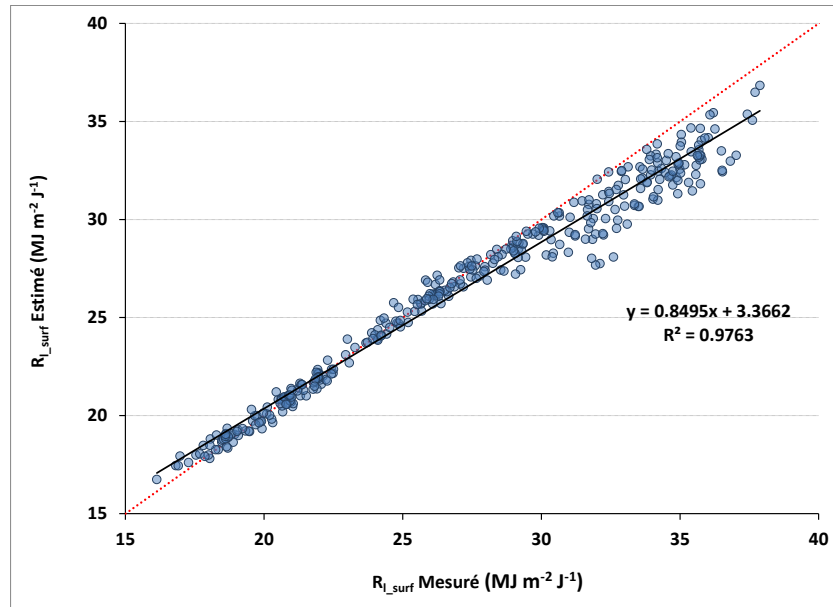


Figure 4.18 Comparaison des rayonnements de grandes longueurs d’onde émis par la surface mesuré et estimé.

Dans l’ensemble, le modèle permet de bien représenter l’évolution annuelle du rayonnement de grandes longueurs d’onde émis par la surface avec une sous-estimation des valeurs mesurées en période estivale. Cela indique une bonne représentation des plus faibles valeurs qui peuvent s’accorder avec la présence de neige au sol. À nouveau, la bonne corrélation entre les rayonnements estimés et mesurés souligne l’importance de la température (élevée à la puissance quatre (4)) dans la loi de Stephan-Boltzman dans ce calcul du rayonnement.

En considérant les rayonnements atmosphérique et émis par la surface, il est intéressant de comparer les rayonnements de grandes longueurs d’ondes nets (R_{L_net}) estimé et mesuré tel que présenté aux figures 2.24 et 2.25.

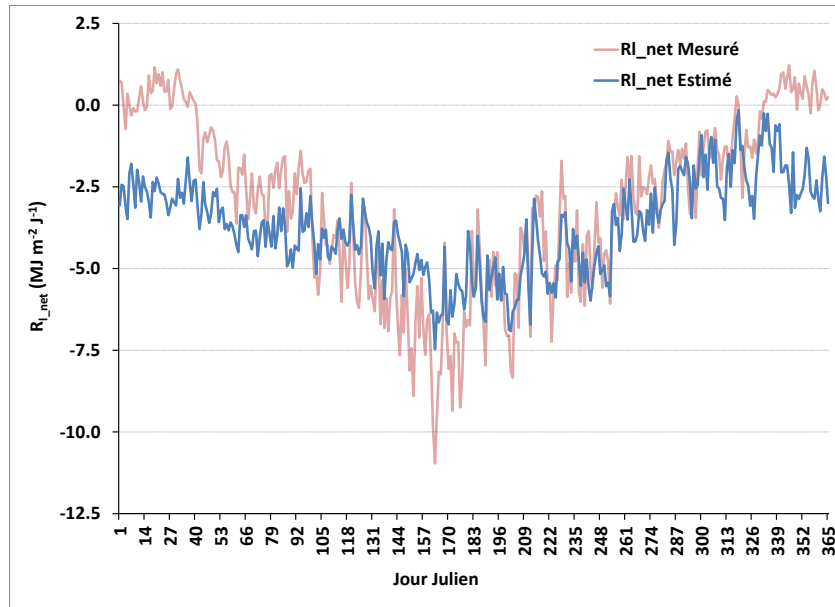


Figure 4.19 Évolution annuelle des rayonnements de grandes longueurs d’onde nets mesuré et estimé.

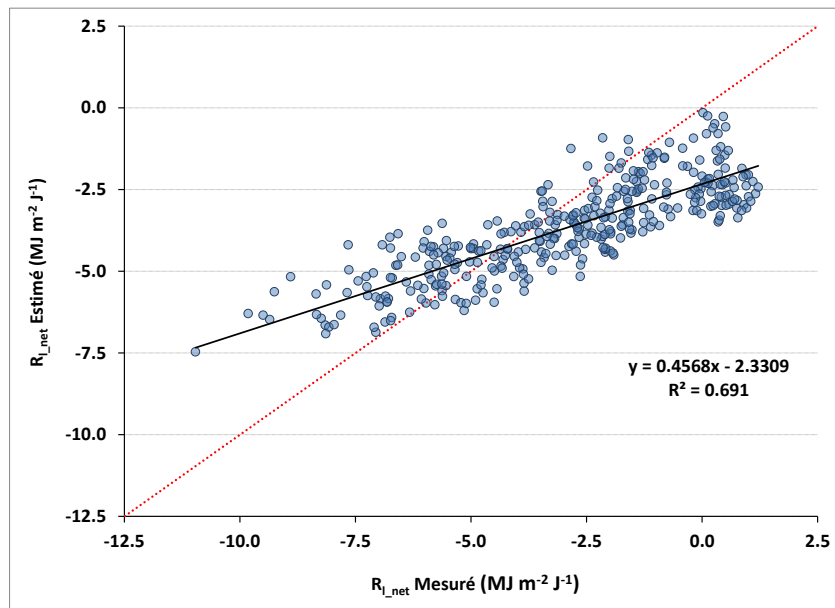


Figure 4.20 Comparaison des rayonnements de grandes longueurs d’onde nets mesuré et estimé.

De même que les membres qui le composent, les valeurs de rayonnement de courtes longueurs d’onde net estimées selon les travaux de Vogt (2013) présentent certaines

lacunes dans la représentation des valeurs mesurées. Les résultats du modèle présentent des variations intra-annuelles moins importantes. Aussi, les valeurs estimées sous-estiment les plus fortes valeurs mesurées et, inversement, surestiment les valeurs mesurées les plus faibles. Ainsi le rayonnement net de grandes longueurs est moins bien représenté par le modèle proposé par Vogt (2013). Il est donc probable que ces lacunes influencent l'estimation du rayonnement net.

Afin de compléter l'évaluation du modèle de rayonnement, les figures 2.26 et 2.27 présentent une comparaison des rayonnements nets estimé et mesuré.

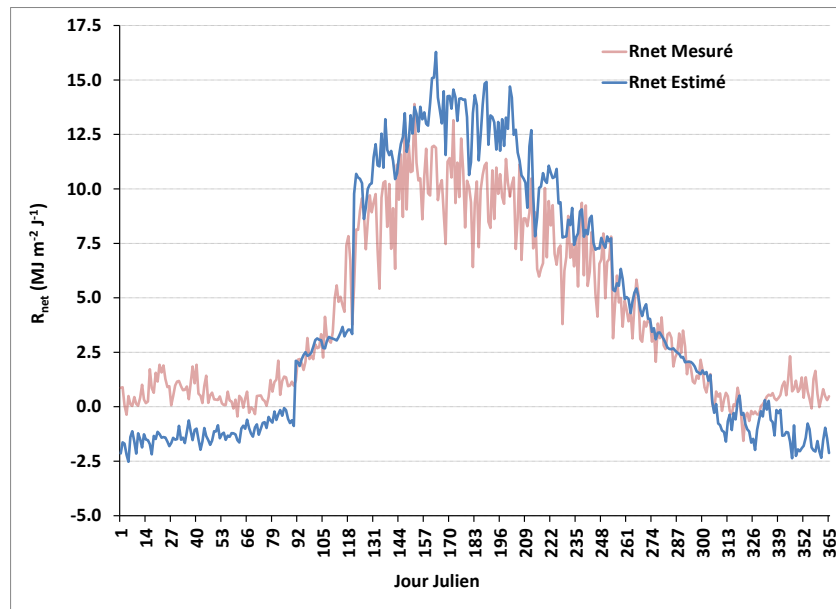


Figure 4.21 Évolution annuelle des rayonnements nets mesuré et estimé.

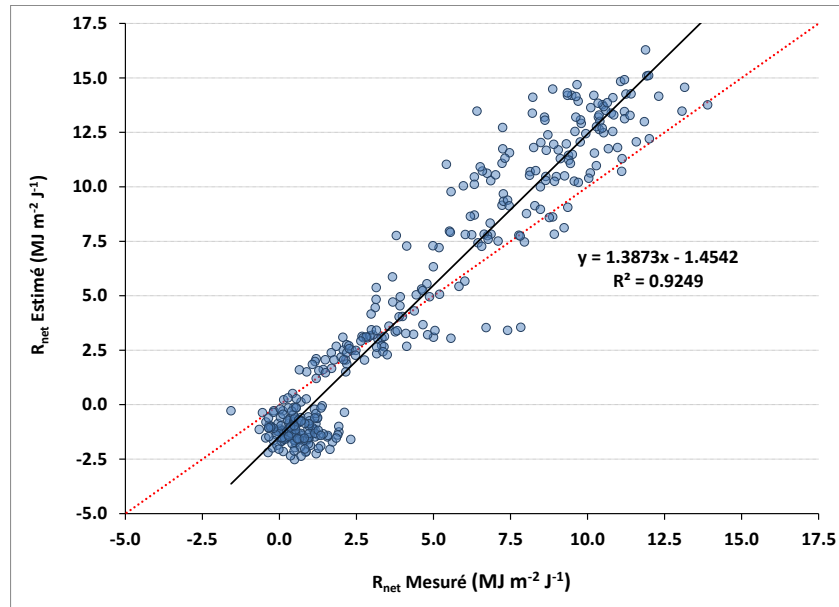


Figure 4.22 Comparaison des rayonnements nets mesuré et estimé.

Conséquemment aux estimations des différents membres du rayonnement net, le modèle de Vogt (2013) respecte la forme de l'évolution annuelle des mesures de rayonnement net. Aussi les résultats présentent une bonne corrélation avec les mesures. Néanmoins, le modèle présente certaines faiblesses avec une sous-estimation des faibles valeurs (période hivernale) et une surestimation des valeurs plus grandes (période estivale). Ces écarts sont la résultante des écarts sur les valeurs estimées de rayonnement de courtes et grandes longueurs d'onde. Cependant, il ne faut pas négliger le fait que le modèle n'utilise essentiellement que les températures maximale et minimale journalières comme variables indépendantes. De par sa simplicité et son usage potentiel à grande échelle, le modèle proposé et validé dans le cas présent sur un site d'intérêt, demeure satisfaisant. De même, il encourage le recours subséquent à des équations de calcul de l'évapotranspiration à caractère plus physique.

Finalement, les valeurs de rayonnements nets mesuré et estimé peuvent contribuer au calcul de l'ET à l'aide de l'équation de Penman-Monteith. Les figures 2.28 et 2.29 présentent l'évolution annuelle et la comparaison de l'évapotranspiration calculée à l'aide de l'équation de Penman-Monteith en considérant le rayonnement net mesuré

(ETP Calculée) et le rayonnement net estimé (ETP Estimée). À noter que les valeurs d'évapotranspiration considèrent une résistance de surface de 120 s m^{-1} lors des calculs.

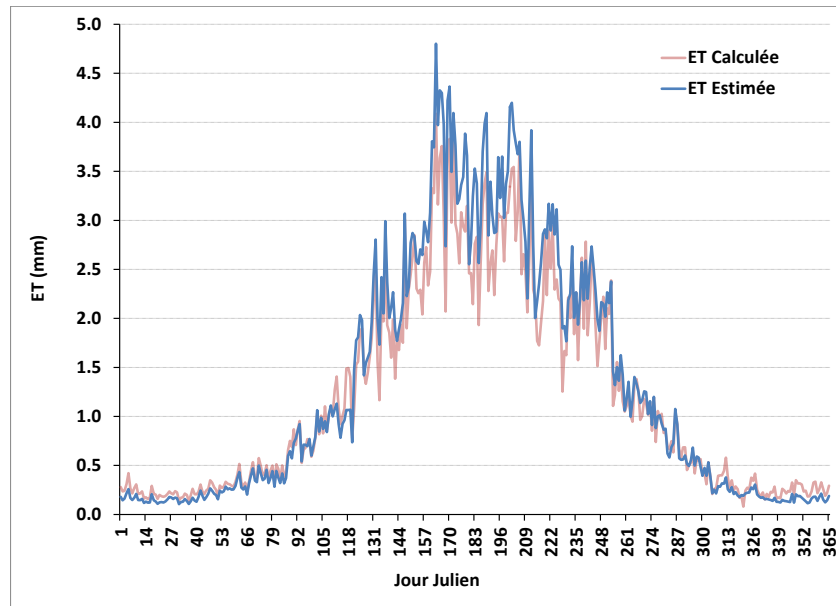


Figure 4.23 Évolution annuelle de l'ET calculée et estimée.

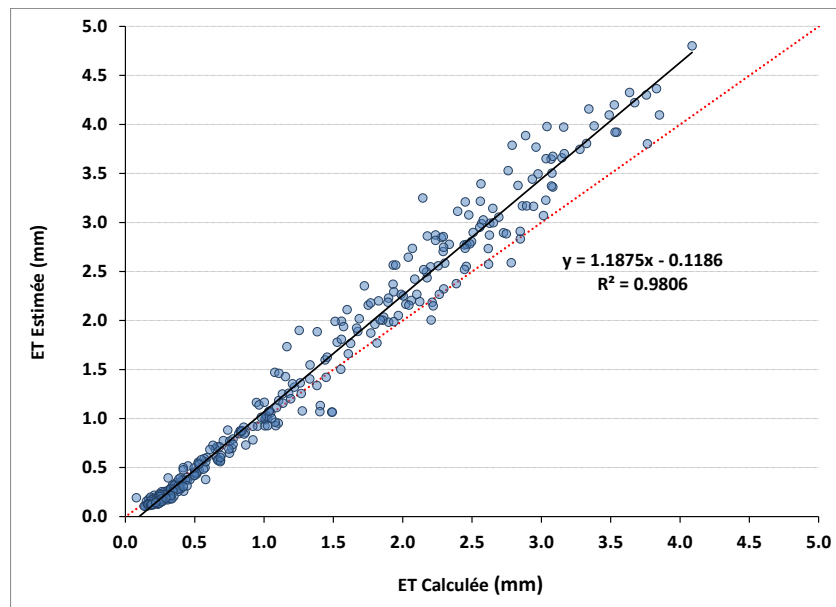


Figure 4.24 Comparaison de l'ET calculée et estimée.

Les résultats démontrent une très bonne correspondance dans les variations intra annuelle entre les ET calculées à l'aide des valeurs de rayonnement net mesurées et

celles estimées à l'aide des valeurs de rayonnement net estimées selon les travaux de Vogt (2013). Par contre, les valeurs d'ET estimées surestiment quelque peu celles calculées en période estivale, telles que les valeurs de rayonnement net surestiment celles mesurées pour cette même période. À titre d'estimation de l'ET les résultats semblent tout à fait satisfaisants dans un contexte de modélisation hydrologique. À titre de complément, les figures 2.30 et 2.31 présentent l'évolution annuelle et la comparaison de l'évapotranspiration calculée à l'aide de l'équation d'Hydro-Québec et calculée à l'aide des mesures de rayonnement net. Il est important de rappeler que la plupart des projets de modélisations à l'aide du modèle HYDROTEL utilisent l'équation d'Hydro-Québec pour le calcul de l'estimation de l'évapotranspiration potentielle.

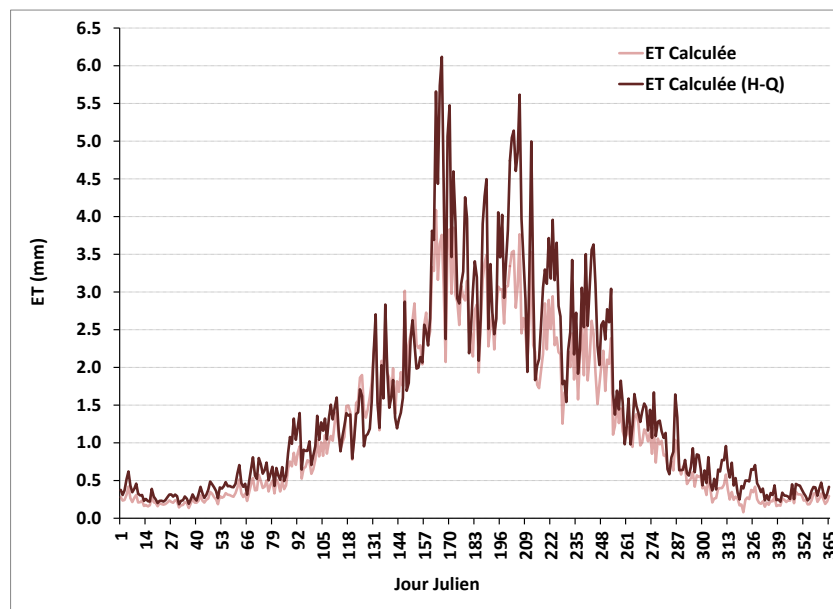


Figure 4.25 Évolution annuelle de l'évapotranspiration calculée et estimée.

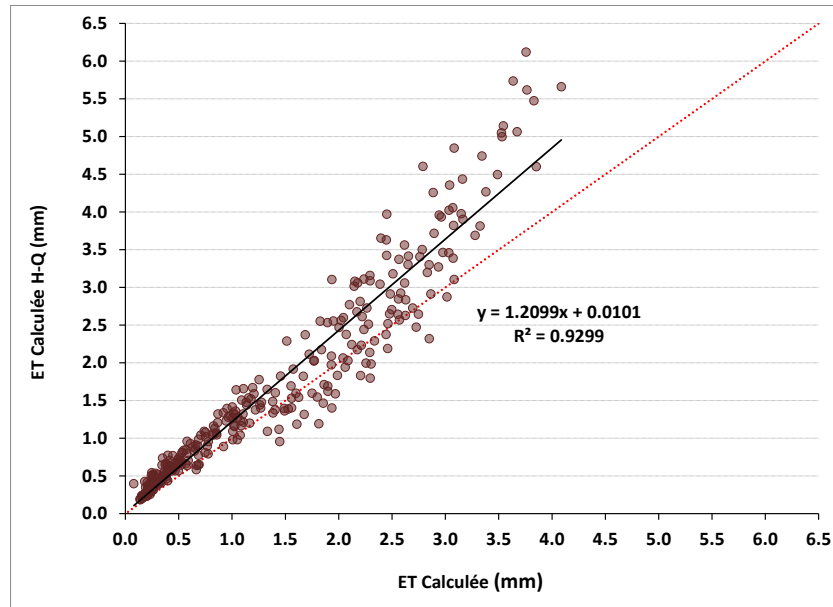


Figure 4.26 Comparaison de l'évapotranspiration calculée et estimée.

Les résultats précédents tendent à confirmer cette fois l'usage de l'équation d'Hydro-Québec dans l'estimation de l'ETP. Plus spécifiquement, les résultats relatifs à l'équation d'Hydro-Québec présentent des variations plus importantes. Aussi les valeurs d'ET obtenues selon l'équation d'Hydro-Québec tendent à surestimer celles obtenues à l'aide de l'équation de Penman-Monteith en fonction des mesures de rayonnement net. Ces résultats ne visent pas à invalider l'équation d'Hydro-Québec mais bien à camper son usage dans la modélisation hydrologique.

Constats généraux, éléments de réflexions et conclusion

En se basant sur les résultats précédents, il est possible de tirer certaines conclusions.

L'estimation de la transmissivité atmosphérique, de l'émissivité atmosphérique et de l'émissivité de la surface en se basant simplement sur la température mesurée à deux mètres (2m) du sol présente un réel défi et l'usage de cette seule variable d'entrée semble limiter la performance du modèle. Comme HYDROTEL requiert des données de précipitations, celles-ci pourraient être considérées dans l'estimation de la transmissivité atmosphérique notamment. Pour l'estimation des émissivités, il n'est pas

surprenant d'observer certaines limites en raison de l'utilisation de la température comme estimation de la température de l'atmosphère ou de la surface. Fait à noter, il n'est pas rare que la température à la surface du sol en été soit plus grande que celle mesurée à deux mètres (2m) au-dessus de celui-ci.

Inversement, le modèle de rayonnement permet une estimation adéquate des différents membres du bilan radiatif (rayonnements de courtes longueurs d'onde incident et réfléchi et rayonnements de grandes longueurs d'onde atmosphérique et émis par la surface). La performance du modèle est quelque peu moindre dans la représentation des rayonnements net de grandes longueurs et total par le fait même.

Sommairement, l'évaluation du modèle de rayonnement proposé par Vogt (2013) est satisfaisante et le modèle hydrologique HYDROTEL se trouve bonifié par l'implantation et l'ajout d'un tel modèle considérant sa simplicité. En l'absence de mesure de rayonnement, l'utilisateur sera dès lors en mesure d'utiliser un plus large éventail d'équations de calcul de l'ETP notamment celle de Penman-Monteith. L'implantation dans HYDROTEL propose aussi des paramètres par défaut dans l'estimation des diverses composantes essentielles aux calculs du rayonnement. Les paramètres calés et utilisés dans cette étude pourront être suggérés pour des applications pour le milieu boréal. Finalement, l'utilisateur devrait être en mesure d'inscrire ses propres paramètres. Ces mentions sont aussi valables pour les autres paramètres qui sont nécessaires au calcul de l'ETP. À titre d'observation et de recommandation, il est important de noter quelques éléments d'intérêt.

- La transmissivité de l'atmosphère prend place dans divers calculs, ce qui rend son estimation des plus importantes. Les travaux futurs devront se pencher sur l'estimation de ce paramètre d'importance.
- Des efforts supplémentaires devront viser une meilleure représentation du rayonnement net de grandes longueurs d'onde en se penchant en prime sur le calcul de l'émissivité atmosphérique et de sa relation avec la température.

- Il serait intéressant également de se pencher sur l'estimation de la température de la surface en fonction de la température de l'air.

À tire d'observations complémentaires, certains éléments doivent être précisés. Normalement le calcul du rayonnement solaire considère la valeur de l'albédo de la surface ou de l'occupation du sol. En d'autres termes, il est nécessaire d'inscrire une valeur d'albédo pour chaque occupation du sol si l'on souhaite obtenir un résultat à cette échelle. Dans l'étude en cours, les valeurs d'albédo utilisées découlent des mesures de rayonnements de courtes longueurs incident et réfléchi. Les valeurs d'albédo journalières ont été ramenées à des valeurs mensuelles sous la forme d'un vecteur mensuel d'albédo. Comme HYDROTEL procède au calcul de l'albédo de la neige, celles-ci seront utilisées en présence de neige au sol. En d'autres temps, une valeur de d'albédo pour une surface de référence (0.23 pour des Pâturage) devra être spécifiée par l'utilisateur. Cette limitation par opposition à des valeurs d'albédo pour chaque occupation vise à préserver la simplicité du modèle et aussi à assurer sa compatibilité avec le calcul de l'ETP à l'aide de l'équation de Penman-Monteith.

À tire d'approche complémentaire, les travaux d'Allen et *al.* (1998) proposent une méthode de calcul de l'ETP pour une culture de référence de pâturage. Par la suite, un facteur ou coefficient est appliqué à la valeur de l'ETP de référence afin d'obtenir la valeur pour la culture ou l'occupation du sol évaluée. Le recours à une telle procédure a été favorisé dans un premier temps, mais il pourrait être intéressant de tenter, lors d'un futur projet de recherche, de procéder directement au calcul de l'ETP pour les différentes occupations en place.

Lors du calcul de la résistance aérodynamique, la vitesse du vent doit être précisée, cette variable est rarement disponible et n'est pas requise pour faire fonctionner HYDROTEL minimalement. Il est possible d'inscrire une valeur unique annuelle mais cela demeure une hypothèse assez forte. Aussi le calcul prend en compte la hauteur de la végétation. Dans une perspective future d'évaluation de l'ETP pour les différentes occupations du sol, il sera nécessaire de préciser ces hauteurs.

Aussi, il n'est pas aisé de statuer sur la valeur de la résistance de surface qui doit être utilisée lors du calcul de l'ETP. À l'heure actuelle, les calculs considèrent une valeur unique qui penche plutôt vers des conditions favorables, par opposition à des conditions de stress hydrique intense. Peut-être sera-t-il nécessaire d'améliorer l'estimation de cette variable.

Finalement, il ne faut pas négliger les hypothèses suivantes : le flux de chaleur du sol journalier est considéré comme nul; la tension de vapeur est estimée en fonction de la température minimale; la température de l'atmosphère ou à la surface sont estimées à partir de la température de l'air.

Néanmoins, le recours à un modèle d'estimation du rayonnement net basé uniquement sur la température dans le calcul de l'ETP à l'aide de l'équation de Penman-Monteith représente une méthode utile et relativement précise en l'absence de mesures de rayonnements.

Implantation dans le modèle HYDROTEL

Le modèle précédemment présenté incluant le calcul de l'ETP a été directement implanté dans le modèle hydrologique HYDROTEL au sein du processus de calcul de l'évapotranspiration potentielle. Dans un premier temps, cette implantation préserve un esprit de calcul de l'ETP de même que les équations déjà existantes. L'implantation du modèle repose donc sur l'ajout des équations nécessaires au calcul du rayonnement net et de l'ETP à l'aide de l'équation de Penman-Monteith. En support à cette équation un fichier générique a été ajouté afin d'instruire le modèle HYDROTEL sur les paramètres et valeurs par défaut à utiliser pour effectuer les calculs. Ce fichier (*Penman-Monteith.csv*) est rattaché à chacun des projets d'intégration au modèle HYDROTEL 4. En complément, afin de prendre en compte le modèle de calcul de l'évapotranspiration potentielle, l'utilisateur doit inscrire simplement le nom du modèle « Penman-Monteith » dans le fichier de simulation de type « .csv » portant le nom de la simulation donnée rattachée au projet (ex : *simulation.csv*). À noter qu'il peut y avoir plus d'une simulation par projet.

La figure 2.32 présente une saisie d'écran de ce fichier générique. Aussi l'utilisateur est désormais en mesure d'activer (Onglet : Simulation / Paramètres) et de modifier (Onglet : Sous-Modèle / Évapotranspiration potentielle / Penman-Monteith) les paramètres permettant le calcul de l'ETP à l'aide de l'équation de Penman-Monteith via l'interface utilisateur d'HYDROTEL 4 (figure 2.33).

```
PARAMETRES HYDROTEL VERSION;4.0.31.0000  
  
SOUS MODELE;PENMAN-MONTEITH  
  
UHRH ID; HAUTEUR A LAQUELLE LA VITESSE DU VENT EST MESUREE (2m); HAUTEUR A  
LAQUELLE L'HUMIDITE EST MESUREE (2m); VITESSE DU VENT A LA HAUTEUR Z (m/s);  
HAUTEUR DE LA VEGETATION (0.12 SURFACE REFERENCE) (m); RESISTANCE STOMATALE (100  
SURFACE REFERENCE) (s/m); COEFFICIENT MULTIPLICATIF OPTIMISATION  
1;2;2;2;0.12;100;1  
2;2;2;2;0.12;100;1  
3;2;2;2;0.12;100;1  
4;2;2;2;0.12;100;1  
5;2;2;2;0.12;100;1  
6;2;2;2;0.12;100;1  
7;2;2;2;0.12;100;1  
8;2;2;2;0.12;100;1  
9;2;2;2;0.12;100;1  
10;2;2;2;0.12;100;1  
11;2;2;2;0.12;100;1  
12;2;2;2;0.12;100;1  
...
```

Figure 4.27 Fichier générique du calcul de l'ETP à l'aide de l'équation de Penman-Monteith.

Paramètres temporels

Date et heure de début: 2000-09-01 0

Date et heure de fin: 2002-09-01 0

Pas de temps: 24

☐ Utiliser un fichier global pour les paramètres des sous-modèles

Choix des sous-modèles

Interpolation des données: Grille

Évolution du couvert nival: Degré jour modifié

Température du sol / Profondeur du gel: Thorsen

Évapotranspiration potentielle: **Penman-Monteith**

Bilan d'eau vertical: BV3C

Écoulement vers le réseau hydrographique: Onde cinématique

Écoulement dans le réseau hydrographique: Onde cinématique modifiée

Milieux humides: ☐ Isolé ☐ Riverain

Dossier contenant les fichiers de données pour le mode "Lecture des données":

OK

Annuler

Paramètres - Penman-Monteith

Paramètres du modèle Penman-Monteith

	ID UHRH	Hauteur à laquelle la vitesse du vent est mesurée [m]	Hauteur à laquelle l'humidité est mesurée [m]	Vitesse du vent à la hauteur Z [m/s]	Hauteur de la végétation (surface référence) [m]	Résistance stomatale (surface référence) [s/m]	Coefficient multiplicatif d'optimisation	Groupe
▶	1	2	2	2	0.12	100	1	simulation
	2	2	2	2	0.12	100	1	simulation
	3	2	2	2	0.12	100	1	simulation
	4	2	2	2	0.12	100	1	simulation
	5	2	2	2	0.12	100	1	simulation
	6	2	2	2	0.12	100	1	simulation
	7	2	2	2	0.12	100	1	simulation
	8	2	2	2	0.12	100	1	simulation
	9	2	2	2	0.12	100	1	simulation
	10	2	2	2	0.12	100	1	simulation
	11	2	2	2	0.12	100	1	simulation
	12	2	2	2	0.12	100	1	simulation
	13	2	2	2	0.12	100	1	simulation
	14	2	2	2	0.12	100	1	simulation
	15	2	2	2	0.12	100	1	simulation
	16	2	2	2	0.12	100	1	simulation
	17	2	2	2	0.12	100	1	simulation
	18	2	2	2	0.12	100	1	simulation
	19	2	2	2	0.12	100	1	simulation
	20	2	2	2	0.12	100	1	simulation

☐ Édition avancée par UHRH

Paramètres du modèle de calcul du rayonnement net à la surface

* Le modèle de calcul du rayonnement net impose un pas de temps de simulation de 24 heures.

Ok

Annuler

Figure 4.28 Activation et paramètres du calcul de l'ETP à l'aide de l'équation de Penman-Monteith dans l'interface d'HYDROTEL 4.