Université du Québec Institut national de la recherche scientifique Centre Eau Terre Environnement

MODÉLISATION, PAR UNE APPROCHE PHYSIQUE, DE L'ÉQUIVALENT EN EAU DE LA NEIGE À DES FINS DE SIMULATION DE CRUES PRINTANIÈRES D'UN BASSIN VERSANT BORÉAL

Par

Mathieu Oreiller

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de Maître ès sciences (M.Sc.) en Sciences de l'eau

Jury d'évaluation

Président du jury, Examinateur interne

Examinateur externe

André St-Hilaire Ph.D. INRS-ETE, Québec, Qc

Ross Brown Ph.D. Environnement Canada, Montréal, Qc

Directeur de recherche

Codirectrice de recherche

Alain N. Rousseau ing., Ph.D. INRS-ETE, Québec, Qc

Marie Minville Ph.D. Centre de recherche d'Hydro-Québec, Varennes, Qc

Novembre 2013

Droits réservés de Mathieu Oreiller, 2013

RÉSUMÉ

L'hydrologie des régions boréales est dominée par la dynamique saisonnière du couvert nival. Cette étude a pour but de comparer les simulations d'équivalent en eau de la neige (ÉEN) et de débit par le modèle HYDROTEL, selon deux approches de modélisation de la neige: (i) thermodynamique et (ii) mixte degrés-jours / bilan d'énergie. L'étude a été conduite sur un bassin versant en milieu boréal québécois. Les premières simulations du modèle thermodynamique (CROCUS) ont démontré des biais dans le traitement des données météorologiques utilisées en intrants. Des mesures continues de l'ÉEN, fournis par un senseur utilisant le rayonnement gamma naturel du sol, ont permis de corriger ces biais et d'identifier l'absence de la relocalisation et de la sublimation de la neige transportée par le vent dans le bilan d'énergie et de masse de CROCUS. Pour intégrer ces deux processus, une routine imposant une perte de neige à partir d'un seuil de vitesse de vent de 4 m s⁻¹ a été introduit dans le modèle. Avec cette routine et des intrants adéquatement corrigés, l'approche complètement physique de CROCUS a démontré une robustesse et une précision supérieure au modèle mixte degrés-jours / bilan d'énergie. HYDROTEL a ensuite été utilisé pour des simulations de débit sur le bassin à l'étude en utilisant chacun des deux modèles de neige. Avec CROCUS, la crue principale est adéquatement modélisée mais le second pic, attribuable à la fonte retardée en milieu forestier, n'a pu être simulé en raison du manque de mesures météorologiques requis pour réaliser et valider les simulations dans ce type d'environnement. Bien que le modèle mixte degrés-jours / bilan d'énergie tienne compte des milieux forestiers au moyen de coefficients empiriques, ses résultats s'avèrent être moins précis que lors des simulations utilisant CROCUS pour fournir l'ÉEN à HYDROTEL.

iii

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier Monsieur Alain N. Rousseau pour l'opportunité incroyable qu'il m'a offerte en m'ouvrant les portes de la recherche et de l'hydrologie. Il est primordial de souligner sa présence et son soutient à chaque étape de ce projet.

Des remerciements particuliers vont à Monsieur Daniel Nadeau, un pédagogue extraordinaire qui m'a guidé, encouragé et m'a permis d'élever ce projet à un niveau supérieur à toutes mes attentes.

Merci également à ma codirectrice Marie Minville pour son entousiasme et pour l'accès à des ressources et des données inestimables. À ses collègues d'Hydro-Québec et aux membres du symposium Ouranos, qui ont participé, de près au de loin, au déroulement de cette étude, j'adresse également mes sincères remerciements.

Et pour terminer, merci à Gwenaël Carrer, Stephane Savary, Alain Royer et tous les membres de l'équipe. Que ce soit sur le terrain ou pour vaincre les nombreux obstacles de modélisation qui ont jonché ma route, leur aide m'a permis de mener ce projet à terme.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSU	JMÉI	11
REME	ERCIEMENTS	V
LISTE	E DES TABLEAUXXI]]
SECT	ION 1	1
SYNT	HÈSE	1
1		3
1.1	Contexte	3
1.2	Cadre théorique	4
1.3	Problématique	7
1.4	Objectifs de la recherche	8
1.5	Limitations1	0
2	MÉTHODE1	1
2.1	Simulation d'équivalent en eau de la neige1	1
2.1.1	CROCUS1	1
2.1.2	Module de neige d'HYDROTEL 1	2
2.2	Simulations de débit1	3
3	RÉSULTATS	7
3.1	Simulation d'équivalent en eau de la neige1	7
3.1.1	CROCUS1	7
3.1.2	Module de neige d'HYDROTEL	5
3.2	Simulations de crue printanière2	9
4	DISCUSSION	3
5	CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS	5
6	RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	7
SECT	ION 2 - ARTICLE	3
ABST	RACT	7
1.	INTRODUCTION4	9
2.	THE HYDROLOGICAL MODEL HYDROTEL	3
3.	THE THERMODYNAMIC SNOW MODEL CROCUS	5
4.	STUDY SITE: THE NECOPASTIC WATERSHED	7
5.	MODELING SNOW WATER EQUIVALENT WITH CROCUS6	1
5.1	An a priori assessment of CROCUS	1

5.2	Meteorological data preprocessing	62		
5.3	SWE losses during blowing snow events	68		
6.	SIMULATION OF SNOW WATER EQUIVALENT: MIXED DEGREE- DAY/ENERGY BALANCE MODEL	75		
7.	SIMULATION OF THE NECOPASTIC RIVER FLOW	79		
8.	CONCLUSIONS	83		
9.	ACKNOWLEDGEMENTS	85		
10.	REFERENCES	87		
ANNE	ANNEXE – INFORMATIONS COMPLÉMENTAIRES			

LISTE DES FIGURES

SECTION 1 : SYNTHÈSE

Figure 1	Schéma des processus physiques influençant l'évolution du couvert nival. Les flèches en pointillés représentent des flux d'énergie et les flèches pleines représentent les flux de masse
Figure 2	Comparaison entre les simulations d'ÉEN de CROCUS au site Neco-1 réalisées avec des seuils de 0°C et de 2°C pour séparer la pluie de la neige. Les observations fournies par le GMON3 sont également présentées
Figure 3	Diagramme en boîte illustrant la relation entre la vitesse moyenne horaire du vent et l'efficacité de captation du précipitomètre, définie comme l'accumulation de neige au site Neco-1 divisée par l'accumulation de neige au site SMER. Les boîtes représentent les 1 ^{er} et 3 ^{ème} quartiles, les lignes noires dans les boîtes sont les médianes, les points représentent les moyennes, et les segments représentent les valeurs maximale et minimale de la distribution. La courbe noire est une régression de second degré des médianes
Figure 4	Comparaison entre les simulations d'ÉEN de CROCUS au site Neco-1 sans et avec la correction de la sous-captation proposée par Fortin et al. (2008). Les observations fournies par le GMON3 sont également présentées
Figure 5	Moyenne d'ÉEN mesurée par carottage dans deux types de milieux (ouvert et forêt de conifères) aux alentours de la station Neco-1 au début et en fin de saison hivernale. Les barres d'incertitudes représentent l'écart-type (nouvert = 44; nforêt = 16) 22
Figure 6:	Comparaison entre les simulations de CROCUS, au site Neco-1, effectuées avec trois seuils de vitesse de vent et deux taux de perte par neige soufflée. Les observations d'ÉEN du GMON3 sont également présentées
Figure 7	Comparaison entre les simulations d'ÉEN d'HYDROTEL avec deux traitements des données d'entrées. Le premier (courbe rouge) utilise un seuil de phase de 2°C et les précipitations corrigées par l'équation de Fortin et al (2008) alors que le deuxième (courbe bleue), traditionnellement utilisé, fait usage d'un seuil de 0°C et aucune correction des précipitations n'est appliquée

Figure 8	Comparaison des simulations d'HYDROTEL avec et sans perte de neige par sublimation et redistribution par le vent. Les pertes quotidiennes d'ÉEN imposées aux simulations sont calculées par CROCUS et utilisent un seuil de vitesse de vent de 4 m s-1 et un taux horaire de 1.5 x 10-3.	
Figure 9	Simulations de débits de la rivière Nécopastic par HYDROTEL utilisant CROCUS et le modèle mixte degré-iours / bilan d'énergie	

SECTION 2 : ARTICLE

Figure 1	Limits of the Necopastic watershed (blue solid line) and location of the different weather and hydrometric stations (green circles). The gamma ray SWE sensor (GMON3) is located at station Neco-1
Figure 2	Neco-1 meteorological station. (a) Close-up on the meteorological equipment deployed, looking south-west. (b) Close-up on the GMON3 sensor, looking north. Both pictures were taken on 29 March 2012, with a snow depth of approximately 0.5 m
Figure 3	Year by year comparison of observed versus simulated SWE at Neco-1 using CROCUS V1 (see Table 3): (a) 2006/07, (b) 2007/08, (c) 2008/09, (d) 2009/10, and (e) 2010/11
Figure 4	Comparison between observed SWE (black curve, left axis) and modeled SWE by CROCUS V1 (grey curve, left axis) for the first month of the 2008/09 snow season. Daily precipitation data (grey bars, right axis) are also displayed
Figure 5	Comparison between daily modeled SWE using CROCUS with different precipitation phase thresholds for the first month of the 2008/09 snow season. Observations collected by the GMON3 sensor are also displayed
Figure 6	Year by year comparison of observed versus simulated SWE at Neco-1 for simulations V1 and V2 (Table 3): (a) 2006/07, (b) 2007/08, (c) 2008/09, (d) 2009/10, and (e) 2010/11
Figure 7	Comparison between observed and simulated SWE (CROCUS simulations V1 and V2) for the 2007/08 winter. The highlighted zone represents the low-precipitation period when the simulated snow accumulation rate is greater than the observations
Figure 8	Relative humidity at 3 m above ground as a function of maximum wind speeds at 2 m above ground at Neco-1 for four periods of two to nine days with sustained strong winds. Each dot represents the maximum wind speed on a 15-min period

- Figure 9 Year by year comparison of observed versus simulated SWE at Neco-1 for simulations V2 and V3 (Table 3): (a) 2006-2007, (b) 2007-2008, (c) 2008-2009, (d) 2009-2010, and (e) 2010-2011......74

ANNEXE – INFORMATIONS COMPLÉMENTAIRES

Figure 1	Console de calage du modèle mixte degré-jours / bilan d'énergie d'HYDROTEL	. 93
Figure 2	Comparaison des débits observés et simulés de la rivière Necopastic (a) au printemps 2007. Simulations réalisées par HYDROTEL et utilisant les approches thermodynamique (CROCUS) et mixte degré-jours / bilan d'énergie. Les ÉEN simulés et observé en milieu ouvert (site Neco-1) par ces deux approches sont également présentés	. 94
Figure 3	Précipitomètre OTT-1000 avec écran Alter au site Neco-1	. 95
Figure 4	Station météorologiques automatisées de Neco-1	. 96
Figure 5	Radiomètre CNR 1 (Kipp & Zonen) de la station Neco-1	. 97
Figure 6	Comparaison entre les simulations de CROCUS utilisant les températures du sol observées à Néco-1 et le paramétrage original, basé sur des observations à Col de Porte dans les alpes françaises. Les observations d'ÉEN du GMON3 sont également présentées.	. 98

LISTE DES TABLEAUX

SECTION 2 : ARTICLE

Table 1	Processes simulated by the thermodynamic model CROCUS and the degree-day/energy balance model	. 56
Table 2	List of environmental variables measured within the Necopastic watershed (Neco-1, Neco-2 and Neco-3) and in its vicinity (LG2-A and T-Yves).	. 60
Table 3	List of the three SWE simulations with CROCUS along with their respective characteristics.	. 61
Table 4	Comparative analysis of the simulations and observations. The mean bias, the root mean square error (RMSE) and the mean difference between the maximum simulated SWE (sim. SWEmax) and observed SWE (obs. SWEmax) are presented	77

ANNEXE – INFORMATIONS COMPLÉMENTAIRES

Tableau 1	1: So	us-modèle pour les s	es sélectionnés et valeurs des paramètres sélecti simulations d'HYDROTEL.	onnés 99)
Tableau 2	2: Re [.]	vue des r (EC) pou fréquence à l'autre.	elations empiriques récentes de l'efficacité de cap ir les précipitomètre équipé d'écran Alter. À noter d e de mesure du vent (U) et de EC peut varier d'une	otation que la étude 100	כ
Tableau	3: M	loyennes précipitat les hiver enregistre hivernale	hivernales de température, de vitesse du ve ions cumulées totale, de neige et de pluie à Néco- s 2006-2007 à 2010-2011. Les normales saison ées à l'aéroport de LG-2 sont présentées. La po s'étend du 1er octobre au 30 avril	nt et 1 pour nières ériode 	1

SECTION 1

SYNTHÈSE

1 INTRODUCTION

1.1 Contexte

La neige est une composante majeure des systèmes climatiques globaux. Au Canada, elle peut représenter jusqu'à 55 % des précipitations annuelles dans certaines régions. Ses impacts économiques, écologiques et sociaux sont nombreux et peuvent autant être néfastes que profitables. Dans les régions arctiques et subarctiques, la fonte du couvert nival peut représenter de 40 % à 90 % des écoulements annuels d'eau douce d'un bassin versant (Pomeroy *et al.* 2006). La quantité de neige accumulée ainsi que le moment et la vitesse de la fonte dictent la durée et l'amplitude des écoulements printaniers. En raison de ce rôle majeur sur le bilan hydrique des régions nordiques, il est nécessaire de bien quantifier l'accumulation saisonnière de neige ainsi que la fonte.

Dans un contexte de changements climatiques, la neige joue un rôle important puisqu'elle est à la base de plusieurs boucles de rétroactions ayant un effet majeur sur le climat (Chapin 2005). Par exemple, un raccourcissement de la période d'enneigement entraine une diminution drastique de l'albédo du milieu et donc une absorption plus importante de la radiation solaire, accélérant ainsi le réchauffement local. Une fonte devancée va également entrainer une crue printanière précoce, l'éloignant de l'été et de l'automne, période pour laquelle la demande en eau est la plus forte (Barnett *et al.* 2005). Les changements dans le bilan hydrique des régions boréales et subarctiques auront également un impact sur la recharge des réservoirs et la gestion hydroélectrique (Minville *et al.* 2009).

Malgré ces importantes répercussions, connaître et gérer efficacement cette ressource et les risques associés peut s'avérer très difficile. Les processus qui affectent tous les stades de formation, transformation et fonte du couvert nival sont nombreux et complexes. L'influence relative qu'aura chacun d'eux sur l'évolution spatio-temporelle du manteau neigeux varie énormément selon les conditions, le lieu et la période de la saison hivernale.

1.2 Cadre théorique

De la formation des flocons dans l'atmosphère jusqu'à sa fonte complète, le couvert nival est influencé par le bilan énergétique à l'interface sol-atmosphère. Les cristaux qui se forment en haute altitude peuvent avoir une infinité de formes qui sont directement liées aux conditions de température et de pression (Knight et al. 1973). Lors de leur déposition, ces flocons peuvent être brisés par les vents, interceptés par la végétation ou, dans des conditions calmes, se déposer sans être altérés. Une fois formé, le couvert va se densifier sous l'influence de nombreux facteurs météorologiques (voir figure 1), comme la vitesse du vent et la température, jusqu'à sa fonte. La quantité d'eau contenue dans ce manteau de neige variera donc tout au long de l'hiver. Au printemps, cette eau est mise en circulation dans le réseau hydrographique en guelques jours, générant une crue importante, la recharge de l'aquifère, des lacs et réservoirs ainsi que l'inondation des berges. La vitesse à laquelle cette eau entre en circulation dans le réseau dépend de nombreux facteurs tels que les conditions météorologiques, l'équivalent en eau de la neige (ÉEN), la quantité d'eau liquide du couvert, sa densité et sa porosité. Les caractéristiques du sol ont également un impact important sur la crue printanière. S'il est gelé, saturé en eau, ou recouvert d'une couche de glace, l'infiltration de l'eau de fonte est difficile lors de la genèse de l'écoulement, générant un pic de crue plus rapide.



Figure 1 Schéma des processus physiques influençant l'évolution du couvert nival. Les flèches en pointillés représentent des flux d'énergie et les flèches pleines représentent les flux de masse.

La structure intrinsèque de la neige lui confère également certaines propriétés qui influencent le bilan énergétique. La porosité du couvert en fait un très bon isolant thermique qui limite la diffusion de chaleur sensible et les cycles gel/dégel des couches de neige inférieures et du sol. La neige augmente également l'albédo d'une surface dès qu'une accumulation se produit, réfléchissant une proportion importante du rayonnement solaire vers l'atmosphère. Le type des grains de neige ainsi que leurs propriétés mécaniques sont responsables de la cohésion entre les différentes couches du couvert. Le risque d'avalanche, par exemple, est directement lié à cette cohésion mécanique.

En raison de sa grande sensibilité aux conditions environnementales, le couvert nival présente de grandes variabilités spatiale et temporelle. Il est donc difficile d'estimer la quantité d'eau que représente le couvert nival à l'échelle d'un bassin versant. Pour des vastes étendues faiblement peuplées comme le nord du Québec, un suivi dense et systématique du couvert nival est logistiquement très compliqué, rendant toutes méthodes d'interpolation géostatistique très difficile. Pour pallier aux limitations d'un suivi *in situ*, des méthodes de modélisations ont été développées depuis de nombreuses années pour simuler la formation, l'évolution et la fonte du couvert nival.

La majorité des modèles de neige intègrent les processus physiques liés aux conditions atmosphériques et radiatives sur une base régulière, pouvant aller de 1 h à 24 h, pour réaliser une simulation de l'évolution du manteau neigeux. Selon les besoins, ils sont plus ou moins complexes et certains processus sont simplifiés pour réduire le temps de calcul ou la dépendance à certaines données météorologiques. Un modèle destiné à des simulations dans les Prairies canadiennes doit tenir compte avec une grande précision des effets très variés du vent sur les bilans d'énergie et de masse (Pomeroy et al. 1993) alors qu'un modèle servant à la prévision des risques d'avalanche en haute montagne s'intéressera plus à l'évolution du type et de la taille des grains de neige (Brun et al. 1992).

Les premiers travaux de modélisation de bilan d'énergie de la neige (Anderson 1976) ont démontré qu'une modélisation thermodynamique de la neige permettait une simulation efficace de la formation et de la fonte du couvert nival. Toutefois, les limitations techniques de l'époque la rendaient trop exigeantes en termes de temps de calcul. Un grand nombre de ces modèles ont été développés depuis la fin des années 1980 (Brun et al. 1989; Jordan 1991; Marks 1992; Bartelt et al. 2002), chacun nécessitant différents types de données de calage et utilisant différentes équations du bilan d'énergie (Marks et al. 1999). La complexité varie énormément d'un modèle à l'autre. Certains, comme SNOBAL (Marks et al. 1999), simulent le couvert en deux couches, alors que d'autres, comme CROCUS (Brun et al. 1992), offrent une représentation détaillée de sa stratigraphie. Ces modèles sont généralement non spatialisés ou restreints à de petites zones d'études mais certains, comme SNOBAL, ont été distribués pour offrir des simulations sur toute une région (Marks et al. 1999).

Ces modèles thermodynamiques sont cependant très exigeants en données météorologiques requises pour fonctionner. Dans le cas de simulations hydrologiques, une connaissance détaillée de la structure interne du couvert nival est moins cruciale que pour les prévisions d'avalanche, objectif premier des développeurs de modèles comme CROCUS et SNOWPACK (Brun et al. 1989; Lehning et al. 2002). Des modèles moins exhaustifs ont donc été développés pour des utilisations plus accessibles. C'est le cas, par exemple, des modèles HSAMI (Bisson et al. 1983) et HYDROTEL (Fortin et al. 1995), utilisés au Québec pour des prévisions hydrologiques et incluant tous deux des routines de simulations de fonte de neige de type degrés-jours. Cette approche empirique est souvent utilisée car elle ne requiert que des mesures de température de

l'air et peut être utilisée pour une large gamme de pas de temps allant de l'heure au mois. De nombreux facteurs environnementaux, indépendants de la température, influencent la fonte du couvert nival (ex., albédo, vent, humidité de l'air) et sont intégrés dans l'approche degrés-jours par le biais d'un coefficient de fonte. Ce coefficient peut être estimé par des équations empiriques pour plusieurs types d'occupation du sol (ex., milieu ouvert, forêt de conifères, forêt de feuillus). Bien que la méthode des degrés-jours offre de grands avantages sur le plan opérationnel, sa grande dépendance à des coefficients empiriques induit d'importantes incertitudes.

1.3 Problématique

Le modèle HYDROTEL est un modèle destiné à des simulations hydrologiques complètes à l'échelle d'un bassin versant. Il effectue l'interpolation des données météorologiques, simule les déplacements d'eau dans le bassin, l'évapotranspiration et intègre une routine de simulation du couvert nival. Cette routine utilise une approche mixte de type bilan d'énergie simplifiée et degrés-jours et simule le couvert en une seule couche uniforme. Cette approche a l'avantage d'exiger un nombre limité de données d'entrée (température et précipitations), mais au coût d'un paramétrage empirique importante. Bien que cette approche offre des résultats acceptables, ses importantes simplifications entrainent probablement une précision inférieure à celle des modèles complètement physiques et multicouches. Une description plus détaillée d'HYDROTEL et de son module de neige est présentée à la section 2 de l'article présenté dans la deuxième partie de ce mémoire.

Pour les usagers de la prévision hydrologique opérationnelle, l'utilisation de modèles ainsi que l'accès aux données météorologiques requises doivent être simples. C'est pourquoi les développeurs du modèle HYDROTEL n'y ont pas intégré un modèle thermodynamique pour la simulation du couvert nival, les usagers n'ayant souvent accès qu'à des mesures de précipitations et de température dans les bassins versants du Québec (Fortin et al. 2001).

1.4 Objectifs de la recherche

La précision des simulations d'équivalent en eau et de fonte de neige par HYDROTEL est critique, particulièrement en milieu boréal, où les écoulements printaniers représentent une proportion importante du bilan hydrique annuel. L'amélioration de cet outil permettrait une meilleure gestion de l'eau destinée à la production hydro-électrique; les réservoirs de la région de la rivière La Grande ayant déjà connu des périodes inattendues de faibles niveaux au début des années 2000 (Jutras et al. 2009). Les changements climatiques apportent également une pression supplémentaire sur cette ressource (Minville et al. 2008). Dans ce contexte, des outils efficaces sont nécessaires pour prévoir et s'adapter aux changements futurs.

C'est dans cette optique que la présente étude tente d'évaluer les gains de précision que pourraient offrir une modélisation thermodynamique du couvert nival pour la simulation hydrologique. Dans ce but, le modèle CROCUS a été retenu pour être lié à HYDROTEL afin de simuler l'équivalent en eau de la neige et les crues printanières d'une rivière en milieu boréal.

Le modèle CROCUS est un modèle exclusivement destiné à la modélisation de la neige. Originalement développé pour les prévisions de risques d'avalanche dans les Alpes françaises (Brun et al. 1989), il simule la majorité des processus internes et aux frontières du couvert nival en fonction des données météorologiques. Son approche physique poussée implique un important nombre d'intrants, mais ne requière pas de paramétrage ou de données empiriques pour fonctionner. La version utilisée du modèle est unidimensionnelle et multicouches. Le couvert nival simulé est donc une succession verticale de couches parallèles au sol. Le nombre de ces couches est limité à 50 et les échanges entre chacune d'elles sont calculés à chaque pas de temps. Pour cette étude, CROCUS a été préféré à des modèles physiques plus simples par volonté de comparer une approche thermodynamique poussée, complète et donc diamétralement opposée à l'approche empirique du module de neige d'HYDROTEL. CROCUS n'est sans doute pas adapté à la réalité opérationnelle de la majorité des usagers d'HYDROTEL, mais il s'agit d'un outil rigoureux pour comparer les deux approches de modélisation de la neige et leur effet sur les simulations hydrologiques.

Les simulations d'ÉEN des modèles HYDROTEL et CROCUS ont été validées au moyen d'un GMON3 (Choquette et al. 2008). Ce senseur, développé par le centre de recherche d'Hydro-Québec (IREQ) et l'Université de Montréal, mesure l'absorption par la neige du rayonnement gamma naturellement émis par le sol pour déduire l'ÉEN. Il offre une mesure précise de l'ÉEN sur une zone allant jusqu'à 100 m² à chaque six heures. Hydro-Québec a déployé des stations permanentes de GMON3 sur plusieurs bassins versants au Québec. Ces mesures peuvent permettre des comparaisons précises des simulations des deux modèles étudiés ici.

En résumé, cette étude a tenté de répondre aux deux questions suivantes :

- L'approche thermodynamique (CROCUS) permet-elle de simuler l'ÉEN avec une précision significativement supérieure à la méthode mixte degrés-jours / bilan d'énergie (module de neige d'HYDROTEL) ?
- 2. HYDROTEL offre-il de meilleurs simulations de débits d'une rivière boréale quand le couvert nival est simulé par l'approche thermodynamique de CROCUS plutôt que le module de neige mixte degrés-jours / bilan d'énergie ?

De ces questions découlent les objectifs de l'étude :

- Effectuer un traitement adéquat des intrants afin d'obtenir une représentation, la plus exacte possible, des conditions météorologiques dans le but d'effectuer les simulations d'ÉEN avec CROCUS.
- Effectuer les simulations d'ÉEN avec le module mixte degrés-jours / bilan d'énergie d'HYDROTEL et les comparer aux résultats de l'approche thermodynamique.
- Utiliser le modèle HYDROTEL pour simuler les débits de crues printanières d'une rivière boréale en utilisant les deux approches de simulations du couvert nival et identifier les avantages et inconvénients de chacune de celle-ci.

Ce mémoire se divise en deux parties distinctes. Le corps de ce document est l'article introduit en partie 2 et qui présente les points essentiels et les plus importants résultats du projet. La première partie du mémoire, la synthèse, résume les principaux points de l'article et le complète en présentant des aspects et des tests qui ne sont pas traités dans ce dernier. Dans la synthèse, la description de certains résultats renvoie aux figures et tableaux de l'article.

1.5 Limitations

Cette étude est confrontée à des faiblesses qui rendent difficiles l'analyse de certains résultats. CROCUS, utilisé comme modèle thermodynamique pour fournir les simulations de fontes à HYDROTEL, est la source des principales limitations du projet étant donné qu'il n'a pas été possible de l'utiliser pour modéliser le couvert de neige en milieu forestier. De plus, CROCUS nécessite une quantité importante de données d'entrée dont une partie n'est souvent pas mesurée par les stations météorologiques conventionnelles. Une seule des stations du site d'étude a été utilisée pour CROCUS, et ce dernier produit donc des simulations de couvert nival et de fonte identiques sur toute la superficie du bassin versant à l'étude. Ces limitations impliquent que, lors des simulations de crues printanières, l'influence de l'occupation du sol et de la variabilité spatiale du couvert nival sur l'hydrogramme ne peut pas être modélisée en utilisant CROCUS. L'analyse des résultats des simulations hydrologiques tient compte de ces limitations.

2 MÉTHODE

Le site d'étude est le bassin versant de la rivière Nécopastic, dans la région de la Baie James, Québec, Canada. Une description détaillée en est faite dans la sous-section 4 de l'article présenté en deuxième partie de ce mémoire. Une description des différentes stations et des mesures disponibles est également faites dans cette section.

2.1 Simulation d'équivalent en eau de la neige

2.1.1 CROCUS

Le modèle CROCUS a été testé en milieu boréal à plusieurs reprises lors de précédentes études (Savary 2002; Savary et al. 2004; Langlois et al. 2009; Brucker et al. 2011) et il a été démontré qu'il offrait une représentation précise des différentes composantes du bilan d'énergie et de masse du couvert nival. Il est cependant sensible à la précision des données météorologiques qui lui sont fournies. Des tests de sensibilité du modèle CROCUS au prétraitement des données d'entrée ont donc été réalisés. Ceux-ci ont été conduits au site Neco-1 (voir Figure 1 de l'article) en raison de la présence d'un senseur GMON3 pour valider les simulations. La disponibilité des données continues d'ÉEN, à une fréquence de six heures, a permis d'évaluer les simulations de CROCUS et d'identifier les conditions météorologiques spécifiques qui conduisaient à des divergences entre les simulations et les observations.

Les causes des erreurs mises en évidence par les comparaisons de simulations et d'observations ont été identifiées. Ces sources de divergences pouvaient être de deux natures distinctes, soit des erreurs dans les mesures météorologiques ou des traitements inadaptés de celles-ci, produisant une modélisation incomplète ou erronée de certains processus du bilan d'énergie de CROCUS. Afin d'identifier efficacement les sources de ces imprécisions, une attention particulière a porté dans un premier temps sur la validation et le prétraitement des données météorologiques. Une fois un bon niveau de confiance obtenu sur l'exactitude des intrants du modèle, toute autre divergence entre simulations et observations était attribuable à des limitations du modèle.

2.1.2 Module de neige d'HYDROTEL

Afin de comparer la précision de la modélisation de l'ÉEN par les deux différentes approches, thermodynamique et degrés-jours / bilan d'énergie, les simulations devaient être réalisées avec les mêmes données d'entrée. CROCUS et le modèle de neige d'HYDROTEL étant très différents, il était primordial de s'assurer que ce dernier était calé de manière à modéliser dans des conditions comparables. Étant donné les distances importantes entre les différentes stations de mesures et que l'interpolation spatiale est effectuée par la méthode des polygones de Thiessen, les données brutes fournies au modèle sur l'HURH à l'étude sont celles de la station Neco-1 et sont donc identiques à celles fournies à CROCUS. Toutefois, HYDROTEL utilise des équations empiriques requérant un traitement des données d'entrée différent du traitement optimal pour CROCUS. Il a donc fallu vérifier si HYDROTEL pouvait profiter des corrections apportées aux intrants pour l'approche thermodynamique.

HYDROTEL est un modèle distribué dont les calculs sont effectués indépendamment sur des unités hydrologiques relativement homogènes (UHRH) de manière à pouvoir tenir compte de la variabilité spatiale de la topographie, de l'occupation du sol, des types de sols et des variables météorologiques à l'intérieur d'un bassin versant. De nombreuses classes d'occupation du sol peuvent être programmées dans le modèle. Toutefois, le sous-modèle de neige et de fonte d'HYDROTEL les regroupe en trois types distincts : milieu ouvert, forêt de feuillus et forêt de conifères. Trois simulations par UHRH ont donc été effectuées indépendamment, une pour chaque type de couvert végétal. Les modélisations d'ÉEN de CROCUS ne considèrent que les données enregistrées par la station Neco-1 et donc qu'un milieu ouvert. Afin d'évaluer le module de neige mixte à l'aide du GMON3 et de le comparer à CROCUS, seules les simulations d'ÉEN en milieu ouvert sur l'UHRH de la station Neco-1 ont été étudiées.

Dans cette situation, les seuls paramètres de calage à considérer étaient ceux du module mixte degrés-jours / bilan d'énergie. Ces paramètres, fixés par l'utilisateur, sont les suivants :

- Seuil de température au-dessus duquel la fonte se produit
- Taux de fonte à l'interface neige-atmosphère

- Taux de fonte à l'interface sol-neige
- Coefficient de compaction de la neige
- Densité maximale du couvert

La console de calage du module de neige est présentée à la Figure 1 de l'annexe. Les paramètres ayant la plus grande incidence sur la fonte, et donc sur la crue printanière, sont le seuil de température au-dessus duquel la fonte se produit et le facteur empirique de fonte à l'interface neige-atmosphère (Turcotte et al. 2007). L'évolution de l'ÉEN durant l'hiver est peu affectée par ces deux paramètres étant donné que les températures hivernales, en milieu boréal, n'excèdent que rarement le seuil auquel la fonte se produit, généralement fixé autour de 0°C. Les paramètres de compaction et de densité maximale de neige influencent principalement la hauteur de neige, mais n'affectent que peu l'ÉEN.

2.2 Simulations de débit

L'utilisation d'un modèle hydrologique comme HYDROTEL, pour des études de couvert nival, offre une seconde possibilité de validation indirecte des simulations. En modélisant le débit en rivière lors de la crue printanière, il est possible d'évaluer la qualité de la simulation de fonte du couvert nival. On peut supposer que cette méthode introduit de nouvelles sources d'incertitudes liées à l'utilisation de certains des modules simulant le reste des processus du bilan hydrique. Le modèle d'écoulements d'eau verticaux dans le sol n'induira que peu d'erreur étant donné qu'en période de fonte, le sol est saturé et que ce type d'écoulements est donc minime. Il en va de même pour le modèle d'évapotranspiration. Les modèles d'écoulement vers et dans le réseau hydrographique sont les plus susceptibles d'induire des sources additionnelles d'incertitudes. Toutefois, le but ultime étant de simuler le débit à l'exutoire, il devient intéressant de pouvoir comparer directement les effets des deux approches de modélisation de la neige sur les simulations de crue. Le débit de la rivière Nécopastic était mesuré en continu de 2004 à 2007 par un débitmètre / courantomètre acoustique Argonaut-SW™ (SonTek/YSI, San Diego, États-Unis) utilisant l'effet Doppler pour mesurer directement le débit dans une section transversale d'une rivière. Cet instrument était une station permanente, installée à une quinzaine de kilomètres en amont de l'embouchure de la rivière Nécopastic, dans la rivière La Grande et drainant une superficie de 188 km², soit 77 % de la superficie du bassin versant. Cette station a cependant été endommagée puis démantelée en 2007 par Hydro-Québec qui en assurait l'entretien et l'exploitation. La période de fonctionnement de ce débitmètre ne présente qu'une année commune avec celles étudiées dans les sections précédentes, soit l'hiver 2006/07. Les hivers 2004/05 et 2005/06 ont donc dû être modélisés sans données de GMON3 ou de ligne de neige pour valider les simulations d'ÉEN. Seules les mesures de débit pouvaient donc être utilisées pour la validation des simulations pour ces deux années.

Outre le modèle de neige, les cinq autres modules d'HYDROTEL doivent également être calés pour offrir la meilleure simulation possible du débit de la rivière Nécopastic. Le module de bilan d'eau vertical, BV3C, simule la redistribution de l'eau dans le sol, considéré comme trois couches d'épaisseur fixées par l'utilisateur. C'est ce module qui gère l'eau provenant de la fonte simulée par le modèle de neige. Il modélise les flux d'eau dans la colonne de sol de l'UHRH en utilisant l'équation de Darcy et l'équation de conductivité hydraulique de Campbell (Campbell, 1974). Cependant, cette dernière offre de moins bonnes performances pour les sols organiques que les sols minéraux. Une proportion importante du bassin versant (≈ 35 %) étant occupée par des tourbières, une routine spécifique à ce type d'environnement, PHIM (Bay, 1969), a été incluse dans les versions récentes d'HYDROTEL suite aux travaux de Jutras et al. (2009). Ce modèle simule le comportement de l'eau dans les tourbières selon un principe comparable à un réservoir avec seuil. L'eau ajoutée dans le système y est retenue tant que la capacité de rétention maximale n'est pas atteinte, après quoi tout excédant sera immédiatement écoulé hors du système. Ce modèle a été utilisé pour simuler les tourbières dans la présente étude. Le jeu de paramètres de calage des autres modules d'HYDROTEL, présentés au Tableau 1 de l'annexe, est le même que celui utilisé par Jutras et al. (2009) dont le site d'étude était également le bassin versant de la rivière Nécopastic.

Pour le module de neige, dans le cas de la modélisation hydrologique, les simulations ont été faites à l'échelle du bassin versant en considérant simplement une UHRH et un seul type d'occupation du sol, tel que présenté à la section *2.1.2*. Les simulations utilisant le module degrés-jours / bilan d'énergie pouvaient profiter de l'interpolation des données météorologiques effectuées par HYDROTEL ainsi que des paramétrages spécifiques aux trois types de couverts végétaux.

Tel que mentionné à la section 1.5, les simulations d'HYDROTEL utilisant CROCUS, ne pouvaient en revanche considérer que les milieux ouverts et une seule simulation de couvert nival a été effectuée. Un couvert de neige uniforme, simulé selon les conditions à la station Neco-1, a donc été supposé sur toute la superficie du bassin versant. La vitesse et le moment de la fonte étaient donc également considérés identiques, indépendamment du milieu. Ces limitations du modèle CROCUS induisaient inévitablement une erreur dans les simulations du débit de crue. On s'attendait donc à obtenir une crue de plus grande amplitude et moins étalée dans le temps étant donné que la fonte plus lente en milieu forestier n'était pas simulée. On s'attendait cependant à obtenir un bon synchronisme pour le premier pic de crue lié à la fonte en milieu ouvert, qui débute plus tôt qu'en forêt, si ce type de milieu était adéquatement simulé par CROCUS.

3 RÉSULTATS

3.1 Simulation d'équivalent en eau de la neige

3.1.1 CROCUS

Une première évaluation de CROCUS a été réalisée en utilisant les mesures brutes de la station Neco-1 en données d'entrée. La version de CROCUS utilisée ici, soit celle faisant l'objet de l'étude de Savary et al. (2004), utilisait un seuil de 0°C pour séparer la pluie de la neige. Les simulations pour la période 2006-2011 sont présentées à la Figure 3 de l'article. La principale observation est une tendance à la sous-estimation, attribuable à des biais dans les mesures de données météorologiques. Un biais sur les mesures de précipitations solides était connu et attribuable à la sous-captation de neige par le précipitomètre en conditions venteuses. Le seuil de 0°C pour séparer la pluie de la neige a également été jugé inadapté. Les mises en place tardives des couverts nivaux simulés pour les débuts des hivers 2007/08 et 2008/09 venaient corréler cette hypothèse. Le détail de la mise en place du manteau neigeux en novembre 2008, période pour laquelle on observait une importante erreur dans les simulations, est présenté à la Figure 4 de l'article.

Il a donc fallu établir un seuil de température plus adapté pour définir la phase des précipitations. Dans les études utilisant CROCUS au Québec, la température seuil pour séparer la pluie de la neige était fixée à 0°C dans certains cas (Savary 2002; Savary et al. 2004) et à 2°C dans d'autres (Langlois et al. 2009). En se basant sur des études focalisant sur la phase de précipitations en fonction de la température (Auer 1974; L'Hôte et al. 2005; Kienzle 2008), il a été constaté que dans certains cas, on pouvait observer de la neige pour des températures allant jusqu'à 6°C au sol. La majorité des études utilisant le seuil de 50 % de chance d'obtenir de la pluie ou de la neige entre 1°C et 2.5°C, nous avons donc décidé d'utiliser 2°C comme seuil fixe pour définir la phase.



Figure 2 Comparaison entre les simulations d'ÉEN de CROCUS au site Neco-1 réalisées avec des seuils de 0°C et de 2°C pour séparer la pluie de la neige. Les observations fournies par le GMON3 sont également présentées.

Les simulations basées sur un seuil de 2°C, présentées à la Figure 1, montrent un gain de précision des simulations de CROCUS pour la majorité des années d'études. L'hiver 2008/09, dont la mise en place tardive du couvert nival affectait particulièrement les simulations du reste de la saison, présente un gain majeur avec l'utilisation de ce nouveau seuil. Cependant, les simulations semblent toujours avoir une tendance à la sous-estimation.

Tel que mentionné plus haut, le biais dans les mesures de précipitation solide est connu pour le type de précipitomètre utilisé. Ce biais était probablement responsable de cette sous-estimation. La sous-captation de la neige par les précipitomètres (Goodison 1978) est induite par la déformation de l'écoulement d'air autour de l'instrument et est dépendante de la vitesse du vent. Afin de limiter ce phénomène, des écrans sont installés autour des précipitomètres mais, généralement, une correction doit tout de même être appliquée sur les mesures.

Le précipitomètre OTT-1000 utilisé au site Neco-1 (photo en Figure 1 de l'annexe) est équipé d'un écran de type Alter (Alter 1937). Plusieurs études ont tenté d'établir une relation empirique pour corriger la sous-captation de cette combinaison précipitomètre / écran Alter (Landolt et al. 2008; Rasmussen et al. 2011; Thériault et al. 2011). Certaines de ces équations de corrections sont présentées au Tableau 2 de l'annexe. Afin de vérifier si celles-ci étaient applicables aux mesures de précipitations et pour aider à en sélectionner une, une relation empirique utilisant nos propres données a été développée. Des mesures non-biaisées de précipitations ont été fournies par la station expérimentale de Radisson (SMER, 53°43' N 77°45' O, présentée à la Figure 1 de l'article) située à 30 km du site Neco-1. Ce site a été sélectionné en raison de la présence d'un DFIR (*Double-Fence Intercomparison Reference*), qui consiste en un précipitomètre entouré d'une double clôture verticale. Ce type d'installation est considéré par l'Organisation Météorologique Mondiale, (Goodison et al. 1998) comme le standard de référence pour la comparaison de précipitomètres.

Les stations Neco-1 et SMER ont été simultanément en opération durant deux ans (janvier 2005 – avril 2007). La relative homogénéité topographique de la région a permis de faire l'hypothèse que les deux stations étaient assujetties aux mêmes évènements de précipitations. Les précipitations mineures et traces (< 0,2 mm pour une période d'une heure) ainsi que les évènements de pluie (définis en utilisant un seuil de phase à 2°C) n'ont pas été utilisés pour la comparaison. L'efficacité de captation des précipitations pour des intervalles de vent de 0,5 m s⁻¹ est présentée à la Figure 2. Une régression polynomiale de second degré a été appliquée sur les médianes du diagramme en boîte pour définir une relation de correction de la sous-captation.



Figure 3 Diagramme en boîte illustrant la relation entre la vitesse moyenne horaire du vent et l'efficacité de captation du précipitomètre, définie comme l'accumulation de neige au site Neco-1 divisée par l'accumulation de neige au site SMER. Les boîtes représentent les 1^{er} et 3^{ème} quartiles, les lignes noires dans les boîtes sont les médianes, les points représentent les moyennes, et les segments représentent les valeurs maximale et minimale de la distribution. La courbe noire est une régression de second degré des médianes.

La courbe empirique de correction obtenue démontre que la sous-captation au site Neco-1 est du même ordre de grandeur que pour les autres études sur le sujet. Toutefois, la distance entre les stations Neco-1 et SMER peut induire des sources d'erreurs puisque certains évènements ne se produisaient pas exactement au même pas de temps et que les faibles précipitations n'étaient pas considérées. La décision a donc été prise d'utiliser une des relations issues de la littérature. L'équation de correction retenue ici est celle de Fortin et al. (2008). Il s'agit d'un polynôme du second degré originalement présenté par Yang et al. (1998) mais utilisant les coefficients proposés par Fortin *et al* (2008). Cette méthode a été choisie car cette dernière étude a été réalisées en utilisant les données de la station SMER et donc dans des conditions comparables à celles de la station Neco-1. L'effet de cette correction de la sous-captation sur les simulations est présenté en Figure 3.



Figure 4 Comparaison entre les simulations d'ÉEN de CROCUS au site Neco-1 sans et avec la correction de la sous-captation proposée par Fortin et al. (2008). Les observations fournies par le GMON3 sont également présentées.

Le traitement des données météorologiques avec un seuil de 2°C pour définir la phase des précipitations et avec l'équation de Fortin *et al.* (2008) pour corriger la souscaptation de neige permet d'obtenir des intrants représentatifs des conditions à Neco-1. La Figure 3 démontre cependant qu'après ces corrections, les simulations de CROCUS présentent une surestimation systématique pour les cinq années d'étude. Une revue des processus modélisés dans la version utilisée de CROCUS a permis de mettre en lumière deux phénomènes manquant aux bilans d'énergie et de masse. Tous deux sont liés au transport de la neige par le vent, soit la relocalisation et la sublimation de la neige en suspension dans l'air. D'une part, la relocalisation, pouvant induire une perte ou un gain selon les conditions, ne peut pas être simulée par un modèle unidimensionnel à partir de simples données météorologiques en raison d'une grande dépendance aux caractéristiques du site et de ses environs. D'autre part, la sublimation de la neige mise en suspension par le vent, induisant une forte perte de masse, est très complexe à modéliser et la station Neco-1 ne fournit pas toutes les données requises. Une description du phénomène de sublimation de la neige transportée et les preuves empiriques de son occurrence au site d'étude est présentée à la section 5.3 de l'article.



Figure 5 Moyenne d'ÉEN mesurée par carottage dans deux types de milieux (ouvert et forêt de conifères) aux alentours de la station Neco-1 au début et en fin de saison hivernale. Les barres d'incertitudes représentent l'écart-type (nouvert = 44; nforêt = 16).

Des données de lignes de neige réalisées au site Neco-1 (milieu ouvert d'un rayon de 50 m) et dans les zones boisées avoisinantes démontrent que l'ÉEN du milieu ouvert est légèrement plus élevé que celui de la forêt de conifères. Cette différence est illustrée par les résultats de deux campagnes de mesure présentés à la Figure 4. Ces résultats sont en accord avec de nombreuses études (Golding et al. 1978; Schmidt et al. 1989; Pomeroy et al. 2002; Gelfan et al. 2004) soutenant que les ÉEN dans des petites zones ouvertes sont typiquement plus élevés que dans les zones boisées adjacentes. Ces études ont démontré que pour des zones ouvertes d'un diamètre inférieur à 10 fois la hauteur de la végétation voisine, la relocalisation de la neige vers le milieu forestier est relativement faible. L'absence de valeur plus importante d'ÉEN en marge des zones boisées (typiquement un puits lors du transport de neige) suggère également que
l'importance de la redistribution n'est pas suffisante pour expliquer la surestimation au site Neco-1. Celle-ci est donc probablement attribuable, en majorité, à la sublimation de la neige en suspension. Toutefois, les données disponibles ne permettent pas de définir précisément les contributions respectives de ces deux phénomènes de perte de neige au site. En assumant que la surestimation de CROCUS était exclusivement attribuable à ces deux phénomènes et étant donné qu'ils se produisent tous deux en présence de vent suffisamment fort pour induire une mise en suspension de neige, un taux de perte d'ÉEN en fonction du vent et à partir d'un seuil fixe a été implémenté dans CROCUS. Ce paramétrage simplifié est présenté à la section 5.3 (équation 2) de l'article.



Figure 6

6 Comparaison entre les simulations de CROCUS, au site Neco-1, effectuées avec trois seuils de vitesse de vent et deux taux de perte par neige soufflée. Les observations d'ÉEN du GMON3 sont également présentées.

Des tests avec différents taux de perte et différents seuils de vitesse de vent pour le transport de neige ont été effectués et sont présentés à la Figure 5. Il est possible d'observer qu'un taux trop élevé de perte ou un seuil trop bas peuvent entrainer d'importantes sous-estimations (Figure 5a, courbe orange; Figure 5b, courbes orange et verte). Avec un seuil trop élevé en revanche, la perte n'est pas suffisante et les simulations restent surestimées. Le meilleur résultat a été obtenu en combinant un seuil de 4 m·s⁻¹ avec un taux de perte horaire de $1,5\cdot10^{-3}$. Bien que certaines saisons puissent être mieux représentées par d'autres combinaisons, ce paramétrage offre les résultats les plus constants sur toute la durée de l'étude. Il a donc été retenu et son effet sur les simulations de CROCUS est observable à la Figure 10 de l'article. La précision obtenue après avoir intégré une perte lors d'évènements de neige soufflée suggère que les surestimations précédentes de CROCUS étaient liées à ce phénomène.

La sensibilité de CROCUS aux températures du sol a également été évaluée. Dans la version du modèle utilisée ici, le flux de chaleur à l'interface neige/sol est une valeur fixe, définie selon les conditions observées par Brun et al. (1989) au site expérimental de Col de Porte (Alpes Françaises). Une version plus récente de CROCUS a été couplée au modèle de surface ISBA qui simule les températures du sol (Bouilloud et al. 2006). Cette version n'est cependant pas utilisée dans la présente étude. Afin de vérifier si l'implémentation d'une routine de températures du sol est nécessaire, des simulations de CROCUS ont été effectuées en utilisant des mesures de températures du sol effectuées automatiquement à une profondeur de 5 cm au site Neco-1. Les résultats, présentés en Figure 7 des annexes, démontrent que peu de variations sont observées entre les simulations utilisant les valeurs de températures observées à Neco-1. Bien que le début de saison 2007/08 (Figure 7.b) semble mieux modélisé avec les températures mesurées, les deux simulations offrent des résultats très comparables au moment du début de la fonte. Il est donc possible d'assumer que l'utilisation du paramétrage original de CROCUS, utilisant des valeurs théoriques de flux d'énergie provenant du sol, n'introduit pas de biais significatif pour les simulations à Néco-1. Ce paramétrage est donc conservé pour le reste des simulations.

3.1.2 Module de neige d'HYDROTEL

La correction à appliquer aux mesures de précipitations de la station Neco-1, discutée à la section précédente, devait également être utilisée avec le module degrés-jours / bilan d'énergie afin d'être cohérent avec les simulations de CROCUS. Le modèle HYDROTEL ne considérant pas les vitesses de vent, il a été nécessaire de corriger les données avant les simulations. Comme pour CROCUS, les corrections ont été effectuées sur les mesures de précipitations horaires avant d'être cumulées pour obtenir la précipitation journalière totale, utilisée par HYDROTEL. De cette manière, les mêmes quantités d'eau ont été utilisées comme intrants pour les deux modèles. La température de changement de phase a également été fixée à 2°C. Cette dernière est gérée par un autre sousmodèle d'HYDROTEL responsable de l'interpolation et de la correction des données d'entrée.

Les simulations du module de neige d'HYDROTEL sont présentées à la Figure 10 de l'article et comparées à celles de CROCUS et aux mesures du GMON3. On peut y constater une tendance générale à la surestimation. Cependant, les résultats sont beaucoup plus irréguliers que ce qui pouvait être observé avec CROCUS, probablement en raison des importantes simplifications du module de neige. En effet, si certaines années comme l'hiver 2007/08 sont globalement bien simulées, d'autres, comme les hivers 2006/07 et 2010/11, présentent des surestimations très importantes. Les limites de l'approche degrés-jours pour simuler la fonte sont également observables en mars 2009/10 quand un tiers de l'ÉEN est perdu lors de la simulation alors que la fonte observée ne se produit que deux semaines plus tard. Cet événement de fonte précoce est causé par une période de sept jours consécutifs avec des maximums de températures atteignant 10°C. Cette période de redoux est, en revanche, très bien simulée par l'approche physique de CROCUS.

Il faut également comparer ces résultats du modèle degré-jours / bilan d'énergie avec des simulations utilisant un traitement plus traditionnel des données d'entrée. En effet, le seuil de phase de précipitation par défaut dans HYDROTEL est 0°C et c'est cette valeur qui est généralement utilisée.

De plus, une correction de la sous-captation des précipitations n'est pas toujours appliquée par les utilisateurs puisque cette opération doit être réalisée indépendamment des simulations et que la correction à appliquer varie en fonction du type d'écran installé sur le précipitomètre. Une comparaison des résultats précédents avec une simulation utilisant un traitement plus standard des intrants est présenté à la Figure 6.



Figure 7 Comparaison entre les simulations d'ÉEN d'HYDROTEL avec deux traitements des données d'entrées. Le premier (courbe rouge) utilise un seuil de phase de 2°C et les précipitations corrigées par l'équation de Fortin et al (2008) alors que le deuxième (courbe bleue), traditionnellement utilisé, fait usage d'un seuil de 0°C et aucune correction des précipitations n'est appliquée.

Il est possible de constater que le traitement des intrants utilisé pour CROCUS ne favorise pas HYDROTEL. Cependant, les simulations utilisant les traitements par défaut des données restent moins robustes que celles de l'approche thermodynamique (Figure 10 de l'article). Il faut mentionner que CROCUS perdait également en précision avec un seuil de phase à 2°C et une correction de la sous-captation tant que les pertes par neige soufflée n'étaient pas modélisées. Afin de permettre une comparaison adéquate, les mêmes pertes liées au vent peuvent être appliquées aux simulations d'HYDROTEL afin de vérifier si un gain de précision comparable à celui CROCUS est observé. Étant donné qu'HYDROTEL ne considère pas le vent, les taux quotidiens de sublimation ont été fournis par la sous-routine de perte de neige implémentée dans CROCUS à la section 3.1.1, puis appliqués sur les résultats du modèle degrés-jours / bilan d'énergie. Les résultats sont présentés à la Figure 7.



Figure 8 Comparaison des simulations d'HYDROTEL avec et sans perte de neige par sublimation et redistribution par le vent. Les pertes quotidiennes d'ÉEN imposées aux simulations sont calculées par CROCUS et utilisent un seuil de vitesse de vent de 4 m s-1 et un taux horaire de 1.5 x 10-3.

Il est possible d'observer qu'aucun gain constant de précision n'est apporté par l'intégration des pertes par le vent – sauf l'année 2006/07. La grande variabilité interannuelle des résultats est toujours présente, quelle que soit le traitement des données d'entrée, et est inhérente aux importantes simplifications de l'approche mixte degrés-jour / bilan d'énergie.

3.2 Simulations de crue printanière

Tel que mentionné à la section 2.2, aucune mesure de l'ÉEN n'est disponible pour valider les simulations des années 2004/05 et 2005/06. Cependant, la qualité des données météorologiques pour ces deux années supplémentaires est bonne, avec peu de données manquantes dans les séries temporelles. Nous pouvons donc avoir un bon niveau de confiance dans les simulations de CROCUS, étant donné les modélisations précises des cinq années suivantes. Seule l'année 2006/07 offre simultanément les mesures de débit et d'ÉEN.

Les simulations de débits de la rivière Nécopastic, pour les trois années de fonctionnement du débitmètre, sont présentées à la Figure 11 de l'article. Les simulations d'ÉEN du module degrés-jours / bilan d'énergie pouvant présenter d'importantes divergences par rapport aux observations (voir section 3.1.2), d'importantes irrégularités se reflètent donc dans les simulations de débits. Les simulations utilisant CROCUS manquent, sans exception, le deuxième pic de crue associé à la fonte tardive en milieu forestier. Cependant, le pic principal est bien synchronisé, contrairement aux simulations utilisant le modèle mixte.

Afin de pouvoir comparer les répercussions des deux approches de modélisation de la neige sur les débits, il est également intéressant de réaliser les simulations du modèle degré-jours / bilan d'énergie en ne considérant que les milieux ouverts. De cette manière, les données d'entrée étant traitées de la même façon, les deux modèles simulent les mêmes conditions pour l'ensemble du bassin versant. Tous les autres sous-modèles d'HYDROTEL ayant le même calage, les différences observables entre les deux courbes de débits ne devraient être attribuables qu'à la modélisation de la neige. Les comparaisons des simulations ne considérant pas la végétation sont présentées à la Figure 8.



Figure 9 Simulations de débits de la rivière Nécopastic par HYDROTEL utilisant CROCUS et le modèle mixte degré-jours / bilan d'énergie d'HYDROTEL. Les simulations réalisées avec ce dernier simulant le bassin versant comme un milieu complètement ouvert sont présentées, de même que les observations.

Il est possible de constater que la bonne synchronisation du pic principal de crue simulé par le couplage HYDROTEL / CROCUS et attribuable à la fonte des milieux ouverts n'est pas observable pour les simulations utilisant le modèle mixte. Les importantes surestimations de 2007 ainsi que la fonte précoce génèrent un pic trop important et devancé par rapport aux observations.

.

4 **DISCUSSION**

L'approche thermodynamique de CROCUS a démontré une bonne capacité à simuler l'ÉEN en milieu ouvert. Le choix d'un seuil à 2°C pour séparer la pluie et la neige semble offrir de meilleurs résultats qu'un seuil à 0°C comme le suggérait les études sur le sujet. Bien que les simulations de CROCUS utilisant ce seuil étaient satisfaisantes, le biais lié à la sous-captation devait également être considéré afin d'obtenir une modélisation physique la plus complète possible. La surestimation obtenue une fois ce biais corrigé a permis de mettre en évidence l'importance de la neige soufflée dans les bilans d'énergie et de masse. Les effets de ce dernier processus et de la sous-captation ont tendance à s'annuler, ce qui explique pourquoi certaines études antérieures utilisant CROCUS ont pu obtenir des résultats satisfaisants sans les considérer. Dans notre cas, la prise en compte de ces deux processus a permis d'obtenir des simulations plus représentatives de l'évolution du couvert nival.

L'utilisation d'un paramétrage empirique pour simuler les pertes par redistribution et par sublimation de la neige soufflée va à l'encontre de la volonté d'utiliser une approche complètement physique pour CROCUS. Toutefois, les données à la station Neco-1 étaient insuffisantes pour faire autrement. La disponibilité de mesures météorologiques représente le principal obstacle de l'approche thermodynamique. Malgré cela, les résultats précis de cette méthode sont encourageants et en font un choix plus sûr pour un utilisateur disposant des données requises en milieu boréal.

Les divergences du modèle degrés-jours / bilan d'énergie peuvent poser un risque pour une utilisation opérationnelle d'HYDROTEL. En pratique, la disponibilité de mesures d'ÉEN peut permettre une correction ponctuelle ou en continue des simulations. Cette approche permet de caler le modèle hydrologique en assimilant les données mesurées (Duan et al. 2003) et permet d'améliorer les prévisions de crues à court terme. Cette méthode nécessite cependant des mesures d'ÉEN qui ne sont pas toujours disponibles ou exactes; ce qui la rend inapplicable dans un contexte d'études hydroclimatologiques s'intéressant au climat futur et aux impacts des changements climatiques sur les crues printanières.

Malgré que le calage permette d'ajuster le taux et le moment de la fonte, l'usager n'a pas la possibilité de caler l'accumulation de neige, effectuée par l'approche de bilan d'énergie simplifiée. Une modélisation erronée de l'ÉEN en fin de saison conduit inévitablement à des erreurs dans l'amplitude, la durée et les volumes des crues. Les autres sous-modèles étant des sources additionnelles d'incertitudes, il est pertinent de pouvoir réduire les erreurs liées à la modélisation du couvert nival. Cependant, l'utilisation opérationnelle de l'approche thermodynamique requiert un important besoin de données d'entrée. L'utilisation de données issues de modèles du climat pourrait offrir une alternative intéressante. La possibilité d'utiliser de telles données avec CROCUS a été étudiée au Québec (Langlois et al. 2009) et semble offrir des résultats comparables à ceux obtenus avec des données issues d'une station météorologique. Cette étude ne disposait cependant que de peu de données de validation.

Bien que l'approche de CROCUS offre des résultats bien supérieurs au modèle mixte degrés-jours / bilan d'énergie pour les simulations d'ÉEN en milieu ouvert (≈ 40 % de la superficie), il est difficile d'évaluer le gain réel sur les simulations de débits. Le fait que CROCUS ne simule pas les milieux forestiers (≈ 55 % de la superficie) induit une source d'erreurs non négligeable. Cependant, le synchronisme du pic de crue principal simulé et observé est mieux représenté en utilisant CROCUS que le modèle de neige mixte sur le bassin versant à l'étude. En comparant les simulations d'HYDROTEL ne considérant que les milieux ouverts, on constate que le modèle mixte n'offre pas la bonne synchronisation et la constance de l'approche physigue.

5 CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS

La principale contrainte de l'approche thermodynamique pour modéliser le couvert nival en milieu boréal est son important besoin en données météorologiques. Dans l'optique d'une utilisation opérationnelle d'HYDROTEL basée sur une telle approche, il devient primordial de réduire l'importante dépendance aux mesures directes. De plus, les données de nébulosité et de rayonnement, indispensables à une simulation physique de la dynamique du couvert nival, sont malheureusement rarement disponibles au Québec. Pour les bassins versants jugés d'intérêt, il serait donc opportun d'y installer plus systématiquement des stations météorologiques équipées de radiomètres comme la radiation nette est le terme dominant dans le processus de fonte de neige.

La possibilité d'utiliser des données de modèles climatiques ou météorologiques dans un contexte de prévision opérationnelle pour remplacer les mesures directes devrait aussi être analysée. Le GMON3 permettrait de valider précisément les résultats, possibilité qui n'était pas à la disposition de précédentes études sur le sujet.

L'utilisation de CROCUS pour un couplage opérationnel avec HYDROTEL présente également d'importantes limitations. Ce modèle a été développé pour simuler les caractéristiques stratigraphiques du couvert nival dans des conditions où l'impact de la végétation est moindre qu'en forêt boréale. CROCUS pourrait éventuellement être adapté pour simuler la neige en milieu forestier. Cependant les caractéristiques stratigraphiques ne sont pas nécessaires pour des simulations hydrologiques et viennent augmenter les temps de calculs. De ce fait, des simulations distribuées de CROCUS nécessitant trois simulations par UHRH (pour les trois types de milieux) seraient plus exigeantes en temps de simulation. L'utilisation d'un modèle de neige physique moins complexe et distribué, tel que SNOBAL (Marks et al. (1999), pourrait être plus adapté à un couplage à HYDROTEL.

La solution la plus efficace serait sans doute de développer un module spécifique à HYDROTEL, à la manière du module mixte présentement utilisé. Un tel modèle pourrait profiter des autres fonctionnalités d'HYDROTEL, telles que l'interpolation spatiale des données météorologiques ou le couplage à un SIG pour connaître la topographie et l'occupation du sol. Ceci permettrait de:

- Calculer le potentiel de redistribution de la neige d'une zone à l'autre

.

- Connaître le fetch, requis une modélisation physique de la sublimation de la neige soufflée
- Connaître la pente, l'effet d'ombrage lié à la topographie et à la végétation pour calculer le bilan radiatif
- Profiter des gradients altitudinaux de température et précipitations estimés par HYDROTEL

L'implantation d'un tel module dans HYDROTEL impliquerait également des modifications à d'autres sous-modèles, principalement pour la gestion des données météorologiques supplémentaires.

La possibilité, pour un usager, d'effectuer une modélisation physique et distribuée de la neige en utilisant des données de modèles climatiques pourrait être très avantageuse. Elle permettrait d'avoir accès à des simulations plus robustes de l'ÉEN sans sacrifier la simplicité d'utilisation d'HYDROTEL.

6 RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Alter, J. C. (1937). "Shielded storage precipitation gages." <u>Monthly Weather Review</u> **65**(7): 262-265.
- Anderson, E. A. (1976). "A point of energy and mass balance model of a snow cover." <u>NOAA Technical Report NWS</u> **19**: 1-150.
- Auer, A. H. (1974). "The rain versus snow threshold temperatures." <u>Weatherwise</u> **27**(2): 67.
- Barnett, T. P., J. C. Adam et D. P. Lettenmaier (2005). "Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions." <u>Nature</u> **438**(7066): 303-309.
- Bartelt, P. et M. Lehning (2002). "A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part I: numerical model." <u>Cold Regions Science and</u> <u>Technology</u> **35**(3): 123-145.
- Bernier, M., J. P. Fortin, Y. Gauthier, R. Gauthier, R. Roy et P. Vincent (1999). "Determination of snow water equivalent using RADARSAT SAR data in eastern Canada." <u>Hydrological Processes</u> 13(18): 3041-3051.
- Bintanja, R. (2001). "Modelling snowdrift sublimation and its effect on the moisture budget of the atmospheric boundary layer." <u>Tellus A</u> **53**(2): 215-232.
- Bisson, J. et F. Roberge (1983). <u>Prévision des apports naturels: Expérience d'Hydro-</u> <u>Québec</u>. workshop on flow predictions, Toronto.
- Bouilloud, L. et E. Martin (2006). "A coupled model to simulate snow behavior on roads." Journal of applied meteorology and climatology **45**(3): 500-516.
- Brucker, L., A. Royer, G. Picard, A. Langlois et M. Fily (2011). "Hourly simulations of the microwave brightness temperature of seasonal snow in Quebec, Canada, using a coupled snow evolution-emission model." <u>Remote Sensing of Environment</u> 115(8): 1966-1977.
- Brun, E., P. David, M. Sudul et G. Brunot (1992). "A numerical model to simulate snowcover stratigraphy for operational avalanche forecasting." <u>Journal of Glaciology</u> 38(128): 13-22.
- Brun, E., E. Martin, V. Simon, C. Gendre et C. Coleou (1989). "An energy and mass model of snow-cover suitable for operational avalanche forecasting." <u>Journal of</u> <u>Glaciology</u> 35(121): 333-342.
- Chang, A., J. Foster et D. Hall (1987). "Nimbus-7 SMMR derived global snow cover parameters." <u>Annals of Glaciology</u> **9**(9): 39-44.
- Choquette, Y., P. Lavigne et M. Nadeau (2008). "GMON, A new sensor for snow water equivalent via gamma monitoring." <u>International Snow Science Workshop</u>: 802-807.
- Dang, H., C. Genthon et E. Martin (1997). "Numerical modeling of snow cover over polar ice sheets." <u>Annals of Glaciology</u> **25**: 170-176.

- Duan, Q., H. V. Gupta, S. Sorooshian, A. N. Rousseau et R. Turcotte (2003). <u>Calibration</u> of Watershed Models. Washington, DC, AGU.
- Dyunin, A. (1967). "Fundamentals of the mechanics of snow storms." <u>Physics of Snow</u> and Ice **1**(2): 1065-1073.
- Fortin, J.-P., R. Turcotte, S. Massicotte, R. Moussa, J. Fitzback et J.-P. Villeneuve (2001). "Distributed Watershed Model Compatible with Remote Sensing and GIS Data. I: Description of Model." <u>Journal of Hydrologic Engineering</u> **6**(2): 91-99.
- Fortin, J. P., R. Moussa, C. Bocquillon et J. P. Villeneuve (1995). "HYDROTEL, un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographique." <u>Revue des sciences</u> <u>de l'eau</u> 8(1): 97-124.
- Fortin, V., C. Therrien et F. Anctil (2008). "Correcting wind-induced bias in solid precipitation measurements in case of limited and uncertain data." <u>Hydrological Processes</u> **22**(17): 3393-3402.
- Fritzsche, A. E. (1983). <u>The National Weather Service gamma snow system physics and</u> <u>calibration</u>, EG & G, Energy Measurements Group.
- Gelfan, A., J. Pomeroy et L. Kuchment (2004). "Modeling forest cover influences on snow accumulation, sublimation, and melt." <u>Journal of Hydrometeorology</u> **5**(5): 785-803.
- Golding, D. L. et R. H. Swanson (1978). "Snow accumulation and melt in small forest openings in Alberta." <u>Canadian Journal of Forest Research</u> **8**(4): 380-388.
- Goodison, B. E. (1978). "Accuracy of Canadian snow gauge measurements." <u>Journal of</u> <u>Applied Meteorology</u> **17**(10): 1542-1548.
- Goodison, B. E., P. Y. T. Louie et D. Yang (1998). WMO Solid precipitation measurement intercomparison. <u>Instruments and observing methods. Report</u> <u>N°67</u>, World Meteorological Organisation **872**: 1-212.
- Gordon, M., K. Simon et P. A. Taylor (2006). "On snow depth predictions with the Canadian land surface scheme including a parametrization of blowing snow sublimation." <u>Atmosphere-Ocean</u> **44**(3): 239-255.
- Guertin, D. P., P. K. Barten et K. N. Brooks (1987). "The peatland hydrologic impact model: Development and testing." <u>Nordic hydrology</u> **18**(2): 79-100.
- Haraldsdottir, S. H., H. Olafsson, Y. Durand, L. Merindol et G. Giraud (2001). SAFRAN-Crocus snow simulations in an unstable and windy climate. <u>Annals of Glaciology</u>, <u>Vol 32, 2001</u>. K. Hutter. Cambridge, Int Glaciological Soc. **32:** 339-344.
- Hardy, J., R. Davis, R. Jordan, X. Li, C. Woodcock, W. Ni et J. McKenzie (1997). "Snow ablation modeling at the stand scale in a boreal jack pine forest." <u>Journal of Geophysical Research</u> **102**(D24): 29397-29405.
- Jordan, R. (1991). A one-dimensional temperature model for a snow cover: Technical documentation for SNTHERM. 89, DTIC Document.
- Jutras, S., A. N. Rousseau et C. Clerc (2009). "Implementation of a peatland-specific water budget algorithm in HYDROTEL." <u>Canadian Water Resources Journal</u> 34(4): 349-364.

- Kelly, R. (2009). "The AMSR-E snow depth algorithm: description and initial results." Journal of the Remote Sensing Society of Japan **29**(1): 307-317.
- Kienzle, S. W. (2008). "A new temperature based method to separate rain and snow." <u>Hydrological Processes</u> **22**(26): 5067-5085.

Knight, C. et N. Knight (1973). "Snow Crystals." Scientific American 228(1): 100-107.

- L'Hôte, Y., P. Chevallier, A. Coudrain, Y. Lejeune et P. Etchevers (2005). "Relationship between precipitation phase and air temperature: comparison between the Bolivian Andes and the Swiss Alps." <u>Hydrological Sciences Journal</u> **50**(6).
- Landolt, S. D., J. Black, R. Rasmussen et A. Tripp (2008). <u>Snow gauge performance</u> <u>during the Denver blizzards of December, 2006</u>. 13th Conference on Aviation, Range and Aerospace Meteorology.
- Langlois, A., J. Kohn, A. Royer, P. Cliche, L. Brucker, G. Picard, M. Fily, C. Derksen et J. Willemet (2009). "Simulation of snow water equivalent (SWE) using thermodynamic snow models in Québec, Canada." <u>Journal of Hydrometeorology</u> **10**(6): 1447-1463.
- Lehning, M., P. Bartelt, B. Brown, C. Fierz et P. Satyawali (2002). "A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part II. Snow microstructure." <u>Cold Regions Science and Technology</u> **35**(3): 147-167.
- Link, T. E. et D. Marks (1999). "Point simulation of seasonal snow cover dynamics beneath boreal forest canopies." <u>Journal of Geophysical Research</u> **104**(D22): 27841-27857.
- Liston, G. E. et M. Sturm (2002). "Winter precipitation patterns in arctic Alaska determined from a blowing-snow model and snow-depth observations." <u>Journal of Hydrometeorology</u> **3**(6): 646-659.
- MacDonald, J. P. et J. W. Pomeroy (2007). <u>Gauge undercatch of two common snowfall</u> <u>gauges in a prairie environment</u>. Proceedings of the 64th Eastern Snow Conference, St. John's, Canada.
- Marks, D. (1992). "Climate, energy exchange, and snowmelt in Emerald Lake watershed, Sierra Nevada." Water Resources Research 28: 3043-3054.
- Marks, D., J. Domingo et D. Susong (1999). "A spatially distributed energy balance snowmelt model for application in mountain basins." <u>Hydrological Processes</u> 13: 1935-1959.
- Mingo, L. et D. McClung (1998). "CROCUS test results for snowpack modeling in two snow climates with respect to avalanche forecasting." <u>Annals of Glaciology</u> 26: 347-356.
- Minville, M., F. Brissette et R. Leconte (2008). "Uncertainty of the impact of climate change on the hydrology of a nordic watershed." Journal of Hydrology **358**(1-2): 70-83.
- Pomeroy, J. et K. Dion (1998). "Winter radiation extinction and reflection in a boreal pine canopy: measurements and modelling." <u>Hydrological Processes</u> **10**(12): 1591-1608.

- Pomeroy, J., D. Gray, N. Hedstrom et J. Janowicz (2002). <u>Physically based estimation of</u> <u>seasonal snow accumulation in the boreal forest</u>. 59th Eastern Snow Conference, Stowe, Vermont.
- Pomeroy, J., D. Gray et P. Landine (1993). "The prairie blowing snow model: characteristics, validation, operation." Journal of Hydrology **144**(1): 165-192.
- Pomeroy, J. W. et R. L. H. Essery (1999). "Turbulent fluxes during blowing snow: field tests of model sublimation predictions." <u>Hydrological Processes</u> **13**(18): 2963-2975.
- Pomeroy, J. W. et D. M. Gray (1997). <u>Snowcover: Accumulation, Relocation and</u> <u>Management</u>, National Hydrology Research Institute.
- Rasmussen, R., B. Baker, J. Kochendorfer, T. Meyers, S. Landolt, A. P. Fischer, J. Black, J. M. Thériault, P. Kucera, D. Gochis, C. Smith, R. Nitu, M. Hall, K. Ikeda et E. Gutmann (2011). "How well are we measuring snow: The NOAA/FAA/NCAR winter precipitation test bed." <u>Bulletin of the American</u> <u>Meteorological Society</u> 93(6): 811-829.
- Savary, S. (2002). <u>Modélisation et suivi du couvert nival, sur le sous-bassin LG4 de la rivière La Grande, à l'aide du modèle français CROCUS</u>. M.Sc., Université du Québec. INRS-Eau.
- Savary, S., J. Fortin, M. Bernier et E. Martin (2004). "Modélisation de l'évolution du couvert nival, sur le sous-bassin LG4 de la rivière La Grande dans le nord du Québec, à l'aide du modèle français CROCUS." <u>Revue des sciences de l'eau</u> 17(3).
- Schmidt, R. et C. Troendle (1989). "Snowfall into a forest and clearing." <u>Journal of</u> <u>Hydrology</u> **110**(3): 335-348.
- Schmidt, R. A. (1982). "Vertical profiles of wind speed, snow concentration, and humidity in blowing snow." <u>Boundary-Layer Meteorology</u> **23**(2): 223-246.
- Stull, R. B. (1987). <u>An introduction to boundary layer meteorology</u>, Kluwer academic publishers.
- Thériault, J. M., R. Rasmussen, K. Ikeda et S. Landolt (2011). "Dependence of snow gauge collection efficiency on snowflake characteristics." <u>Journal of Applied</u> <u>Meteorology and Climatology</u> **51**(4): 745-762.
- Turcotte, R., L. G. Fortin, V. Fortin, J. P. Fortin et J. P. Villeneuve (2007). "Operational analysis of the spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Quebec, Canada." <u>Nordic Hydrology</u> **38**(3): 211-234.
- Turcotte, R., P. Lacombe, C. Dimnik et J. Villeneuve (2004). "Distributed hydrological forecast for the management of public dams in Quebec." <u>Canadian Journal of Civil Engineering</u> **31**(2): 308-320.
- Turcotte, R., A. N. Rousseau, J. P. Fortin et J. P. Villeneuve (2003). A process-oriented, multiple-objective calibration strategy accounting for model structure. <u>Calibration</u> <u>of Watershed Models</u>. Washington, DC, AGU. 6: 153-163.

- Vachon, F., K. Goïta, D. De Sève et A. Royer (2010). "Inversion of a Snow Emission Model calibrated with in situ data for snow water equivalent monitoring." <u>IEEE</u> <u>Transactions on Geoscience and Remote Sensing</u> **48**(1): 59-71.
- Vionnet, V., E. Brun, S. Morin, A. Boone, S. Faroux, P. Moigne, E. Martin et J. Willemet (2011). "The detailed snowpack scheme crocus and its implementation in surfex v7." <u>Geoscientific Model Development Discussions</u> **4**: 2365-2415.
- Yang, D., B. E. Goodison, S. Ishida et C. S. Benson (1998). "Adjustment of daily precipitation data at 10 climate stations in Alaska: Application of World Meteorological Organization intercomparison results." <u>Water Resources Research</u> **34**(2): 241-256.

SECTION 2

ARTICLE

MODELING SNOW WATER EQUIVALENT AND SPRING RUNOFF IN A BOREAL WATERSHED, JAMES BAY, CANADA

M. Oreiller¹, D. F. Nadeau², M. Minville³ and A. N. Rousseau^{1,*}

¹Centre Eau, Terre et Environnement, Institut National de la Recherche Scientifique (INRS-ETE), Quebec City, QC, Canada

² Département de génie civil, géologique et des mines, École Polytechnique de Montréal, Montréal, QC, Canada

³ Institut de recherche d'Hydro-Québec, Expertise Mécanique, métallurgie et hydroéolien, Varennes, QC, Canad

Published online in Wiley Online Library (wileyonlinelibrary.com) *Hydrological Processes* (2013) DOI: 10.1002/hyp.10091

* Corresponding author

Tel: +1-418- 654-2621

E-mail address: alain.rousseau@ete.inrs.ca

Cet article a dû être retiré en raison de restrictions liées au droit d'auteur. Vous pouvez le consulter à l'adresse suivante : Doi : 10.1002/hyp.10091

ABSTRACT

The hydrology of boreal regions is strongly influenced by seasonal snow accumulation and melt. In this study, we compare simulations of snow water equivalent (SWE) and streamflow using the hydrological model HYDROTEL with two contrasting approaches for snow modeling: a mixed degree-day/energy balance model (small number of inputs. but several calibration parameters needed) and the thermodynamic model CROCUS (large number of inputs, but no calibration parameter needed). The study site, in northern Quebec, Canada was equipped with a ground-based gamma ray sensor measuring the SWE continuously for five years in a small forest clearing. The first simulation of CROCUS showed a tendency to underestimate SWE, attributable to bias in the meteorological inputs. We found that it was appropriate to use a threshold of 2°C to separate rain and snow. We also applied a correction to account for snowfall undercatch by the precipitation gauge. After these modifications to the input dataset, we noticed that CROCUS clearly overestimated the SWE, likely as a result of not including loss in SWE due to blowing snow sublimation and relocation. To correct this, we included into CROCUS a simple parameterisation effective after a certain wind speed threshold, after which the thermodynamic model performed much better than the traditional mixed degree-day/energy balance model. HYDROTEL was then used to simulate streamflow with both snow models. With CROCUS, the main peak flow could be captured, but the second peak due to delayed snowmelt from forested areas could not be reproduced due to a lack of sub-canopy radiation data to feed CROCUS. Despite the relative homogeneity of the boreal landscape, data inputs from each land cover type are needed to generate satisfying simulation of the spring runoff.

KEY WORDS

Blowing snow sublimation, blowing snow relocation, field measurements, gamma ray snow gauge, hydrological modeling, mixed degree-day / energy balance snow module

.

1. INTRODUCTION

The boreal forest covers approximately 15% of the emerged earth surface (Pomeroy et al. 1998), making it the largest terrestrial biome. At these high latitudes, seasonal snow dynamics play a critical role in the local hydrology, particularly in the spring with the contribution of snowmelt runoff to streamflow generation. An accurate evaluation of the snow water equivalent (SWE) is thus critical to properly manage water supplies especially during floods and droughts (Turcotte et al. 2007). For instance, in spring, boreal countries that heavily rely on hydropower, such as Canada or Russia, require a precise assessment of SWE to anticipate inflows to reservoirs. With climate change, we expect shorter winters and reduced proportion of snow in annual precipitation at high latitudes (Barnett et al. 2005), which will certainly exacerbate pre-existing stresses on water resources and, hence, highlight our need for precise appraisal of SWE in time and space.

Given the importance of snow hydrology in boreal environments, numerous approaches have been developed over the years to measure SWE in characteristic landscapes. Snow pit observations and gravimetric snow sampling are probably the most common methods to do so. Unfortunately, these methods are representative of a small area of a specific land cover and, unless repeated, provide little indication on the spatiotemporal variability of SWE. Alternatively, some monitoring sites are equipped with automated snow pillows that provide continuous SWE measurements. However, such systems are sensitive to bridging of snow due to ice or to wet draining snow (Pomeroy et al. 1997). Another approach to evaluate snowpack characteristics is to rely on remote sensing. The determination of SWE from passive and/or active microwave remote sensing has been intensely investigated in the past two decades (Chang et al. 1987; Bernier et al. 1999; Kelly 2009; Vachon et al. 2010; Brucker et al. 2011). The limitation of this method is that the snow surface brightness temperature, used to derive SWE, also depends on snow cover stratigraphy and snow metamorphism which makes microwave remote sensing rather difficult to interpret. In place of microwaves, one can monitor the snowpack alteration of the natural gamma radiation emitted by the earth surface.

Originally used in airborne surveys (Fritzsche 1983), this technique was recently adapted by Choquette et al. (2008) to develop an autonomous ground station that can operate continuously. This new sensor, called GMON3, despite providing rather local measurements of SWE (survey area \approx 80-100 m²), is particularly promising for hydrological studies in remote areas.

Obviously, when direct *in situ* measurements of SWE are not available, snow models have to be used to estimate SWE. Their level of complexity varies greatly from simple empirical degree-day thaw models to exhaustive thermodynamic models that explicitly simulate energy and mass exchanges throughout the snowpack. The latters have proven to accurately simulate snowpack accumulation as well as snowmelt (Anderson 1976). Thermodynamic snow models such as SNTHERM (Jordan 1991), CROCUS (Brun et al. 1989) or SNOWPACK (Bartelt et al. 2002) simulate snowpack stratigraphy and energy exchanges between internal layers. Langlois et al. (2009) recently showed that these models could produce satisfying estimates of SWE over boreal environments but that they required extensive meteorological data and structural information on the snow cover.

In this paper, we evaluate the ability of a physically-based, distributed hydrological model (HYDROTEL, see Fortin *et al.* 1995; 2001a; Turcotte *et al.* 2003) to simulate the spring hydrograph of a small boreal watershed using two different approaches for SWE modelling: a thermodynamic snow model (CROCUS, see Brun *et al.* 1989) and a mixed degree-day/energy balance model (see Fortin *et al.* 2001a; Turcotte *et al.*, 2007). This study is supported by five years of continuous SWE observations (2005-2011) with the new GMON3 sensor deployed at a remote field site of northern Quebec, Canada. CROCUS was selected because the model: (i) requires limited parameterisation (beside the meteorological forcing data) and (ii) has been successfully used in several boreal studies (*e.g.*, Iceland, see Haraldsdottir et al. (2001); Greenland, see Dang et al. (1997); Canada, see Mingo et al. (1998)). Also, CROCUS has been successfully employed for snow depth and SWE in Quebec, Canada (Savary et al. 2004; Langlois et al. 2009; Brucker et al. 2011). Nevertheless, these studies have highlighted that CROCUS had a tendency to underestimate SWE while being fairly sensitive to the pre-processing of meteorological inputs.

The specific goals of this work are to: (i) further identify the sensitivity of CROCUS with respect to the pre-preprocessing of meteorological input data; (ii) assess two snow simulation approaches (thermodynamic and mixed degree-day/energy budget) using direct *in situ* measurement of SWE in a boreal landscape and (iii) compare the impact of the two approaches on hydrological simulations of spring runoff from a boreal watershed.

2. THE HYDROLOGICAL MODEL HYDROTEL

HYDROTEL is a physically-based, distributed hydrological model optimized for the use of remote sensing observations and geographic information system data as inputs for operational hydrological forecasting (Fortin et al. 2001a; Turcotte et al., 2004). HYDROTEL is composed of six modules to spatially interpolate meteorological data and simulate the following hydrological processes: accumulation and melt of the snowpack, potential evapotranspiration, vertical water budget, surface and sub-surface flow and river routing. Simulations are conducted using a daily or subdaily time steps and, apart from the initial calibration to the modeled watershed, the model requires maximum and minimum air temperatures and precipitation. Instead of grid cells, HYDROTEL uses basic spatial units named relatively homogenous hydrological units (RHHUs), over which hydrological processes are modelled. For each RHHU, the water budget depends on local topography, land use, soil characteristics and meteorological conditions. HYDROTEL produces streamflows for each RHHU's river segment of the hydrological network as well as mean SWE, ground water content and outflows of the vertical water budget. Since this study focuses on modelling snowpack evolution and melt, a brief description is presented herein. A full description of the other modules can be found in Fortin et al. (2001).

HYDROTEL snow module uses a mixed degree-day/energy balance (DD/EB) approach (Turcotte *et al.*, 2007), which only requires air temperature and precipitation as input data. The DD/EB model simulates five state variables of the snowpack, namely SWE, snow depth, heat deficit, liquid water content and surface albedo. The snowpack is assumed to have a single layer. The model uses partially empirical relationships to simulate air/snow and ground/snow interface melt, compaction, albedo evolution and liquid water retained by the snow cover. HYDROTEL defines the precipitation phase from air temperature data using a fixed threshold set by the user. In case of rain-on-snow events, the water is added to the SWE and the heat deficit is adjusted. If the water content exceeds the maximum capacity of the snowpack (approximated as 10% of the snow depth), all additional water is treated as runoff. The model also simulates convection losses if the air temperature is below the melt temperature threshold (T_0). The heat deficit is influenced by melt at the soil-snow interface ($MR_{soil-snow}$) and the air-

snow interface. The latter is calculated using a modified degree-day equation that requires an empirical melt factor (C_f). The albedo of fresh snow is assumed to be 0.8 and, in absence of new snowfall, decreases exponentially over time until it reaches a minimum value, typically set to 0.5. Snow compaction (C_c) and maximum density (ρ_{max}) are both constant and calibrated by the user. The simulated processes are presented in Table 1 and the equations and numerical solution of the DD/EB model can be found in Turcotte et al. (2007).

In practice, there are five calibration parameters in the model: T_0 (°C), the melt factor related to land cover, C_f (m °C⁻¹ d⁻¹), $MR_{soil-snow}$ (mm d⁻¹), C_c (d⁻¹), and ρ_{max} (kg m⁻³). All liquid water leaving the snowpack is subsequently treated by the vertical water budget module of HYDROTEL. The snow module can handle three different land covers, namely coniferous forests, deciduous forests and open areas. The aforementioned melt factors and melt temperature thresholds are separately attributed to each land cover type.

3. THE THERMODYNAMIC SNOW MODEL CROCUS

CROCUS is a multilayer energy and mass balance model originally developed by the *Centre d'Études de la Neige* of Météo-France for snow simulations and avalanche forecasting. This section highlights the most relevant characteristics of the model. For more information on the model (model description and validation), the reader should refer to Brun *et al.* (1989, 1992).

CROCUS is a one-dimensional, multilayer model that simulates the stratigraphy of the snowpack. It computes boundary and internal energy and mass balances as a function of meteorological conditions. The simulated physical processes include turbulent and latent heat exchanges, shortwave and longwave radiation absorption and reflection at the surface as well as energy and mass exchanges between each layer. Snow densification and metamorphism are also modeled along with surface albedo.

CROCUS can simulate up to 50 distinct layers of snow. The number of layers and their relative thickness are re-evaluated at each time step. The layers of snow are characterised by their depth, density, temperature, liquid water content, age, and snow grain physical characteristics. The transformation of snow crystals is also considered, following the laws of snow metamorphism under low, medium and strong temperature gradients for dry or wet snow. A short list of the most relevant physical processes simulated by CROCUS is presented in Table 1.

Extensive input data at an hourly time step are required to operate CROCUS. These include air temperature, relative humidity, precipitation height and phase, wind speed, longwave radiation, direct and diffuse shortwave radiation and cloudiness. A stratigraphic description of the existing snowpack can also be provided if the model run starts in the middle of the snow season. For this study, a module developed by Savary (2002) is used to process meteorological data in the format required by CROCUS. This module accounts for precipitation undercatch and precipitation phase when no direct observations of precipitation type are available.

CROCUS provides both hourly outputs (snowpack profiles of temperature, thickness, density, liquid water content and snow crystal characteristics of each layer) and daily outputs (SWE, snowpack thickness and water runoff at the bottom of the snowpack).

Table 1 Processes simulated by the thermodynamic model CROCUS and the degree-day/energy balance model

Modeled processes	CROCUS	Degree-day/Energy balance
Heat deficit	Specific enthalpy calculated for each layer	Integrated over all boundaries and internal energy transfers
Melt	Calculated for each layer as a function of local energy budget	Occurring when heat deficit of whole snowpack is zero
Sublimation	Only at the snowpack-atmosphere interface	Not included
Liquid water content capacity	Computed for each layer depending on porosity	Assumed to be 10% of the snow depth
Percolation and refreezing of liquid water	Liquid water transfer computed between each layer depending on conductivity	Liquid water added to the cover until maximum water content capacity. Liquid water from rain freezes if heat deficit of the cover is positive
Albedo	Estimated from surface snow crystals characteristics	Varies from 0.8 to 0.5 as a function of age of surface snow
Stratigraphy	Maximum of 50 layers	One homogenous layer
Snow crystals characteristics and metamorphism	Described following the International Classification for Seasonal Snow on the Ground (international association of cryospheric sciences, IACS)	Not simulated
	Computed for each layer following the laws of metamorphism under low and strong gradient of temperature and for wet snow	
Compaction	Simulated for each layer as a function of snow viscosity and weight of overlying layers	Fixed empirical parameter for snowpack compaction

4. STUDY SITE: THE NECOPASTIC WATERSHED

The Necopastic River (53°43'N, 78°13'W) is a tributary of the La Grande River, a significant subwatershed of the James Bay/Hudson Bay watershed, northern Quebec, Canada (Figure 1). The Necopastic watershed has a surface area of 244 km² and is mainly covered by peatlands (\approx 35%) and coniferous forest (\approx 55%). Elevations within the watershed vary from 100 m to 150 m above mean sea level. Except from a minor paved road near the outlet, the Necopastic subwatershed is virtually unaffected by humans activities. Since 2003, it has been used as a testbed for hydrological studies in the boreal region and equipped with a streamflow gauge and four meteorological stations.



Figure 1 Limits of the Necopastic watershed (blue solid line) and location of the different weather and hydrometric stations (green circles). The gamma ray SWE sensor (GMON3) is located at station Neco-1.

The main study site, referred to as Neco-1 [(53°40'N 78°08'W); see Figure 1 and 2], is located near the subwatershed outlet, in a 50-m radius forest clearing surrounded by spruce trees (≈ 7-8 m tall at a distance of 50 m) on the northern end and lower vegetation (\approx 3-4 m tall at a distance of 30 m) in the other directions. The station had an ultrasonic snow depth sensor and several meteorological sensors (Figure 2), including a OTT Pluvio 1000 precipitation gauge with an alter windshield (Alter 1937). The Neco-1 station provided all the input data required by both HYDROTEL and CROCUS, except for cloudiness. The latter was obtained from a nearby weather station at the LG2 airport (LG2-A site), 30 km south-east of the field site (Figure 1). All simulations with CROCUS were performed using data from Neco-1, where direct measurements of SWE were available and monitored using a GMON3 sensor (Choquette et al. 2008). This sensor reports SWE by measuring the absorption by the snowpack of gamma radiation emitted by two isotopes (⁴⁰K and ²⁰⁸TI) naturally contained in the soil. Unlike most traditional snow sampling techniques, the GMON3 is a non-intrusive sensor, which is ideal for longterm applications at unattended field sites. It is typically installed on a mast a few meters above the ground (Figure 2 b), so that the sampling area is approximately 100 m². The Neco-1 station was operational from 2004 to 2011, but the GMON3 was only installed in summer 2006.




The airport station (LG2-A) was used for filling data gaps at site Neco-1.Three other meteorological stations were also used in this study, and two of them were located inside the subwatershed (Neco-2 and Neco-3) whereas one was located on a nearby peatland (T-Yves). These stations provided temperature and precipitation data used to feed distributed hydrological simulations with HYDROTEL. The list of stations and the environmental variables measured are presented in Table 2.

The Necopastic River discharge was monitored through the 2004-2007 period with an Argonaut-SW[™] acoustic velocity sensor [(SonTek/YSI, San Diego, USA) ;(53°40'N; 78°09'W)]. The drainage area at the sensor location was 188 km², representing 77% of the total watershed surface area. Three full spring snowmelt periods were used to validate the HYDROTEL simulations.

Description	Neco-1	Neco-2	Neco-3	LG2-A	T-Yves
Coordinates	53°40'N	53°41'N	53°40'N	53°38'N	53°70'N
oooramatoo	78°08'W	78°09'W	78°11'W	77°43'W	77°92'W
Study period	2004-2011	2006-2008	2008-2012	2004-2011	2006-2008
Data inputs for CROCUS	\checkmark	120	-	\checkmark	-
Data inputs for DD/EE and HYDROTEL	3 🗸	\checkmark	\checkmark	$\sqrt{2}$	\checkmark
Temperature	\checkmark	~	1	\checkmark	\checkmark
Relative humidity	\checkmark	\checkmark	\checkmark	\checkmark	\checkmark
Wind speed	\checkmark	\checkmark	\checkmark	\checkmark	\checkmark
Wind direction	\checkmark	\checkmark	\checkmark	\checkmark	\checkmark
Liquid precipitation	\checkmark	\checkmark	\checkmark	\checkmark	\checkmark
Solid precipitation	\checkmark			\checkmark	
Incoming longwave radiation	\checkmark		-	-	-
Incoming shortwave radiation	\checkmark	-	¥ X	-	-
Cloudiness	-	-	-	\checkmark	-
SWE	\checkmark	1	-		<i></i>

Table 2	List of environmental variables measured within the Necopastic watershed (Neco-1,
	Neco-2 and Neco-3) and in its vicinity (LG2-A and T-Yves).

5. MODELING SNOW WATER EQUIVALENT WITH CROCUS

5.1 An *a priori* assessment of CROCUS

Prior to any snowpack simulation, the meteorological input data need to be preprocessed. In our case, this operation was performed by a stand-alone routine developed in a previous study (Savary et al. 2004). Among other operations, this routine determines the appropriate precipitation type (rain or snow) using air temperature data and estimates longwave and shortwave radiation based on cloudiness observations when direct radiative measurements are not available. The study period used to validate CROCUS extended from September 2006 to May 2011.

A first series of simulations (V1, see Table 3) was run using a temperature threshold of 0°C to define precipitation type and assuming that raw precipitation measurements did not suffer from undercatch issues under windy conditions. Radiation measurements were available for most of the study period (89%) except for some short gaps ranging from a few hours to a few days, for which we used the radiation model built in the pre-processing routine as previously stated.

The results from simulation V1 are presented in Figure 3. CROCUS clearly underestimates SWE right from the onset of the snowmelt period (see also Table 4). In the next two subsections, we will show how the data pre-processing is critical to yield satisfying simulations of SWE.

Simulation	Description
V1	 Rain/snow <i>threshold</i> temperature: 0°C No correction on precipitation measurements
V2	 Rain/snow <i>threshold</i> temperature: 2°C Precipitation data corrected using (1)
V3	 Rain/snow <i>threshold</i> temperature: 2°C Precipitation data corrected using (1) Implementation of (2) in CROCUS to account for loss of SWE due to blowing snow sublimation and relocation

 Table 3
 List of the three SWE simulations with CROCUS along with their respective characteristics.



Figure 3 Year by year comparison of observed versus simulated SWE at Neco-1 using CROCUS V1 (see Table 3): (a) 2006/07, (b) 2007/08, (c) 2008/09, (d) 2009/10, and (e) 2010/11.

5.2 Meteorological data preprocessing

For both 2007/08 and 2008/09 winters, snowpack buildup begins 10 to 15 days later than observations (Figure 3 b-c). This initial discrepancy exacerbates the recurrent underestimation of the modeled SWE. Figure 4 provides a close-up of the first winter month of 2008/09 where a significant amount of snow was recorded *in situ* between 10 and 13 November 2008, while CROCUS treated these precipitation inputs as rain. This representative example illustrates that a temperature threshold of 0°C is possibly too low for the liquid-solid phase change.

Indeed, several studies have shown that snowfall can occur at temperatures as high as 6°C (Auer 1974; Kienzle 2008) and that between 0°C and 2°C, most of precipitation falls as snow. Winter 2007/08 is particularly affected by this phenomenon as several precipitation events with temperatures near freezing point were recorded.

In his study, Auer (1974) reported the probability of solid precipitation as a function of atmospheric temperature. The threshold under which 50% or more of precipitation fell as snow was set at 2.2°C. Other studies (L'Hôte et al. 2005; Kienzle 2008) presented similar relationships. Based on field measurements from numerous sites in the Canadian prairies and mountainous regions, it was established in this study that the 50% probability of occurrence of snow was around 2°C for these environments. Other studies using CROCUS (Langlois et al. 2009; Brucker et al. 2011) have also set the threshold between rain and snow at 2°C. Figure 5 shows that the late appearance of the snowpack at the beginning of winter 2008/09 is partially corrected when a temperature threshold of 2°C is used. This modification reduces the mean bias and the root-mean-squared error, RMSE (Table 4), while better capturing the maximum value of SWE throughout the winter. The modeled buildup of the snowpack (10-11 November 2008) is, however lower than the observations, suggesting that a constant threshold is still not a perfect means to separate rain and snow. Another source of SWE underestimation (i.e., blowing snow sublimation and relocation) will be discussed in the next section.



Figure 4 Comparison between observed SWE (black curve, left axis) and modeled SWE by CROCUS V1 (grey curve, left axis) for the first month of the 2008/09 snow season. Daily precipitation data (grey bars, right axis) are also displayed.



Oct.30 Nov.02 Nov.05 Nov.08 Nov.11 Nov.14 Nov.17 Nov.20 Nov.23 Nov.26 Nov.29

Figure 5 Comparison between daily modeled SWE using CROCUS with different precipitation phase thresholds for the first month of the 2008/09 snow season. Observations collected by the GMON3 sensor are also displayed.

Another possible explanation for the recurrent underestimation of SWE, as seen in Figure 3, is the systematic underestimation of snowfall catch under windy conditions. This bias is caused by flow distortion around the instrument body, resulting in a fraction of the falling snow being collected. Solid precipitation undercatch is a relatively well-known phenomenon (Goodison 1978) and various types of shields surrounding the gauge have been developed over the years to minimize this effect. In most cases however, a correction factor still needs to be applied. In the last 30 years, numerous studies have been conducted (Yang et al. 1998; Rasmussen et al. 2011; Thériault et al. 2011) to establish clear relationships between wind speed and catch ratio of different precipitation gauge - wind shield combinations. Here, we applied the empirical formulation developed by Fortin et al. (2008) for a precipitation gauge equipped with an alter windshield. The experimental site used in their study, referred to as the "Station Météorologique Expérimentale de Radisson" (SMER; see Figure 1), was located 30 km east of the Neco-1 site and presented similar environmental characteristics. In <u>Fortin et al.</u> (2008), the catch ratio (*CR*) is expressed as:

 $CR = 0.69U^2 - 11.95U + 100$,

where U is the hourly mean wind speed (m s^{-1}).

We conducted a new SWE simulation (V2, see Table 3) with a phase threshold of 2°C and the undercatch correction equation described in (1). The results are presented in Figure 6.

The combination of both modifications (phase threshold and undercatch ratio) resulted in a significant augmentation of the simulated SWE. The effect of the new phase threshold is particularly obvious for winters 2007/08 and 2008/09 (Figure 6 b- c). In the second half of the season, the SWE is highly overestimated particularly during the winter season of 2010/11. Table 4 highlights a significant devaluation of all three metrics used here to evaluate the model performance when correcting the meteorological inputs for snow undercatch. However, the latter phenomenon is well known and thus cannot be ignored.



Figure 6 Year by year comparison of observed versus simulated SWE at Neco-1 for simulations V1 and V2 (Table 3): (a) 2006/07, (b) 2007/08, (c) 2008/09, (d) 2009/10, and (e) 2010/11.

5.3 SWE losses during blowing snow events

Based on this detailed analysis of the pre-processing of meteorological inputs, it is safe to say that the overestimation of the SWE by simulation V2 is in all likelihood caused by a component of the mass and energy budget that CROCUS is missing. To investigate this issue, a close-up of winter 2007/08 is displayed in Figure 7. First, we note that during the low-precipitation period (1 February to 20 April 2008); the simulated rate of snow accumulation is greater than observed, even without any adjustment for snow undercatch (i.e., simulation V1). Second, for the same period, none of the minor losses in observed SWE at the daily scale is noticeable on either CROCUS simulation. Note that the air temperature for this period was almost exclusively below 0°C. The loss of SWE observed during this period cannot be linked to surface sublimation of the snowpack or local snowmelt induced by solar radiation as these two mechanisms are already modeled by CROCUS.



Figure 7 Comparison between observed and simulated SWE (CROCUS simulations V1 and V2) for the 2007/08 winter. The highlighted zone represents the low-precipitation period when the simulated snow accumulation rate is greater than the observations.

Here, we identified two plausible processes inducing a reduction in SWE, both of which are related to snow transport by wind: blowing snow sublimation and snow relocation. These two components of the energy and mass balances are not considered in the version of CROCUS used in this study. A more recent version of CROCUS presented in Vionnet et al. (2011) does include an empirical parameterisation to describe blowing-snow sublimation. However, this parameterisation, which is based on Gordon et al. (2006), was developed from a collection of experimental datasets and model outputs, which is valid for sites with a large fetch (\approx 500 m), and thus, it is not applicable here given that the fetch at Neco-1 is much shorter (\approx 50 m).

Blowing-snow sublimation, first discussed by Dyunin (1967), is known to have a strong impact on regional snow dynamics in windy environments. This phenomenon occurs during snowdrift conditions; when suspended particles experience a continuous and fast sublimation due to the important contact area with the undersaturated atmosphere. In windy regions with a smooth surface, blowing-snow sublimation can cause a significant proportion of the seasonal snowfall to be returned to the atmosphere. For instance, using their blowing-snow model over some regions of the Canadian prairies, Pomeroy et al. (1993) estimated that as much as 74% of annual snowfall could be returned to the atmosphere by suspended snow sublimation. The dependence of blowing snow sublimation on a large number of environmental variables represents the main difficulty when dealing with this phenomenon. Drifting snow is typically observed above a certain wind speed threshold that depends on snowpack characteristics. Once snow grains are in suspension, the sublimation rate depends on air temperature, relative humidity, radiation, particle size and density in the air and the height of the suspended snow layer (Gordon et al. 2006). The induced moisture flux will rapidly saturate the atmosphere causing a negative feedback on sublimation, if dryer air is not advected to the drifting snow layer. This negative feedback adds to the complexity of accurately modeling blowing-snow sublimation. In Figure 1 of his paper, Bintanja (2001) presents measurement collected at a field site in Antarctica, where an increase in the relative humidity values is clearly detectable when wind speeds exceed 8 m s⁻¹. Bintania (2001) argued that this behavior was a direct consequence of the moisture flux induced by blowing-snow sublimation. A similar representation is presented here (Figure 8) for four distinct periods without any precipitation and with sustained strong winds observed at Neco-1.

The absence of low relative humidity values when maximum wind speeds exceed 6 m s⁻¹ is evident from inspection of Figure 8. These observations suggest that blowing-snow sublimation takes place at Neco-1 despite the short fetch, probably because of the relatively low tree density of the surrounding forest.



Figure 8 Relative humidity at 3 m above ground as a function of maximum wind speeds at 2 m above ground at Neco-1 for four periods of two to nine days with sustained strong winds. Each dot represents the maximum wind speed on a 15-min period.

The second mechanism partially responsible for losses in SWE, snow relocation by wind, is not simulated by CROCUS either. Indeed, as a first step and due to the relative homogeneity of the landscape, we did not use a spatially-distributed version of the model. Snow relocation can have a positive or negative effect on the local mass budget, depending on site characteristics, prevailing wind directions, etc. At the watershed scale, relocation is usually neglected but this cannot be the case at local scales. Unfortunately, we did not find any empirical evidence of snow relocation at Neco-1 based on a few manual surveys of snow height distribution.

In summary, we think that the overestimation of SWE by CROCUS V2 is a combined result of these two phenomena (blowing snow sublimation and snow relocation), both of which only occur during snow drift events. For simplicity, we chose to simulate both of these phenomena with one wind-dependent relationship that impose a SWE loss on the surface layer of the simulated snowpack. The different studies on blowing snow (Schmidt 1982; Pomeroy et al. 1999; Liston et al. 2002) have a fixed snow drift threshold around 5-8 m s⁻¹, measured at 10 m above the surface. Assuming a neutral atmospheric stratification and a surface roughness $z_0 = 0.1$ corresponding to a low-density forest (Stull 1987), 6 m s⁻¹ at a height of 10 m corresponds approximately to 4 m s⁻¹ at our measurement height of 2.5 m. Hence we set the threshold for blowing snow at 4 m s⁻¹. With this, we built a simple empirical linear relationship

$$S_{BS} = 0 \qquad \text{for} \qquad U < U_t , \qquad (2)$$

 $S_{BS} = a(U - U_t)$ for $U \ge U_t$,

where S_{BS} is the net SWE loss (m s⁻¹), U_t is the wind speed threshold, and *a* is an empirical constant. We tested different combinations of U_t , ranging from 3 to 6 m s⁻¹ with increments of 1 m s⁻¹, and *a*, ranging from 0.0005 to 0.003 with increments of 0.0005, and found $U_t = 4$ m s⁻¹ and a = 0.0015 to yield the most satisfying results according to the metrics presented in Table 4. Thus these two values were used in simulation V3 (see Table 3). If we assume that S_{BS} is entirely due to blowing snow sublimation, the resulting sublimation fluxes vary between 0 and 7 W m⁻². As previously discussed, we are well aware that equation (2) is an oversimplification of a complex phenomenon. However, we

were positively surprised to find that the inclusion of equation (2) into CROCUS resulted in a much better agreement with the observed values of SWE (Figure 9 and Table 4).

Overall, the inclusion of equation (2) in CROCUS induced a mean loss of SWE of ≈ 0.3 mm d⁻¹ over the five simulated winters. The results of the last SWE simulation (V3, see Table 3), with the inclusion of equation (2), are presented in Figure 9. Table 4 indicates that these settings for CROCUS yield the best RMSE, as well as the lowest mean bias. Note that the maximum SWE was better represented by simulation V1 using rain/snow threshold set at 2°C. Figure 9 shows that for three of the five winters, the model outputs match the observations fairly well. The modeled SWE during the last winter is still overestimated however, highlighting some limitations of this empirical approach.

The overall accuracy of simulation V3 seems to indicate that a wind-dependent loss of SWE past a threshold of 4 m s⁻¹ allows for a better representation of snow dynamics.



Figure 9 Year by year comparison of observed versus simulated SWE at Neco-1 for simulations V2 and V3 (Table 3): (a) 2006-2007, (b) 2007-2008, (c) 2008-2009, (d) 2009-2010, and (e) 2010-2011.

6. SIMULATION OF SNOW WATER EQUIVALENT: MIXED DEGREE-DAY/ENERGY BALANCE MODEL

In this section, we evaluate the performance of the current snow module in HYDROTEL, a mixed degree-day/energy balance (DD/EB) model. Of the five calibration parameters presented in section 2, the two most critical are T_0 and C_f (Turcotte et al. 2007), and these play a major role at the onset of the snowpack and throughout the melt period. During the rest of the boreal winter, however, the snowpack is not significantly affected by T_0 and C_f as temperatures above T_0 are usually rare.

In HYDROTEL, the sequence for modeling SWE goes as follows. Each RHHU is first characterized by the fractional coverage of open areas, coniferous forest and deciduous forest. Three subsequent simulations of SWE are then executed for each land cover type, driven by the meteorological conditions prevailing in the RHHU. The resulting SWE is simply a linear combination of the three simulated SWE values, where the weighting coefficients are the percentage of RHHU area covered by each land cover type. To allow for a fair comparison with CROCUS outputs, here we chose to study exclusively SWE modeled by the DD/EB model for open areas in the RHHU where station Neco-1 is found.

The calibrated parameter values of the DD/EB model were set to those used in (Jutras et al. 2009), with $T_0 = 0$ °C and $C_f = 0.06$ m °C⁻¹ d⁻¹. In their study, Jutras et al. (2009) tested the Peatland Hydrologic Impact Model (PHIM; Guertin *et al.*, 1987) into HYDROTEL to study hydrological processes at the Necopastic subwatershed.

To be consistent with our previous analysis with CROCUS V3, the meteorological input data were corrected for snowfall undercatch, and the threshold to separate rain and snow was set at 2°C. The SWE simulations conducted with the DD/EB snow model are presented in Figure 10.

75



Figure 10 Comparison between observed SWE and simulated SWE by the two models: CROCUS (V3) and the DD/EB snow module: (a) 2006/07, (b) 2007/08, (c) 2008/09, (d) 2009/10, and (e) 2010/11.

Overall, we see that the DD/EB model tends to overestimate snow accumulation, as confirmed by the comparison of maximum observed and simulation SWE in Table 4. This is particularly true during winters 2006/07, 2008/09 and 2010/11. This tendency is not as systematic from a winter to another as it was for the case with CROCUS (see section 5) and the very small mean bias (Table 4) confirms this observation. For instance, SWE during winter 2006/07 (Figure 10 a) is highly overestimated while the next year (Figure 10 b), the modeled SWE is close to observations. The explanations for this inconsistent behaviour are not trivial to determine. In March 2010 (Figure 10 d), the sudden and unexpected loss of a third of the SWE simulated by the DD/EB model was manifestly caused by seven days of warm weather with daily maximum temperatures above 0°C, and highs near 10°C. CROCUS appears to be a more robust tool for such

days. One solution in the case of the DD/EB model would be to increase T_0 , but this would lead to new inconsistencies in the other winters, such as delayed snowmelt. Note that the results in Figure 10 were obtained from one single continuous simulation so that the calibration parameters are identical for all five winters. A different calibration set for each winter would be necessary to obtain satisfying accuracy over the entire study period, but certainly unacceptable from a methodological point of view. This represents a major disadvantage over the thermodynamic approach where limited calibration is needed.

The loss of SWE associated to blowing snow sublimation and relocation modeled by (2) was tested with the DD/EB module as well, but no systematic gain could be noticed. While winters with an overestimation of SWE were partially improved, the two best simulated winters (Figure 10b and d) displayed large underestimations of SWE.

	mean bias (mm)	<i>RMSE</i> (mm)	Mean sim. SWE _{max} –obs. SWE _{max} (mm)		
V1	-18.91	26.31	-23.35		
V1+2°C	-10.12	18.74	-8.35		
V2	17.50	30.75	46.25		
V3	2.86	17.24	14.45		
DDEB	-0.68	27.00	17.05		

Table 4	Comparative analysis of the simulations and observations. The mean bias, the root mean
	square error (RMSE) and the mean difference between the maximum simulated SWE
	(sim. SWEmax) and observed SWE (obs. SWEmax) are presented.

7. SIMULATION OF THE NECOPASTIC RIVER FLOW

The discrepancies between the modeled and observed SWEs are certainly expected to have a major impact on streamflow simulations. For instance, the premature melt of March 2010 modeled by the DD/EB model (Figure 10 d) will cause an early spring high flow, while years with large overestimations of SWE (e.g. Figure 10 a, DD/EB curve), will generate more water into the stream network than actually observed.

Here we evaluate the performance of HYDROTEL to simulate the spring hydrograph using either CROCUS or the DD/EB model. This evaluation is supported by in situ measurements of the Necopastic River flow from 2004 to 2007 (see section 4). The other modules in HYDROTEL (e.g. evapotranspiration, vertical water budget, etc.) had their associated parameters set to the values used by Jutras et al. (2009). A few details regarding the streamflow simulation are noteworthy. First, the DD/EB model was fed by spatially-interpolated data collected by the meteorological stations within and nearby the watershed (see Figure 1) using Thiessen polygons. Meanwhile, Neco-1 was the only station whose measurements could be used to run CROCUS given the absence of radiometers and solid precipitation gauges at the other sites. A brief intercomparison analysis (not shown) revealed that the meteorological variables (air temperature, liquid precipitation, relative humidity) were highly correlated with mean slopes close to one between Neco-1 and the other stations, hereby confirming that the meteorological conditions over the watershed were quite homogeneous. Second, while the DD/EB model can include various land cover types, CROCUS simulations were exclusively performed for open areas due the unavailability of critical input variables for forested areas. To adequately simulate the different land covers with CROCUS, meteorological variables such as solid precipitation, shortwave and longwave radiation would have had to be measured in sub-canopy areas of the watershed, which could not be performed due to logistical constrains. Occasional manual snow sampling near the Neco-1 site in the middle of winter 2011/12 revealed negligible variations in SWE between the forest clearing and the surrounding forested areas. It is well known however that, in coniferous forests, snowmelt occurs later than on site without vegetation cover and that melting rates are smaller (Hardy et al. 1997; Link et al. 1999). The simulated spring hydrographs are shown in Figure 11. Here we focus on three distinct periods of one continuous

simulation. The evolution of SWE during the concurrent melt period is also presented so that the timing of the flow response can be analysed.

Simulations using CROCUS are consistent throughout all springs. A single peak in the flow distribution is observed, well synchronised with the measured discharge but of considerably greater magnitude. This is due to the fact that, with CROCUS, the entire watershed is considered as an open area so that the second peak generated by a delayed snowmelt induced by forested areas is not observed. This also explains the higher magnitude of the peak flow since all snow in the watershed melts quite simultaneously. However, simulations with the DD/EB model display more than one maxima since various land cover types are accounted for, with different melt thresholds and rates. The spikes simulated with the DD/EB model are not synchronised with stream flow observations as a result of faulty SWE simulations (poor synchronisation, magnitude and rate). For instance, during spring 2007 (Figure 11 f), the SWE modeled with the DD/EB model is overestimated and the melt period begins too early which causes an earlier and higher flow than that actually observed (Figure 11 e). Also, during spring 2006 (Figure 11 d), the simulation with the DD/EB model yields an earlier melt than those simulated with CROCUS. Unfortunately no direct observations of SWE by the GMON3 sensor were monitored during the period of interest here (2004-2007).



Figure 11 Comparison between observed and simulated streamflows of the Necopastic River (a, b, e). Simulations are conducted with HYDROTEL using the two snow models: CROCUS (V3) and the mixed degree-day/energy balance (DD/EB) module. Simulated SWE evolution in open areas is presented (c, d, f) for the three springs to evaluate the effect of snowmelt on steamflow generation. For spring 2007, SWE observations are also presented (f).

These preliminary results show that simulations using CROCUS are much better at capturing the main peak in the spring streamflow distribution, but also that further improvements are needed. An accurate simulation of the spring snowmelt over vegetated regions of the watershed appears critical.

Additionally, we should point out that none of the two models could reproduce the total amount of water discharged throughout the spring, except for CROCUS in 2005.

8. CONCLUSIONS

The initial objective of this work was to compare the simulation of the SWE with a simple mixed degree-day/energy balance model versus a thermodynamic model (CROCUS) over a boreal landscape. SWE modeling was validated with a nearly-continuous SWE time series of five winters recorded using a ground-based gamma radiation monitoring device installed in a small forest clearing in northern Quebec, Canada. The simulated SWE was then incorporated into the distributed hydrological model HYDROTEL to study the spring snowmelt and river discharge of the Necopastic watershed.

In modeling SWE with CROCUS, we found that the output values were extremely sensitive to the pre-processing of meteorological inputs. In particular, we revealed that the best model results were obtained when using a temperature-threshold of 2°C to separate rain and snow. The necessity to include wind induced undercatch of solid precipitations was also highlighted.

One major finding was the presence of blowing snow sublimation and relocation during moderate to high wind events (mean wind speed > 4 m s⁻¹), a mechanism not included in the version of CROCUS we used (Brun et al. 1989). We consequently developed a simple empirical relationship to include this process in the SWE model, where the subsequent loss in SWE was assumed to be a linear function of wind speed past 4 m s⁻¹. After these corrections, the thermodynamic model CROCUS was shown to perform better than the simpler DD/EB model. However, the fact that we did not use a distributed version of CROCUS, and that the forest clearing site was perhaps not completely representative of the landscape at the watershed scale, did have an impact on the ability to accurately predict the spring streamflow.

Hydrological simulations performed with CROCUS could clearly capture the largest peak flow resulting from snowmelt in open areas of the watershed. However, the subsequent peaks in the streamflow distribution generated by delayed snowmelt from the forested areas could not be captured.

83

Overall, this study shows that CROCUS can be a good tool to predict snow dynamics in boreal environments, if blowing snow sublimation and relocation is accounted for and if a distributed version of the model could be used. In this respect, future validation studies should include radiation measurements as well as continuous observation of SWE under the forest canopy.

9. ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to thank René Roy, Marie-Josée Doray and Yves Choquette of IREQ (*Institut de Recherche d'Hydro-Québec*, the research institute of Hydro-Quebec) for the unique GMON3 data set and for the essential logistical support provided. We gratefully acknowledge the field assistance of Gwenaël Carrer (INRS-ETE). We also thank Stéphane Savary and Alain Royer for their technical support.

.

10. **REFERENCES**

- Alter, J. C. (1937). "Shielded storage precipitation gages." <u>Monthly Weather Review</u> **65**(7): 262-265.
- Anderson, E. A. (1976). "A point of energy and mass balance model of a snow cover." <u>NOAA Technical Report NWS</u> **19**: 1-150.
- Auer, A. H. (1974). "The rain versus snow threshold temperatures." <u>Weatherwise</u> **27**(2): 67.
- Barnett, T. P., J. C. Adam et D. P. Lettenmaier (2005). "Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions." <u>Nature</u> 438(7066): 303-309.
- Bartelt, P. et M. Lehning (2002). "A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part I: numerical model." <u>Cold Regions Science and Technology</u> **35**(3): 123-145.
- Bernier, M., J. P. Fortin, Y. Gauthier, R. Gauthier, R. Roy et P. Vincent (1999). "Determination of snow water equivalent using RADARSAT SAR data in eastern Canada." <u>Hydrological Processes</u> **13**(18): 3041-3051.
- Bintanja, R. (2001). "Modelling snowdrift sublimation and its effect on the moisture budget of the atmospheric boundary layer." <u>Tellus A</u> **53**(2): 215-232.
- Bisson, J. et F. Roberge (1983). <u>Prévision des apports naturels: Expérience d'Hydro-</u> <u>Québec</u>. workshop on flow predictions, Toronto.
- Bouilloud, L. et E. Martin (2006). "A coupled model to simulate snow behavior on roads." Journal of applied meteorology and climatology **45**(3): 500-516.
- Brucker, L., A. Royer, G. Picard, A. Langlois et M. Fily (2011). "Hourly simulations of the microwave brightness temperature of seasonal snow in Quebec, Canada, using a coupled snow evolution-emission model." <u>Remote Sensing of Environment</u> 115(8): 1966-1977.
- Brun, E., P. David, M. Sudul et G. Brunot (1992). "A numerical model to simulate snowcover stratigraphy for operational avalanche forecasting." <u>Journal of Glaciology</u> 38(128): 13-22.
- Brun, E., E. Martin, V. Simon, C. Gendre et C. Coleou (1989). "An energy and mass model of snow-cover suitable for operational avalanche forecasting." <u>Journal of</u> <u>Glaciology</u> 35(121): 333-342.
- Chang, A., J. Foster et D. Hall (1987). "Nimbus-7 SMMR derived global snow cover parameters." <u>Annals of Glaciology</u> **9**(9): 39-44.
- Choquette, Y., P. Lavigne et M. Nadeau (2008). "GMON, A new sensor for snow water equivalent via gamma monitoring." <u>International Snow Science Workshop</u>: 802-807.
- Dang, H., C. Genthon et E. Martin (1997). "Numerical modeling of snow cover over polar ice sheets." <u>Annals of Glaciology</u> **25**: 170-176.

- Duan, Q., H. V. Gupta, S. Sorooshian, A. N. Rousseau et R. Turcotte (2003). <u>Calibration</u> of Watershed Models. Washington, DC, AGU.
- Dyunin, A. (1967). "Fundamentals of the mechanics of snow storms." <u>Physics of Snow</u> <u>and Ice</u> **1**(2): 1065-1073.
- Fortin, J.-P., R. Turcotte, S. Massicotte, R. Moussa, J. Fitzback et J.-P. Villeneuve (2001). "Distributed Watershed Model Compatible with Remote Sensing and GIS Data. I: Description of Model." <u>Journal of Hydrologic Engineering</u> 6(2): 91-99.
- Fortin, J. P., R. Moussa, C. Bocquillon et J. P. Villeneuve (1995). "HYDROTEL, un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographique." <u>Revue des sciences</u> <u>de l'eau</u> 8(1): 97-124.
- Fortin, V., C. Therrien et F. Anctil (2008). "Correcting wind-induced bias in solid precipitation measurements in case of limited and uncertain data." <u>Hydrological Processes</u> **22**(17): 3393-3402.
- Fritzsche, A. E. (1983). <u>The National Weather Service gamma snow system physics and</u> <u>calibration</u>, EG & G, Energy Measurements Group.
- Gelfan, A., J. Pomeroy et L. Kuchment (2004). "Modeling forest cover influences on snow accumulation, sublimation, and melt." <u>Journal of Hydrometeorology</u> **5**(5): 785-803.
- Golding, D. L. et R. H. Swanson (1978). "Snow accumulation and melt in small forest openings in Alberta." <u>Canadian Journal of Forest Research</u> **8**(4): 380-388.
- Goodison, B. E. (1978). "Accuracy of Canadian snow gauge measurements." <u>Journal of</u> <u>Applied Meteorology</u> **17**(10): 1542-1548.
- Goodison, B. E., P. Y. T. Louie et D. Yang (1998). WMO Solid precipitation measurement intercomparison. <u>Instruments and observing methods</u>. <u>Report</u> <u>N°67</u>, World Meteorological Organisation **872**: 1-212.
- Gordon, M., K. Simon et P. A. Taylor (2006). "On snow depth predictions with the Canadian land surface scheme including a parametrization of blowing snow sublimation." <u>Atmosphere-Ocean</u> **44**(3): 239-255.
- Guertin, D. P., P. K. Barten et K. N. Brooks (1987). "The peatland hydrologic impact model: Development and testing." Nordic hydrology **18**(2): 79-100.
- Haraldsdottir, S. H., H. Olafsson, Y. Durand, L. Merindol et G. Giraud (2001). SAFRAN-Crocus snow simulations in an unstable and windy climate. <u>Annals of Glaciology</u>, <u>Vol 32, 2001</u>. K. Hutter. Cambridge, Int Glaciological Soc. **32**: 339-344.
- Hardy, J., R. Davis, R. Jordan, X. Li, C. Woodcock, W. Ni et J. McKenzie (1997). "Snow ablation modeling at the stand scale in a boreal jack pine forest." <u>Journal of Geophysical Research</u> **102**(D24): 29397-29405.
- Jordan, R. (1991). A one-dimensional temperature model for a snow cover: Technical documentation for SNTHERM. 89, DTIC Document.
- Jutras, S., A. N. Rousseau et C. Clerc (2009). "Implementation of a peatland-specific water budget algorithm in HYDROTEL." <u>Canadian Water Resources Journal</u> **34**(4): 349-364.

- Kelly, R. (2009). "The AMSR-E snow depth algorithm: description and initial results." Journal of the Remote Sensing Society of Japan **29**(1): 307-317.
- Kienzle, S. W. (2008). "A new temperature based method to separate rain and snow." <u>Hydrological Processes</u> **22**(26): 5067-5085.

Knight, C. et N. Knight (1973). "Snow Crystals." Scientific American 228(1): 100-107.

- L'Hôte, Y., P. Chevallier, A. Coudrain, Y. Lejeune et P. Etchevers (2005). "Relationship between precipitation phase and air temperature: comparison between the Bolivian Andes and the Swiss Alps." <u>Hydrological Sciences Journal</u> **50**(6).
- Landolt, S. D., J. Black, R. Rasmussen et A. Tripp (2008). <u>Snow gauge performance</u> <u>during the Denver blizzards of December, 2006</u>. 13th Conference on Aviation, Range and Aerospace Meteorology.
- Langlois, A., J. Kohn, A. Royer, P. Cliche, L. Brucker, G. Picard, M. Fily, C. Derksen et J. Willemet (2009). "Simulation of snow water equivalent (SWE) using thermodynamic snow models in Québec, Canada." <u>Journal of Hydrometeorology</u> **10**(6): 1447-1463.
- Lehning, M., P. Bartelt, B. Brown, C. Fierz et P. Satyawali (2002). "A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part II. Snow microstructure." <u>Cold Regions Science and Technology</u> **35**(3): 147-167.
- Link, T. E. et D. Marks (1999). "Point simulation of seasonal snow cover dynamics beneath boreal forest canopies." <u>Journal of Geophysical Research</u> **104**(D22): 27841-27857.
- Liston, G. E. et M. Sturm (2002). "Winter precipitation patterns in arctic Alaska determined from a blowing-snow model and snow-depth observations." <u>Journal</u> of Hydrometeorology **3**(6): 646-659.
- MacDonald, J. P. et J. W. Pomeroy (2007). <u>Gauge undercatch of two common snowfall</u> <u>gauges in a prairie environment</u>. Proceedings of the 64th Eastern Snow Conference, St. John's, Canada.
- Marks, D. (1992). "Climate, energy exchange, and snowmelt in Emerald Lake watershed, Sierra Nevada." <u>Water Resources Research</u> **28**: 3043-3054.
- Marks, D., J. Domingo et D. Susong (1999). "A spatially distributed energy balance snowmelt model for application in mountain basins." <u>Hydrological Processes</u> 13: 1935-1959.
- Mingo, L. et D. McClung (1998). "CROCUS test results for snowpack modeling in two snow climates with respect to avalanche forecasting." <u>Annals of Glaciology</u> **26**: 347-356.
- Minville, M., F. Brissette et R. Leconte (2008). "Uncertainty of the impact of climate change on the hydrology of a nordic watershed." Journal of Hydrology **358**(1-2): 70-83.
- Pomeroy, J. et K. Dion (1998). "Winter radiation extinction and reflection in a boreal pine canopy: measurements and modelling." <u>Hydrological Processes</u> **10**(12): 1591-1608.

- Pomeroy, J., D. Gray, N. Hedstrom et J. Janowicz (2002). <u>Physically based estimation of</u> <u>seasonal snow accumulation in the boreal forest</u>. 59th Eastern Snow Conference, Stowe, Vermont.
- Pomeroy, J., D. Gray et P. Landine (1993). "The prairie blowing snow model: characteristics, validation, operation." Journal of Hydrology **144**(1): 165-192.
- Pomeroy, J. W. et R. L. H. Essery (1999). "Turbulent fluxes during blowing snow: field tests of model sublimation predictions." <u>Hydrological Processes</u> **13**(18): 2963-2975.
- Pomeroy, J. W. et D. M. Gray (1997). <u>Snowcover: Accumulation, Relocation and</u> <u>Management</u>, National Hydrology Research Institute.
- Rasmussen, R., B. Baker, J. Kochendorfer, T. Meyers, S. Landolt, A. P. Fischer, J. Black, J. M. Thériault, P. Kucera, D. Gochis, C. Smith, R. Nitu, M. Hall, K. Ikeda et E. Gutmann (2011). "How well are we measuring snow: The NOAA/FAA/NCAR winter precipitation test bed." <u>Bulletin of the American Meteorological Society</u> 93(6): 811-829.
- Savary, S. (2002). <u>Modélisation et suivi du couvert nival, sur le sous-bassin LG4 de la rivière La Grande, à l'aide du modèle français CROCUS</u>. M.Sc., Université du Québec. INRS-Eau.
- Savary, S., J. Fortin, M. Bernier et E. Martin (2004). "Modélisation de l'évolution du couvert nival, sur le sous-bassin LG4 de la rivière La Grande dans le nord du Québec, à l'aide du modèle français CROCUS." <u>Revue des sciences de l'eau</u> 17(3).
- Schmidt, R. et C. Troendle (1989). "Snowfall into a forest and clearing." <u>Journal of</u> <u>Hydrology</u> **110**(3): 335-348.
- Schmidt, R. A. (1982). "Vertical profiles of wind speed, snow concentration, and humidity in blowing snow." <u>Boundary-Layer Meteorology</u> **23**(2): 223-246.
- Stull, R. B. (1987). <u>An introduction to boundary layer meteorology</u>, Kluwer academic publishers.
- Thériault, J. M., R. Rasmussen, K. Ikeda et S. Landolt (2011). "Dependence of snow gauge collection efficiency on snowflake characteristics." <u>Journal of Applied</u> <u>Meteorology and Climatology</u> **51**(4): 745-762.
- Turcotte, R., L. G. Fortin, V. Fortin, J. P. Fortin et J. P. Villeneuve (2007). "Operational analysis of the spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Quebec, Canada." <u>Nordic Hydrology</u> 38(3): 211-234.
- Turcotte, R., P. Lacombe, C. Dimnik et J. Villeneuve (2004). "Distributed hydrological forecast for the management of public dams in Quebec." <u>Canadian Journal of Civil Engineering</u> **31**(2): 308-320.
- Turcotte, R., A. N. Rousseau, J. P. Fortin et J. P. Villeneuve (2003). A process-oriented, multiple-objective calibration strategy accounting for model structure. <u>Calibration</u> <u>of Watershed Models</u>. Washington, DC, AGU. 6: 153-163.

- Vachon, F., K. Goïta, D. De Sève et A. Royer (2010). "Inversion of a Snow Emission Model calibrated with in situ data for snow water equivalent monitoring." <u>IEEE</u> Transactions on Geoscience and Remote Sensing **48**(1): 59-71.
- Vionnet, V., E. Brun, S. Morin, A. Boone, S. Faroux, P. Moigne, E. Martin et J. Willemet (2011). "The detailed snowpack scheme crocus and its implementation in surfex v7." <u>Geoscientific Model Development Discussions</u> **4**: 2365-2415.
- Yang, D., B. E. Goodison, S. Ishida et C. S. Benson (1998). "Adjustment of daily precipitation data at 10 climate stations in Alaska: Application of World Meteorological Organization intercomparison results." <u>Water Resources Research</u> **34**(2): 241-256.

.

ANNEXE – INFORMATIONS COMPLÉMENTAIRES

arametres Classes				
roupe d'UHRH (sol, occupation) (null)		•		
	Valeur			
	utilisateur	optimisée	Optimisation ?	Valeur utilisée
aux de fonte (neige-sol mm/jour)	•		Non	
lensté maximale du couvert nival (Kg/m3)	٠		Non	
onstante de tassement	٠		Non	
filieu 1 (ex.: conifères)				
Taux de fonte dans l'air (mm/jour C)	٥		Non	
Seuil de température (C)	۰		Non	
likeu 2 (ex.: feuillus)				
Taux de fonte dans l'air (mm/jour C)	•		Non	
Seuil de température (C)	٠		Non	
Nieu 3 (ex.: non-forestier)				
Taux de forite dans l'air (mm/jour C)			Non	
Seuil de température (C)	۰		Non	
Algorithme d'albédo	D	urée du pas de temps i	interne pour la fonte de ne	ige (heures)
Exponentielle avec seuil	(cm)	Sélection à "Para	mètres temporels"	
O Sol-neige		Sous-Multiple de c	cette durée	

Figure 1 Console de calage du modèle mixte degré-jours / bilan d'énergie d'HYDROTEL.



Figure 2 Comparaison des débits observés et simulés de la rivière Necopastic (a) au printemps 2007. Simulations réalisées par HYDROTEL et utilisant les approches thermodynamique (CROCUS) et mixte degré-jours / bilan d'énergie. Les ÉEN simulés et observé en milieu ouvert (site Neco-1) par ces deux approches sont également présentés.


Figure 3 Précipitomètre OTT-1000 avec écran Alter au site Neco-1.



Figure 4 Station météorologiques automatisées de Neco-1



Figure 5 Radiomètre CNR 1 (Kipp & Zonen) de la station Neco-1



Figure 6 Comparaison entre les simulations de CROCUS utilisant les températures du sol observées à Néco-1 et le paramétrage original, basé sur des observations à Col de Porte dans les alpes françaises. Les observations d'ÉEN du GMON3 sont également présentées.

Tableau 1	Sous-modèles sélectionnés et valeurs des paramètres sélectionnés pour les
	simulations d'HYDROTEL.

Paramètres	unités	Valeur	
Interpolation des données météorologiques : Polygones de Thiessen			
Gradient vertical de précipitation	mm/100m	0	
Gradient vertical de température	°C/100m	-0.5	
Température seuil pluie/neige	°C	2	
Évolution du couvert nival : <i>Modèle mixte (deg.jr. – Bilan éner.)</i>			
Taux de fonte neige-sol	mm/j	0.78	
Densité maximale du couvert nival	kg/m ³	466	
Constante de tassement	j-1	0.1	
Forêt de conifères			
Taux de fonte neige-atmosphère	mm/j°C	6	
Seuil de température de fonte	°C	0	
Forêt de feuillus			
Taux de fonte neige-atmosphère	mm/j°C	6	
Seuil de température de fonte	°C	0	
Milieu ouvert			
Taux de fonte neige-atmosphère	mm/j°C	9.5	
Seuil de température de fonte	°C	-1	
Évapotranspiration : <i>Hydro-Québec</i>			
Bilan d'eau vertical : BV3C			
Limite inférieure de la couche 1	cm	0.3	
Limite inférieure de la couche 2	cm	0.5	
Limite inférieure de la couche 3	cm	0.7	
Coefficient de récession	m/h	0.00001	
Écoulement vers le réseau hydrographique : Onde cinématique			
Milieux forestiers	adim.	0.1	
Eau	adim.	0.03	
Autres milieux	adim.	0.05	
Lame de référence pour l'hydrogramme géomorphologique	m	0.001	

 Tableau 2
 Revue des relations empiriques récentes de l'efficacité de captation (EC) pour les précipitomètre équipé d'écran Alter. À noter que la fréquence de mesure du vent (U) et de EC peut varier d'une étude à l'autre.

Équation correction	Occupation sol	Références
$EC = 0.69U^2 - 11.95U + 100$	Forêt boréal ouvert	Fortin et al. 2008
$EC = 1.01 e^{(-0.09U)}$	Prairies ouvert	Macdonald and Pomeroy 2007
$EC = \frac{(100 - 7.6U)/100}{6.54 \cdot 10^{-5}U^{5} + 6.54 \cdot 10^{-4}U^{3} + 1.89U + 100}$	Prairies ouvert	Landolt et al. 2008
$EC = 0.24U^3 - 3.47U^2 + 1.59U + 100*$	Prairies ouvert	Thériault et al. 2011
$EC = -0.069U^2 - 7.88U + 100$	Forêt boréal Semi - ouvert	Présente étude

*L'Équation est une régression polynômial de troisième ordre (R²=0.99) des médians présentées en Figure 18 de Thériault et al. (2011).

Tableau 3 Moyennes hivernales de température, de vitesse du vent et précipitations cumulées totale, de neige et de pluie à Néco-1 pour les hivers 2006-2007 à 2010-2011. Les normales saisonnières enregistrées à l'aéroport de LG-2 sont présentées. La période hivernale s'étend du 1^{er} octobre au 30 avril.

	Station	Température moyenne	Pluie	Neige	Précipitation	vitesse moyenne de vent	
			(°C)	(mm)	(cm)	(mm)	(m/s)
Normales saisonnières	LG-2	-14.6	27.2	211.2	220.8	4.1	
2006-2007	Neco-1	-11.9	27.6	266.9	293.9	3.9	
2007-2008	Neco-1	-13.2	20.6	217.2	237.7	4.4	
2008-2009	Neco-1	-12.9	24.5	282.4	307.1	3.2	
2009-2010	Neco-1	-8.3	54.2	181.2	235.4	3.3	
2010-2011	Neco-1	-11.7	28.9	275.1	304.2	3.0	