

# Impact des lames de glace sur la réponse hydrologique du manteau neigeux à Sainte Marthe, au sud du Québec

par

Andréa PAQUOTTE

MÉMOIRE PRÉSENTÉ À L'ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE  
COMME EXIGENCE PARTIELLE À L'OBTENTION DE LA MAÎTRISE  
AVEC MÉMOIRE PAR ARTICLE EN GÉNIE DE LA CONSTRUCTION  
M. Sc. A.

MONTREAL, LE 24 AOÛT 2020

ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE  
UNIVERSITÉ DU QUÉBEC



Andréa Paquette, 2020



Cette licence Creative Commons signifie qu'il est permis de diffuser, d'imprimer ou de sauvegarder sur un autre support une partie ou la totalité de cette oeuvre à condition de mentionner l'auteur, que ces utilisations soient faites à des fins non commerciales et que le contenu de l'oeuvre n'ait pas été modifié.

**PRÉSENTATION DU JURY**

CE MÉMOIRE A ÉTÉ ÉVALUÉ

PAR UN JURY COMPOSÉ DE:

M. Michel Baraër, directeur de mémoire  
Département génie de la construction, Ecole de technologie supérieure

Mme Annie Poulin, président du jury  
Département génie de la construction, Ecole de technologie supérieure

M. Richard Arsenault, membre du jury  
Département génie de la construction, Ecole de technologie supérieure

IL A FAIT L'OBJET D'UNE SOUTENANCE DEVANT JURY ET PUBLIC

LE 18 AOÛT 2020

À L'ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE





## REMERCIEMENTS

Je souhaiterais tout d'abord remercier mon directeur de recherche Michel Baraër pour sa confiance tout au long de ce projet et son encadrement. Je suis très chanceuse d'avoir pu être encadrée par un tel professeur de par sa disponibilité, sa gentillesse, ses encouragements et son savoir. Je remercie aussi le technicien Richard Prowt qui a joué un rôle important dans le cadre de mon projet.

Puis j'adresse mes remerciements aux autres professeurs ainsi qu'aux étudiants du laboratoire HC3, notamment Simon avec qui j'ai partagé mon travail au quotidien ces deux dernières années mais également Patrice, Magali, Audrey, Philippe, Jonathan, Guillaume qui m'ont transmis leur culture québécoise tout au long de ma collaboration au HC3.

Merci aussi à mes compagnons d'expéditions au Yukon, Pierrick et Simon ainsi que nos meneurs d'expédition Michel et Greg pour leur confiance et les échanges de connaissances. Merci à toi Michel de m'avoir permis de vivre cette expérience que je noterai comme la plus marquante dans ces deux années passées au Canada. Je remercierai également le personnel de la station de recherche qui fut d'une gentillesse incroyable.

Un grand merci également à mes parents et mon frère sans qui je n'aurais pu venir réaliser ce projet quant à leur soutien moral et matériel remarquable. Ils ont su m'encourager ces derniers mois pour mener à bout ce projet et je suis fière de pouvoir leur dédier ce travail.

Enfin, j'aimerais remercier l'ensemble de mes amis, notamment le club de ski de fond de l'Université de Montréal à qui je dois mon épanouissement dans ma vie québécoise. Vous avez donné du sens à mon projet en occupant une place importante dans cette aventure. Je remercie particulièrement mes copines Kristina, Solen et Caroline qui ont été d'un support incroyable dans les moments plus difficiles des derniers mois. Merci aussi à Léo pour toutes les aides en programmation que tu m'as transmises pour réaliser mon projet et les avis partagés quant à la réalisation de mes figures d'article.



# **Impact des lames de glace sur la réponse hydrologique du manteau neigeux à Sainte Marthe, au sud du Québec**

Andréa PAQUOTTE

## **RÉSUMÉ**

Dans un contexte où les régions nordiques montrent des signes importants de vulnérabilité face aux changements climatiques, il devient nécessaire d'étudier plus spécifiquement le comportement du manteau neigeux de ces régions où la neige joue un rôle hydrologique significatif. Ces régions sont aujourd'hui touchées par des épisodes de pluie sur neige de plus en plus fréquents. Ces épisodes, dont l'impact hydrologique est encore méconnu, ne sont qu'exceptionnellement représentés dans les modèles hydrologiques courants, ce qui affecte possiblement la gestion des ressources en eau ou d'évaluation des risques naturels à long terme. L'objectif de cette recherche est de mieux comprendre la façon dont a évolué la structure du manteau neigeux au cours de l'hiver 2018-2019 et les processus hydrologiques qui en découlent. Les objectifs spécifiques sont ici de détecter et de quantifier les flux latéraux ayant un impact sur le bilan hydrique du manteau neigeux et de comprendre les conditions qui ont conduit à leur apparition sur une zone sans relief. Pour y parvenir, l'étude de la dynamique du manteau neigeux et de sa réponse hydrologique s'établit à partir des données hydrométéorologiques et de mesures manuelles recueillies au bassin versant expérimental de Sainte Marthe, situé dans la région méridionale du Québec, au Canada. Les mesures manuelles sont utilisées pour déterminer le profil du manteau neigeux tout au long de l'hiver, tandis que les données collectées permettent également d'établir les bilans massique et énergétique. De nombreuses lames de glace se sont formées au sein du manteau neigeux au cours de l'hiver 2018-2019. Au début de l'hiver, la variabilité des conditions météorologiques tend à favoriser la création d'une épaisse couche de glace basale qui va persister jusqu'à la fin de l'hiver. L'apparition de lames de glace au milieu de l'hiver s'établit après des épisodes de temps doux souvent accompagnés de pluie. Les composantes hydrologiques mesurées au BVE montrent que ces lames de glace viennent modifier les écoulements et l'évolution du manteau neigeux. L'existence des lames de glace favorise l'écoulement latéral à l'intérieur du manteau neigeux jusqu'à se déverser dans le ruisseau avoisinant sans contact avec le sol à proximité du point d'infiltration. Si, tel que prévu par les modèles climatiques, les conditions hivernales dans le sud du Québec devraient être plus favorables à la formation de lames de glace dans le manteau neigeux entraînant des modifications notables de l'hydrologie des bassins versants. Il est donc recommandé d'intégrer des processus associées à la présence de lames de glace aux modèles hydrologiques afin de permettre leur prise en compte pour la gestion des ressources en eau.

**Mots-clés:** manteau neigeux, changement climatique, lames de glace, pluie sur neige, écoulement



# **Impact of ice layers on the hydrological response of the snowpack in Sainte Marthe, southern Quebec**

Andréa PAQUOTTE

## **ABSTRACT**

In a context where northern regions are showing significant signs of vulnerability to climate change, it becomes necessary to study more specifically the behaviour of the snowpack in these regions where snow plays a significant hydrological role. These regions are now affected by increasingly frequent rain-on-snow episodes. These episodes, whose hydrological impact is still unknown, are only exceptionally represented in current hydrological models, which may affect water resource management or the assessment of long-term natural risks. The objective of this research is to better understand how the structure of the snowpack will evolve during the winter of 2018-2019 and the resulting hydrological processes. The specific objectives here are to detect and quantify lateral flows that impact the water balance of the snowpack and to understand the conditions that led to their occurrence in a flat area. For that, the study of snowpack dynamics and its hydrological response is based on hydrometeorological data and manual measurements collected in the Sainte Marthe experimental watershed, located in the southern region of Quebec, Canada. The manual measurements are used to determine the snowpack profile throughout the winter, while the data collected also allow mass and energy balances to be established. Numerous ice layers formed within the snowpack during the winter of 2018-2019. In early winter, weather variability tends to favour the creation of a thick basal ice layer that will persist until the end of the winter. The development of ice layers in mid winter is established after episodes of mild weather often accompanied by rain. Hydrological components measured at the watershed show that these ice layers modify the flows and the evolution of the snowpack. The existence of the ice layers promotes lateral flow within the snowpack until it flows into the streamlet without contact with the ground near the point of infiltration. If as predicted by climate models, winter conditions in southern Quebec should be more favourable to the formation of ice layers in the snowpack resulting in significant changes to the hydrology of the watersheds. It is therefore recommended that processes associated with the presence of ice layers be integrated into hydrological models to allow their consideration for water resource management.

**Keywords:** snowpack, climate change, ice layers, ROS, runoff



## TABLE DES MATIÈRES

	Page
INTRODUCTION .....	1
CHAPITRE 1 REVUE DE LITTÉRATURE .....	5
1.1 Physique de la neige .....	5
1.1.1 Formation, accumulation et fonte du manteau neigeux .....	5
1.1.1.1 Formation .....	5
1.1.1.2 Évolution .....	6
1.1.1.3 Fonte .....	8
1.1.2 Propriétés de la neige .....	9
1.1.2.1 Caractéristiques internes .....	9
1.1.2.2 Comportement thermique .....	10
1.1.2.3 Comportement optique .....	11
1.2 Bilans massique et énergétique du manteau neigeux .....	12
1.2.1 Bilan énergétique .....	13
1.2.1.1 Equation .....	13
1.2.1.2 Flux radiatifs .....	15
1.2.1.3 Flux turbulents .....	16
1.2.1.4 Flux advectifs .....	19
1.2.1.5 Flux par conduction .....	20
1.2.2 Bilan massique .....	21
1.2.3 Impact du vent, de la végétation et de la topographie .....	22
1.3 Comportement hydrologique de la neige .....	23
1.3.1 Rôle hydrologique .....	23
1.3.2 Écoulement de l'eau .....	24
1.3.2.1 Principes .....	24
1.3.2.2 Modélisation .....	25
1.3.3 Pluie sur neige .....	26
1.3.4 Formation et rôle des lames de glace .....	27
1.3.5 Changement climatique .....	28
CHAPITRE 2 HYDROLOGICAL BEHAVIOR OF AN ICE LAYERED SNOWPACK IN A NON-MOUNTAINOUS ENVIRONMENT .....	31
2.1 Abstract .....	31
2.2 Introduction .....	32
2.3 Method .....	36
2.3.1 Overview .....	36
2.3.2 Study site .....	36
2.3.3 Hydrometeorological monitoring set up .....	37
2.3.4 Snow pits .....	39
2.3.5 Quality control and data processing .....	40

2.3.6	Characterising 2018-2019 winter conditions .....	41
2.3.7	Snowpack dynamic .....	41
2.3.8	Hydrological behaviour .....	45
2.4	Results .....	46
2.4.1	Snowpack dynamics .....	46
2.4.1.1	2018-2019 winter profile .....	46
2.4.1.2	Snowpack evolution .....	47
2.4.1.3	Ice / hard snow layers formation and decay .....	49
2.4.2	Hydrological behavior .....	52
2.4.2.1	Mass balance .....	52
2.4.2.2	Hydrological response .....	53
2.5	Discussion .....	55
2.6	Conclusion .....	59

### CHAPITRE 3 TRAITEMENT ET ANALYSE DES DONNÉES AU BVE SAINTE MARTHE .....

		61
3.1	Préambule .....	61
3.2	Etude de terrain .....	61
3.3	Données de la station hydrométéorologique .....	63
3.3.1	Données météorologiques courantes .....	64
3.3.2	Pluviomètres .....	65
3.3.3	Radiomètre .....	68
3.3.4	Eddy covariance .....	70
3.3.5	Données du manteau neigeux .....	73
3.3.5.1	Température et hauteur de neige .....	73
3.3.5.2	Equivalent en eau de la neige .....	75
3.3.6	Données hydrologiques .....	77
3.3.6.1	Gradient de température et humidité du sol .....	77
3.3.6.2	Station hydrométrique .....	79
3.4	Bilan de masse et d'énergie .....	80
3.4.1	Bilan énergétique .....	80
3.4.2	Bilan massique .....	84
3.5	Test du modèle de neige MASiN au BVE de Sainte Marthe .....	84

### CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS .....

### ANNEXE I DONNÉES DE TERRAIN .....

### ANNEXE II DONNÉES MÉTÉOROLOGIQUES : PRÉCIPITATIONS .....

### LISTE DES RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....



## LISTE DES TABLEAUX

	Page
Tableau 1.1	Densité de le neige selon le type de neige ..... 10
Tableau 1.2	Albédo de la neige selon le type de neige ..... 12
Tableau 2.1	List of the Instruments used in this study. Accuracy is either given by the manufacturer, either estimated for worse case conditions ..... 39
Tableau 2.2	Difference between 2018-2019 key variables monthly averages and those of the 1981-2010 period ..... 47
Tableau 2.3	Winter 2018-2019 monthly averages and associated uncertainty for the components of mass balance ..... 52
Tableau 3.1	Incertitudes sur les composantes énergétiques ..... 83



## LISTE DES FIGURES

	Page
Figure 1.1	Schéma des échanges d'énergie et de matière du couvert neigeux avec son environnement ..... 13
Figure 2.1	a) Location and soil occupation map of the BVE Ste-Marthe (Quebec), b) Study site with the position of the main equipment ..... 37
Figure 2.2	Snowpack dynamic during winter 2018-2019 with a) Snowpack profile from snow pits observation and hsnow and SWE measurements, b) Daily air and snow temperatures, c) Snowfall and rainfall d) Density and, e) Energy balance components ..... 48
Figure 2.3	Winter 2018-2019 snowpack hydrological characteristics, a) cumulative mass balance and SWE b) soil temperature, c) soil moisture, d) water level in the shallow piezometer and volumes collected by the lysimeter, e) meltwater determined by energy balance and f) water level in streamlet ..... 53
Figure 2.4	Conceptual scheme of the results summary ..... 56
Figure 3.1	Manipulations lors d'une procédure d'échantillonnage du manteau neigeux ..... 61
Figure 3.2	Propriétés des couches suite au carottage du 28/01/2019 ..... 63
Figure 3.3	Température de l'air, vitesse du vent et humidité relative à la station principale du BVE, Dorval et de la tour du BVE..... 65
Figure 3.4	Précipitations de Novembre 2018 à Avril 2019 au site du BVE et Dorval ..... 68
Figure 3.5	Flux radiatif solaire avant et après traitement ..... 70
Figure 3.6	Flux turbulents déterminées à partir de l'Eddy Covariance et de la méthode aérodynamique..... 72
Figure 3.7	Flux turbulents calculés par la méthode aérodynamique à la station principale et à la tour d'Eddy Covariance ..... 73
Figure 3.8	Hauteur de neige avant et après traitement ..... 74
Figure 3.9	Température de la surface de la neige avant et après traitement ..... 75

Figure 3.10	Equivalent en eau de la neige mesuré par la GMON, sur site et corrigé .....	76
Figure 3.11	Gradient de température au travers du manteau neigeux et du sol.....	78
Figure 3.12	Humidité dans le sol .....	79
Figure 3.13	Niveau d'eau dans la rivière en parallèle des précipitations issues de la station de Dorval .....	80
Figure 3.14	Energie moyenne de chaque composante apportée ou perdue du manteau neigeux .....	81
Figure 3.15	Bilan énergétique horaire .....	82
Figure 3.16	Bilan massique journalier et cumulé .....	84
Figure 3.17	Simulation A du modèle MASiN .....	87
Figure 3.18	Simulation B du modèle MASiN.....	88
Figure 3.19	Simulation C du modèle MASiN.....	89
Figure 3.20	Simulation D du modèle MASiN .....	90
Figure 3.21	Simulation E du modèle MASiN.....	91

## **LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES**

AWS	Automatic Meteorological Station
BVE	Bassin Versant Expérimental
EEN	Equivalent en Eau de la Neige
SWE	Snow Water Equivalent
ROS	Rain On Snow
WAR	Water Availability for Runoff



## INTRODUCTION

La couverture neigeuse est la deuxième composante de la cryosphère terrestre après la glace hors pôles occupant environ 47 millions de km<sup>2</sup> de la surface terrestre dont 98% se situe dans l'hémisphère Nord (Armstrong & Brun, 2008). L'accumulation de neige représente une part importante de l'eau stockée dans les bassins versants des régions froides et le cycle hydrologique de ces régions est particulièrement affecté par la neige saisonnière. Durant l'hiver, les précipitations ne participent pas ou peu aux écoulements puisqu'elles s'accumulent en surface. Un volume d'eau important ne s'écoule alors que lors de la fonte du couvert neigeux au printemps et sur une période relativement courte (Ancil, Rousselle & Lauzon, 2012).

Plus d'un milliard de personnes sont également dépendantes de l'accumulation de neige pour les ressources en eau (Armstrong & Brun, 2008). La neige peut être une ressource essentielle non seulement pour les flux des cours d'eau et la recharge des nappes souterraines mais aussi pour l'eau potable, l'irrigation, la production hydro-électrique et les écosystèmes fluviaux naturels. La neige joue donc un rôle majeur dans la gestion des ressources en eau (Male & Granger, 1981). Le phénomène du changement climatique et son impact sur le cycle de l'eau ont été étudiés intensivement au cours des dernières décennies (Barnett, Adam & Lettenmaier, 2005). Dans les régions où le ruissellement dépend de la fonte des neiges, une vulnérabilité accrue des ressources en eau est anticipée. L'augmentation des gaz à effet de serre dans le contexte actuel de changement climatique implique une augmentation des températures de l'air et un changement dans le régime des précipitations ayant des conséquences notables sur l'hydrologie de la neige (DeWalle & Rango, 2008). Dans les régions où la neige prédomine, une augmentation des températures mènerait notamment à la réduction des débits des rivières et des réserves en eau l'été (Barnett *et al.*, 2005). En plus de l'augmentation des températures de l'air hivernales, les précipitations liquides donnant lieu à des événements de pluie sur neige au cours de l'hiver dans les régions froides deviennent un sujet important (Birsan, Molnar, Burlando & Pfaundler, 2005 ; Hamlet, Mote, Clark & Lettenmaier, 2005). Ces événements peuvent générer des risques

d'inondations dus à un ruissellement supplémentaire à la fonte (Musselman, Lehner, Ikeda, Clark, Prein, Liu, Barlage & Rasmussen, 2018). Le début de fonte des neiges serait également plus hâtif et la période de couverture de neige plus courte (Rixen & Rolando, 2013). À cause de ces changements, des conséquences majeures se manifestent dans les ressources en eau par la modification du ruissellement printanier et dans les industries sensibles aux ressources en eau telles que l'énergie hydroélectrique et l'agriculture (Barnett *et al.*, 2005).

Par conséquent, l'impact des changements climatiques doit être connu afin de pouvoir les considérer dans les modèles qui préviennent des risques hydrologiques. L'effet des caractéristiques physiques d'un pack de neige sur la fonte doit être connu afin de mieux appréhender les capacités de stockage et de transport de l'eau dans le manteau neigeux. Les écoulements réels sont difficiles à simuler sans considérer ces caractéristiques, notamment au début de la fonte (Singh, Spitzbart, Huebl & Weinmeister, 1999). La compréhension de l'hydrologie de la neige passe par la connaissance des phénomènes physiques qui mène à la formation du couvert neigeux et de sa distribution. La neige est un matériel très hétérogène malgré son apparence de couche blanche uniforme qui recouvre le sol. Sa microstructure complexe et dynamique implique un comportement à plusieurs échelles. La nature stratifiée de la neige a un impact sur la percolation des eaux de fonte à travers le pack de neige (Albert & Perron Jr, 2000). Le temps chaud (apport d'énergie suffisant de l'air chaud ou du soleil ou des deux) ou les épisodes de pluie sur neige créent de la fonte à la surface de la couverture neigeuse et si la fonte est suivie d'un temps froid, la neige fondue regèlera en créant des croûtes ou des couches de glace à l'intérieur de la couverture qui peuvent affecter le mouvement de l'eau à travers la couverture (Albert & Perron Jr, 2000). Les couches de glace ont tendance à entraver l'écoulement vertical et peuvent produire un important mouvement latéral de l'eau (Gerdell, 1954). Lorsque la neige fond, un manteau neigeux hétérogène peut stocker plus d'eau qu'un manteau neigeux homogène, en raison des couches de glace à l'intérieur (Langham, Santeford & Smith, 1974). Les couches de glace dans le pack ont une perméabilité nettement inférieure à celle de la neige (Albert & Perron Jr, 2000).



On peut donc s'attendre à ce que l'écoulement de l'eau à travers le pack soit retardé par les couches de glace dû à l'augmentation de la longueur du trajet d'écoulement. Les couches de glace redistribuent le flux d'eau à l'intérieur du manteau neigeux, le concentrant dans certaines zones et le diminuant dans d'autres. L'hétérogénéité spatiale de la couverture neigeuse, les incertitudes des variables d'entrée météorologiques et les lacunes encore présentes dans la compréhension des processus rendent les événements extrêmes très difficiles à prévoir (Rössler, Froidevaux, Börst, Rickli, Romppainen-Martius & Weingartner, 2014).

Malgré les récentes études (Wever, Würzer, Fierz & Lehning, 2016; Würzer, Wever, Juras, Lehning & Jonas, 2017), la simulation des flux préférentiels au sein du manteau neigeux reste encore un défi puisque les modèles de neige 1D ne tiennent pas compte des flux horizontaux. Selon Eiriksson, Whitson, Luce, Marshall, Bradford, Benner, Black, Hetrick & McNamara (2013), les événements de pluie sur neige et peut-être les événements liés à la fonte des neiges pourraient être sensiblement améliorés si les modèles incorporent le flux latéral dans la neige comme mécanisme d'acheminement de l'eau.

L'objectif principal de cette étude est de caractériser la dynamique du manteau neigeux et de sa réponse hydrologique en milieu nordique pour un hiver particulièrement favorable à la formation de lames de glace. L'impact du changement climatique sur le comportement saisonnier du manteau neigeux est visé à long terme. L'étude est conduite à partir d'observations météorologiques et hydrologiques à la station du Bassin Versant Expérimental (BVE) de Sainte Marthe, au sud du Québec. Les données météorologiques et les mesures manuelles réalisées à la station principale du BVE durant l'hiver 2018-2019 ont été collectées, analysées et éventuellement corrigées. L'accent de la recherche a été mis sur la structure du manteau neigeux et son influence sur les écoulements à partir des nombreuses données mesurées. Nos résultats peuvent contribuer à l'amélioration des modèles de neige et hydrologiques en fournissant des

informations permettant de comprendre les mécanismes dans un manteau neigeux naturel en région nordique soumis actuellement au réchauffement climatique.

Ce mémoire s'articule autour d'un article intitulé " Hydrological behavior of an ice layered snowpack in a non-mountainous environment" qui a été soumis à la revue Hydrological Processes en Juillet 2020. La revue de littérature présente des notions générales de la neige, les bilans de masse et d'énergie ainsi que des connaissances plus spécifiques quant à la dynamique et la réponse hydrologique d'un manteau neigeux. L'étude du manteau neigeux saisonnier 2018-2019 au BVE de Sainte Marthe au sud du Québec est présentée dans le chapitre 2. Le chapitre 3 présente les travaux effectués au cours du projet avec les données du site et qui n'ont pas pu être évoqués ou détaillés dans l'article présenté au chapitre 2. La conclusion reprend les points clés des chapitres 2 et 3 et les recommandations pour les futurs travaux qui s'en suivent.

## **CHAPITRE 1**

### **REVUE DE LITTÉRATURE**

#### **1.1 Physique de la neige**

La section 1.1 s'articule autour des notions générales de la neige. L'origine, l'évolution et la disparition de la neige sont des phénomènes physiques introduits à la section 1.1.1. Les propriétés relatives à ce matériel sont quant à elles présentées à la section 1.1.2.

##### **1.1.1 Formation, accumulation et fonte du manteau neigeux**

###### **1.1.1.1 Formation**

La formation d'un manteau neigeux saisonnier dépend généralement des facteurs géographiques et climatiques tels que la latitude, l'altitude ainsi que la proximité avec des sources d'eau importantes et la circulation régionale des masses d'air (Gray & Male, 1981). Les chutes de neige ne vont en pratique pas survenir dans les basses latitudes des milieux tempérés car les températures de l'air sont bien au dessus du point de congélation à l'hiver. Celles-ci auront plutôt tendance à se produire dans les hautes altitudes puisque les températures de l'air sont plus basses du fait que la température diminue avec l'altitude. La formation de chutes de neige est également conditionnée par le régime de précipitation d'une région. La circulation atmosphérique est également une condition essentielle afin de transporter la vapeur d'eau. Les régions venteuses bordées par l'océan ou dotées de larges lacs sont propices à la neige à condition que les températures soient suffisamment basses à la surface. Des soulèvements d'air et des refroidissements aboutissant à des chutes de neige peuvent aussi être causés par la circulation d'air humide au-dessus des montagnes (orographique) ou encore par des masses d'air humides et chaudes sur des masses d'air sèches et froides (DeWalle & Rango, 2008).

La formation des nuages de gouttelettes d'eau ou de cristaux se fait à partir de la condensation de l'humidité de l'atmosphère. Lorsque la tension de vapeur de l'air excède la valeur de saturation,

l'air devient saturé et pourvu de vapeur d'eau, la condensation de vapeur se produit et les précipitations peuvent se former (Mason, 1971).

La création d'un flocon de neige dans les nuages suit un processus complexe (Sumner, 1988). La condensation des petites particules présentes dans l'air permet de former un cristal ou une agrégation de cristaux. La formation de neige nécessite une température atmosphérique inférieure à 0°C et la présence d'eau en surfusion dans les nuages sursaturés (Barrie, 1991).

Initialement, les cristaux de neige se développent selon des formes très variées. La forme des cristaux est fonction des conditions de pressions atmosphériques à l'altitude où ils se forment mais aussi de la température et de la vitesse du vent lorsqu'ils se rapprochent du sol. L'interaction des cristaux entre eux affecte leur croissance pour créer des flocons de neige. La collision avec une goutte d'eau surfondue gelant à la surface du flocon permet aux flocons de grossir. Une fois déposés, l'accumulation de flocons au sol forme la couverture de neige (Armstrong & Brun, 2008).

#### **1.1.1.2 Évolution**

Les cristaux de neige qui tombent de l'atmosphère changent de forme et de taille continuellement (Armstrong & Brun, 2008). Après chaque chute de neige, une nouvelle couche de neige s'ajoute à la couverture de neige précédente dont les propriétés diffèrent. Les cycles de gel, fonte et de pluie affectent la structure des flocons de neige du couvert neigeux. Par ailleurs, l'évolution perpétuelle des propriétés physiques des couches du manteau neigeux est entraînée par les conditions météorologiques ainsi que les contraintes thermodynamiques du système glace-eau-vapeur. Ces transformations de la matrice des cristaux de glace constituent le métamorphisme de la neige. Le processus de métamorphose de la neige commence dès que la neige s'accumule au sol. Ce processus s'établit selon un des quatre mécanismes suivants : tassement gravitationnel, métamorphisme destructif, métamorphisme constructif et métamorphisme de fonte (Sommerfeld & LaChapelle, 1970).

Le tassement gravitationnel est un processus lié au poids des couches et à la température du manteau neigeux.

Immédiatement après leur accumulation, les flocons se transforment sous l'effet du métamorphisme destructif qui les fait passer de leur forme d'étoile à des formes de grains plus arrondies (Anderson & United, 1976). L'intensité du métamorphisme destructif dépend principalement de la taille et de la forme initiales des flocons, de la température du couvert neigeux ainsi que la présence ou non d'eau liquide. La densité de la couverture tend également à croître lors de cette transformation (Perla, 1978). La transformation de grains de formes irrégulières à rondes s'effectue par migration de vapeur. Ce type de métamorphisme s'établit par diffusion de vapeur d'eau des surfaces convexes où la tension de vapeur est plus élevée aux surfaces concaves des cristaux. Les éléments aux extrémités des cristaux s'évaporent et se déplacent sur les surfaces planes où ils se condensent. En outre, la diffusion de vapeur due aux effets de courbures du cristal peut avoir lieu uniquement que quand il n'y a pas de différence de température avec le pack de neige (DeWalle & Rango, 2008).

Le métamorphisme constructif est quant à lui dû aux transferts de vapeurs dans le couvert neigeux créés par les gradients de température (Anderson & United, 1976). Il provient de l'agglomération des cristaux de neige et se produit dans une couverture de neige sous le point de congélation pendant l'hiver. Lorsqu'un gradient de température existe, une diffusion de vapeur opère à partir des grains de la couche superficielle plus chaude vers les grains d'une couche plus froide et profonde. Cette migration provoque un changement complet de la forme et de la structure du cristal pour donner plutôt des grains à facettes. Un transfert de masse et d'énergie par sublimation s'établit au sein du pack au cours de ce processus (DeWalle & Rango, 2008).

En général plus tard dans la saison, le métamorphisme de fonte agit lorsque le couvert de neige se réchauffe. En raison des fluctuations de température, l'eau originale de la pluie ou de la fonte se retrouve dans la couverture et celle-ci peut geler. À cette eau, l'action du gel-dégel va permettre le développement de grains de plus en plus gros et bien liés qui forment plutôt un mélange de granules plus petits dont toute trace se perd. (Perla, 1978)

Il existe d'autres interactions entre l'atmosphère et la couverture de neige telles que la redistribution par le vent et la sublimation à la surface entraînant la transformation de la densité de la structure. La sublimation est fonction du vent et de l'humidité de l'air. Ce procédé constitue la transformation directe de la neige ou la glace en vapeur d'eau. Le vent a pour effet de transporter une quantité de neige via l'atmosphère. Ce processus s'apparente au phénomène d'érosion ou de sédimentation des sols. Ce sont tous deux des processus qui varient grandement d'une région à l'autre (DeWalle & Rango, 2008).

#### **1.1.1.3 Fonte**

Le processus de fonte de la neige se déroule selon trois phases (Dingman, 2015).

Le point isotherme de  $0^{\circ}\text{C}$  doit être nécessairement atteint par le manteau neigeux avant de pouvoir commencer à fondre. À des températures inférieures, le pack de neige stocke de l'énergie interne représentant la quantité d'énergie nécessaire pour amener la température du manteau à  $0^{\circ}\text{C}$ . Le réchauffement du manteau neigeux passe donc par un apport d'énergie (Assaf, 2007). L'énergie absorbée par le pack de neige a pour effet d'augmenter sa température jusqu'au point isotherme du manteau neigeux à  $0^{\circ}\text{C}$ . Le concept de "cold content" représente justement la quantité d'énergie nécessaire pour parvenir à une température homogène de  $0^{\circ}\text{C}$  (Corps of Engineers, 1956).

Une fois le manteau neigeux réchauffé, tout apport de chaleur supplémentaire servira à sa fonte. Cette étape représente le mûrissement du manteau neigeux où l'énergie absorbée est désormais utilisée pour fondre la neige mais l'eau de fonte est encore retenue dans les pores du pack de neige. La fin de cette phase est atteinte dès lors que le pack ne peut plus retenir d'eau liquide.

Dès lors que l'énergie reçue de l'eau de pluie ou de fonte ne peut plus être captée par la neige mûre et que la quantité maximale qui peut être retenue contre la gravité est atteinte, la sortie d'eau du pack de neige peut avoir lieu (Amorocho & Espildora, 1966).

## 1.1.2 Propriétés de la neige

### 1.1.2.1 Caractéristiques internes

Le manteau neigeux étant le résultat d'une multitude de chutes de neige donne lieu à une couverture hétérogène où chaque épisode de neige est associé à une couche de neige plus ou moins homogène aux propriétés différentes les unes des autres. La capacité de rétention et de transmission de l'eau au sein du pack de neige est liée à ces propriétés (Singh *et al.*, 1999).

La variation de température de la neige peut être considérable pendant la journée et la saison. Due à sa faible conductivité thermique, le réchauffement ou le refroidissement par conduction est lent. De grands gradients de température existent à la surface de la couverture neigeuse mais diminuent rapidement avec la hauteur et le changement de température nécessite plus de temps (DeWalle & Rango, 2008).

L'équivalent en eau de la neige est une propriété mesurée ou calculée des plus courantes pour caractériser le manteau neigeux. L'EEN représente la hauteur d'eau résultante de la fonte complète du pack de neige (Dingman, 2015). L'EEN relie la densité à la hauteur de neige tel que :

$$EEN = d \times h_{neige} \quad (1.1)$$

La densité de la neige évolue de manière complexe suite à tous les processus de métamorphisme décrits à la section 1.1.1.2. La géométrie des flocons formés en haute atmosphère et la teneur en eau du manteau neigeux présentent une influence majeure sur la densité de la neige (Judson & Doesken, 2000). Le tableau 1.1 présente un ordre de grandeur de la densité de la neige selon le type de neige.

La porosité de la neige lui permet de contenir une certaine quantité d'eau quand les conditions le permettent. La teneur en eau liquide du manteau neigeux représente toute l'eau qui est

Tableau 1.1 Densité de la neige selon le type de neige  
Adapté de Paterson (1994)

Conditions de neige	Densité
Nouvelle neige	0.05-0.07
Nouvelle neige humide	0.1-0.2
Neige tassée	0.2-0.3
Givre	0.1-0.3
Neige compactée par le vent	0.35-0.4
Névé	0.4-0.83
Neige très humide et névé	0.7-0.8
Glace	0.83-0.917

à l'état liquide incluant l'eau de pluie et de fonte ainsi que l'eau stockée sous l'effet de la gravité. Le contenu en eau de la neige évolue en tout temps suite aux précipitations liquides, aux périodes propices de fonte, aux échanges latents et à l'évacuation de l'eau principalement (Techel, Pielmeier & Schneebeli, 2011).

Lorsque la température du manteau neigeux se maintient au point de congélation, l'eau de fonte s'accumule jusqu'à atteindre sa capacité de rétention. Une fois cette valeur dépassée, l'eau percole à travers le pack de neige jusqu'à sa base ou s'écoule sur des couches peu ou pas perméables. Lorsque l'eau atteint le sol, elle s'infiltre ou s'écoule à la surface en fonction de l'état de celle-ci (Bengtsson, Seuna, Lepistö & Saxena, 1992). La capacité de rétention d'eau liquide de la neige varie considérablement entre la nouvelle et l'ancienne neige. En général, une capacité de rétention d'eau plus élevée est associée à une densité de neige plus élevée (Wankiewicz, 1978).

#### 1.1.2.2 Comportement thermique

Comparativement au sol, la neige possède une conductivité thermique relativement faible, de l'ordre de 0,045 W/m/K pour une neige 'sèche' de masse volumique  $100 \text{ kg/m}^3$ . La neige est un isolant très efficace et piège la chaleur du sol. La compacité de la neige aura tendance à augmenter sa conductivité thermique entraînant le refroidissement du sol et le réchauffement de l'atmosphère. En plus de la densité et du contenu en eau de la neige, la conductivité thermique



dépend également de la structure du matériau et de la température. Le coefficient de conductivité de la neige évolue sans cesse à cause du métamorphisme et des conditions climatiques qui participent à l'évolution continue du pack de neige (Sturm, Holmgren, König & Morris, 1997). La conductivité thermique de la neige contrôle la rapidité de transfert de chaleur des couches de neige (Armstrong & Brun, 2008).

La conduction de chaleur dans le manteau neigeux s'effectue à travers la connexion des grains et des pores d'air. Il peut aussi se faire par transfert de chaleur latente. La combinaison du processus de conduction et de transfert de chaleur latente donne lieu à une conductivité thermique dite effective (Singh, 1999). Le processus majeur de conduction s'effectue à travers la portion solide de la matrice tandis que son rôle est insignifiant par l'air à travers les espaces poreux. Le transfert de vapeur de chaleur latente par sublimation ou condensation peut augmenter de manière notable l'échange de chaleur le long d'un gradient de température et produit alors une perte de masse des grains (Sturm *et al.*, 1997).

La chaleur spécifique de la neige représente la quantité d'énergie qui doit être apportée pour changer sa température de 1 K. Elle se détermine à partir des chaleurs spécifiques propres aux trois constituants (air, glace et eau) de la neige et de leur proportion. Étant donné que les chaleurs spécifiques des constituants dépendent de la température, la chaleur spécifique de la neige l'est aussi (Armstrong & Brun, 2008).

### **1.1.2.3 Comportement optique**

Les propriétés optiques principales de la neige s'articulent autour de la réflectivité de la neige et de son émissivité.

La haute réflectivité de la neige s'explique par sa microstructure et des propriétés optiques de la glace, lui conférant sa couleur blanche. La réflectance est plus couramment représentée par la notion d'albédo définie comme le rapport entre le rayonnement réfléchi et le rayonnement entrant global à courtes longueurs d'ondes. L'albédo dépend grandement de la qualité de la neige reliée directement à la taille des grains causant une diminution de la réflectance avec l'âge

de la neige, le métamorphisme et les impuretés présentes sur la neige (Wiscombe & Warren, 1980). Une neige fraîche venant de tomber possède généralement un albédo élevé, de l'ordre de 0,95. L'albédo diminue avec le temps jusqu'à des valeurs aussi basses que 0,4 pour une neige sale ou peu épaisse. L'albédo est également lié à l'angle zénithal des rayons directs du soleil et évolue quotidiennement avec la position du soleil. Le tableau 1.2 donne une idée de la valeur de l'albédo selon le type de neige.

Tableau 1.2 Albédo de le neige selon le type de neige  
Adapté de Armstrong & Brun (2008)

Conditions de neige	Albédo
Neige fraîche, sèche	0.80-0.95
Vieille neige, sèche	0.70-0.80
Neige humide	0.50-0.70
Neige fondue	0.25-0.80
Couvert forestier	0.25-0.40
Végétation, sol sans neige	0.10-0.30
Eau	0.05-0.10

La neige se comporte pratiquement comme un corps noir parfait avec une émissivité proche de 0,98-0,99 (Marks & Dozier, 1992). Les radiations à longues longueurs d'ondes émises par l'atmosphère ou par les obstacles voisins sont complètement absorbées dans les premiers millimètres du couvert neigeux. La neige émet ensuite le maximum permis à la température de surface. Cette propriété découle directement de la haute émissivité de la glace (0,97 approximativement) (Hobbs, Chang & Locatelli, 1974).

## 1.2 Bilans massique et énergétique du manteau neigeux

Les bilans énergétique et massique sont présentés respectivement à la section 1.2.1 et 1.2.2. Les composantes courantes des transferts énergétiques et massiques du manteau neigeux avec son environnement sont représentées schématiquement à la Figure 1.1.

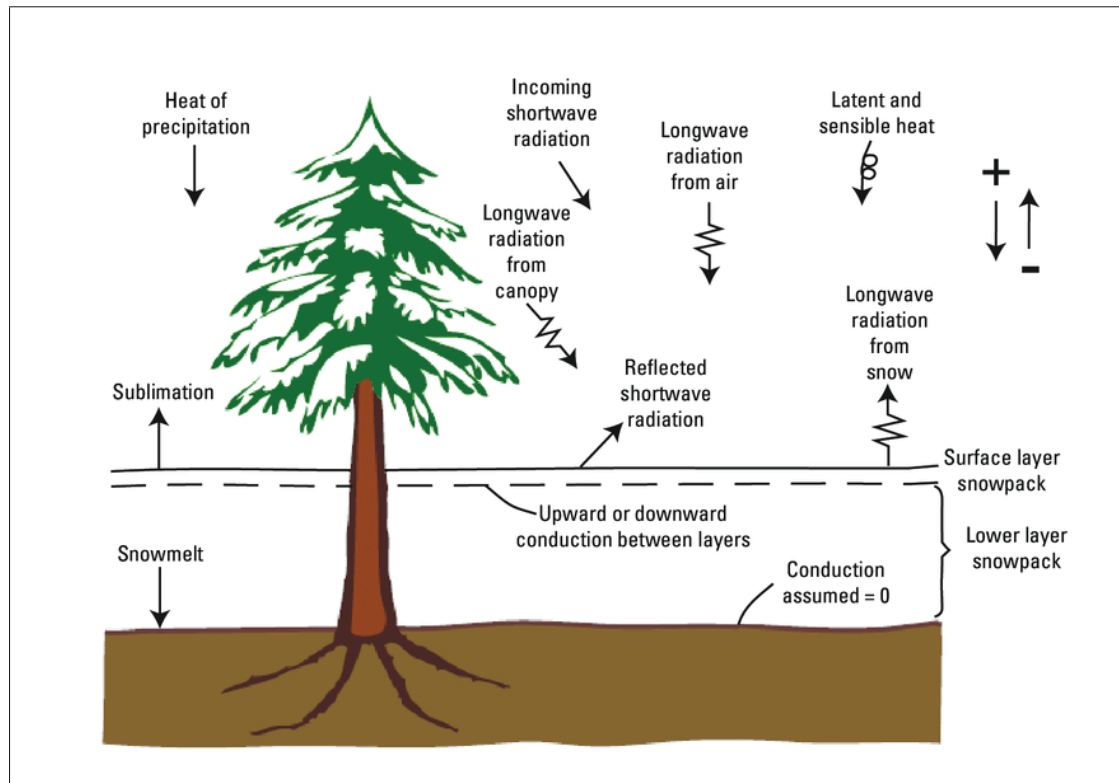


Figure 1.1 Schéma des échanges d'énergie et de matière du couvert neigeux avec son environnement

Tirée de Markstrom *et al.* (2011)

## 1.2.1 Bilan énergétique

### 1.2.1.1 Equation

Dans un manteau neigeux saisonnier, la neige fraîchement tombée suit un métamorphisme continu jusqu'à fondre et participer au ruissellement printanier (Colbeck & Anderson, 1982). Ces changements métamorphiques et la fonte finale dus à des gradients de température et de densité de vapeur dans la couche de neige sont engendrés par l'échange de chaleur à la surface de la neige et à l'interface neige-sol (Male & Granger, 1981). Dans le cas d'un bilan énergétique unidimensionnel, la somme des échanges énergétiques verticaux entre le manteau neigeux et son environnement est égale au taux de variation du contenu énergétique interne du manteau

selon l'équation 1.2 (Gray & Male, 1981) :

$$\frac{\partial U}{\partial t} + Q_M = Q_{SW} + Q_{LW} + Q_S + Q_L + Q_P + Q_G \quad (1.2)$$

où :

- $Q_{SW}$  est le flux radiatif net à courte longueur d'onde ;
- $Q_{LW}$  est le flux radiatif net à longue longueur d'onde ;
- $Q_S$  est le flux turbulent de chaleur sensible ;
- $Q_L$  est le flux turbulent de chaleur latente ;
- $Q_P$  est le flux de chaleur par advection des précipitations liquides tombant sur la neige ;
- $Q_G$  est le flux de chaleur du sol ;
- $Q_M$  est le flux de chaleur due à la fonte ;
- $U$  représente l'énergie interne contenue dans le pack de neige.

Chacun de ces termes représentent un gain ou une perte d'énergie. Par convention, un signe positif représente un gain d'énergie et un signe négatif traduit une perte d'énergie. Un bilan énergétique négatif refroidira le manteau neigeux, ce qui augmentera son 'cold content', tandis qu'un bilan énergétique positif réchauffera le manteau neigeux (Marks & Dozier, 1992).

Plusieurs facteurs conditionnent le bilan énergétique nival, notamment les caractéristiques du site telles que son climat, sa topographie, son orientation, sa latitude, son altitude, sa végétation, ainsi que l'heure de la journée et l'année (Assaf, 2007). Une description de chaque mécanisme de transfert de chaleur est présentée ci-dessous.

Les flux radiatifs sont généralement les composantes dominantes du bilan. Cependant chaque processus de transfert de chaleur peut varier de manière importante d'une région à une autre et à différents moments de la journée (Reba, Pomeroy, Marks & Link, 2012).

### 1.2.1.2 Flux radiatifs

Le flux radiatif net correspond à la somme des flux de courtes longueurs d'ondes correspondant au rayonnement solaire et des flux de longues longueurs d'ondes correspondant au rayonnement terrestre (Warren, 1982).

#### Radiations à courtes longueurs d'onde

Le manteau neigeux absorbe le rayonnement solaire partiellement bloqué par la couverture nuageuse et qui n'est pas réfléchi par la surface de la neige (Assaf, 2007). Les radiations solaires représentent la majorité de l'énergie reçue par la surface terrestre durant la journée et jouent un rôle important dans la fonte du couvert neigeux (Mas, 2018). Les radiations solaires sont transmises, absorbées et réfléchies par les constituants de l'atmosphère. Par conséquent, le flux intrant atteignant la surface de la terre se décompose en une portion de faisceau direct transmise par l'atmosphère à un angle zénith donné et une portion diffuse provenant de manière inégale de l'hémisphère entier en raison de la dispersion dans l'atmosphère (DeWalle & Rango, 2008). Le rayonnement incident des ondes courtes peut être mesuré sur le terrain à l'aide d'un pyranomètre. L'intrant net est alors la soustraction du rayonnement réfléchi au rayonnement incident tel que :

$$Q_{SW} = (1 - \alpha)Q_{SWin} \quad (1.3)$$

où  $\alpha$  est l'albédo, soit le rapport du rayonnement réfléchi sur le rayonnement incident (Armstrong & Brun, 2008).

Lorsque le rayonnement réfléchi des ondes courtes est directement mesuré par le pyranomètre, l'intrant net est la soustraction du rayonnement réfléchi au rayonnement incident tel que :

$$Q_{SW} = Q_{SWin} - Q_{SWout} \quad (1.4)$$

Dans le cas où l'instrumentation n'est pas disponible sur le terrain, des méthodes variées tenant compte d'une grande diversité de variables ont été développées pour estimer le flux solaire

entrant. Hormis la prise en compte de la date et l'heure de la journée et des coordonnées du site, les modèles complets de radiations considèrent généralement des informations spécifiques sur le rôle des nuages dans la transmission des radiations, des conditions atmosphériques et des spécificités du site (Liu & Jordan, 1960).

### **Radiations à longues longueurs d'onde**

Un échange de chaleur par rayonnement terrestre s'établit entre le manteau neigeux et son environnement tenant compte des masses d'air, de la végétation et des nuages (Assaf, 2007). Les radiations terrestres peuvent être mesurées sur le terrain par un pyrgéomètre. L'intrant net est la soustraction du rayonnement réfléchi au rayonnement incident tel que :

$$Q_{LW} = Q_{LWin} - Q_{LWout} \quad (1.5)$$

L'usage du pyrgéomètre est souvent peu répandu et les radiations de grandes longueurs d'ondes peuvent être estimées par calcul à partir de loi de Stefan Boltzmann qui caractérise l'émission en grandes longueurs d'ondes de tout corps radiant. Rappelons que la neige est généralement considérée comme un corps noir d'émissivité proche de 1 (Warren, 1982).

#### **1.2.1.3 Flux turbulents**

Les échanges turbulents s'établissent sous forme de transfert de chaleur (variation d'énergie sensible) et de matière (variation d'énergie latente) à l'interface neige - atmosphère. En général ces flux sont plus petits que le flux radiatif. Le cas contraire n'est pas impossible non plus mais se produit généralement sur un intervalle de temps court (Marks & Dozier, 1992).

La magnitude et le signe de ces échanges turbulents dépendent principalement de la différence de température ou de pression de vapeur et de la vitesse du vent entre la surface du couvert neigeux et de l'air (Marks & Dozier, 1992). L'approche 'bulk aerodynamic method' développée par Brutsaert (1982) pour le calcul des flux turbulents est souvent la méthode choisie en raison du manque de données météorologiques. Cette méthode s'appuie sur les mesures de la vitesse du

vent, de la température de l'air et de l'humidité de l'air à une hauteur fixée au-dessus de la surface de la neige. L'application d'un coefficient de transfert permet de tenir compte de la rugosité et de la stabilité atmosphérique près de la surface du couvert neigeux (Kustas, Rango & Uijlenhoet, 1994). La théorie de cette méthode permet de calculer l'énergie sensible et l'énergie latente selon les équations 1.6 et 1.7 (DeWalle & Rango, 2008).

L'échange de chaleur convectif (sensible) entre le manteau neigeux et la masse d'air superposée peut être considéré proportionnel au gradient de température et la vitesse du vent selon :

$$Q_S = \rho_a c_p C_h u_a (T_a - T_s) \quad (1.6)$$

L'échange d'humidité entre le manteau neigeux et la masse d'air superposée s'accompagne d'un transfert de chaleur latent influencé par le gradient de pression de vapeur et le vent selon :

$$Q_L = \frac{\rho_a 0.622 L_v}{P_a} C_e u_a (e_a - e_s) \quad (1.7)$$

où :

- $\rho_a$  est la densité de l'air ;
- $c_p$  est la chaleur spécifique de l'air ;
- $L_v$  est la chaleur latente de vaporisation ou de sublimation ;
- $P_a$  est la pression atmosphérique ;
- $T_a$  et  $T_s$  sont respectivement la température de l'air à la hauteur  $z_a$  et la température de la surface de la neige ;
- $e_a$  et  $e_s$  sont respectivement la pression de vapeur de l'air à la hauteur  $z_a$  et la pression de vapeur à la surface de la neige ;
- $u_a$  est la vitesse du vent dans l'air à une hauteur  $z_a$  du sol ;

- $z_0$  est la longueur de rugosité qui représente la hauteur moyenne des obstacles à la surface du manteau neigeux responsable du frottement entre l'air en mouvement et la neige. Les valeurs de rugosité de la neige se trouvent généralement dans l'intervalle 0,001 m et 0,005 m en moyenne (Moore, 1983);
- $k$  ( $= 0,4$ ) est la constante de von Karman;
- $C_h$  et  $C_e$  sont les coefficients adimensionnels dépendant de la rugosité de la surface et la stabilité de l'air.

En condition de stabilité neutre, le coefficient d'échange de chaleur ( $C_{hn}$ ) et le coefficient d'humidité ( $C_{en}$ ) peuvent être dérivés par analogie avec le transfert de "moment", de sorte que :

$$C_n = C_{hn} = C_{en} = k^2 [\ln(z_a/z_0)]^{-2} \quad (1.8)$$

Cependant, pour tenir compte des conditions de stabilité (soit instables, soit stables), il faut appliquer une correction qui peut être soit le facteur complexe de Monin et Obuchov (Webb, 1965), soit le nombre linéaire simple de Richardson. Les deux corrections sont essentiellement identiques, et pour plus de simplicité, le nombre de Richardson est principalement utilisé. Le nombre de Richardson indique les conditions et le degré de stabilité tel que :

$$R_i = \frac{2g(T_a - T_s)z_a}{(T_a + T_s)u_a^2} \quad (1.9)$$

où  $g$  représente la constante gravitationnelle.

Diverses équations permettant de tenir compte de la stabilité ont été établies à partir des données de terrain. Elles peuvent varier considérablement et restent controversées (Prueger & Kustas, 2005). Cette méthode nécessite alors plusieurs hypothèses simplificatrices (Daniel Moore, 1983).

D'autres approches existent pour déterminer les flux turbulents. La mesure de la covariance des turbulences par Eddy Covariance se base sur l'analyse statistique des données à haute fréquence de la composante verticale du vent, de la température de l'air et de la vapeur d'eau. Cette instrumentation est une méthodologie encore rarement disponible et coûteuse pour quantifier



les flux turbulents (Sexstone, Clow, Stannard & Fassnacht, 2016). Ces données nécessitent également un post-traitement important et complexe pour obtenir des flux turbulents fiables (Reba, Link, Marks & Pomeroy, 2009).

#### 1.2.1.4 Flux advectifs

##### Précipitations

La pluie sur la neige peut induire un apport de chaleur important dans le manteau neigeux. Le flux de chaleur sensible apporté par la pluie sur la surface de la neige se calcule à partir de l'écart entre la température de surface de la neige et celle de la pluie selon l'équation 1.10. Une température de la neige différente de celle de l'eau impliquera une libération de chaleur par la pluie en réchauffant le pack jusqu'à 0°C tel que (DeWalle & Rango, 2008) :

$$Q_{R1} = R\rho_w c_w (T_r - T_s) \quad (1.10)$$

où :

- $R$  est l'intensité de pluie ;
- $\rho_w$  est la densité de l'eau liquide ;
- $c_w$  est la chaleur spécifique de l'eau ;
- $T_r$  et  $T_s$  sont respectivement la température de la pluie et la température de la neige.

Pour une température de neige inférieure à 0°C, l'entrée d'eau dans le pack de neige par les précipitations liquides entraîne aussi un flux de chaleur latente (DeWalle & Rango, 2008). L'eau peut geler et libérer de la chaleur latente tel que :

$$Q_{R2} = R\rho_w L_f \quad \text{si } T_s < 0 \quad (1.11)$$

où  $L_f$  est la chaleur latente de fusion de l'eau.

**Fonte**

L'énergie de fonte représente une perte d'énergie par chaleur latente de fusion. Lorsque la température du manteau neigeux atteint 0°C, l'énergie de fonte est non nulle et se calcule à partir de :

$$Q_M = L_f M \quad (1.12)$$

où M est la quantité d'eau de fonte.

La chaleur apportée par la fonte est directement reliée au bilan massique du manteau neigeux par la quantité d'eau de fonte.

### 1.2.1.5 Flux par conduction

#### Avec le sol

Un échange de chaleur conductif généralement faible a lieu entre le manteau neigeux et le sol (Gray & Male, 1981). Le sol est un faible conducteur de chaleur et les températures dans le sol restent souvent basses. En présence d'une couverture de neige importante pendant l'hiver, les radiations solaires ne pénètrent pas jusqu'au sol et ne peuvent donc pas le réchauffer. Ce flux maintient alors simplement la température de la base du couvert neigeux autour du point de fusion (Marks & Dozier, 1992). Quand la hauteur de neige diminue lors de la fonte, la transmission des flux radiatifs solaires permet de réchauffer le sol et augmente l'échange conductif (Lundberg, Ala-Aho, Eklo, Klöve, Kværner & Stumpp, 2016). Le flux de conduction se calcule à partir de l'équation de chaleur de Fourier qui nécessite la connaissance de la conductivité thermique du sol et de son profil de température tel que :

$$Q_G = k_g \frac{dT}{dz} \quad (1.13)$$

où :

- $k_g$  est la conductivité thermique avec le sol ;
- $\frac{dT}{dz}$  représente la différence de température entre la surface du sol et à une distance z dans le sol.

Ces données sont disponibles uniquement aux sites instrumentés spécifiquement. La conductivité thermique du sol varie avec l'humidité et la matière organique qui le compose. Elle varie principalement entre 0.2 et 2 W/m/°C (DeWalle & Rango, 2008). Ne jouant pas un rôle majeur dans le bilan énergétique, ce flux de chaleur peut souvent être négligé ou fixé à une faible valeur constante.

### **Dans le pack de neige**

Le flux d'énergie à l'intérieur du pack de neige est contrôlé par de nombreux mécanismes. Les transferts d'énergie par conduction thermique et convection, la pénétration du rayonnement solaire et le transfert de chaleur latente dû à la diffusion de vapeur et au changement de phase peuvent tous se produire simultanément dans le manteau neigeux (Helgason & Pomeroy, 2012). La conduction thermique dans le manteau neigeux est généralement remplacée par une conductivité thermique « effective » qui regroupe les différents processus de transport en une seule valeur (Sturm *et al.*, 1997).

L'évolution de l'énergie interne s'associe au gradient de température du couvert neigeux et à chaque constituant de la neige. Les changements de chaleur sensible sont représentés par les changements de température et de masse du manteau neigeux au fil du temps, intégrés sur la profondeur du manteau neigeux. Les variations de la chaleur latente dans le manteau neigeux sont représentées par des variations intégrées en profondeur de la quantité d'eau liquide provenant de la fonte dans le manteau neigeux (DeWalle & Rango, 2008). Ces variations sont gouvernées par l'énergie requise ou libérée pendant la fonte et les conditions de gel et dégel du manteau neigeux.

### **1.2.2 Bilan massique**

L'équation du bilan énergétique est étroitement liée à celle du bilan massique. Le bilan massique est donnée par (DeWalle & Rango, 2008) :

$$\Delta SWE = S + R \pm E - O \quad (1.14)$$

où :

- $\Delta SWE$  représente la variation en équivalent en eau de la neige entre deux intervalles de temps ;
- $S$  donne les précipitations nettes de neige ;
- $R$  donne les précipitations nettes de pluie ;
- $E$  regroupe les échanges de vapeur nette entre le pack de neige et l'atmosphère par sublimation, évaporation ou condensation ;
- $O$  contribue aux flux liquides d'eau qui interviennent à la base du pack de neige.

### **1.2.3 Impact du vent, de la végétation et de la topographie**

Les bilans énergétique et massique sont influencés par le vent, au le couvert végétal ou encore le relief.

Les précipitations aussi bien solides que liquides peuvent être interceptées par la canopée avant de parvenir jusqu'au manteau neigeux. De plus, les proportions de rayonnement direct et diffus se voient modifiées. Une partie plus ou moins importante de la radiation solaire incidente est alors transmise au sol (Pomeroy & Dion, 1996). La quantité de radiations terrestres en milieu forestier est également accrue par rapport à une zone dégagée (Dingman, 2015). Les effets de la végétation varient aussi selon les espèces qui la composent, leur taille et densité.

Le transport de la neige par le vent contribue à une redistribution des précipitations solides. Cet effet apparaît généralement dans les espaces avec une bonne exposition au vent. Les vents peuvent enlever la neige des surfaces facilement érodables pour la déplacer dans des zones d'accumulation, ce qui entraîne une hétérogénéité substantielle de la couverture neigeuse avec des implications hydrométéorologiques (Déry & Yau, 2002). L'autre aspect du transport par le vent est sa capacité à augmenter les échanges latents avec l'atmosphère par sublimation (Armstrong & Brun, 2008).

Dans un terrain montagneux, le relief environnant peut engendrer des phénomènes d'ombres et de multiples réflexions. La quantité de radiations solaires reçue sous forme directe ou diffuse est plus difficile à évaluer (Lee, 1963). Le relief est également une source de radiations des grandes longueurs d'onde (Plüss & Ohmura, 1997).

Plusieurs méthodes ont déjà été développées pour considérer ces aspects dans les modèles de neige (Dozier, 1980; Déry & Tremblay, 2004; Gauer, 2001; Liston & Elder, 2006; Sicart, Essery, Pomeroy, Hardy, Link & Marks, 2004; Varley, Beven & Oliver, 1996)

### **1.3 Comportement hydrologique de la neige**

#### **1.3.1 Rôle hydrologique**

La neige joue un rôle important dans les processus hydrologiques. L'accumulation de neige au sol induit un délai entre les événements météorologiques et leur réponse hydrologique. L'apport en eau généré par les précipitations solides ne sera libéré que plus tard, lors de la fonte, et le déficit de recharge des nappes phréatiques provoque une sécheresse hydrologique connue sous le nom d'étiage hivernal. Enfin, la majorité de l'eau accumulée l'hiver dans le manteau neigeux est libérée pendant les quelques semaines de la fonte printanière (Anctil *et al.*, 2012). Pour divers pays dans le monde, l'eau issue de la fonte d'un manteau neigeux saisonnier représente une source d'eau importante pour l'irrigation, l'hydro-électricité, l'approvisionnement en eau et d'autres applications (Armstrong & Brun, 2008). L'eau de fonte contribue également à la recharge des aquifères et aux inondations printanières. L'information à la fois temporelle, spatiale et du volume engendré par l'écoulement de l'eau de fonte est importante pour la gestion des ressources en eau (Singh *et al.*, 1999).

### 1.3.2 Écoulement de l'eau

#### 1.3.2.1 Principes

Les caractéristiques de stockage du manteau neigeux varient en fonction de la structure de la neige et des propriétés du terrain. Elles jouent un rôle majeur en retardant la production de ruissellement au début de la saison de fonte. Les variables comme la taille des grains, la température et le flux de surface jouent un rôle important sur le ruissellement de la couverture de neige (Colbeck, 1976). De nombreux travaux ont déjà été effectués sur les mouvements d'eau à travers la neige mouillée (Singh, Spitzbart, Hübl & Weinmeister, 1997) occasionnés par la fonte et la pluie sur neige afin de comprendre et de prévoir les ruissellements d'eau des terrains (Corps of Engineers, 1956). La pluie ou la fonte des neiges générées à la surface du manteau neigeux passent à travers la couche de neige poreuse avant d'apparaître sous forme d'écoulement (Singh *et al.*, 1999).

La connaissance précise sur l'hétérogénéité et les microstructures de la neige dans le manteau neigeux sont nécessaires pour comprendre les phénomènes d'écoulement de l'eau. Les travaux de Colbeck (1972) servent de référence pour l'étude des mouvements de l'eau à travers le manteau neigeux. De sa théorie des écoulements gravitaires, il développe une meilleure description des flux d'eau dans le manteau neigeux en tenant compte de son hétérogénéité par la présence de couches de glace et des canaux d'écoulement (Colbeck, 1979). La vitesse d'écoulement dépend de nombreux paramètres reliés à la structure interne du manteau neigeux dont la densité de la neige ou la quantité d'eau déjà présente (Wever, Fierz, Mitterer, Hirashima & Lehning, 2014). La création de chemins préférentiels peut aussi influencer l'écoulement (Schneebeli, 1995). D'une part les voies d'écoulement verticales préférentielles tendent à réduire le stockage transitoire et le temps de parcours de l'eau dans le manteau neigeux par rapport à ce qui se produirait si une fonte uniforme avait lieu à la surface. D'autre part, les flux préférentiels se développent en raison de l'infiltration des eaux de fonte de la neige ou des eaux de pluie dans la neige sèche (Marsh & Woo, 1984). Ensuite, un écoulement latéral se forme à la limite entre une couche fine et une couche grossière et fonctionne comme une "barrière capillaire" (Jordan, 2013). Aussi,

l'eau des fortes pluies se déplace plusieurs fois plus vite que la fonte naturelle de la neige dans des conditions non pluvieuses (Singh *et al.*, 1997). L'apparition de lentilles de glace affecte également l'écoulement (Albert & Perron Jr, 2000).

### 1.3.2.2 Modélisation

De nombreux modèles permettant de simuler la fonte des neiges ont été développés au cours de la dernière décennie.

Plus spécifiquement, le modèle FINA (Wankiewicz, 1979) simule l'accélération ou l'impédance de l'écoulement de l'eau à l'interface de deux couches de neige en fonction de la pression gravitationnelle de chaque couche. Cependant, aucune donnée de terrain n'était disponible pour tester et valider le modèle. Colbeck (1979) établit un premier modèle des flux d'eau à travers la neige avec des couches de glace en tenant compte des propriétés de la neige. Le premier modèle 1-D développé par Marsh & Woo (1984) tient compte du flux de masse à travers les flux préférentiels supposés s'étendre sur toute la profondeur du manteau neigeux. Cette théorie n'inclut pas les flux latéraux ni le retard de l'écoulement dû aux couches de glace dans la neige. Plusieurs grandes inconnues sont présentes, dont l'une est la perméabilité des couches de glace dans la neige. Un modèle de neige complexe 2-D est mis en oeuvre par Tseng, Illangasekare & Meier (1994) afin d'implémenter l'ablation du manteau neigeux pour prédire l'écoulement de l'eau à travers les couches gelées. Cependant, ce modèle ne permet pas de simuler la formation des flux préférentiels. Les flux préférentiels et la formation de lames de glaces n'ont que récemment été incorporés au modèle de neige 1-D SNOWPACK (Wever *et al.* 2016; Würzer *et al.* 2017) en utilisant une approche à "double domaine" pour séparer le flux matriciel et le flux préférentiel. La simulation de l'écoulement préférentiel a permis d'améliorer le moment auquel l'eau de fonte atteint le sol au début de la saison de fonte et pendant les épisodes de pluie sur neige ainsi qu'à la formation des couches de glace. Toutefois, le modèle ne représentait que 20% des couches de glace observées. Hirashima, Yamaguchi & Katsushima (2014) développent un modèle d'infiltration multidimensionnel pour reproduire les flux préférentiels dans le manteau neigeux en introduisant une pression capillaire

d'entrée d'eau pour la neige sèche et des hétérogénéités dans la taille des grains et la densité de la neige afin de permettre la formation de flux préférentiels. Ce modèle inclut les dernières améliorations apportées au calcul des propriétés hydrauliques de la neige (Calonne, Geindreau, Flin, Morin, Lesaffre, Rolland du Roscoat & Charrier 2012 ; Yamaguchi, Hirashima & Ishii 2018). Cependant, ce modèle ne tient pas compte de la fonte en surface et la recongélation de l'eau liquide. À la connaissance de l'auteur, le dernier modèle développé (SMPP) à date est celui de Leroux & Pomeroy (2017). Celui-ci tient compte du dernier aspect négligé. La capacité du SMPP à simuler et à quantifier les flux préférentiels pendant la fonte d'un manteau neigeux stratifié est démontrée. Son approche plus physique peut améliorer la compréhension des processus physiques qui conduisent à la formation des flux préférentiels et pourrait ensuite être utilisée pour paramétrer les modèles de neige 1-D.

Toutefois, malgré le développement de ces modèles d'écoulement intra couvert neigeux, ceux-ci ne sont pas couplés aux modèles hydrologiques à ce jour (e.g. SNTHERM, Jordan (1991) ; ou Snobal, Marks, Domingo, Susong, Link & Garen (1999)) ou les schéma de surface du sol (e.g. CLASS, Verseghy). Ainsi leur impact hydrologique n'est pas considéré.

### **1.3.3 Pluie sur neige**

Des études diffèrent sur la définition des événements de pluie sur neige. McCabe, Clark & Hay (2007) et Surfleet & Tullos (2013) ont défini un événement comme étant dû à une pluie sur neige si simultanément des précipitations se produisent, la température quotidienne maximale est supérieure à 0°C et une diminution du manteau neigeux peut être observée ; tandis que pour Ye, Yang & Robinson (2008), un événement de pluie sur neige ne se produit que lorsqu'au moins une des quatre mesures quotidiennes des précipitations est liquide et que le sol est recouvert de 1 cm de neige.

L'eau de pluie joue un rôle beaucoup plus important dans le conditionnement du manteau neigeux que dans sa contribution à la fonte supplémentaire de la neige (Colbeck, Thorndike, Whillans, Hodge, Ackley & Ashton, 1975). Les fortes pluies saturent et conditionnent rapidement



le manteau neigeux pour produire un ruissellement maximal et rapide (Singh *et al.*, 1997). Les évènements de pluie sur neige ont un impact significatif sur la réponse hydrologique. De tels évènements devenus communs en région alpine dans diverses parties du monde peuvent générer des débits élevés dans les cours d'eau et de sérieuses inondations comparativement à la fonte induite par les radiations (Kattelmann, 1985). En outre, la fonte naturelle des neiges percole également plus rapidement avec l'eau de pluie, ce qui augmente la probabilité d'inondations lors de précipitations de pluie (Singh *et al.*, 1997).

#### **1.3.4 Formation et rôle des lames de glace**

On suppose qu'un manteau de neige est constitué de couches horizontales distinctes dont la texture varie de couches de neige homogènes à des couches de glace presque solides. Ces "couches de glace" ne sont pas des plans de glace vitreux (Gerdel, 1949) mais sont beaucoup moins perméables que les couches de neige environnantes. De nombreuses études ont démontré la nature discontinue de ces couches en retraçant le mouvement de l'eau à la fois le long et à travers les couches (Colbeck *et al.*, 1975).

Les couches de glace généralement formées à la surface supérieure du manteau neigeux prennent part à la structure du manteau neigeux lorsqu'elles sont recouvertes par des chutes de neige. Le nombre de lames de glace ainsi que leur épaisseur sont contrôlés par les conditions climatiques en vigueur entre deux épisodes successifs de neige et varient donc d'une région à l'autre. En cas de pluie sur la neige ou d'apport suffisant d'énergie par l'air chaud ou le soleil (ou les deux) en l'absence de pluie, la surface du manteau neigeux fondra. Si cette fonte est suivie de températures froides, la neige fondue gèlera pour former une croûte de surface ou une couche de glace (Albert & Perron Jr, 2000).

Une quantité substantielle d'eau peut être stockée dans un manteau neigeux selon le nombre et l'épaisseur des couches de glace (Singh *et al.*, 1999). Les couches de glace ont tendance à augmenter le stockage transitoire de l'eau liquide et à réduire la transmission moyenne de l'eau à travers le manteau neigeux au cours de la phase initiale de la fonte (Gerdel (1948);

Langham *et al.* (1974); Singh *et al.* (1999)). La neige fondante peut stocker plus d'eau que si elle se comportait comme un milieu poreux homogène, en raison des couches de glace à l'intérieur du manteau neigeux (Langham *et al.*, 1974). Par conséquent, cette hétérogénéité dans la neige augmente la capacité de stockage et de rétention du manteau neigeux par deux (Singh *et al.*, 1999). L'évolution de ces couches de glace joue un rôle clé en déterminant soit les propriétés mécaniques, soit la perméabilité à l'eau de la neige. La perméabilité contrôle le déplacement de l'eau dans le stock de neige et elle est importante dans le déclenchement des avalanches et des crues dues à la fonte de neige (Langham *et al.*, 1974). Des couches de glace imperméables à l'intérieur d'un manteau de neige pourraient retarder l'écoulement de la fonte (Albert & Perron Jr, 2000).

Une fois que la neige est complètement trempée et qu'elle est thermodynamiquement quasi-stable, les couches de glace sont beaucoup plus perméables Gerdell (1954), et leur effet sur le champ d'écoulement peut être décrit (Colbeck *et al.*, 1975). Cependant, lorsque l'eau pénètre dans la neige sèche pour la première fois, un acheminement compliqué de l'eau autour des couches de glace moins perméables peut avoir lieu (Colbeck, 1976).

### 1.3.5 Changement climatique

Le changement climatique, du à l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre dans l'atmosphère, entraînera une augmentation des températures de l'air et des changements dans les régimes de précipitation, ce qui a des répercussions importantes sur l'hydrologie de la neige (DeWalle & Rango, 2008). Dans les régions majoritairement enneigées, une augmentation de la température entraîne une réduction du débit des rivières et donc une réduction de l'approvisionnement en eau en été (Barnett *et al.*, 2005). Les effets du réchauffement climatique sur la couverture neigeuse se traduisent par une fonte printanière plus hâtive, une saison de couverture neigeuse plus courte, des pics d'accumulation plus faibles et l'augmentation d'épisodes de dégel en hiver (Armstrong & Brun, 2008). Les changements des régimes de précipitation peuvent influencer les quantités totales de neige et de ruissellement des eaux de

fonte, le moment de ruissellement et provoquer une fonte extrême et un potentiel plus élevé d'évènements de pluie sur neige (DeWalle & Rango, 2008).

Une estimation fiable du volume et du moment du ruissellement de la fonte des neiges est essentielle pour l'approvisionnement en eau et la prévision des inondations dans les régions du monde dominées par la neige (Barros & Lettenmaier, 1993). En raison de la modification de la couverture neigeuse et du régime de fonte des neiges avec le réchauffement climatique, des conséquences majeures se font sentir sur les ressources en eau avec la réduction du ruissellement printanier et sur les industries sensibles aux ressources en eau telles que l'énergie hydroélectrique et l'agriculture (Barnett *et al.*, 2005).



## CHAPITRE 2

### HYDROLOGICAL BEHAVIOR OF AN ICE LAYERED SNOWPACK IN A NON-MOUNTAINOUS ENVIRONMENT

Andréa Paquette<sup>1</sup>, Michel Baraer<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Département de génie de la construction, École de Technologie Supérieure,  
1100 Notre-Dame Ouest, Montréal, Québec, Canada H3C 1K3

Article soumis à la revue « Hydrological Processes » en juillet 2020.

#### 2.1 Abstract

Increased frequency of rain on snow (ROS) and mild episodes in cold regions associated with climate change are projected to affect snowpack structure and hydrological behavior. The ice layers that form in a cold snowpack when those episodes occur have been shown to influence flow-through processes and liquid water retention with consequences for winter floods, groundwater recharge and water resources management. This study explores interconnections between meteorological conditions, ice layer formation and lateral flows through events over the entire 2018-2019 winter in meridional Quebec, Canada. Automated hydrometeorological measurements such as water availability for runoff, snow water equivalent and snow pit observations are used to compute water and energy balances, making it possible to characterize the snowpack internal conditions and flow through regimes. Findings are compared with other hydrometeorological measurements such as water table or streamlet water levels for validation. Results show a clear association between highly variable meteorological conditions, frequent ROS events and ice layer formation. Above the lysimeter, 47% of the snowpack outflow occurred laterally. Lateral flows were observed over the ablation period mainly. They showed the unique outflow pathway at the early stage of that period, as the snowpack was ripening. The hydrologically significant lateral flows observed in the study are associated with winter conditions that are predicted to become more frequent in a changing climate, stressing the need for further evaluation of their potential impact at a watershed scale.

## 2.2 Introduction

In snow-dominated regions, both surface runoff and groundwater recharge are strongly influenced by the release of meltwater throughout the winter and in early spring (Mas, Baraer, Arsenault, Poulin & Préfontaine, 2018). The mechanisms by which snowmelt becomes streamflow, groundwater or is returned to the atmosphere by sublimation are crucial to a large segment of the global population (Evans, Flores, Heilig, Kohn, Marshall & McNamara, 2016; Webb, Wigmore, Jennings, Fend & Molotch, 2020). Snowpack runoff generation is determined by water flow through the snowpack (Hirashima, Avanzi & Wever, 2019) that depends mainly on its internal conditions (Trubilowicz & Moore, 2017). Among others, those conditions control the lag between rain events or snowmelt and water arrival at the snow base (Hirashima, Avanzi & Yamaguchi, 2017). Two different water through snowpack modes are distinguished : matrix and preferential flows (Leroux & Pomeroy, 2018). Preferential and matrix flows have different impacts on snowpack runoff, since the former can concentrate runoff in earlier and more intense peaks than the latter (Hirashima *et al.*, 2019; Juras, Würzer, Pavlásek, Vitvar & Jonas, 2017). Preferential flow, also called non-uniform or fingering flow, characterizes unripe layered snowpack (Katsushima, Yamaguchi, Kumakura & Sato, 2013). They consist of lateral (also called longitudinal) flows on layers of low permeability connected to each other by localized vertical flows through so-called fingers. Lateral flow has been shown to play an important hydrological role. Eiriksson *et al.* (2013) showed that water can travel tens of meters along layers within the snowpack or at the base of it prior to interacting with the soil. Recently, Webb *et al.* (2020) suggested that a lateral intra-snowpack flow path can have a strong influence on the partitioning of meltwater among streamflow, groundwater recharge and soil moisture storage. Hirashima *et al.* (2017) show that the heterogeneous movement of liquid water through the snowpack leads to complex liquid water distribution that dictates runoff. The rapid hydrologic response to a combined heavy rainfall and snowmelt can generate floods of substantial consequence (Harr, 1981; Kattelmann, 1997; Marks, Kimball, Tingey & Link, 1998; Singh *et al.*, 1997) and lateral flow on low permeability layers is proposed as an explanation of those rapid responses (Katsushima, Kumakura & Takeuchi, 2009; Rössler *et al.*, 2014; Wever *et al.*, 2014; Würzer, Jonas, Wever & Lehning, 2016). Compared to

the equivalent heavy rainfall on a snow-free landscape, ROS can enhance the flood risk due to additional runoff from snowmelt and because it can deliver large volumes of water to streams much more rapidly than soil-based mechanisms can explain (Eiriksson *et al.*, 2013).

Lateral flows are favored in presence of capillary barriers, crusts and/or ice layers. Solid ice layers are indeed considered to be an important type of flow-impeding layer in a snowpack as their permeability is five to ten times lower than the surrounding snowpack (Eiriksson *et al.*, 2013). The formation of ice layers is therefore considered as tightly coupled to the presence of preferential flow in snow (Wever *et al.*, 2016). Crusts and ice layers within the snowpack commonly result from warm weather or ROS episodes (Albert & Perron Jr, 2000). Melt conditions at the snowpack surface produce liquid water that will freeze into a surface crust or a shallow ice layer if melting is followed by cold weather (Albert & Perron Jr, 2000). (Albert Perron Jr, 2000). Ice layers can form deeper within the snowpack too through percolation of rain or meltwater reaching subfreezing snow (Pfeffer & Humphrey, 1998). The resulting freezing front leads to grain growth and grain clustering, therefore reducing pore volume. This reduces the permeability to subsequent water flows, evolving into a denser and more impermeable layer (Juras *et al.*, 2017 ; Kapil, Prasher, Datt & Satyawali, 2010). ROS or melt events and ice layer formation in unripe snowpack therefore appear to be interconnected in a positive feedback effect. Ice layers commonly form from melt or ROS events, which in turn promote the thickening of those layers.

As low permeability layers can trigger wet-snow avalanches (Avanzi, Hirashima, Yamaguchi, Katsushima & De Michele, 2016), many studies on lateral flow have focused on mountainous environments (Eiriksson *et al.*, 2013 ; Evans *et al.*, 2016 ; Pleasants, Kelleners & Ohara, 2017). Water flow in snowpack on slopes has a directional component parallel to the slope (Colbeck, 1978 ; Wankiewicz, 1978) that boosts layers' capacity to divert water laterally to the bottom of the hill before it penetrates deeper into the snowpack (Eiriksson *et al.*, 2013). On flat terrains, the longitudinal component follows water ponding on layers of low permittivity (Katsushima *et al.*, 2013). Where saturated or near-saturated zones form, the vertical energy gradient become negligible, enabling the lateral energy gradient to drive flow (Eiriksson *et al.*, 2013). This

difference in physical conditions between slopy and flat conditions makes it necessary to differentiate between mountainous and non-mountainous environments studies (Colbeck, 1979; Yamaguchi *et al.*, 2018).

Despite their important influence, general understanding of lateral flow processes is still incomplete (McCabe *et al.*, 2007). Better knowledge about their role in snowpack dynamics could help the assimilation of such data in snowpack models (Larue, Royer, De Sève, Roy, Picard, Vionnet & Cosme, 2018), making a ROS flood for example more predictable (Rössler *et al.*, 2014).

Having a better understanding of those processes becomes even more important in a climate change environment. Indeed, the high sensitivity of the seasonal snow cover to climate change represents a factor of vulnerability for cold region populations, ecosystems and economies (Brown, Thorne & Woo, 2008; Holko, Gorbachova & Kostka, 2011). In northeastern North America for example, where winter precipitation is currently dominated by snow, it is expected that global warming will lead to changes in the seasonality of river flows with earlier spring snowmelt and a shortened snow cover season (Poulin, Brissette, Leconte, Arsenault & Malo, 2011). Changes in precipitation regimes with increased occurrence of extreme melt and ROS influence meltwater runoff amounts and the seasonal timing of the snowpack runoff (DeWalle & Rango, 2008). A thaw days frequency rise is already observed in different regions of the world (Armstrong & Brun, 2008; Bulygina, Groisman, Razuvaev & Radionov, 2010). Mid-winter ROS events, an important phenomenon in snow-dominated regions (Birsan *et al.*, 2005; Hamlet *et al.*, 2005), have increased in frequency (Hirashima *et al.*, 2019; Jeong & Sushama, 2018; Leroux & Pomeroy, 2018; Ye *et al.*, 2008) with direct consequences for occurrences of winter floods (Freudiger, Kohn, Stahl & Weiler, 2014).

To date, many studies have contributed directly or indirectly to closing the gap in knowledge regarding the flow-through processes following different approaches. Laboratory and/or dye tracing have enabled important progress to be made in intra-snowpack flow characterization (Albert & Perron Jr, 2000; Avanzi *et al.*, 2016; Eiriksson *et al.*, 2013; Katsushima *et al.*,



2013) and have been shown to be very efficient in characterizing preferential flows within snowpack. However, because most of those experiments require destructive analyses, the temporal development of flows using that technique remain difficult to characterize (Katsushima, Adachi, Yamaguchi, Ozeki & Kumakura, 2020). Numerical modeling is another popular way to study lateral flows (Fang, Carroll, Schumer, Harman, Wilusz & Williams, 2019; Hirashima *et al.*, 2017; Leroux & Pomeroy, 2017; Sexton *et al.*, 2016). Models are of primary importance for projections and anticipation of hydrological changes (Vionnet, Fortin, Gaborit, Roy, Abrahamowicz, Gasset & Pomeroy, 2020) but still require observations/measurements for validation (Mavrovic, Madore, Langlois, Royer & Roy, 2020). Non-destructive field-based observation remains necessary to quantify the scale of intra-snowpack flow path on a hydrologically meaningful scale too (Webb *et al.*, 2020). Lysimeters are among the most commonly used instruments to characterize those lateral flows (Avanzi, Johnson, Oroza, Hirashima, Maurer & Yamaguchi, 2019; Katsushima *et al.*, 2020; Marsh & Woo, 1985). The combination of their measurements with those of other elements of the water balance has allowed better understanding of the hydrological behavior of snowpack in natural conditions (MacDonald, Pomeroy & Essery, 2018; Trubilowicz & Moore, 2017; Yamaguchi *et al.*, 2018). Many field-based studies have integrated energy balance calculation in water flow through snowpack studies as it governs the rate of production of meltwater at the snow surface (Male & Granger, 1981) that, together with ROS, triggers the water flow through snowpack (Bilish, McGowan & Callow, 2018; Burns, Molotch, Williams, Knowles, Seok, Monson, Turnipseed & Blanken, 2014; Cline, 1997; Helgason & Pomeroy, 2012; Pohl & Marsh, 2006).

We present an observation-based study of the hydrological behavior of an ice-layered snowpack from its genesis to its decay over the 2018-2019 winter. The specific objectives are to detect and quantify lateral flows having an impact on the snowpack water budget and to understand conditions that led to substantial lateral flow occurrence over a flat area. The study uses an original combination of traditional and modern measurement methods applied at the Ste-Marthe experimental watershed located in meridional Quebec, Canada.

## **2.3 Method**

### **2.3.1 Overview**

Hydrometeorological data are analyzed together with snow pit observations for the period of time ranging from November 2018 to April 2019. Data and observations are first screened for quality/constancy and corrected where needed. They are then used to portrait snowpack evolution throughout the winter. A specific attention is given to the condition of ice layers formation, snowpack ripening and thermal conditions. The energy balance at the snowpack surface is calculated in order to analyze ice layers formation and is used together with the snowpack water balance to quantify lateral flows. Findings are compared to other hydrometeorological measurements for validation.

### **2.3.2 Study site**

The study was conducted at the experimental watershed of Ste-Marthe (BVE Ste-Marthe) located approximately 70 km west of Montreal in meridional Quebec, Canada (45.43°N, 74.28°W). The climate of the region is sub-humid continental. The BVE Ste-Marthe is a 9 km<sup>2</sup> watershed that hosts a mixed wood forest in its upper section and agricultural lands at its bottom (see Figure 2.1).

Measurements used in this study were made at the main station, situated in a clearing zone of approximately 20x30 m in the mixed wood forest area. All the sensors and the manual measurement zones stood within the clearing except for the hydrometric station Hydro 2, which measured the water level in a streamlet at around 150 m in the south of the clearing. Data from the Pierre-Eliot Trudeau station (Environnement Canada, 2019) were used to characterize the 2018-2019 winter in the context of historical records.

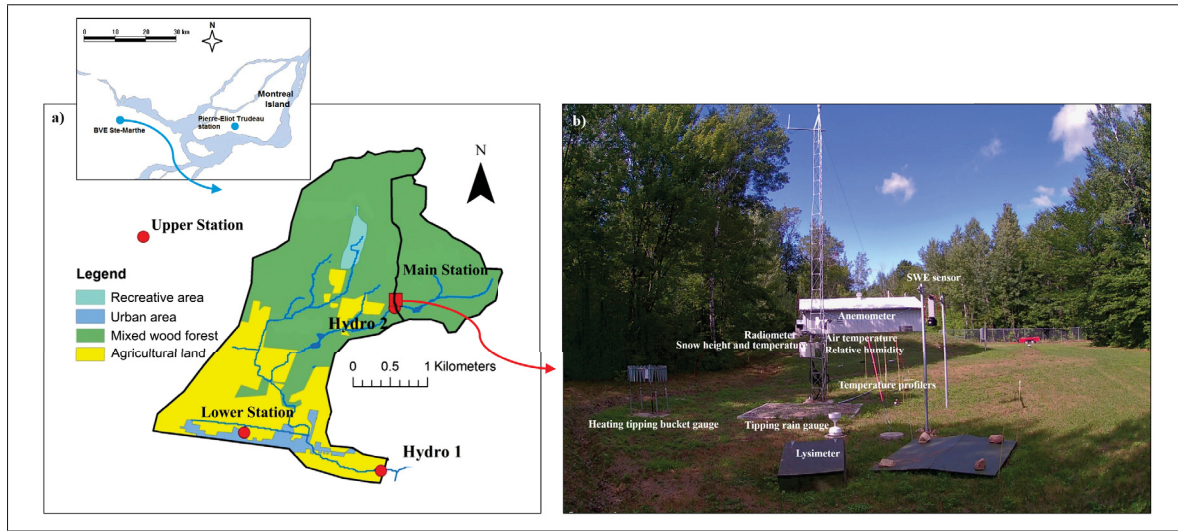


Figure 2.1 a) Location and soil occupation map of the BVE Ste-Marthe (Quebec), b) Study site with the position of the main equipment

### 2.3.3 Hydrometeorological monitoring set up

The Automatic Meteorological Station (AWS) at the main station has operated since 2016 and has been upgraded on several occasions. A list of the station instruments used in the context of the present study is presented in Table 2.1. The station monitors common meteorological parameters such as air temperature ( $T_{air}$ ), relative humidity ( $RH$ ), wind speed ( $W_s$ ), wind direction ( $W_{dir}$ ), solid ( $S$ ) and liquid ( $R$ ) precipitations, atmospheric pressure ( $P$ ). Relative humidity, air temperature, wind speed and directions are collected at 2 m above the ground. Precipitations were measured using a heated tipping bucket precipitation gauge equipped with a Single-Alter shield originally. The equipment performed poorly under certain conditions so the data from the nearby Pierre-Eliot Trudeau station were used instead.

In addition to those common variables, the radiative budget can be computed using the measurements of the incoming solar radiation ( $SW_{in}$ ), reflected solar radiation ( $SW_{out}$ ), the emitted longwave radiations ( $LW_{in}$ ) and the incoming longwave radiations ( $LW_{out}$ ). The ground temperature ( $T_{n,cm}$ ) and the volumetric water content ( $VWC_{n,cm}$ ) are measured at different depths  $n$ . The value for  $n$  varies from 0 to -50 cm at a 10 cm interval for the temperature sensors and

from -10 to -40cm for the water content sensors. Temperature measured within the snowpack is reported following the same nomenclature as for ground, with  $n$  varying from 0 to +30 cm at a 10 cm interval too. The snowpack surface temperature ( $T_{snow}$ ) is measured using a calibrated infrared sensor. Snow depth ( $h_{snow}$ ) and Snow Water Equivalent ( $SWE$ ) are measured using the ultrasonic and gamma ray monitoring technics respectively. A snow lysimeter with surface of 2,25 m<sup>2</sup> collects liquid water available for runoff ( $O_v$ ) at the base of the snowpack. The snow lysimeter was made of a tipping bucket fixed at 1.25 m under the surface in a dry well receiving liquid water through a buried straight PVP pipe. Unlike the other elements of the station, lysimeter malfunctions are difficult to detect and required specific attention. Indeed, over the winter, frost can block the water intake or the top of the evacuation pipe, making the instrument unable to detect water available for runoff. In addition, as the tipping bucket is not designed to be used with large collection surfaces, the lysimeter might under catch vertical flows when there is a high flow rate (Yamaguchi *et al.*, 2018). The maximum range of the tipping bucket used in the lysimeter was 700 mm/h, corresponding to 689 tips in 15 minutes. For a draining surface of 2.25 m<sup>2</sup>, those 689 tips represented 1.4 mm. Lysimeter records for the studied winter showed only one event presenting a flow rate higher than 1.4 mm/15'. On December 21 between 5 :45 and 6 :30, measurements reached 1.5, 1.6 and 1.4 mm. This potential source of error was therefore considered of punctual impact only with no effect on the overall conclusions of the study. Potential frost-induced lysimeter malfunction was screened for by comparing lysimeter records to those of relevant hydrometeorological variables (see section 2.8).

A shallow piezometer (1.86 m deep) was equipped with a pressure transducer to measure the pressure ( $h_{piezo}$ ). The piezometer was dry most of the summer and early fall but captured fluctuations of the water pressure/shallow water table position in late fall, winter and spring, at the melt period onset.

All data were recorded at 15 min intervals using a CR1000 data logger (Campbell Scientific) except for Snow Water Equivalent ( $SWE$ ) data, which were recorded at a time step of 6h due to the necessary time averaging of radiation counts.

A hydrometric station (station Hydro 2) measured the water level ( $h_{river}$ ) in a streamlet that drains the northeastern part of the BVE. The drainage area at Hydro 2 is approximately 2 km<sup>2</sup>.

Two time-lapse cameras, one covering the main station and the other one overlooking the clearing area, produced four pictures a day each. Those pictures were used to visualize specific events such as rain, snow and check instruments status.

Tableau 2.1 List of the Instruments used in this study. Accuracy is either given by the manufacturer, either estimated for worse case conditions

Parameters	Sensors	Manufacturer	Accuracy (worst case)
$T_{air}$ $RH$	Platinum thermocouple Hygroclip (HC-S3L)	Rotronic Instrument Corp	$\pm 0.6^{\circ}\text{C}$ ( $-50^{\circ}\text{C}$ - $+60^{\circ}\text{C}$ ) $\pm 1.5\%$ RH
$P$	Barometer (CS106)	Vaisala	$\pm 1.5$ hPa ( $-40^{\circ}$ to $+60^{\circ}\text{C}$ )
$W_s, W_{dir}$	Anemometer (5103-L)	R. M. Young	$\pm 0.3$ m/s 1% of reading $\pm 3^{\circ}$
$S$  $R$	Heated tipping bucket rain gage (52202) Tipping rain gauge (SBS500)	R. M. Young  Campbell Scientific	2% up to 25 mm/hr  2% up to 20 mm/hr
$SW_{in}, SW_{out}$ $LW_{in}, LW_{out}$	Pyranometer and pyrgeometer (CNR4)	Kipp and Zonen	$< 5\%$ $< 10\%$
$h_{snow}$  $T_{snow}$ $T_{n,cm}$	Sonic telemetry sensor (SR50A) IR sensor (SI-111) Thermal profiler (109-L)	Campbell Scientific  Apogee Campbell Scientific	$\pm 1$ cm  $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ ( $-40^{\circ}$ to $+70^{\circ}\text{C}$ )
$VWC_n, \%$ $h_{piezo}$  $T_{n,cm}$	Reflectometer (CS-655) Piezometric pressure (PLS-L) Thermal profiler (CS230-L)	Campbell Scientific Cabot Corporation  Campbell Scientific	$\pm 1$ or $\pm 3 \%$  $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$
$O_v$	Lysimeter	-	$\pm 1 \%$
$SWE$	SWE sensor (CS725)	Campbell Scientific	$\pm 15$ mm (from 0 to 300 mm)
$h_{river}$	Hydro station (PLS-L)	Cabot Corporation	

#### 2.3.4 Snow pits

On nine occasions over the winter, snow pits were dug at the main station to conduct snow layer identification and density measurements. Three ice layer types were distinguished : the basal

layer, major ice layers and minor ice layers. Major ice layers were minimum 1.5 cm thick and made of one or several ice films, laminated or not with cemented hard snow. Due to sampling reasons, most of those major layers did not show a homogeneous section profile. Minor ice layers consisted of ice lenses or cemented round crystals. Their profile was more diffused than those of the major ice layers. Sequential sampling was performed to produce snow density and SWE estimations for each identified layer. Evaluation of the layer texture was made in situ and its thickness was measured using a ruler prior to sampling. Layers were then isolated from the following ones using thin metallic plates and sampled using a cylinder of 0.3 dm<sup>2</sup>. The mass of the samples was measured using a precision scale with  $\pm 1$  g precision.

### **2.3.5 Quality control and data processing**

All measured time series used in the study were visually inspected. Cases of missing, aberrant and suspect values were screened and inventoried prior to starting data analysis. Specific attention was given to measurements that could potentially be affected by meteorological conditions. Shortwave radiation data were adjusted to remove those periods with low azimuth and snow on the upward-facing sensor by comparing the incoming and outgoing fluxes. A total of 641 SW measurements were zeroed to avoid beginning or end-of-day albedo greater than 1. New snowfall was found to have affected the radiation sensors over the study period.

An under catch of nearly 60% was estimated in the heating precipitation gauge records. Being unable to correct those errors, the decision was made to use the measurements from the Pierre-Eliot Trudeau station (Environnement Canada, 2019) instead. Those precipitation records from another site showed a good fit with those of the other variables from the Ste-Marthe site.

A total of 260 aberrant points were detected in the snow height data. As those were of very short duration (two consecutive measurements maximum), corrections were made using simple linear interpolations.

Wind speed and direction measurements presenting persistent values to 0 m/s and a non-changing direction due to frost were detected 49 times over the winter. Those minor events were kept unchanged due to their limited impact on the study conclusions.

A limited number of missing measurements were observed in the other time series. Missing SWE measurements records were detected on three occasions, between 16/11 18 :30 and 21/11 12 :30, 30/11 18 :30 and 02/12 18 :30, 16/04 12 :30 and 18/04 6 :30. SWE missing data were corrected by using linear interpolation. A power shutdown created a 12-hour recording interruption on December 5, 2019. This gap in the records was not filled as the overall impact on the study conclusions was found to be very low. Finally, the lysimeter, which was disconnected during the summer period for maintenance, was not put into service until November 30, which means that the water available for runoff at the base of the snowpack is missing prior to this date.

All data recorded in 15-minute time steps were converted into hourly and daily data for simplifying interpretations and presentations. As SWE was recorded every six hours, hourly data were produced by keeping the same SWE value over the six hours following the measurement.

Precipitation from the Pierre-Eliot Trudeau station was only given with a daily time step. The amount given for 24 hours was distributed equally over 24 hours to produce hourly records.

### **2.3.6 Characterising 2018-2019 winter conditions**

Winter conditions were characterized by computing daily average temperature, daily average temperature standard deviation, rainfall amounts, total precipitation and snow depth from November for the months of November 2018 to April 2019. Those metrics were expressed as differences to the 1980-2010 averages.

### **2.3.7 Snowpack dynamic**

Snowpack dynamic was studied by comparing observations and measurements from snow pits to selected hydrometeorological measurements. Snow pit sample measurements were compiled



to produce a snow pit profile. Those were then interpolated based on observations, producing a continuous profile between January 11 and April 16, the dates of the first and last snow pits of the season. In case of doubt regarding ice layer continuity, no connection was drawn. This was the case at the start of the melt period when some of the minor ice layers could have been the remains of major ones, but were not identified as such due to a lack of evidence. The snow pit-based profile was then superposed on the  $h_{snow}$  and  $SWE$  time series for further analysis.

The resulting figure profile was finally compared to different variables of interest, with the objective of depicting the evolution of the snowpack characteristics throughout the winter. Specific attention was given to formation of ice layers and snowpack ripening. Variables of interest were either directly extracted from the station measurements or calculated. The measurement variables were  $T_{air}$ ,  $T_{n,cm}$ , with  $n$  varying from 0 to +30,  $T_{snow}$  as well as  $S$  and  $R$ , and solid precipitations. The snowpack density was computed by dividing  $SWE$  by  $h_{snow}$ , both expressed in mm.

The energy balance was calculated, on an hourly timestep using the equation (DeWalle & Rango, 2008) :

$$Q_M + \frac{dU}{dt} = Q_{SW} + Q_{LW} + Q_S + Q_L + Q_R + Q_G \quad (2.1)$$

where  $U$  is the heat content of the snowpack,  $Q_{SW}$  is the net shortwave radiation heat flux,  $Q_{LW}$  is the net longwave radiation heat flux,  $Q_S$  is the sensible heat flux,  $Q_L$  is the gain or loss of latent heat caused by evaporation, condensation, or sublimation,  $Q_M$  is the heat available for melt,  $Q_G$  is the net transfer of heat by conduction at the snow-ground interface, and  $Q_R$  is the heat flux associated to ROS events. All fluxes were expressed in  $W/m^2$  and converted into  $MJ/m^2/d$  to compute the energy balance at a daily time step. Fluxes were considered positive when received by the snowpack and negative when lost by the snowpack. The energy balance analysis was conducted for six months, from November 2018 to April 2019. The radiative fluxes were extracted directly from the station measurements. The turbulent heat flux was calculated



using a bulk aerodynamic approach (Cline, 1997) :

$$\begin{cases} Q_S = \rho_a c_p C_h u_a (T_a - T_s) \\ Q_L = \frac{\rho_a 0.622 L_v}{P_a} C_e u_a (e_a - e_s) \end{cases} \quad (2.2)$$

where  $C_h$  and  $C_e$  are the bulk exchange coefficients for the sensible and latent heat fluxes, respectively, and  $\rho_a$  is the air density,  $c_p$  ( $= 1,05$  kJ/kg/K) is the atmospheric specific heat at constant pressure,  $W_s$  is wind speed (m/s),  $T_{air}$  is the air temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $T_{snow}$  is the snow surface temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $L_v$  ( $= 2496$  kJ/kg) is the latent heat of sublimation,  $P$  is the atmospheric pressure (Pa),  $e_{air}$  is the water vapor pressure and  $e_{snow}$  is the surface water vapor pressure (Pa). Both bulk exchange coefficients for sensible and latent heat under neutral atmospheric conditions were estimated using equation Conway & Cullen (2013) :

$$C_n = \frac{k}{\ln\left(\frac{z_a}{z_0}\right)^2} \quad (2.3)$$

where  $k$  ( $= 0.4$ ) is the von Karman constant,  $z_a$  ( $= 2\text{m}$ ) is the height of air and wind speed measurements and  $z_0$  is the snow roughness that was assumed to be at  $0.0005$  m. This assumption had no major impact on the results because the energy balance was determined to localize and quantify melt periods. The bulk exchange coefficient essentially depended on atmospheric stability. The value function of atmospheric stability from Richardson was used to assess atmospheric stability :

$$R_i = \frac{2g(T_a - T_{snow})z_a}{(T_a + T_{snow})W_s^2} \quad (2.4)$$

The stability corrections assumed that sensible and latent heat transfer coefficients can be equal,  $C_e = C_h$  (You, Tarboton & Luce, 2014). For unstable conditions ( $Ri < 0$ ), we use the approximation proposed by Businger (1966) and Dyer & Hicks (1970) :

$$C_e = C_h = C_n(1 - 16R_i)^{0.5} \quad (2.5)$$

For stable conditions ( $Ri < 0$ ), we use (Webb, 1970) :

$$C_e = C_h = C_n = (1 + 5R_i)^{-1} \quad (2.6)$$

The rain heat flux was calculated in two stages (DeWalle & Rango, 2008) as :

$$Q_R = Q_{R1} + Q_{R2} \quad (2.7)$$

First, the rain involves a sensible heat exchange with the snow surface to bring it at the freezing point calculated as :

$$Q_{R1} = R\rho_w c_w (T_{rain} - T_f) \quad (2.8)$$

where  $\rho_w$  ( $= 1000 \text{ kg/m}^3$ ) is the density of the water,  $c_w$  ( $= 2,06 \text{ kJ/kg/K}$ ) is the specific heat capacity of the water,  $T_{rain}$  is the temperature of a raindrop ( $^{\circ}\text{C}$ ), which is equal to  $T_{air}$  in this study,  $T_f$  is the freezing point temperature ( $= 0^{\circ}\text{C}$ ) and  $R$  is the amount of liquid precipitation (mm).

The second source of energy was a latent heat exchange with the snowpack driven when snow temperature was below  $0^{\circ}\text{C}$ , as :

$$Q_{R2} = R\rho_w L_f \quad (2.9)$$

where  $L_f$  ( $= 334 \text{ kJ/kg}$ ) is latent heat of fusion.

The ground heat flux by conduction at the snow-soil interface can be estimated using Fourier's law (DeWalle & Rango, 2008) :

$$Q_G = k_g \frac{dT}{dz} \approx k_g \frac{T_{n,cm} - T_0}{\Delta z_n} \quad (2.10)$$

where  $k_g$  is soil thermal conductivity ( $\text{W/m/K}$ ),  $z_n$  is ground depth (m),  $T_{n,cm}$  is ground temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) at depth  $\Delta z_n$  from base of snowpack at depth 0 cm and temperature  $T_0$ . We used a fixed medium value of  $1 \text{ W/m}^2/\text{K}$  (DeWalle & Rango, 2008) for  $k_g$  throughout the study. Energy exchange between snowpack and soil is often not accounted for in the energy budget as

it is considered to be of low influence (Bilish *et al.*, 2018). Using a fix value for  $k_g$  was therefore considered as having no significant impact on the study conclusions.

### 2.3.8 Hydrological behaviour

The hydrological behavior of the snowpack was assessed by calculating the mass (water) balance of the snowpack on a daily basis.

The mass balance can be written using an adaptation of the one proposed by DeWalle & Rango (2008) :

$$\Delta SWE = R + S \pm E - O_v - O_l - B \quad (2.11)$$

where  $\Delta SWE$  is the variation of SWE,  $R$  is rainfall amount,  $S$  in snowfall amount,  $E$  represent either sublimation losses or condensation accumulations,  $O_v$  and  $O_l$  are the vertical and lateral components of the outflow respectively.  $B$  represents the flux associated to blowing snow. As the study site is a clearing protected by woods in all direction,  $B$  was assumed being negligible. The absence of a significant snow blowing event was confirmed by analyzing time lapse camera images. All equation (2.11) components are expressed in mm/d.  $\Delta SWE$ ,  $R$ ,  $S$  and  $O_v$  were measured. For the latter, the assumption was made that all water collected by the lysimeter represented the vertical component of the outflow.  $E$  was calculated using turbulent fluxes (see section 1.6) and  $O_l$  was the only unknown in equation (2.11).

Validation of the lysimeter readings was performed by comparison to reference measurements :  $T_{n,cm}$ ,  $n$  ranging from -50 and 0 ;  $VWC_{n,cm}$ ,  $n$  ranging from -40 and -10 ;  $h_{piezo}$  ;  $h_{river}$  and the amount of meltwater  $M$  calculated as follows :

$$M = \frac{Q_M}{L_f} \quad (2.12)$$

where  $Q_M$  is equal to 0 if the right member of energy balance equation is negative (snowpack cooling) and when  $T_{snow}$  is negative. Otherwise  $Q_M$  is equal to right member of energy balance.

Uncertainty of the mass balance residue ( $O_I$ ) was calculated based on uncertainties of the measured and calculated members. Individual equipment accuracy is given in Table 2.1. We assumed the same accuracy applied for precipitations in the Ste-Marthe and Pier-Eliot Trudeau station records. For the lysimeter, we used the accuracy of the tipping bucket. No obvious source of uncertainty was identified for the rest of the installation. Blanc (1987) estimated bulk method modelled latent heat uncertainty ranging from 38,9% ( $Q_L = 300\text{W/m}^2$ ) to 212,8% ( $Q_L = 21,28\text{W/m}^2$ ) as a function of the flux magnitude. Uncertainty for hourly latent heat was determined by extrapolating Blanc's estimation over the heat flux range of the present study.

## 2.4 Results

### 2.4.1 Snowpack dynamics

#### 2.4.1.1 2018-2019 winter profile

Table 2.2 presents deviations of 2018-2019 key variables from the 1981-2010 averages. Daily average temperatures deviations are all negative for the studied months with the largest deviation being observed at the start and at the end of the winter. Above the average standard deviation in daily average temperatures is observed for all the studied months too. This standard deviation is particularly high in the December to February period. Rainfall differences with historical data shows a uniform pattern too as all the studied months shows positive deviations. This tendency is observed in the total precipitation measurements too but with a different repartition among the months. The winter total surplus is almost the same as the rainfall surplus suggesting that most of the precipitation surplus was in the form of rain for the entire winter. Monthly figures however show December and March being characterised by deficits in solid precipitations and being particularly rainy. Snow depth deficit presents a strong variability on a month by month basis although winter average is relatively normal.

Tableau 2.2 Difference between 2018-2019 key variables monthly averages and those of the 1981-2010 period

Criteria	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar	Apr	Winter
Daily av. temp. (°C)	-2,9	-0,01	-0,8	-0,9	-1,0	-1,1	-1,1
Daily av. temp. stand. dev. (°C)	1,6	3,0	3,3	2,7	2,1	1,6	2,4
Rainfall (mm)	6,3	45,6	14,1	3,5	10,5	45,9	20,9
Total precipitation (mm)	25,2	11,4	33,8	28,9	-8,3	45,4	22,7
Snow depth (cm)	22	-34,1	20,9	24,4	-15,6	1,1	3,1

In summary, the 2018-2019 was particularly cold and received high volumes of precipitations. It was marked by high variability in temperatures and in precipitation type with more volumes received as rain compared to historical records. Those conditions are considered as favorable to the formation of ice layers in the literature (Albert & Perron Jr, 2000 ; Kapil *et al.*, 2010).

#### 2.4.1.2 Snowpack evolution

The profile of the snow cover over the winter as well as reference variable timeline are presented at Figure 2.2. The snow cover formed early in November and lasted until mid April for a total duration of 162 days. Overall, the profile presents attributes such as basal and ice layers that were expected considering the winter conditions described hereabove. A total of 17 ROS events were recorded. Among those, 14 brought 5 mm or more of precipitations. Almost 45% of those events were followed by a noticeable increase in SWE, indicating a net positive water storage within the snowpack. Based on SWE, it is possible to split the entire winter into three periods of different characteristics.

The first period, named “early winter”, ranges from earlier November to late December. It corresponds to a plateau like SWE plot. It was characterized by a succession of liquid and solid precipitation events as well as by a cold start followed by milder episodes. The snowpack steadily densified as ROS and light snow events came one after another. The end of that period corresponded with the onset of the early winter snowpack density at 0.7. Most of the ROS events of that period were associated with a positive energy balance. The alternance of mild and cold air temperatures on a thin and dense snowpack generated intense fluctuations of the

snowpack internal temperature (e.g.  $T_0$  and  $T_{10}$ ). The last precipitation event of the period, the 1<sup>st</sup> of January, was characterized by 18 mm of rain part of it falling at negative air temperature. The freezing rain was confirmed by observing time lapse camera images. In absence of snow pit observation over that period, no ice layers were inventoried.

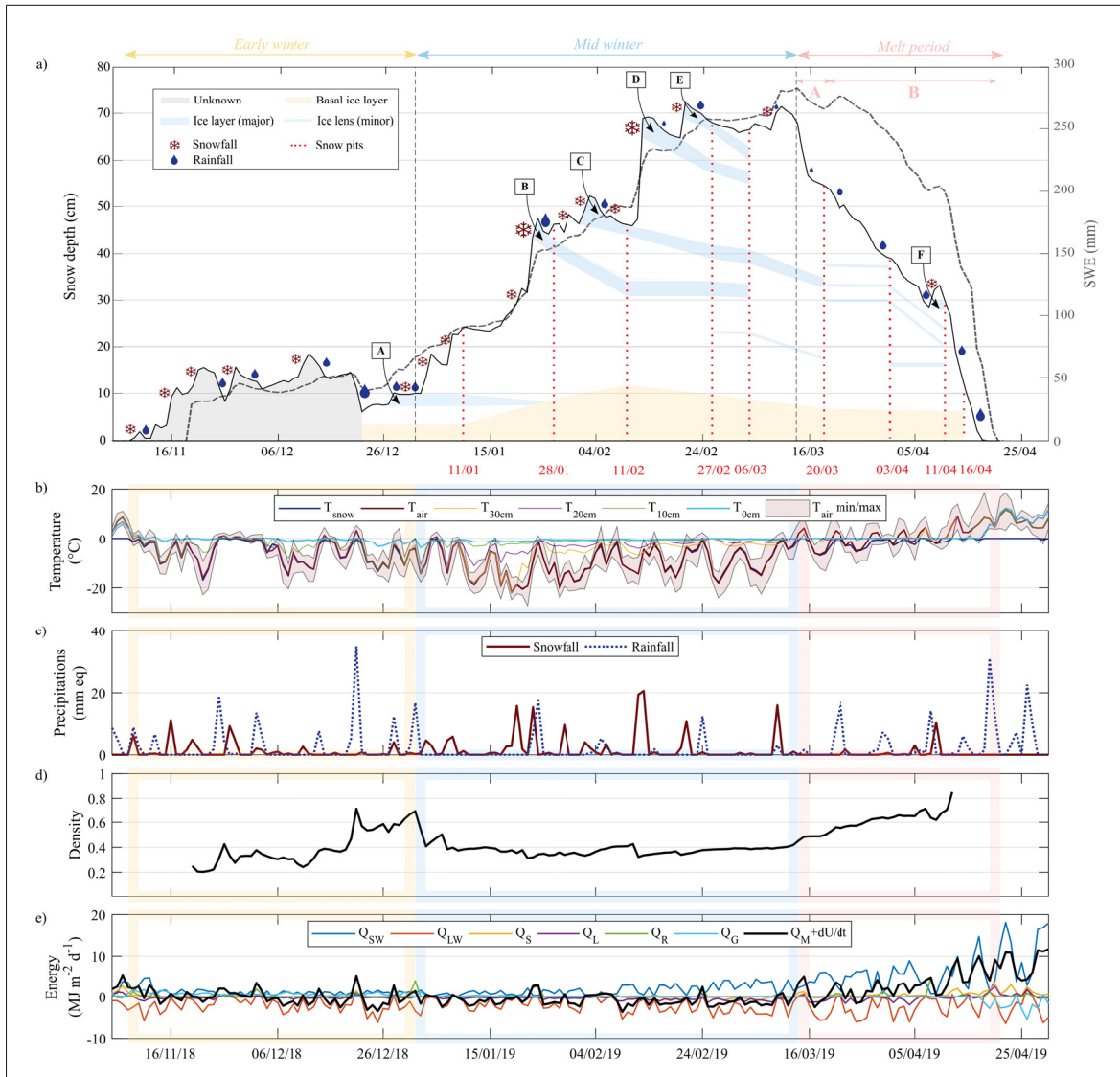


Figure 2.2 Snowpack dynamic during winter 2018-2019 with a) Snowpack profile from snow pits observation and hsnow and SWE measurements, b) Daily air and snow temperatures, c) Snowfall and rainfall d) Density and, e) Energy balance components

The second period named “mid winter”, starts in early January and ends mid March. That period is characterised by an uninterrupted increase in SWE, and by snowfalls exceeding rainfalls both in frequency and volumes. Five ROS events were numbered, but only three raised the snowpack internal temperature to zero (e.g.  $T_{20}$ ). A freezing rain episode occurred on February 15. The mid-winter period shaped the snowpack profile as several well-marked layers were inventoried in snow pits. The energy balance showed as almost trendless over that period, with the measured increase in shortwave radiation flux being compensated by negative turbulent fluxes.

The melt period started in mid-March and lasted around one month. It was characterized by an almost constant decrease in SWE, a gradual increase in air temperature, a densification of the snowpack, as well as a ground-snow interface temperature remaining at the melting point. A significant melt episode occurred on March 14. It was followed by three days of snowpack warming up to the freezing point, marking the snowpack ripening. A few cold episodes such as those on March 17 temporarily brought down snowpack temperatures below zero. The tendency for melt and snow transformation, however, was well marked over that period. Snow transformation included major ice layers disappearing gradually, transforming into granular snow-ice, and appearance of minor ice lenses, most which were identified as refreeze percolation fronts. Snowpack texture became more homogeneous with time. Energy balance showed a clear positive trend over that period, driven by an increase in shortwave radiation flux and by the heat brought by liquid precipitation.

#### **2.4.1.3 Ice / hard snow layers formation and decay**

##### **Basal Layer**

A particularly intense ROS event was observed around December 21 with liquid precipitation of 41.6 mm. Consecutively, the snow level decreased to its lowest of the winter and the snowpack density reached 0.7. The net mass loss of the snowpack of more than 4 mm, the freezing point temperature of the snow as well as the positive energy balance associated with that event are all signs that the remains of the snowpack were made of a slush-like mixture. This episode was

followed by five days of under  $-10^{\circ}\text{C}$  air temperature, leading to a gradual decrease of the ground surface temperature ( $T_0$ ). The basal ice layer, which was already present at our first snow pit of the winter, was most probably formed during that event. The basal layer disappeared at the end of the melt period only. Its thickness increased until February 11 and then decreased until the end of the mid-winter period. This increase in thickness was possibly due to a lamination with subsequent layers, like the layer A that formed at the end of December and was not detected as such past January 28. The basal layer, however, was already 4 mm thick at the first snow pit observation made on January 11, an indication of its formation during the early winter period.

### **Major layer A**

As described earlier, layer A was attributed to the rain/freezing rain event on January 1. This event was followed by two very cold days with daily mean temperatures of  $-14.3^{\circ}\text{C}$  and  $-10.1^{\circ}\text{C}$ . Those cold conditions led to a decline in ground surface and snowpack temperatures, making liquid water freeze, and to the formation of an ice layer at the surface. This layer most probably laminated with the basal layer from January 28.

### **Major layer B**

Ice layer B was detected just under the snowpack surface in the snow pit on January 28. The only event that could have produced it is the ROS that occurred on January 23–24. That two-day event was marked by a strong positive energy balance residue followed by four days of negative residue and a subsequent cooling of the snowpack (e.g.  $T_{30}$ ). Layer B was observed until the end of the mid-winter period but was not detected during the melt period. **Major layer C**

Layer C was still uncovered at the February 11 snow pit, forming a few mm-thick crust. Its formation took place during a rain and freezing event that happened on February 5. That episode slightly warmed the snowpack but did not raise its temperature to melting point. The energy balance stayed around zero over that episode. Layer C was the only ice layer (excluding the basal layer) that remained detectable in the early days of the melt period (March 20).

### **Major layer D**



Layer D most probably formed on the top of the largest snowfall of the winter. The snowfall event was followed by a light ROS event on February 15 that brought 1.8 mm only of liquid water to the snowpack. Those 1.8 mm fell on a cold snow and infiltrated through a couple of centimeters maximum prior to freezing. This hypothesis is supported by the texture of layer D that was similar to cemented round grains, a characteristic of a refrozen sleet layer. Like layer B, layer D was observed until the end of the mid-winter period but not further.

### **Major layer E**

Layer E was the last significant layer detected in the snow pits. It was detected on two occasions—February 27 and March 6. It formed subsequently to a ROS event that took place on February 24, bringing 12.4 mm of liquid precipitation. This episode occurred after a mild period that warmed the snowpack to close to the melting point (e.g.  $T_{30}$ ). The maximum air temperature reached 2.6°C that day and the energy balance was positive. The air temperature dropped below -10°C rapidly after the rain stopped, enabling at least part of the infiltrated water to refreeze, creating a crust and then a thin ice layer. This scenario, which involved the release of latent energy within the snowpack, could explain the two-day lag observed between the drop of the energy balance and the decrease of the snowpack temperature (e.g.  $T_{30}$ ). Like layers B and D, layer E stopped being detectable from the end of the mid-winter period.

### **Major layer F**

Layer F formed during the last ROS event of the winter, which took place on April 8. The rain fell on a warm snowpack, meaning that it did not freeze instantaneously. As the ROS was followed by negative air temperatures and a negative energy balance residue, the wet snow at the top of the pack did refreeze at least partly, forming a crust like hard snow, identified on April 11. Layer F was ephemeral as it was not detected in the snow pit dug five days later.

### **Minor ice layers**

At least five minor ice layers were identified in the snowpack between February 24 and April 16. Most of those presented the texture of refrozen percolation fronts, but the possibility that some

were remains of a larger ice layer cannot be excluded. Unlike major ice layers, observations did not allow association of their formation to a particular event.

## 2.4.2 Hydrological behavior

### 2.4.2.1 Mass balance

Results from the monthly mass balance calculated from December 1 to April 18 are presented in Table 2.3.

Tableau 2.3 Winter 2018-2019 monthly averages and associated uncertainty for the components of mass balance

	<b>R (mm)</b>	<b>S (mm)</b>	<b><math>O_v</math> (mm)</b>	<b>E (mm)</b>	<b><math>\Delta SWE</math> (mm)</b>	<b><math>O_l</math> (mm)</b>
Dec	84,4 $\pm$ 1,3	14,8 $\pm$ 0,5	-50,3 $\pm$ 0,5	-2,6 $\pm$ 8,2	16,8 $\pm$ 15	29,5 $\pm$ 40,5
Jan	41,4 $\pm$ 0,2	70,4 $\pm$ 0,6	-9,3 $\pm$ 0,1	-3,2 $\pm$ 7,7	103,8 $\pm$ 15	(-4,2) $\pm$ 38,6
Feb	24,4 $\pm$ 0,3	65,6 $\pm$ 0,4	-0	-6,6 $\pm$ 11,4	93,5 $\pm$ 15	(-10,1) $\pm$ 42,1
Mar	45,4 $\pm$ 0,5	20,4 $\pm$ 0,4	-9,4 $\pm$ 0,1	-9,5 $\pm$ 11,9	-8,5 $\pm$ 15	55,4 $\pm$ 42,9
Apr	70,8 $\pm$ 1,1	14,0 $\pm$ 0,4	-192,2 $\pm$ 3,0	-0,6 $\pm$ 5,6	-249,9 $\pm$ 15	141,8 $\pm$ 40,1
<b>Tot</b>	<b>266,4<math>\pm</math>3,2</b>	<b>185,2<math>\pm</math>2,3</b>	<b>-261,2<math>\pm</math>3,7</b>	<b>-22,6<math>\pm</math>44,8</b>	<b>-44,3<math>\pm</math>15</b>	<b>212,1<math>\pm</math>69</b>

Over that period of time, the snowpack received an equivalent of 266.4 $\pm$ 3.2 mm and 185.2 $\pm$ 2.3 mm of liquid and solid precipitation respectively. The lysimeter which measured  $O_v$  recorded 261,3 $\pm$ 3,7 mm over the same period representing 58% of the total precipitation. A net loss of 22,6 $\pm$ 44,8 mm, corresponding to 5% of the total precipitation, was estimated resulting from evaporation or sublimation. The cumulated  $\Delta SWE$  was -44,3 $\pm$ 15 mm at the snowpack disappearance ( $SWE$  was not null first of December). The mass balance residue here assumed to represent the sum of the lateral flow  $O_l$ . was estimated to be 212.1 $\pm$ 69,0 mm. This value represents 47% of the total precipitation. Despite a cumulative error of  $\pm 33\%$  of estimated lateral flow, the mass balance calculation indicates that a substantial amount of water has left the snowpack over the lysimeter without reaching the ground. Monthly results in Table 2.3 show that lateral flow exceeding the error argin occurred in March and April.

### 2.4.2.2 Hydrological response

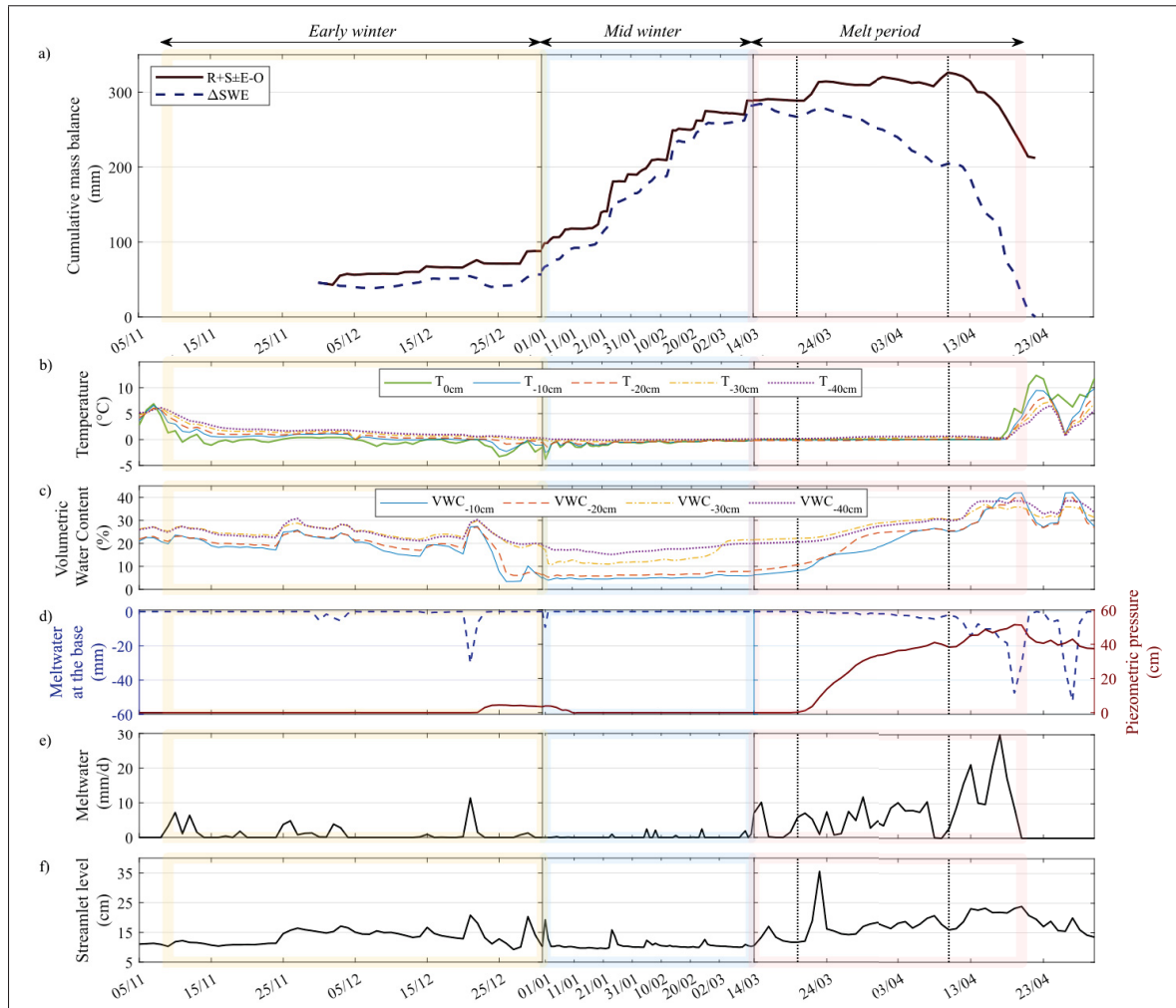


Figure 2.3 Winter 2018-2019 snowpack hydrological characteristics, a) cumulative mass balance and SWE b) soil temperature, c) soil moisture, d) water level in the shallow piezometer and volumes collected by the lysimeter, e) meltwater determined by energy balance and f) water level in streamlet

Comparing the mass balance residue to key hydrological variables (Figure 2.3) allow proceeding to an event driven analysis and tentatively associating lateral flows to particular meteorological events. In Figure 2.3a) the mass balance residue is compared to the measured *SWE*, differences between those two timeseries representing the lateral flow. Over the early winter period all variables behave according to what can be expected from meteorological conditions. The

hydrological system is somewhat reactive showing a weak buffering capacity from the snowpack. Melt episodes occurring during that period, often associated to ROS events (see Figure 2.2), generate responses in the soil moisture content, in snowpack temperature, in the amount of water reaching the ground and in the streamlet water level. A response to the largest ROS event of the period is observed in the piezometric pressure rise. Over that period, a vertical flow is detected at all melt episodes except the latest that occurred after the basal layer formed. The separation between the two curves on Figure 2.3a) starts right at the beginning of December although vertical fluxes were still present. This suggests both vertical and lateral fluxes occurred simultaneously.

The mid-winter period, characterized by the growth of an unripe layered snowpack, illustrated well how a cold thick snow cover isolates the other hydrological components from fluctuating meteorology. The effects of melt and ROS events were not measured in the water table level, in the soil moisture or in the ground temperatures. No signs of outflow were detectable through the measurements. The streamlet water level only showed some reaction to the liquid water input to the system.

The mild episode of March 14–15 marked a transition toward ripening of the snowpack. The amount of meltwater produced on those days was the highest for months. As more than 20 mm of SWE were lost in response to this event, the water level in the piezometer remained unchanged, as did the soil moisture and the ground temperature. The streamlet water level only showed a reaction to this major event. This supports the hypothesis that on March 14–15, around 20 mm of liquid water left the snowpack via lateral flows without reaching the snow-ground interface above the lysimeter. From that episode, and more especially from March 21, following melt or ROS events, progenerated vertical flows were detectable in the piezometer pressure and in the soil moisture. The streamlet water level kept being reactive to melt episodes as well. The increasing gap between the SWE and the mass balance residual in Figure 2.3a) until April 8 suggested intense lateral flows occurred over those 17 days.

## **2.5 Discussion**

### **Associating hydrological behavior to the snowpack characteristics**

Using hydrometeorological records and snow pit observations, we were able to situate the winter meteorological conditions in a historical perspective, to describe the snowpack dynamic and trace the origin and fading of major ice layers, and to assess the hydrological behavior of the snowpack with reasonable accuracy. Overall, those results depicted relatively cold, rainy conditions with high variability in air temperature. This variability took the form of alternating cold and mild episodes. The snowpack exhibited a thick and persistent basal layer and six major ice layers disappearing at the onset of the melt period while minor ice layers were detected. The hydrology was marked by a substantial amount of lateral outflow, most often occurring simultaneously with vertical flows. On one occasion, a substantial amount of water contributed to other components of the hydrological system (streamlet, soil moisture and groundwater) in the absence of vertical outflow. To capture interrelations between the snowpack dynamic and its hydrological behavior, it was necessary to split the winter into three time periods : early winter, mid-winter and melt period. To facilitate the discussion, period characteristics are summarized in Figure 2.4.

#### **Early winter**

Snowfall that occurred during a cold episode at the beginning of November left a snow cover that persisted until mid-April. The resulting snowpack transformed rapidly under frequent ROS and mild episodes in December. At the end of the period, a thick basal layer had formed, following one of the most intense ROS events of the winter. The hydrological impact of that snowpack of limited storage capacity remained barely measurable until the formation of the basal layer. Excess water reached the ground, percolated into the soil and participated in the streamlet discharge.

#### **Mid winter**

With the occurrence of significant snowfall early in the period, the alternation of mild and cold episodes and frequent ROS events, the snowpack gradually layered over that period. A total of four

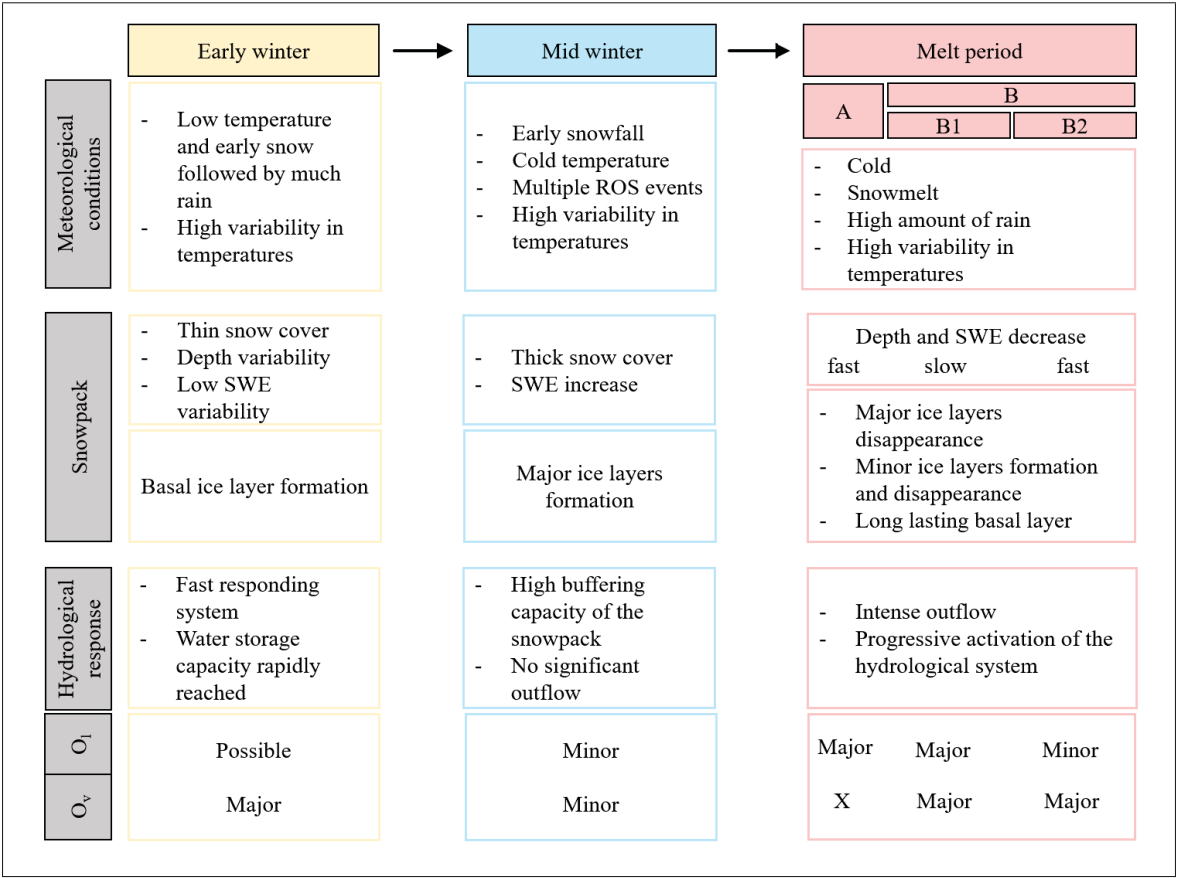


Figure 2.4 Conceptual scheme of the results summary

long-lasting well-formed ice layers formed over that period as well. Two of these were associated with freezing rain and two with ROS reaching a cold snowpack. Positive energy balance and ROS episodes supplied liquid water to the snowpack, leading to its steady densification. The snowpack presented a different hydrological behavior compared to the previous period. Liquid water that infiltrated to the pack remained stored in it. No vertical flux reaching the ground was detected, and soil moisture and temperature did not show any sensitivity to liquid water intake by the snowpack. The water level in the streamlet only showed minor fluctuations after mild episodes.

**Melt period**

The melt period started as the snowpack exhibits declining  $SWE$  and  $h_{snow}$  that occurred in still highly variable but cold air temperatures and rainy conditions. This decline, however, did not happen in a continuous way. At the early stage of the melt period that we named stage A, at least one major ice layer and the basal ice layer were still present. The first mild episode of that period generated a lateral outflow of around 20 mm with no water detected at the base of the snowpack. This was followed by a period when major ice layers were no longer detectable but minor ice layers, probably of percolation front refreeze origin, were noticed. Over that period, which we named B1, all hydrological components activated progressively while both lateral and vertical fluxes made the snowpack outflow. Persistence of the lateral flux over that period may have been due to the basal layer, minor ice layers, or both.

Finally, at the last stage of the period (B2), when the basal layer only remained as a detectable ice layer, the lateral outflow became of minor importance compared to the vertical fluxes.

### **Possible implications**

Over the entire studied period, lateral flow represented 47% of the snowpack outflow. There are unfortunately very few studies that tentatively quantified the relative importance of lateral flows in non slopy natural conditions. Ikeda, Katsushima, Matsushita, Ito, Takeuchi & Akiyama (2014) estimated the lateral outflows at 46% of the total outflow in comparable slope conditions while Eiriksson *et al.* (2013) estimated at 12% the share of lateral flow in a ROS triggered total runoff. However, if not quantified as such, the hydrological relevance of lateral flows in has been demonstrated at several occasions (Eiriksson *et al.*, 2013 ; Katsushima *et al.*, 2020 ; Webb *et al.*, 2020 ; Yamaguchi *et al.*, 2018).

Our results therefore confirm that, even in the absence of slope, a significant amount of liquid water can flow toward the streamlet network without reaching the ground under the spot where it was produced. That hydrological behavior was strongly amplified, if not generated, here by the presence of numerous ice layers and of a persistent basal layer.

Lateral flows on ice layers have been described as accelerating the water moving toward the hydrological network, making the hydrological system more reactive to ROS events than to the absence of snow cover (Würzer *et al.*, 2017). The occurrence of an outflow event occurring 100% through lateral flows at the early stage of the melt period suggests this transition time is particularly favorable to intense runoff events in ice-layered snowpack. Such events are known for triggering winter flooding events (Singh *et al.*, 1999).

It is anticipated that climate change will enhance the increased air temperature variability and increase the frequency of mild episodes and associated ROS events (DeWalle & Rango, 2008). The winter 2018-2019 at the study site was above historical averages on those criteria. It is therefore probable that the snowpack dynamic and associated hydrological behavior depicted above could become more frequent in the future.

Most of the hydrological models ignore lateral flux and assume the water reaches the ground at the point it infiltrates (Kelleners, Chandler, McNamara, Gribb & Seyfried, 2009; Seyfried, Grant, Marks, Winstral & McNamara, 2009). The present study demonstrates that this is not always the case. Underrepresenting snowpack-specific processes such as lateral flow in climate change projections may lead to inaccuracies in groundwater recharge and winter extremes in streamflow predictions.

### **Limits and ways forward**

Performed in a winter season only, this study did not allow comparison of snowpack behaviors under different winter conditions. The importance of lateral flow in other snowpack dynamics therefore remains to be investigated.

The method used in the present study did not allow differentiation between intra-snowpack and basal ice layer impacts. This differentiation is required for a better understanding of lateral flow processes and their integration into hydrological models.

The mass balance was calculated assuming the role of blowing snow was neglectable at our study site. Even if snow redistribution occurs preferably in open prairie environments, topographic



effects can also play a role in snow redistribution (Pomeroy, Gray & Landine, 1993). Not accounting for that phenomenon may have increased the uncertainty in the mass balance calculation and should be verified in future research.

Finally, the limited spatial coverage of the measurements limits the study conclusions. Indeed, the method compare measurements made at a single point to snow pit observations performed at different spots of the study site and propose implications hypothesis at the catchment scale. Even if such practice is difficult to avoid due to field/technical limitations, it requires findings to be confirmed by other methods application or by multiplying cases studies.

## **2.6 Conclusion**

Meteorological conditions over the 2018-2019 winter in southern Quebec were characterized by high variability in temperatures and well above average rain amounts. A total of 17 ROS events were recorded between November 10 and April 20. Early winter conditions led to the formation of a thick basal layer that lasted until the complete melt of the snow cover. ROS events and associated mild conditions over an unripe snowpack that occurred between the end of December and mid-March produced five well marked and multiweek-lasting ice layers. Those layers gradually disappeared at the start of the melt period, replaced by weaker ice layers probably originating from infiltration fronts refreeze. The hydrological behavior of the snowpack was marked by lateral flows representing almost half of the total outflow. Lateral flows were observed reaching their maximum intensities at the start of the melt period, when the snowpack was ripening and major ice layers started fading away.

If confirmed, those results show how winter meteorological conditions can influence snowpack hydrology. Lateral outflows occurring inside the snowpack allow direct runoff at the expense of groundwater recharge.

Those results suggest that reliable projections of climate change impacts on snow-dominated regions such as southern Quebec shall require integration of lateral flow processes into

hydrological models. Not doing so may lead to an underestimation of the early melt period discharge and an overestimation of the groundwater recharge.

## CHAPITRE 3

### TRAITEMENT ET ANALYSE DES DONNÉES AU BVE SAINTE MARTHE

#### 3.1 Préambule

Le chapitre 3 s'articule autour de la démarche adoptée au cours du projet qui a mené au résultat du chapitre 2. Ce chapitre permet d'apporter des précisions sur l'étude de la neige au BVE qui n'ont pas été présentées au chapitre précédent. Les données collectées à la station principale sont nombreuses et le recoupement des données a permis de valider les données utilisées au chapitre 2. Ce chapitre 3 présente les étapes qui ont été suivies au cours de ce projet. D'une part, les études de terrain menées au cours de l'hiver sont présentées à la section 3.1. Puis la collecte des données brutes a donné lieu à la vérification du fonctionnement et de la validité des données de l'ensemble des capteurs présentés plus en détail dans la section 3.2. Les bilans de masse et d'énergie sont finalement présentés à la section 3.3. La dernière section 3.4 présente une tentative d'application du modèle MASiN au BVE.

#### 3.2 Etude de terrain



Figure 3.1 Manipulations lors d'une procédure d'échantillonnage du manteau neigeux

Au cours de l'hiver 2018-2019, les mesures manuelles par carottage du pack de neige ont été effectuées à partir d'un tube de diamètre connu. L'opérateur mesure la hauteur de neige et identifie les différentes couches du pack. Il prélève ensuite de façon séquentielle chaque couche à partir du tube d'échantillonnage afin d'en mesurer l'épaisseur. La photographie de la Figure 3.1 présente une situation d'échantillonnage de la neige avec l'opérateur à gauche et la mesure de la masse d'un échantillon à droite.

À partir de ces mesures, l'EEN de la neige (mm) et la densité de l'échantillon sont déterminés par calcul selon les équations 3.1 et 3.2 suivantes :

$$EEN = \frac{100m}{\rho A} \quad (3.1)$$

où  $m$  est la masse de l'échantillon (g),  $\rho$  ( $=1000 \text{ kg/m}^3$ ) la masse volumique de l'eau et  $A$  le diamètre du tube utilisé pour prélever l'échantillon ( $\text{dm}^2$ ).

$$d = \frac{10EEN}{h} \quad (3.2)$$

où  $h$  est la hauteur de neige (cm).

Finalement, le résultat de l'étude d'un carottage de neige peut se présenter sous la forme présentée à la Figure 3.2.

Neuf sondages de neige ont été effectués entre le 11 janvier 2019 et le 16 avril 2019. Le résultat de ces sondages est présenté à l'Annexe I-1. Bien que très répandue, la mesure manuelle est associée à une grande marge d'erreurs. Contrairement aux mesures automatisées, les données issues de sondages manuels ne peuvent être disponibles que lors de campagne de prélèvements et non en continues. Toutefois ces données de terrains ont une valeur qualitative importante quant à la connaissance de la structure du manteau neigeux tout au long de l'hiver. Ces neuf relevés ont permis de montrer la nature stratifiée du pack de neige avec la formation de lames de glace. Le profil du manteau neigeux a été tracé au cours de l'hiver, résultat de la Figure 2.2 présentée chapitre 2.

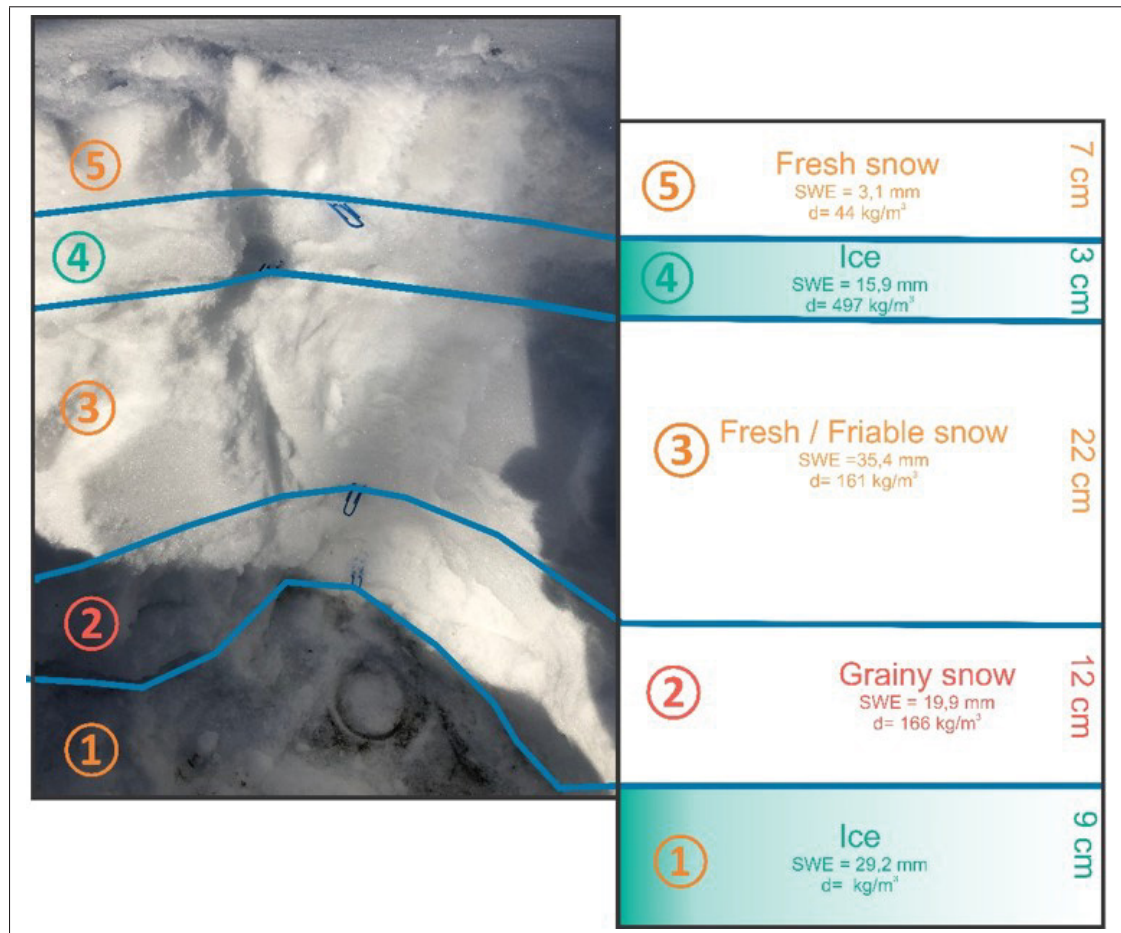


Figure 3.2 Propriétés des couches suite au carottage du 28/01/2019

### 3.3 Données de la station hydrométéorologique

Cette section présente l'ensemble des mesures enregistrées à partir de l'instrumentation météorologique et hydrologique dont est doté le site du BVE à Sainte Marthe ayant servi dans le cadre du projet. Les données sont transmises au serveur de l'ETS toutes les 15 min et sont disponibles à l'URL <http://142.137.244.38/sainte-marthe/index.html>.

L'étude des données est présentée dans l'intervalle du 5 novembre 2018 au 30 avril 2019 ce qui représente 16 992 données au 15min à l'exception de l'Eddy Covariance et de la GMON pour lesquelles le pas de temps d'enregistrement est de 30min et 6h respectivement.

### **3.3.1 Données météorologiques courantes**

#### **Acquisition**

Pour rappel, les données météorologiques courantes de température de l'air, humidité relative, vitesse et direction du vent sont mesurées à la station principale au pas de temps 15min. Les données de températures et humidité de l'air sont enregistrées à la station principale à 2 m au-dessus du sol. Les données de vent sont enregistrées à la station principale à 10 m au-dessus du sol.

Le système d'Eddy Covariance présenté ci-après donne accès à ces données également à une hauteur de 24 m au-dessus du sol.

#### **Traitement**

Voir chapitre 2

#### **Analyse**

La température de l'air, l'humidité relative et la vitesse du vent collectées à la station principale ont été confrontées aux données enregistrées à la station de Dorval et à 24 m au-dessus du sol à la tour d'Eddy Covariance, d'une part pour présenter les similitudes météorologiques entre Dorval et Sainte Marthe, et d'autre part pour évaluer les données de l'Eddy Covariance, entre le 17 janvier 2019 et 30 avril 2019.

D'après la Figure 3.3, on notera une baisse plus marquée concernant la température de l'air de la station principale pendant la nuit. L'inversion de température est justement constatée, c'est à dire que l'air à 2m devient plus froid qu'à 24m au dessus du sol.

L'humidité relative suit la même tendance également pour les trois jeux de données présentés. Malgré tout, on notera que la mesure d'humidité relative à la station principale atteint 100% à de nombreuses reprises contrairement à 24 m au-dessus du sol ou à Dorval.

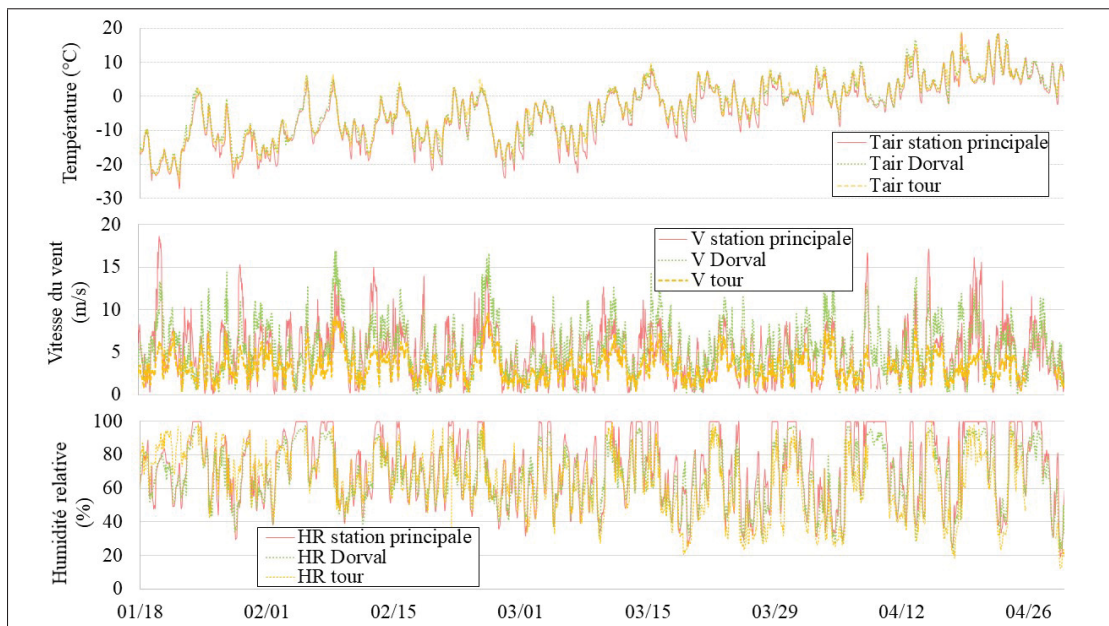


Figure 3.3 Température de l'air, vitesse du vent et humidité relative à la station principale du BVE, Dorval et de la tour du BVE

Les conditions météorologiques courantes à la station de Dorval s'apparentent relativement bien à celle de la station principale. Nous relevons des différences notables des conditions météorologiques courantes entre la tour d'Eddy Covariance et la station principale malgré leur proximité. L'environnement dans lequel sont prises les mesures peut avoir une influence non négligeable.

### 3.3.2 Pluviomètres

#### Acquisition

Pour rappel, deux pluviomètres enregistrent les quantités de précipitations aux 15min. Les précipitations liquides sont mesurées par le pluviomètre à bascule. Le pluviomètre chauffant équipé d'un écran de protection contre le vent permet d'estimer les précipitations solides et liquides.

Ces données sont sommées pour obtenir les quantités de précipitations horaires et journalières.

## Traitement

Il est rare de mesurer séparément les précipitations liquides et solides. C'est pourquoi la qualité des mesures de précipitations a été analysées en détail autour de deux objectifs :

1. S'assurer de la distinction des épisodes de pluie et de neige pendant l'hiver ;
2. S'assurer que le volume total des précipitations a bien été mesuré.

Nous avons méthodiquement traité les données relatives aux précipitations. L'ensemble des dates où des précipitations ont été reçues au site du BVE ont été relevées. Les mesures des pluviomètres ont été comparées avec les variations de hauteur de neige et des photos prises à la tour de l'Eddy Covariance permettant de visualiser les jours de pluie et de neige au cours de l'hiver. La température minimale, moyenne et maximale de l'air ainsi que la vitesse du vent moyenne sont relevées lors des précipitations afin de conclure judicieusement quant à la nature de ces épisodes.

## Analyse

L'analyse qui en découle prouve que les pluviomètres sur le site de la station principale ne permettent pas de distinguer parfaitement la pluie de la neige et n'enregistrent pas l'ensemble des épisodes relevés.

Premièrement, le pluviomètre chauffant enregistre également les précipitations liquides. Il est possible de dissocier la pluie de la neige lorsque le pluviomètre à bascule enregistre des précipitations. Les données du pluviomètre chauffant sont corrigées à une valeur de 0mm lorsque les précipitations liquides sont enregistrées aux deux pluviomètres et nous conservons celles du pluviomètre à bascule. Un exemple en date du 06/11/2018 est présenté à l'annexe II-1 Cependant, le manteau neigeux va recouvrir le pluviomètre à bascule qui se trouve au sol rapidement et donc ce dernier n'enregistre plus pendant cette période. La distinction de la pluie de la neige est alors effectuée à partir de la température de l'air, l'évolution de la hauteur de neige ou encore les images enregistrées. Plus spécifiquement, cette méthode qui repose sur les valeurs de vitesse et de direction de vent nulles, les températures de l'air sous le point de congélation et les images



enregistrées permet aussi de distinguer les épisodes de pluies verglaçantes que le pluviomètre n'est pas capable d'entrevoir. Un exemple en date du 01/01/2019 est présenté à l'annexe II-2.

Deuxièmement, nous apercevons également que des précipitations sont identifiables sur les photos enregistrées et l'évolution de la hauteur de neige alors que les pluviomètres n'enregistrent aucun signal. Un exemple en date du 21/01/2019 est présenté en annexe II-3. En plus de ne pas distinguer la pluie de la neige, il s'est donc avéré que le pluviomètre chauffant n'était pas fiable quant à la quantité des précipitations reçue sur le site.

La Figure 3.4 présente le traitement des données de précipitations à partir des deux instruments de Sainte Marthe et celui de Dorval.

En prolongement des travaux de Jaspert (2017) avec les données des deux hivers de la présente étude, les données d'Environnement Canada de la station la plus proche, Dorval située à moins de 50km du BVE, sont utilisés afin de rectifier la sous-estimation dans les mesures de précipitations. Ces données journalières validées présentent des variations similaires à celle du BVE comme nous le voyons à la Figure 3.4 après la séparation manuelle du régime des précipitations.

Les mesures de précipitations sont importantes lorsqu'il s'agit d'étudier la dynamique du manteau neigeux en contexte de changement climatique. En effet les événements de pluie sur neige et de pluie verglaçante devenant plus courants au sud du Québec doivent être recensés judicieusement afin d'étudier leur empreinte sur le comportement du manteau neigeux.

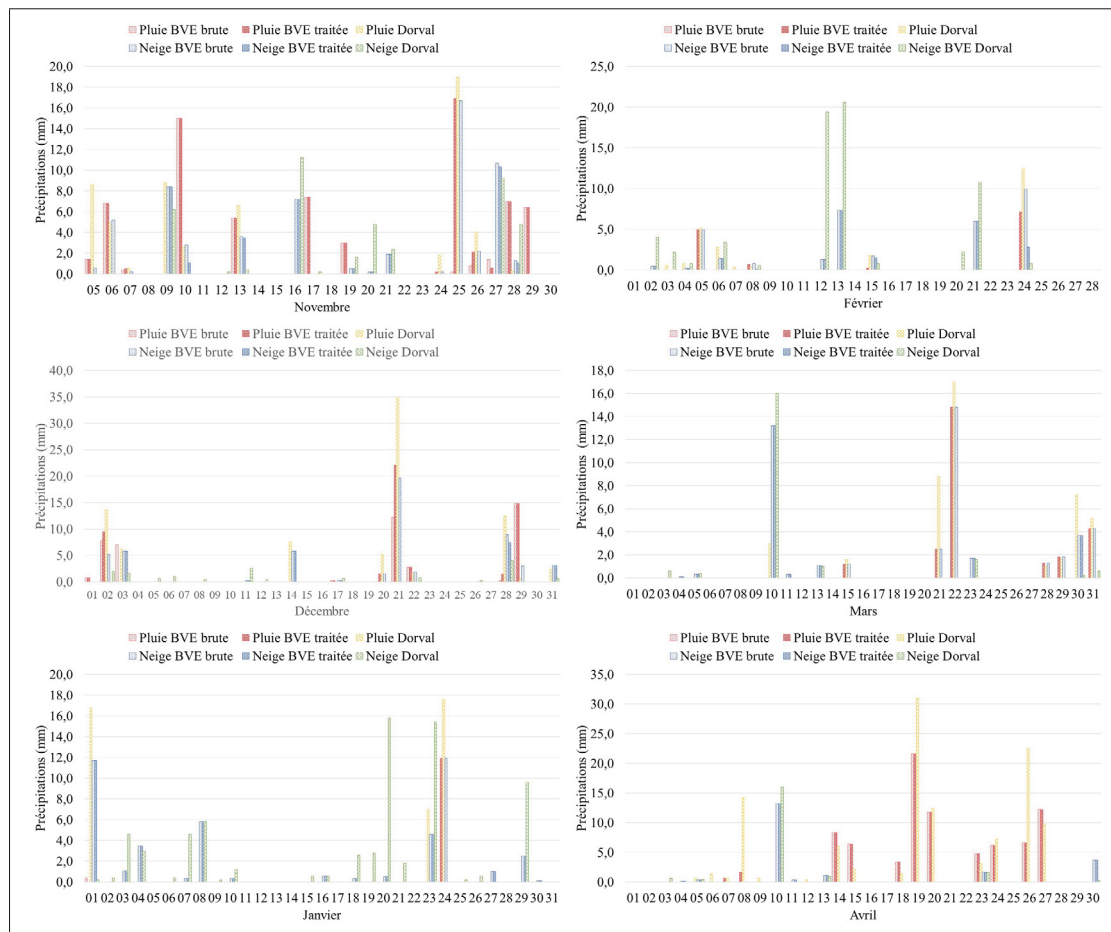


Figure 3.4 Précipitations de Novembre 2018 à Avril 2019 au site du BVE et Dorval

### 3.3.3 Radiomètre

#### Acquisition

Le radiomètre installé sur le site permet de mesurer les quatre composantes de radiations, soit les radiations de courtes longueurs d'ondes entrantes et sortantes à partir du pyranomètre et les radiations de longues longueurs d'ondes entrantes et sortantes à partir du pyrgéomètre. Le bilan des flux radiatifs nets peut être calculé ainsi que l'albédo aux 15min.

Ces données sont moyennées pour les convertir en données horaires puis journalières en  $W/m^2$ . Puis la quantité d'énergie en  $MJ/m^2$  par jour est également déterminée.

## Traitement

Les flux radiatifs de courtes longueurs d'onde entrant et sortant présentaient respectivement 9748 et 9531 valeurs négatives. Ces erreurs persistent pendant la nuit majoritairement et devraient être nulle en l'absence de soleil. La correction effectuée a donc été d'initialiser ces valeurs négatives à 0 W/m<sup>2</sup>. Quant aux flux radiatifs de longues longueurs d'onde, une correction est déjà appliquée à la mesure. D'autre part, une autre erreur est détectable concernant les flux radiatifs solaires à partir de l'albédo ou du flux net. Étant donné que le soleil est une source d'énergie, le flux radiatif net de courte longueur d'onde est en tout temps positif en journée et nul pendant la nuit. L'albédo se définissant comme le rapport des radiations solaires sortantes aux radiations solaires entrantes, sa valeur est donc comprise entre 0 et 1, et plus précisément proche de 1 en présence de neige. Or aux heures où le soleil est à faible azimuth, les rayons du soleil sont probablement déviés par des réflexions sur les obstacles alentours tel que le couvert forestier, ce qui amène à générer des valeurs d'albédo supérieur à 1. Les valeurs de flux à ces moments de la journée sont faibles et n'ont pas d'impact majeur sur l'étude. Il a donc été décidé de remplacer les valeurs conduisant à un albédo supérieur à 1 par 0 W/m<sup>2</sup>. Enfin, des erreurs répertoriées en journée principalement au cours et à la suite de chutes de neige demeurent. La neige vient obstruer les capteurs de rayonnement incident faussant ainsi les mesures. Étant donné qu'il s'agissait de neige fraîche, les données des radiations solaires entrantes sont estimées à partir de l'albédo moyen de l'heure précédant ou suivant cette période et le flux radiatif solaires sortant. Cette méthode a également été appliquée par interpolation linéaire de l'albédo lorsqu'une valeur s'avérait aberrante entre deux intervalles de 15min. On recense 1701 valeurs corrigées suite à un albédo supérieur à 1.

Un extrait du bilan horaire des flux radiatifs de courtes longueurs d'onde au milieu de l'hiver (entre le 01/01/2019 et 15/03/2019) est donné au graphique de la Figure 3.5 avant et après traitement.

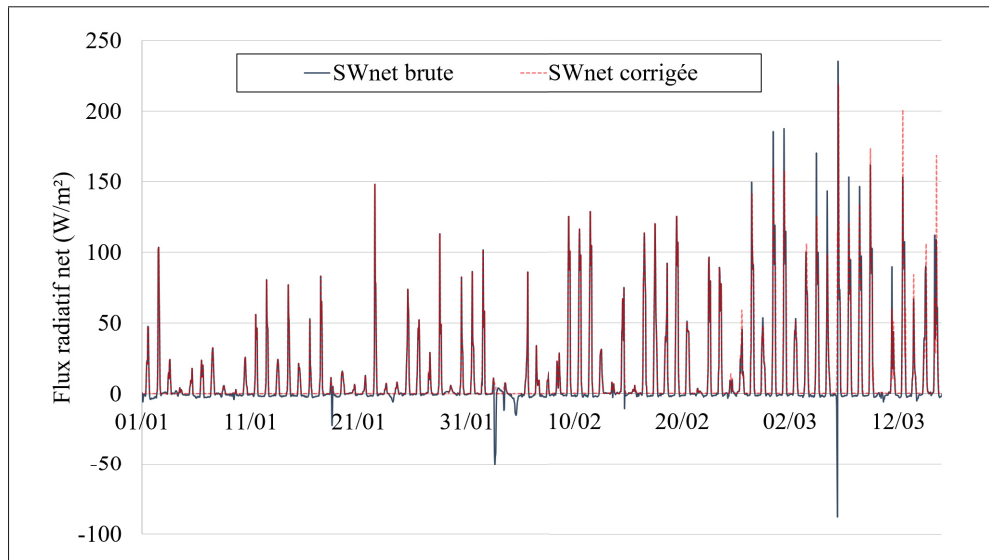


Figure 3.5 Flux radiatif solaire avant et après traitement

### 3.3.4 Eddy covariance

#### Instrumentation

Les flux turbulents sont mesurables par la technique d'Eddy Covariance. Le système Irgason (Campbell Scientific) qui est utilisé sur le site du BVE est constitué d'un analyseur de gaz à voie ouverte de  $CO_2$  et  $H_2O$  intégré et d'un anémomètre sonique 3-D. Les mesures du vent sont enregistrées à une fréquence de 10 Hz à 8 mètres au-dessus de la canopée, à une hauteur de 24 m au-dessus de la surface du sol.

#### Acquisition

L'Eddy Covariance a été installé préalablement à l'hiver étudié. Les flux turbulents, définis comme les flux de chaleur sensible et latente, sont enregistrés par un CR6 toutes les 30 minutes à partir des données enregistrées à la fréquence 10 Hz en utilisant le programme EasyfluxDL de Campbell Scientific basé sur des méthodes standards issues de la littérature. Les données n'ont commencé à être enregistrées qu'au cours de l'hiver à partir du 17 janvier 2019.

## Traitement

Le système d'Eddy Covariance étant situé au-dessus d'un couvert forestier, les flux turbulents mesurés ne reflètent pas adéquatement la situation au-dessus du manteau neigeux étudié.

Nous avons donc décidé de vérifier la pertinence ou non des valeurs calculées de flux turbulents pour l'étude. La méthode d'Eddy Covariance a été comparée aux résultats de la modélisation par la méthode aérodynamique, couramment utilisée pour estimer les flux turbulents, plus connu en anglais sous le nom "bulk aerodynamic method". La formulation générale qui s'applique a été présentée dans la section 1.2.1.3 de la revue de littérature. La correction qui tient compte de la stabilité atmosphérique représente le point complexe de la modélisation et diverses formulations existent dans les études. Nous nous sommes appuyés sur la littérature de Prueger & Kustas (2005) qui ont fait une étude spécifique à ce sujet et donc en adoptant les équations suivantes :

$$C = C_h = C_e = \begin{cases} (1 - 16Ri)^{-1/2} & \text{si } Ri < 0 \text{ (condition instable)} \\ (1 + 5Ri) & \text{si } Ri > 0 \text{ (condition stable)} \end{cases} \quad (3.3)$$

où, pour rappel,  $C_h$  et  $C_n$  sont des coefficients tenant compte de la stabilité atmosphérique et  $Ri$  représente le nombre de Richardson.

À partir des données de vent, température et humidité de l'air mesurées par l'Eddy Covariance et de la température de la surface de la neige, nous avons appliqué cette méthode pour confronter les flux turbulents calculés par le programme de l'Eddy Covariance et par la méthode aérodynamique.

## Analyse

La Figure 3.6 montre une similarité dans la variation des flux de chaleur sensible et latente mesurés et modélisés sur la période de mise en fonctionnement du 17 janvier à mars. Cependant il n'y a plus de corrélation évidente dès le mois d'avril pour le flux de chaleur sensible et la corrélation se fait moins marquée également pour le flux de chaleur latente. Malgré une tendance similaire sur la période plus hivernale, l'intensité n'est pas cohérente aussi bien pour les flux de chaleur latente et sensible. Les flux turbulents positifs sont d'une intensité proche mais les flux

sensibles négatifs de l'Eddy Covariance ont une magnitude bien plus grande que ceux modélisés et inversement pour les flux latents négatifs. Etant donné que le programme permettant de convertir les données brutes à 10 Hz, il a été décidé de ne pas retenir les valeurs de l'Eddy Covariance. De plus, l'Eddy Covariance est non opérationnel les jours de précipitations.

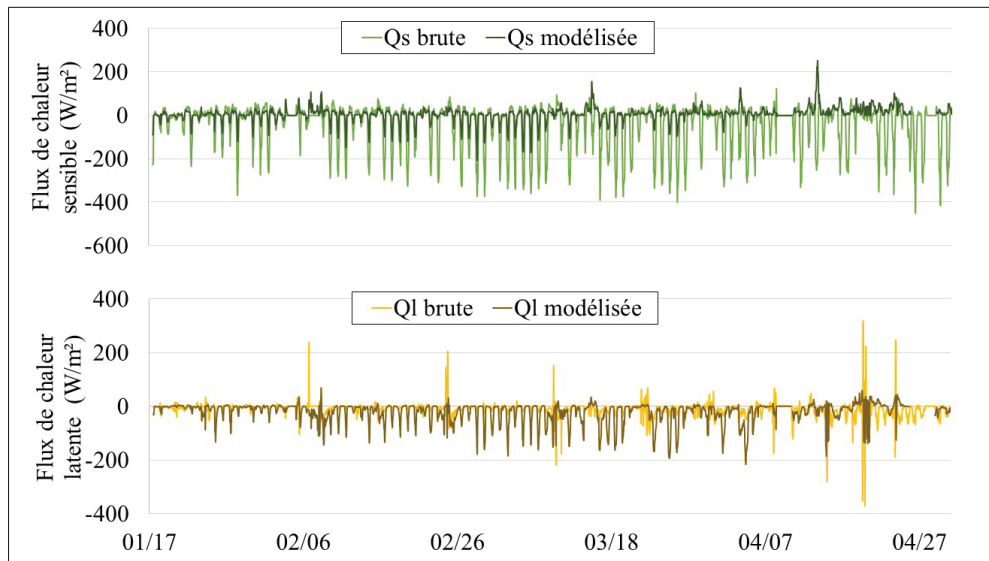


Figure 3.6 Flux turbulents déterminées à partir de l'Eddy Covariance et de la méthode aérodynamique

La Figure 3.7 présente les résultats comparatifs d'une modélisation des flux turbulents avec d'une part les données de la tour d'Eddy Covariance et d'autre part les données de la station principale pour la période du 17 janvier au 30 avril. On observe que les intensités de flux de chaleur turbulent ne sont pas les mêmes. Il n'est donc pas permis d'assumer que les flux turbulents à 24 m au-dessus du bois et ceux à 10 m au-dessus de la clairière sont identiques, bien que proches.

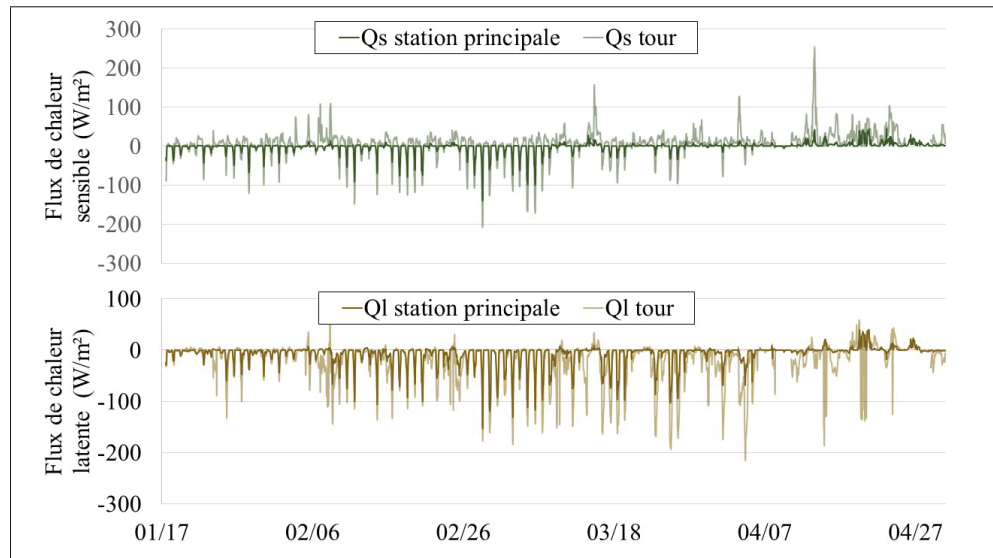


Figure 3.7 Flux turbulents calculés par la méthode aérodynamique à la station principale et à la tour d'Eddy Covariance

### 3.3.5 Données du manteau neigeux

#### 3.3.5.1 Température et hauteur de neige

##### Acquisition

Pour rappel, la hauteur de neige et la température de surface la neige sont également accessibles au 15 min. La mesure de la hauteur de neige fournit une valeur moyennée sur 15min afin d'éviter des mesures faussées par des obstacles ponctuels.

Ces données sont moyennées pour les convertir en données horaires puis journalières.

##### Traitement

La Figure 3.8 présente les courbes brute et corrigée de hauteur de neige au 15min. Des erreurs surestimant la hauteur persistent et ces valeurs erronées ont donc été retirées et remplacées par interpolation linéaire lorsqu'il ne s'agissait pas de plus de 5 valeurs à la suite. Au total il s'agit de 56 valeurs sans compter deux interpolations sur plusieurs heures afin de lisser les bruits

qui persistaient lors de ces intervalles à partir d'une courbe de tendance, comptabilisant une correction de 62 et 142 valeurs.

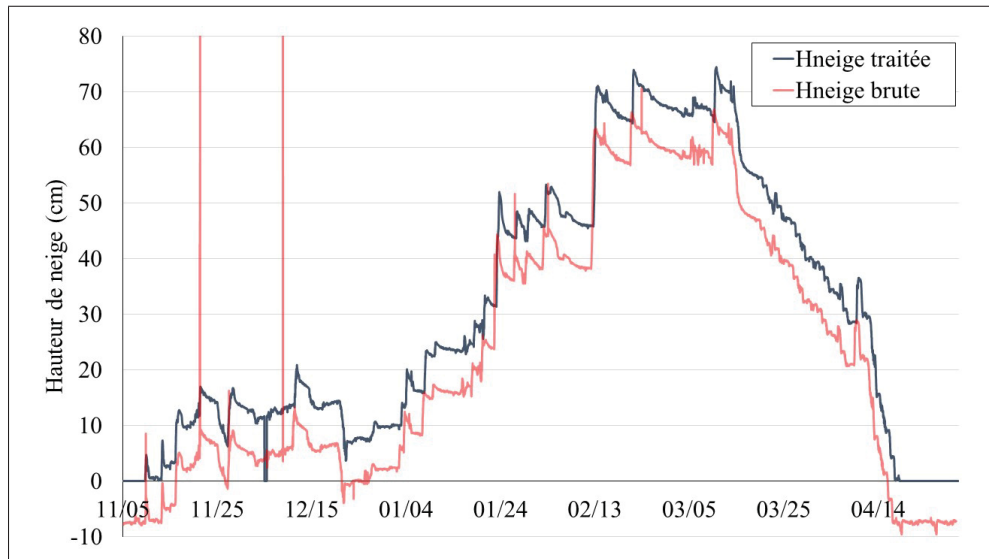


Figure 3.8 Hauteur de neige avant et après traitement

La distance par défaut du capteur n'étant également pas initialisée à 0 cm lorsque le sol est libre de neige, les données présentaient une hauteur additionnelle de neige de 7,6 cm. Ce décalage a été traité en effectuant une soustraction de cette valeur à l'ensemble du jeu de données.

Par ailleurs, la température de surface de la neige ne peut pas être supérieure à 0°C puisque celle-ci fond à 0°C exactement. On a recensé 5306 valeurs aux 15 min de mesures de températures au-dessus de 0°C dans le jeu de données. Il s'agit d'une erreur de mesure du capteur qui peut être sensible à la température de l'air. Cette donnée a donc été ajustée à 0°C lorsqu'une température positive était enregistrée (Figure 3.9).



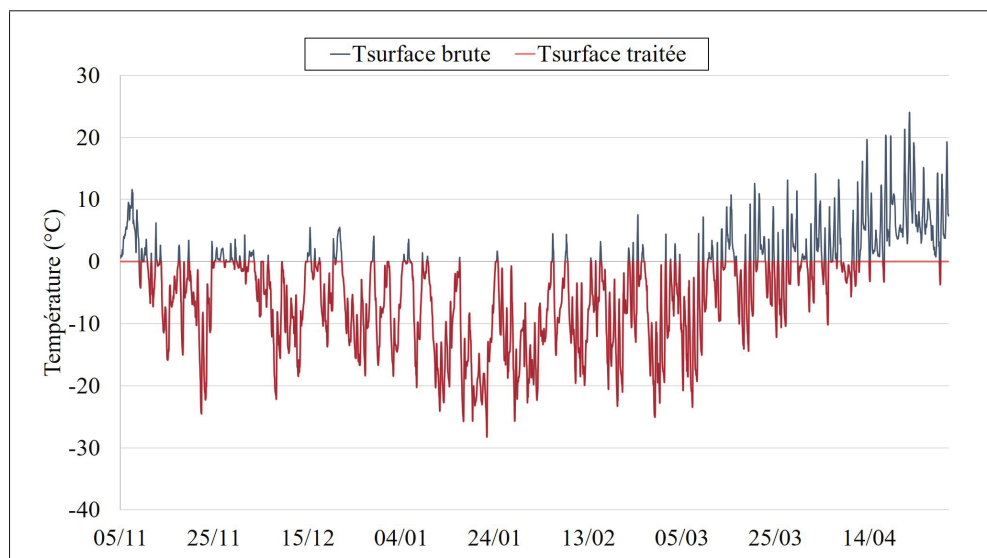


Figure 3.9 Température de la surface de la neige avant et après traitement

### 3.3.5.2 Equivalent en eau de la neige

#### Acquisition

Contrairement à la majorité des autres données, les hauteurs d'équivalent en eau de la neige sont mesurées à chaque 6 heures. Les relevées sur site ont permis de confronter les données de la GMON à neuf valeurs d'EEN déterminées lors des pics de neige.

Ces données sont moyennées pour les convertir en données journalières.

#### Traitement

Aucun traitement spécifique n'a été apporté à l'EEN. Des valeurs manquaient au début de l'hiver à 20 pas de temps de 6h entre le 16/11/2018 et 21/11/2018. L'étude d'A. Jaspert (2017) sur la GMON à Sainte Marthe a montré que l'appareil était susceptible de surestimer les valeurs d'EEN. L'étude de J. Lafontaine-Préfontaine (2018) a permis de mettre en place des corrections de l'EEN mesurées par les GMON à partir de trois paramètres. Trois corrections sont apportées à la Figure 3.10 pour discuter de la justesse de la mesure de l'EEN au BVE de Sainte Marthe.

## Analyse

La Figure 3.10 présente l'évolution de l'EEN mesurée, les points d'EEN aux pics de neige et l'EEN corrigée au cours de la période de l'étude.

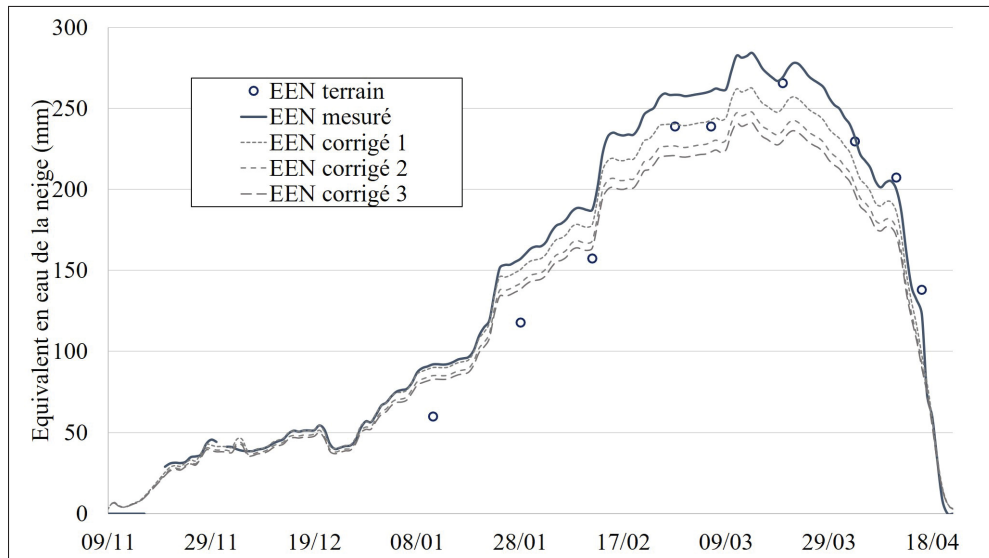


Figure 3.10 Equivalent en eau de la neige mesuré par la GMON, sur site et corrigé

La comparaison entre la mesure d'EEN sur le terrain et par l'instrument montre que les pics de neige ne sont pas toujours en adéquation avec les valeurs d'EEN de la GMON au cours de l'hiver. Les 5 premiers points semblent montrer que la GMON surestime l'EEN de la neige. La correction apportée permet notamment de réduire les grandes valeurs d'EEN au milieu de l'hiver pour les faire coïncider avec les EEN issus des sondages de neiges. La courbe "EEN corrigée 1" serait la plus adaptée à nos pics de neige. Cependant les quatre derniers points sont adéquats à la mesure et il n'est pas possible avec le paramétrage de correction de joindre l'ensemble des pics de neige. Les sources d'erreurs viennent majoritairement des pics de neige qui nous apporte une fiabilité d'ordre plus qualitative que quantitative. Notamment, l'épaisse couche de glace à la base du manteau neigeux au cours de l'hiver n'ayant pas pu être échantillonnée, l'estimation de sa densité à celle de la glace ( $= 0,917$ ) apporte un biais important quant au calcul de l'EEN. Il est probable que l'EEN soit surestimé en période de fonte car cette couche de glace tend à se

transformer et s'homogénéiser. À l'opposé, l'EEN peut être sous-estimé en période hivernale du fait de la solidité de cette couche rendant l'estimation de sa hauteur difficile.

De cette analyse, il a été décidé de conserver l'EEN brut pour la suite de l'étude suite aux incertitudes de l'EEN issu des pics de neige.

### **3.3.6 Données hydrologiques**

#### **3.3.6.1 Gradient de température et humidité du sol**

##### **Acquisition**

Les paramètres permettant de connaître l'évolution de l'humidité du sol peuvent être suivis à partir des capteurs d'humidité et des puits dans le sol ainsi que du lysimètre toutes les 15min. Le lysimètre d'une surface de 2,25 m<sup>2</sup> reliée à un pluviomètre à bascule permet de mesurer l'eau de fonte qui arrive à la base du manteau neigeux. La réponse du sol a été surveillée attentivement au cours de l'hiver où l'étude des écoulements a particulièrement été ciblée afin de suivre la réponse hydrologique du manteau neigeux.

##### **Traitement**

Aucun traitement spécifique n'a été nécessaire pour ces données. Le lysimètre a cependant été mis en fonction le 30/11/2018 et donc aucune mesure d'eau de fonte à la base du manteau neigeux n'a pu être faite avant cette date.

##### **Analyse**

Grâce à l'ensemble des capteurs de températures présents à la station principale du BVE, nous avons accès à l'évolution du gradient de température depuis la surface du manteau neigeux jusqu'à 40cm de profondeur dans le sol (Figure 3.11). La notation  $T_s$  est utilisé pour représenter la température dans le manteau neigeux tandis que  $T_g$  la température dans le sol.

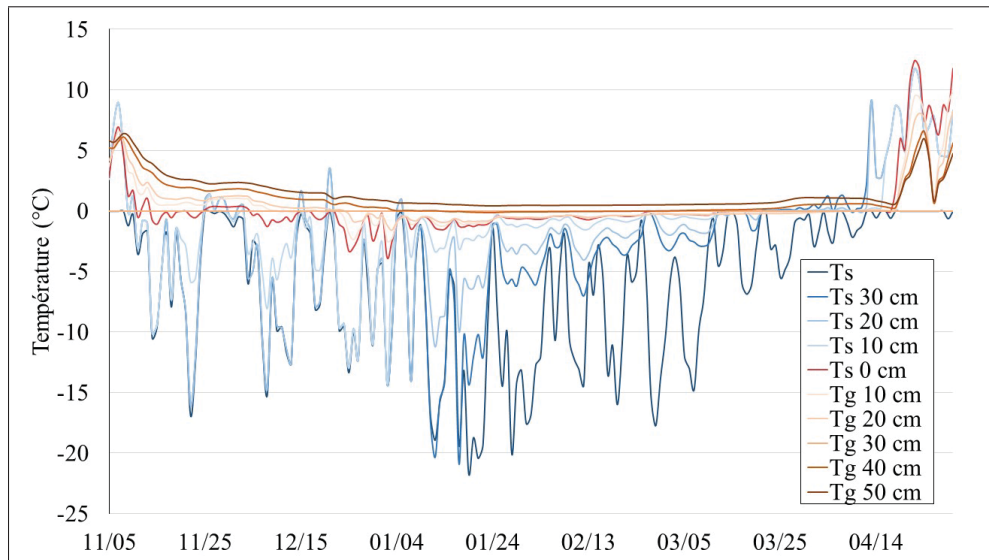


Figure 3.11 Gradient de température au travers du manteau neigeux et du sol

On constate que le sol ne gèle pratiquement pas pendant l'hiver et se maintient à une température proche de 0°C dès lors que le couvert nival se met en place. Celui-ci joue un rôle d'isolant avec le sol. Le pack de neige se refroidit également au milieu de l'hiver et l'on note son réchauffement jusqu'à 0°C au cours du mois de mars. Il se réchauffe également à certaines périodes pendant l'hiver.

L'évolution du taux d'humidité dans le sol ( $HR_g$ ) et la réponse du sol à l'infiltration d'eau sont reportées au graphique de la figure 3.12.

Au milieu de l'hiver, il est très visible qu'aucune réponse hydrologique du manteau neigeux n'est enregistrée. Ces nombreuses données ont permis d'analyser le comportement hydrologique du manteau neigeux à l'interface sol-neige. Cette analyse a été présentée au chapitre précédent.

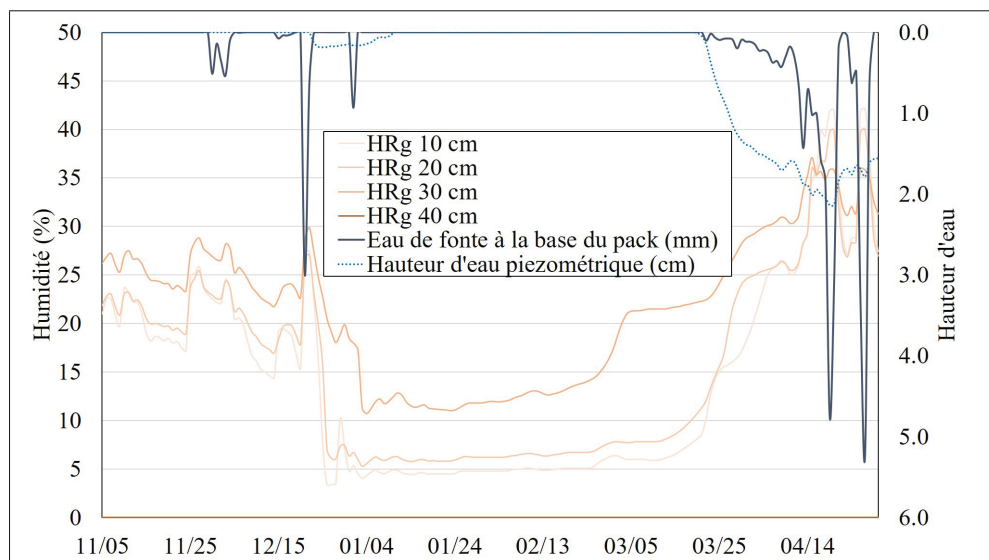


Figure 3.12 Humidité dans le sol

### 3.3.6.2 Station hydrométrique

La station hydrométrique installée sur le ruisseau en aval de la station principale permet de mesurer la réponse hydrologique de la partie haute du BVE suite à des événements de pluie sur neige ou de fonte. L'évolution de la hauteur d'eau est présentée à la Figure 3.13.

La hauteur d'eau de la rivière est sensible aux précipitations liquides et reste invariable pendant la période d'accumulation. Le niveau de la rivière est également sensible à la fonte du couvert nival.

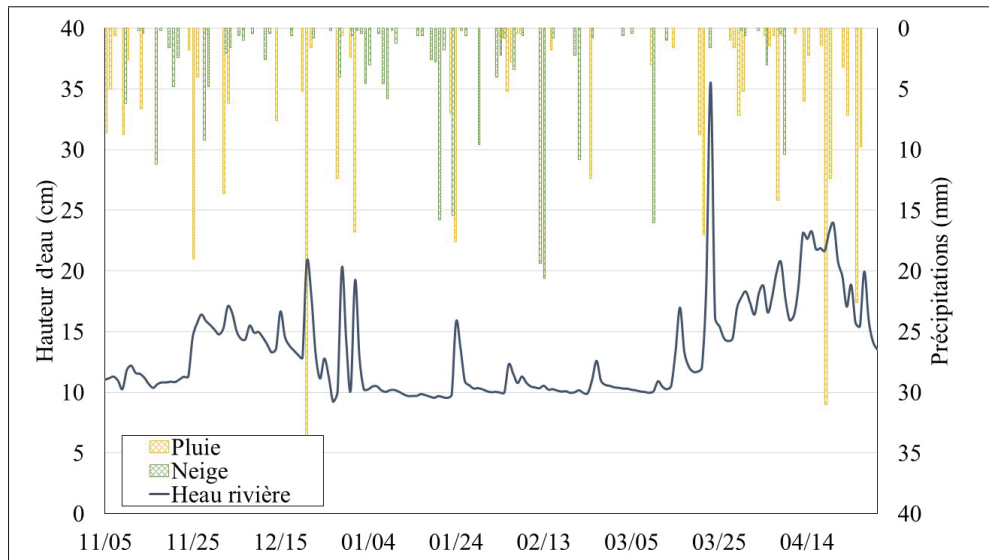


Figure 3.13 Niveau d'eau dans la rivière en parallèle des précipitations issues de la station de Dorval

### 3.4 Bilan de masse et d'énergie

Les bilans massique et énergétique ont été établis à partir des équations respectives 1.2 et 1.14 présentée à la section 1.2.1 et 1.2.2 du chapitre 1 de la revue de littérature.

#### 3.4.1 Bilan énergétique

Afin d'appréhender le comportement d'un point de vue énergétique du manteau neigeux, nous avons procédé au bilan d'énergie d'une part présenté mensuellement puis à chaque heure afin d'observer les variations journalières et diurnes au cours de l'hiver.

La Figure 3.14 présente la quantité de chaleur moyenne journalière reçue ou perdue par le manteau neigeux au cours des 6 mois de l'hiver selon chaque composante.

Les radiations solaires sont la source d'énergie dominante pour le manteau neigeux.  $Q_{SW}$  est un flux important tout au long de la saison mais devient particulièrement dominant à la fin de l'hiver dès lors que la longueur des journées s'agrandit et de l'albédo qui diminue à cause du métamorphisme de fonte du manteau neigeux.

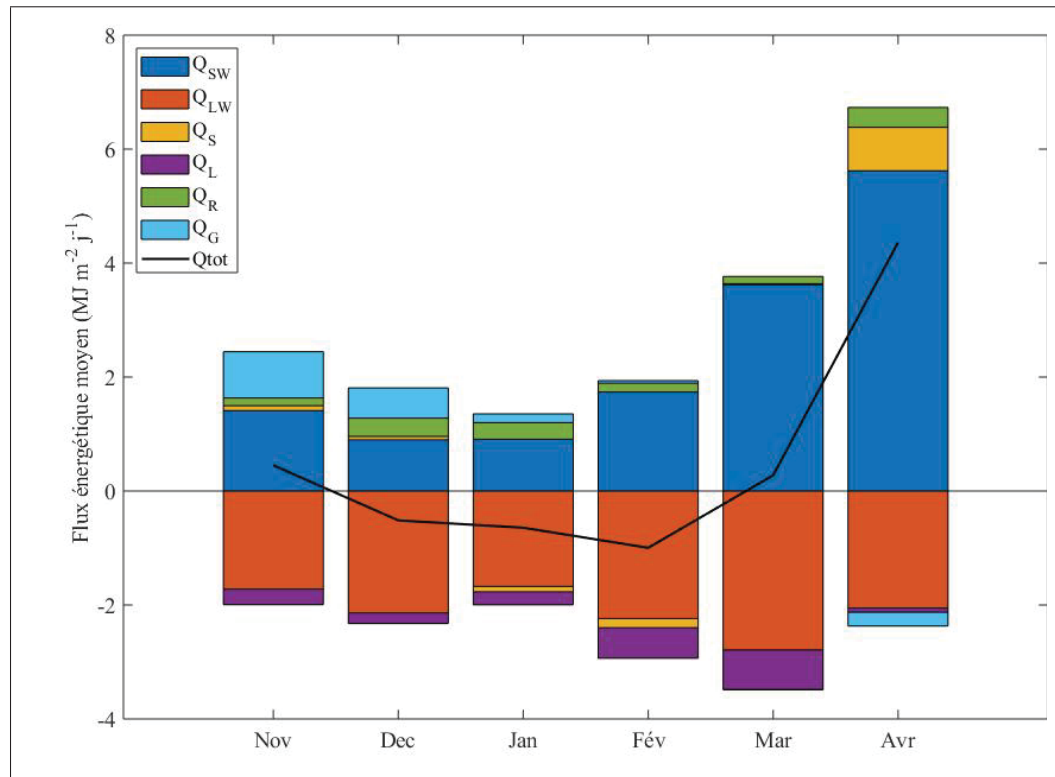


Figure 3.14 Energie moyenne de chaque composante apportée ou perdue du manteau neigeux

Les radiations terrestres nettes sont généralement une perte d'énergie pour le manteau neigeux.  $Q_{LW}$  est un flux relativement constant tout au long de la saison lorsque la surface reste couverte de neige.

Les échanges sensibles sont davantage négatifs pendant les mois les plus froids de janvier à mars, voire même inexistant du à des températures de l'air et de surface de la neige très proche. Un flux positif va se mettre en place pendant la fonte dès lors que le manteau neigeux est à maturation et que la température de l'air est positive. Aux mois de novembre et décembre, les températures opèrent en général proche du point de congélation tout comme les températures de l'air.  $Q_S$  est également faible pendant cette période.

Les échanges latents avec l'atmosphère opèrent comme une perte d'énergie et deviennent importants au cours des mois de février et mars où la neige se sublime davantage au reste de la saison. En période de fonte,  $Q_L$  devient négligeable.

La pluie apporte une portion d'énergie relativement faible et récurrente au manteau neigeux à chaque mois de la saison hivernale.

Le sol également est une faible source d'énergie au milieu de l'hiver. Cela est dû au fait que la neige est tombée très tôt dans la saison et ce sur un sol encore "chaud". En période de fonte, c'est plutôt la neige qui vient apporter de la chaleur au sol puisque celui-ci s'est tenu à une température en dessous du point de congélation et donc va être amené à se réchauffer. Notons que les mois de novembre et avril tiennent compte de journées précédents l'apparition ou suivant la disparition de la couverture de neige et donc le sol est directement exposé à l'atmosphère expliquant les quantités plus importantes ces mois-ci du flux de chaleur  $Q_G$ .

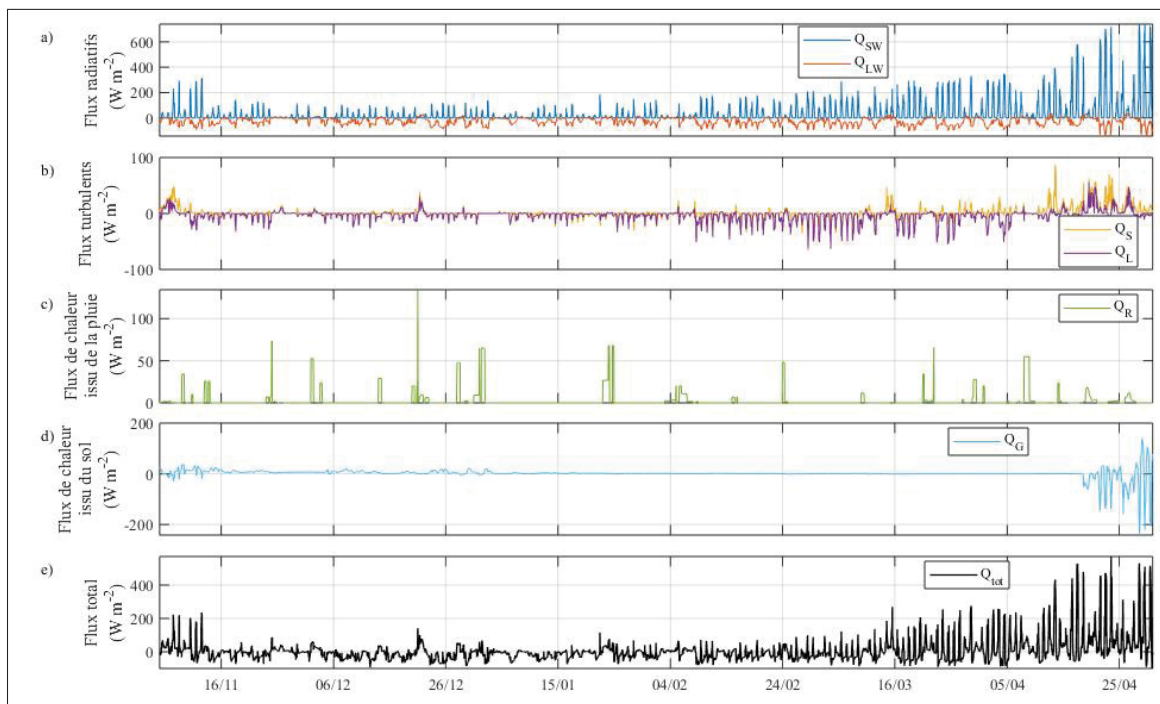


Figure 3.15 Bilan énergétique horaire



Afin de percevoir les variabilités journalières et diurnes, l'évolution des composantes du bilan énergétique au pas de temps horaire est présentée à la Figure 3.15.

Les variations diurnes sont très marquées pour les flux radiatifs et turbulents. Le pas de temps horaire permet également de mettre en évidence les apports de chaleur par la pluie dans un intervalle de temps plus court.

Finalement le bilan d'énergie qui en résulte a été positif à certains moments de la journée au cours de l'hiver 2018-2019 démontrant que des périodes de fonte opèrent avant même la période de fonte qui débute mi-mars.

Les incertitudes relatives à chaque composante de Novembre à Avril sont présentées au Tableau 3.1. Elles sont exprimées en  $\text{MJ/mois/m}^2$ .

Tableau 3.1 Incertitudes sur les composantes énergétiques

	$Q_{SW} \pm \Delta Q_{SW}$	$Q_{LW} \pm \Delta Q_{LW}$	$Q_S \pm \Delta Q_S$	$Q_L \pm \Delta Q_L$	$Q_R \pm \Delta Q_R$	$Q_G \pm \Delta Q_G$
Nov	29,6±1,5	-36,2±3,9	1,8±8,0	-5,7±14,4	2,8±0,3	9,5±58,2
Déc	27,8±1,4	-66,4±7,4	1,9±10,4	-5,7±19,4	9,9±0,8	-16,0±74,0
Jan	28,2±1,4	-51,9±5,7	-2,9±9,6	-7,1±16,4	9±0,9	-20,0±57,5
Fév	48,6±2,4	-62,6±6,8	-4,6±12,8	-15,0±26,3	4,4±0,4	-27,9±67,3
Mar	112,3±5,6	-86,5±9,4	0,4±16,3	-21,5±29,0	4,0±0,3	8,6±80,5
Avr	112,4±5,9	-41,1±5,1	15,3±14,1	-1,4±18,3	7,0±0,6	87,2±60,1

De par la méconnaissance de conductivité du thermique sol, l'incertitude sur  $Q_G$  est élevée. Cependant, l'ensemble des études révèlent que sa contribution au bilan d'énergie est très faible et souvent négligée (Bilish *et al.*, 2018). Cette hypothèse peut être faite au cours de l'hiver. Malgré tout, la composante est conservée dans le bilan car un gradient existe au début de l'hiver entre le sol et la neige et un apport de chaleur opère de la neige vers le sol en période de fonte. Enfin, les autres sources d'incertitudes plus élevées proviennent des flux turbulents qui ont été modélisés. Les incertitudes appliquées proviennent des travaux de Blanc (1987) et tiennent compte de l'incertitude des grandeurs météorologiques mesurées, la longueur de rugosité et le coefficient de stabilité appliqué.

### 3.4.2 Bilan massique

Le bilan massique (BM) journalier et cumulé est comparé à l'évolution de l'EEN afin de pouvoir le valider à la Figure 3.16.

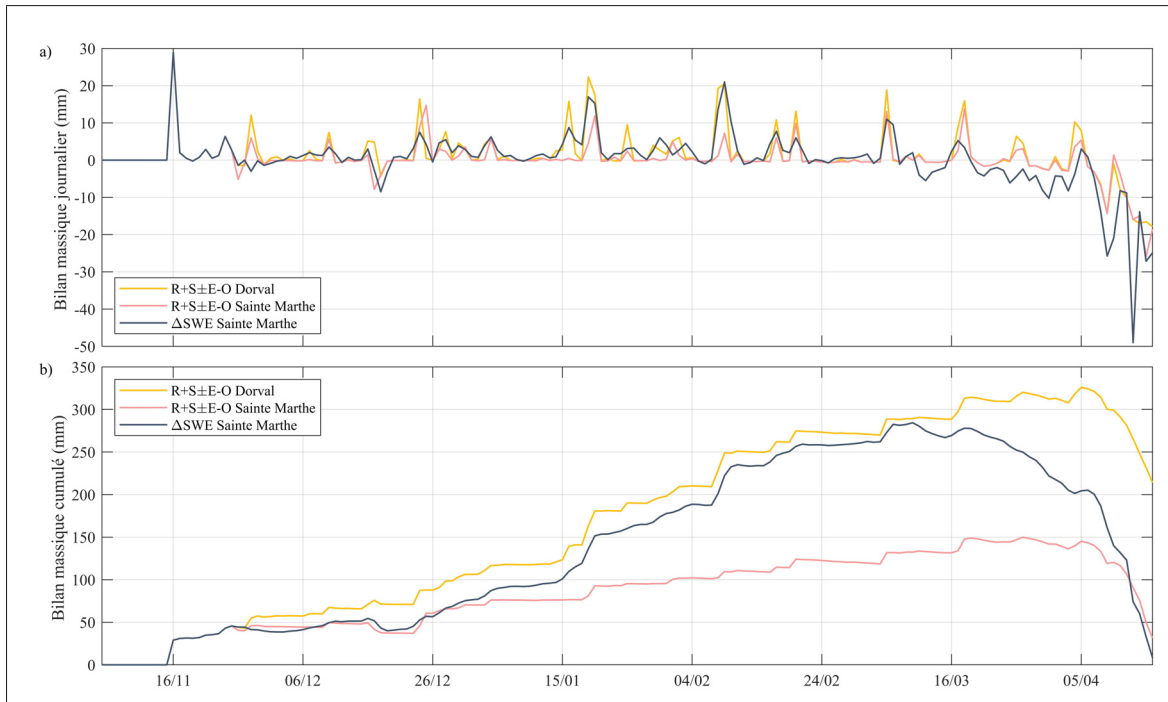


Figure 3.16 Bilan massique journalier et cumulé

L'interpolation des données relatives au bilan de masse a été traité au chapitre précédent.

### 3.5 Test du modèle de neige MASiN au BVE de Sainte Marthe

Le récent modèle de neige MASiN (Mas *et al.*, 2018) a été mis en application au BVE Sainte Marthe.

Ce modèle applique la méthode du bilan d'énergie et de masse pour simuler l'évolution d'un couvert neigeux multicouches en utilisant des données météorologiques communes au pas de temps horaire (température de l'air, humidité relative et vitesse du vent) et quotidien (précipitation). Ce modèle de neige à base physique a donc été développé pour remédier à

la simplicité des formulations empiriques et la complexité des modèles physiques, tout en garantissant des résultats fiables dans le plus grand nombre de situations et limiter les besoins en calibration.

Ce modèle a été testé avec les données météorologiques communes du site de Sainte Marthe pour tester la validité de sa paramétrisation générique. Pour cela, nous avons pu confronter au modèle plusieurs composantes dont la mesure est disponible. Les nombreuses données disponibles au BVE de Sainte Marthe permettent de confronter le modèle à la mesure directe. La hauteur de neige et l'EEN sont les deux grandeurs sur lesquelles l'analyse va s'appuyer. Les écoulements sont également observés et comparés à la réponse de l'eau de fonte qui arrive à la base du manteau neigeux enregistrée par le lysimètre.

Les Figures 3.17, 3.18, 3.19, 3.20 et 3.21 présentent les hauteurs de neige et les EEN simulées et mesurées pour les cinq configurations de modèle.

À partir du paramétrage initial du modèle (Figure 3.17), la simulation de l'EEN et de la hauteur de neige montre que le modèle n'estime pas correctement la hauteur de neige et l'EEN mesuré au BVE. La réponse hydrologique du manteau neigeux telle que simulée par le modèle reste active tout au long de l'hiver par le modèle, c'est à dire que des écoulements opèrent en tout temps, ce qui n'est pas réaliste.

Nous avons donc souhaité apporter une modification au paramétrage quant à la capacité de rétention du manteau neigeux en passant de 8% à 70% (Figure 3.18). La hauteur de neige et l'EEN modélisés sont encore loin d'être représentatifs de la hauteur de neige et l'EEN mesurés sur le site du BVE. L'augmentation de la capacité de rétention n'est pas suffisante.

La modification supplémentaire pour parvenir à faire correspondre le modèle à la mesure a été de considérer les flux solaires mesurés puisque comme nous le constatons sur les graphiques de droite des Figures 3.17 et 3.18, ceux-ci ne sont pas correctement estimés par le modèle. Les flux radiatifs terrestres présentent aussi des différences mais moindres que les flux solaires. De

plus, les flux radiatifs terrestres sont également calculés à chaque boucle du modèle puisqu'ils dépendent de la température de surface déterminée à partir du bilan énergétique.

En prenant donc comme entrée supplémentaire les flux radiatifs solaires et en conservant une capacité de rétention de 70%, on obtient les évolutions de la hauteur de neige et de l'EEN de la Figure 3.19. Même si l'écart se réduit, cela ne suffit pas à faire correspondre le modèle aux mesures. Les écoulements sont encore présents tout l'hiver.

Les écoulements peuvent être causés par un apport de chaleur trop important du sol. Le flux de chaleur par conduction à l'interface sol-neige est un paramètre qui était initialement fixé à 10 W/m<sup>2</sup>. En réduisant ce paramètre à 2 W/m<sup>2</sup>, nous obtenons les évolutions de la Figure 3.20. L'approche devient de plus en plus pertinente.

Finalement en intervenant sur les paramètres de tassement, capacité de rétention et flux de chaleur avec le sol, nous arrivons à approcher la mesure par le modèle (3.21). Le paramétrage adopté pour cette dernière simulation s'appuie sur une capacité de rétention de 15%, un flux de conduction du sol vers le manteau neigeux fixé à 2 W/m<sup>2</sup> et un coefficient de tassement de 0,005 (initialement à 0,01).

On constate que le paramétrage du modèle de neige initial n'est pas approprié au site du BVE. Mais le modèle une fois le paramétrage adapté aux mesures, permet de simuler adéquatement la dynamique du manteau neigeux. Le calibrage du modèle est donc remis en cause.

Une première analyse du modèle MASiN à Sainte Marthe a donc été établie. Nous soulignerons que le modèle n'a pas été exploité au delà car le code présente des dysfonctionnements qui sont en cours de traitement.



Figure 3.17 Simulation A du modèle MASiN



Figure 3.18 Simulation B du modèle MASiN



Figure 3.19 Simulation C du modèle MASiN



Figure 3.20 Simulation D du modèle MASiN





Figure 3.21 Simulation E du modèle MASiN



## CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS

Le BVE de Sainte Marthe au Québec permet de fournir des mesures hydrométéorologiques enregistrant en continu les paramètres clefs liés à l'hydrologie de la neige. Les travaux de recherches sur la dynamique du manteau neigeux et sa réponse hydrologique dans un contexte de changement climatique peuvent être conduits au sud du Québec à partir de ce bassin.

L'analyse des données météorologiques et réalisées à la station principale du BVE ont permis d'étudier le comportement hydrologique du manteau neigeux au cours de l'hiver 2018-2019 par des méthodes non destructives du manteau neigeux. Les données collectées aux 15 min ont été traitées individuellement pour commencer. Ce travail préliminaire a permis de discuter de la validité des données et d'entrevoir les pistes nécessaires aux travaux futurs afin de rendre ce site davantage performant. Notamment, la mesure des précipitations s'est avérée être inadéquate à la station du BVE. Par ailleurs, le système d'Eddy Covariance est complexe et une mise en fonction appropriée aux caractéristiques du site se doit d'être effectuée pour la suite. Les corrections apportées aux précipitations et la modélisation des flux turbulents ont augmenté les incertitudes sur les bilans de masse et d'énergie. Ces bilans pourraient ainsi être menés à partir de la mesure sur site directement, limitant alors les erreurs. D'autres travaux pourront être réalisés tel que la détermination de la conductivité du sol et la validité des hauteurs d'équivalent en eau de la neige de la GMON pour davantage minimiser les incertitudes.

Malgré tout, les observations météorologiques et les mesures manuelles ont permis d'une part de mettre en évidence la formation de lames de glace au cours de l'hiver 2018-2019 due à des périodes de réchauffement et des événements de pluie sur neige. Le manteau neigeux est sensible à ces épisodes devenus de plus en plus communs dans la région d'étude. L'eau de fonte produite par ces événements peut regeler les jours suivants redevenant très froids, créant ainsi ces lames de glace. La formation d'une couche de glace à la base du manteau neigeux en début d'hiver où la météo est plus instable et variable s'est retrouvée présente tout au long de la présence d'une

couverture de neige. Cette base de glace ainsi que les lames de glace jouent un rôle significatif quant au mouvement de l'eau à travers le manteau neigeux. Ces couches de faible perméabilité se comporteraient comme des barrières conduisant à la formation de flux latéraux. Cette nature hétérogène du manteau neigeux avec des couches denses vient impacter l'écoulement à la base comme il a pu être observé cet hiver. La connaissance des mouvements d'eau à l'intérieur du manteau neigeux peut engendrer une réponse hydrologique différente de celle connue en l'absence d'une véritable stratigraphie qu'on se doit dès lors de considérer dans les prévisions. Notamment, cette dynamique a déjà été observée en milieu alpin mais peu en milieu nordique.

Cette première investigation sur les écoulements et les mouvements internes dans le manteau neigeux a donc permis d'approcher l'impact de la variabilité des températures et des épisodes de pluie sur neige dans les régions nordiques comme le sud du Québec. Le changement de la dynamique du manteau neigeux devra faire l'objet d'études futures afin de suivre la réponse hydrologique en contexte de réchauffement climatique à plus long terme. Puisque nous avons pu mettre en relation l'impact des couches de glace sur les écoulements, l'orientation des prochains travaux ira en direction de cette étude afin de conforter cette relation. Afin d'y parvenir, les travaux à partir du BVE de Sainte Marthe se poursuivent avec les projets suivants :

- suivre l'évolution de l'humidité de la neige et collecter les eaux de fonte ou de pluie afin de tracer les éventuels flux horizontaux par traceur isotopique (hiver 2019-2020). En effet, les données disponibles pour la présente étude ne permettaient pas de localiser les écoulements dans le manteau neigeux ;
- suivre l'hétérogénéité spatiale de la structure du manteau neigeux par drone (hiver 2020-2021). La plupart des mesures effectuées sur le site de Sainte Marthe fournissent des données localisées. Afin de généraliser les observations et conclusions à l'ensemble de la zone d'étude, il est nécessaire de contrôler l'homogénéité spatiale des couches du pack neigeux et en particulier celle des lames de glace. L'utilisation de mesure à l'aide de GPR (aussi appelé

géoradar) monté sur drone permettra de suivre l'évolution spatiale des couches du pack neigeux, de manière non destructrice et non invasive.

Depuis 2016, la station se développe avec de nouvelles installations permettant de mener ces études. La suite de ces observations permettra d'enrichir les connaissances sur la dynamique hydrologique en hiver à partir du BVE de Sainte Marthe. Les travaux qui en découlent pourront aussi faire l'objet de nouveaux développements dans les modules de neige des modèles hydrologiques qui ne tiennent en général pas compte d'une telle spécificité de la neige. C'est par exemple le but dont était doté le modèle MASiN. Une tentative de le coupler à un modèle hydrologique a été essayé. Cette voie doit être poursuivie.



# ANNEXE I

## DONNÉES DE TERRAIN

11.01					
	hneige cm	m g	EEN mm	d	texture
1	17	69	23	139	fraiche
2	3	27	9	360	glace
3	5	54	18	360	granule
4	3	30	10	405	glace
<b>TOT</b>	<b>27</b>		<b>60</b>	<b>227</b>	
28.01					
	hneige cm	m g	EEN mm	d	texture
1	7	9	3	45	fraiche
2	3	47	16	522	glace
3	22	107	36	162	fraiche/friable
4	12	60	20	167	granule
5	9	76	25	281	glace
6	2		18	917	glace
<b>TOT</b>	<b>55</b>		<b>118</b>	<b>215</b>	
11.02					
	hneige cm	m g	EEN mm	d	texture
1	2	31	10	508	gelée
2	11	63	21	191	friable
3	4	45	15	377	glace
4	19	75	25	132	friable
5	6	94	31	522	glace
6	6		55	917	glace
<b>TOT</b>	<b>48</b>		<b>158</b>	<b>328</b>	
27.02					
	hneige cm	m g	EEN mm	d	texture
1	2	17	6	382	gelée
2	7	33	11	157	fraiche
3	2	21	7	467	gelée
4	16	114	38	238	friable
5	3	35	12	389	gelée
6	4	47	16	392	dure
7	4	56	19	533	glace
8	21	177	59	281	dure
9	5	67	22	447	glace
10	6		50	917	glace
<b>TOT</b>	<b>68</b>		<b>240</b>	<b>352</b>	
06.03					
	hneige cm	m g	EEN mm	d	texture
1	5	12	4	81	fraiche
2	3	19	6	209	gelée friable
3	4	20	7	170	fraiche/friable
4	2	12	4	200	gelée friable
5	15	113	38	250	compacte
6	4	62	21	513	glace
7	7	39	13	185	granule
8	5	72	24	483	glace friable
9	8	28	9	118	granule
10	1		0	0	lame de glace
11	12	120	40	333	granule glacée
12	8		73	917	glace
<b>TOT</b>	<b>74</b>		<b>239</b>	<b>323</b>	
20.03					
	hneige cm	m g	EEN mm	d	texture
1	13	111	37	286	granule glacée
2	6	49	16	294	granule
3	4	68	23	648	glace
4	10	103	34	343	granule
5	8	78	26	325	friable
6	13	124	41	331	mix lames de glace
7	5	44	15	293	dure
8	2	28	9	467	mouillée
9	7		64	917	glace
<b>TOT</b>	<b>67</b>		<b>266</b>	<b>400</b>	
03.04					
	hneige cm	m g	EEN mm	d	texture
1	3	39	13	438	gros sel
2	2	42	14	924	glace
3	18	214	71	408	gros sel
4	11	139	46	421	mouillée
5	4	62	21	518	dure
6	7		64	917	glace
<b>TOT</b>	<b>44</b>		<b>230</b>	<b>522</b>	
11.04					
	hneige cm	m g	EEN mm	d	texture
1	2	21	7	353	dure
2	9	107	36	418	gelée
3	9	89	30	351	gelée
4	2	29	10	649	gros sel
5	3	45	15	603	glace
6	4	53	18	445	dure
7	4	35	12	333	dure
8	3	50	17	551	liquide
9	7		64	917	glace
<b>TOT</b>	<b>41</b>		<b>207</b>	<b>512</b>	
16.04					
	hneige cm	m g	EEN mm	d	texture
1	6	76	25	420	granule glacée
2	2	28	9	460	glace
3	6	79	26	479	granule glacée
4	2	40	13	667	glacée
5	7		64	917	glace
<b>TOT</b>	<b>23</b>		<b>138</b>	<b>614</b>	

Figure-A I-1 Caractéristiques du couvert nival à chaque sondage de neige pendant l'hiver





## ANNEXE II

### DONNÉES MÉTÉOROLOGIQUES : PRÉCIPITATIONS

	Precip_pluie_princip	Precip_neige	Precip_pluie_princip_corr	Incertitude pluie	Precip_neige_corr	Incertitude neige
	mm	mm	mm		mm	
2018/11/05 23:	0,2	0,1	0,2	0,004	0	0
2018/11/06 00:	0,6	0,4	0,6	0,012	0	0
2018/11/06 01:	0,2	0	0,2	0,004	0	0
2018/11/06 02:	0	0	0	0	0	0
2018/11/06 03:	0	0	0	0	0	0
2018/11/06 04:	0	0	0	0	0	0
2018/11/06 05:	0	0	0	0	0	0
2018/11/06 06:	0	0	0	0	0	0
2018/11/06 07:	0	0	0	0	0	0
2018/11/06 08:	0,6	0,3	0,6	0,012	0	0
2018/11/06 09:	0,2	0,2	0,2	0,004	0	0
2018/11/06 10:	0	0	0	0	0	0
2018/11/06 11:	1	0,8	1	0,02	0	0
2018/11/06 12:	1,4	1,2	1,4	0,028	0	0
2018/11/06 13:	0,8	0,7	0,8	0,016	0	0
2018/11/06 14:	0,6	0,6	0,6	0,012	0	0
2018/11/06 15:	0,2	0,1	0,2	0,004	0	0
2018/11/06 16:	0,2	0,2	0,2	0,004	0	0
2018/11/06 17:	0	0	0	0	0	0
2018/11/06 18:	0,8	0,7	0,8	0,016	0	0
2018/11/06 19:	0,2	0	0,2	0,004	0	0

Figure-A II-1 Séparation pluie - neige par comparaison des deux pluviomètres  
(06/11/2018)

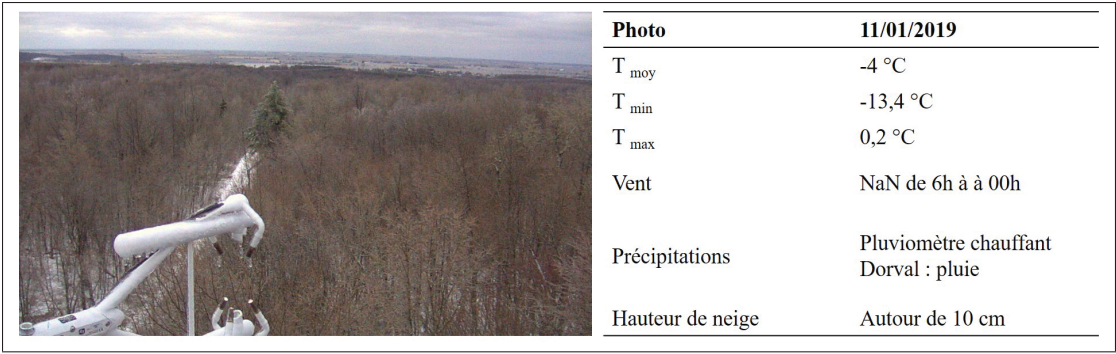


Figure-A II-2 Jour de pluie verglaçante (11/01/2019)



Figure-A II-3 Jour de précipitations non collectées (25/01/2019)

## LISTE DES RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Albert, M. R. & Perron Jr, F. E. (2000). Ice layer and surface crust permeability in a seasonal snow pack. *Hydrological Processes*, 14(18), 3207–3214.
- Amorocho, J. & Espildora, B. (1966). *Mathematical Simulation of the Snow Melting Process*. Department of Water Science and Engineering, University of California, Davis.
- Anctil, F., Rousselle, J. & Lauzon, N. (2012). *Hydrologie : Cheminements de l'eau*. Presses internationales Polytechnique.
- Anderson, E. A. & United, S. (1976). *A point energy and mass balance model of a snow cover*. Silver Spring, Md. : U.S. Dept. of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, Office of Hydrology.
- Armstrong, R. L. & Brun, E. (2008). *Snow and climate : physical processes, surface energy exchange and modeling*. Cambridge University Press.
- Arya, P. & Holton, J. (2001). *Introduction to Micrometeorology*. Elsevier Science.
- Assaf, H. (2007). Development of an energy-budget snowmelt updating model for incorporating feedback from snow course survey measurements. *Journal of engineering, computing and architecture*, 1(1).
- Avanzi, F., Hirashima, H., Yamaguchi, S., Katsushima, T. & De Michele, C. (2016). Observations of capillary barriers and preferential flow in layered snow during cold laboratory experiments.
- Avanzi, F., Johnson, R. C., Oroza, C. A., Hirashima, H., Maurer, T. & Yamaguchi, S. (2019). Insights Into Preferential Flow Snowpack Runoff Using Random Forest. *Water Resources Research*, 55(12), 10727-10746.
- Barnett, T., Adam, J. & Lettenmaier, D. (2005). Potential Impacts of a Warming Climate on Water Availability in Snow-Dominated Regions. *Nature*, 438, 303-9. doi : 10.1038/nature04141.
- Barrie, L. (1991). Snow Formation and Processes in the Atmosphere that Influence its Chemical Composition (pp. 1-20). doi : 10.1007/978-3-642-75112-7\_1.
- Barros, A. P. & Lettenmaier, D. P. (1993). Dynamic modeling of the spatial distribution of precipitation in remote mountainous areas. *Monthly weather review*, 121(4), 1195–1214.
- Bengtsson, L., Seuna, P., Lepistö, A. & Saxena, R. K. (1992). Particle movement of melt water in a subdrained agricultural basin. *Journal of Hydrology*, 135(1-4), 383–398.

- Bilish, S. P., McGowan, H. A. & Callow, J. N. (2018). Energy balance and snowmelt drivers of a marginal subalpine snowpack. *Hydrological Processes*, 32(26), 3837–3851.
- Birsan, M.-V., Molnar, P., Burlando, P. & Pfaundler, M. (2005). Streamflow trends in Switzerland. *Journal of hydrology*, 314(1-4), 312-329.
- Blanc, T. V. (1987). Accuracy of bulk-method-determined flux, stability, and sea surface roughness. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 92(C4), 3867-3876.
- Brown, L., Thorne, R. & Woo, M. (2008). Using satellite imagery to validate snow distribution simulated by a hydrological model in large northern basins. *Hydrological Processes : An International Journal*, 22(15), 2777-2787.
- Brutsaert, W. (1982). *Evaporation into the Atmosphere : Theory, History and Applications*.
- Bulygina, O. N., Groisman, P. Y., Razuvaev, V. N. & Radionov, V. F. (2010). Snow cover basal ice layer changes over Northern Eurasia since 1966. *Environmental Research Letters*, 5(1), 015004.
- Burns, S. P., Molotch, N. P., Williams, M. W., Knowles, J. F., Seok, B., Monson, R. K., Turnipseed, A. A. & Blanken, P. D. (2014). Snow temperature changes within a seasonal snowpack and their relationship to turbulent fluxes of sensible and latent heat. *Journal of Hydrometeorology*, 15(1), 117-142.
- Businger, J. A. (1966). Transfer of momentum and heat in the planetary boundary layer.
- Calonne, N., Geindreau, C., Flin, F., Morin, S., Lesaffre, B., Rolland du Roscoat, S. & Charrier, P. (2012). 3-D image-based numerical computations of snow permeability : links to specific surface area, density, and microstructural anisotropy. *The Cryosphere*, 6(5), 939–951. doi : 10.5194/tc-6-939-2012.
- Cline, D. W. (1997). Snow surface energy exchanges and snowmelt at a continental, midlatitude Alpine site. *Water Resources Research*, 33(4), 689-701.
- Colbeck, S. C. (1972). A Theory of Water Percolation in Snow. *Journal of Glaciology*, 11(63), 369-385. doi : 10.3189/S0022143000022346.
- Colbeck, S. C. (1976). An analysis of water flow in dry snow. *Water Resources Research*, 12(3), 523-527. doi : 10.1029/WR012i003p00523.
- Colbeck, S. C. (1978). The Physical Aspects of Water Flow Through Snow. Dans Chow, V. T. (Éd.), *Advances in Hydrosience* (vol. 11, pp. 165-206). Elsevier. doi : 10.1016/B978-0-12-021811-0.50008-5.

- Colbeck, S. C. (1979). Water flow through heterogeneous snow. *Cold Regions Science and Technology*, 1(1), 37-45. doi : 10.1016/0165-232X(79)90017-X.
- Colbeck, S. C. & Anderson, E. A. (1982). The permeability of a melting snow cover. *Water Resources Research*, 18(4), 904-908. doi : 10.1029/WR018i004p00904.
- Colbeck, S. C., Thorndike, A. S., Whillans, I. M., Hodge, S. M., Ackley, S. F. & Ashton, G. D. (1975). Snow and ice. *Reviews of Geophysics*, 13(3), 435-441. doi : 10.1029/RG013i003p00435.
- Conway, J. & Cullen, N. (2013). Constraining turbulent heat flux parameterization over a temperate maritime glacier in New Zealand. *Annals of glaciology*, 54(63), 41–51.
- Corps of Engineers, U. (1956). Snow Hydrology, Summary Report of the Snow Investigations. *US Army Corps of Engineers, North Pacific Division : Portland, Oregon*.
- D'Amboise, C. J., Müller, K., Oxarango, L., Morin, S. & Schuler, T. (2017). Implementation of a physically based water percolation routine in the Crocus/SURFEX (V7. 3) snowpack model. *Geoscientific Model Development*, 10(9), 3547-3566.
- Daniel Moore, R. (1983). On the Use of Bulk Aerodynamic Formulae Over Melting Snow. *Hydrology Research*, 14(4), 193-206. doi : 10.2166/nh.1983.0016.
- Desjarlais, C. & Blondlot, A. (2010). *Savoir s'adapter aux changements climatiques*. Ouranos.
- DeWalle, D. R. & Rango, A. (2008). *Principles of snow hydrology*. Cambridge University Press.
- Dingman, S. L. (2015). *Physical hydrology*. Waveland press.
- Dozier, J. (1980). A clear-sky spectral solar radiation model for snow-covered mountainous terrain. *Water Resources Research*, 16(4), 709–718.
- Dyer, A. & Hicks, B. (1970). Flux-gradient relationships in the constant flux layer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96(410), 715–721.
- Déry, S. J. & Tremblay, L. (2004). Modeling the effects of wind redistribution on the snow mass budget of polar sea ice. *Journal of Physical Oceanography*, 34(1), 258–271.
- Déry, S. J. & Yau, M. K. (2002). Large-scale mass balance effects of blowing snow and surface sublimation. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 107(D23), ACL 8-1-ACL 8-17. doi : 10.1029/2001jd001251.



- Eiriksson, D., Whitson, M., Luce, C. H., Marshall, H. P., Bradford, J., Benner, S. G., Black, T., Hetrick, H. & McNamara, J. P. (2013). An evaluation of the hydrologic relevance of lateral flow in snow at hillslope and catchment scales. *Hydrological Processes*, 27(5), 640–654.
- Evans, S. L., Flores, A. N., Heilig, A., Kohn, M. J., Marshall, H. & McNamara, J. P. (2016). Isotopic evidence for lateral flow and diffusive transport, but not sublimation, in a sloped seasonal snowpack, Idaho, USA. *Geophysical Research Letters*, 43(7), 3298-3306.
- Fang, Z., Carroll, R. W., Schumer, R., Harman, C., Wilusz, D. & Williams, K. H. (2019). Streamflow partitioning and transit time distribution in snow-dominated basins as a function of climate. *Journal of Hydrology*, 570, 726-738.
- Freudiger, D., Kohn, I., Stahl, K. & Weiler, M. (2014). Large-scale analysis of changing frequencies of rain-on-snow events with flood-generation potential. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(7), 2695-2709.
- Gauer, P. (2001). Numerical modeling of blowing and drifting snow in Alpine terrain. *Journal of Glaciology*, 47(156), 97–110.
- Gerdel, R. W. (1948). Penetration of radiation into the snow pack. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 29(3), 366-374. doi : 10.1029/TR029i003p00366.
- Gerdel, R. W. (1949). Evaluation of Snow cover : distribution from horizontal photographs.
- Gerdel, R. W. (1954). The transmission of water through snow. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 35(3), 475–485.
- Giesen, R., Andreassen, L., Van den Broeke, M. & Oerlemans, J. (2009). Comparison of the meteorology and surface energy balance at Storbreven and Midtdalsbreen, two glaciers in southern Norway. *The Cryosphere*, 3, 57-74.
- Gray, D. M. & Male, D. H. (1981). *Handbook of snow : principles, processes, management use*. Toronto ; New York : Pergamon Press.
- Hamlet, A. F., Mote, P. W., Clark, M. P. & Lettenmaier, D. P. (2005). Effects of temperature and precipitation variability on snowpack trends in the western United States. *Journal of Climate*, 18(21), 4545-4561.
- Harr, R. D. (1981). Some characteristics and consequences of snowmelt during rainfall in western Oregon. *Journal of Hydrology*, 53(3-4), 277-304.

- Helgason, W. & Pomeroy, J. (2012). Problems Closing the Energy Balance over a Homogeneous Snow Cover during Midwinter. *Journal of Hydrometeorology*, 13(2), 557-572. doi : 10.1175/jhm-d-11-0135.1.
- Hirashima, H., Yamaguchi, S. & Katsushima, T. (2014). A multi-dimensional water transport model to reproduce preferential flow in the snowpack. *Cold Regions Science and Technology*, 108, 80–90.
- Hirashima, H., Avanzi, F. & Yamaguchi, S. (2017). Liquid water infiltration into a layered snowpack : evaluation of a 3-D water transport model with laboratory experiments. *Hydrology Earth System Sciences*, 21(11).
- Hirashima, H., Avanzi, F. & Wever, N. (2019). Wet-Snow Metamorphism Drives the Transition From Preferential to Matrix Flow in Snow. *Geophysical Research Letters*, 46(24), 14548-14557.
- Hobbs, P. V., Chang, S. & Locatelli, J. D. (1974). The dimensions and aggregation of ice crystals in natural clouds. *Journal of geophysical Research*, 79(15), 2199–2206.
- Holko, L., Gorbachova, L. & Kostka, Z. (2011). Snow hydrology in central Europe. *Geography Compass*, 5(4), 200–218.
- Hood, E., Williams, M. & Cline, D. (1999). Sublimation from a seasonal snowpack at a continental, mid-latitude alpine site. *Hydrological Processes*, 13(12-13), 1781-1797.
- Ikeda, S., Katsushima, T., Matsushita, H., Ito, Y., Takeuchi, Y. & Akiyama, K. (2014). Comparison of snowpack on a slope and on flat land focusing on the effects of water infiltration. *Cold regions science and technology*, 108, 91-97.
- Jeong, D. I. & Sushama, L. (2018). Rain-on-snow events over North America based on two Canadian regional climate models. *Climate Dynamics*, 50(1-2), 303-316.
- Jordan, R. (1991). *A one-dimensional temperature model for a snow cover : Technical documentation for SNTHERM*. 89.
- Jordan, R. (2013). Effects of Capillary Discontinuities on Water Flow Retention in Layered Snow covers. *Defence Science Journal*, 45. doi : 10.14429/dsj.45.4107.
- Judson, A. & Doesken, N. (2000). Density of Freshly Fallen Snow in the Central Rocky Mountains. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(7), 1577-1588. doi : 10.1175/1520-0477(2000)081<1577:Doffsi>2.3.Co;2.

- Juras, R., Würzer, S., Pavlásek, J., Vitvar, T. & Jonas, T. (2017). Rainwater propagation through snowpack during rain-on-snow sprinkling experiments under different snow conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(9), 4973.
- Kapil, J., Prasher, C., Datt, P. & Satyawali, P. (2010). Growth of melt-freeze clusters and formation of impeding layers to water flow in snow irradiated by a sun simulator under controlled laboratory conditions. *Annals of glaciology*, 51(54), 19–26.
- Katsushima, T., Kumakura, T. & Takeuchi, Y. (2009). A multiple snow layer model including a parameterization of vertical water channel process in snowpack. *Cold regions science and technology*, 59(2-3), 143-151.
- Katsushima, T., Yamaguchi, S., Kumakura, T. & Sato, A. (2013). Experimental analysis of preferential flow in dry snowpack. *Cold Regions Science and Technology*, 85, 206-216.
- Katsushima, T., Adachi, S., Yamaguchi, S., Ozeki, T. & Kumakura, T. (2018). Observation of fingering flow and lateral flow development in layered dry snowpack by using MRI. *International Snow Science Workshop Proceedings*, pp. 971–975.
- Katsushima, T., Adachi, S., Yamaguchi, S., Ozeki, T. & Kumakura, T. (2020). Nondestructive three-dimensional observations of flow finger and lateral flow development in dry snow using magnetic resonance imaging. *Cold Regions Science and Technology*, 170, 102956.
- Kattelmann, R. (1985). Macropores in Snowpacks of Sierra Nevada. *Annals of Glaciology*, 6, 272-273. doi : 10.3189/1985aog6-1-272-273.
- Kattelmann, R. (1997). Flooding from rain-on-snow events in the Sierra Nevada. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences*, 239, 59-66.
- Kelleners, T., Chandler, D., McNamara, J. P., Gribb, M. M. & Seyfried, M. (2009). Modeling the water and energy balance of vegetated areas with snow accumulation. *Vadose Zone Journal*, 8(4), 1013–1030.
- Kochendorfer, J., Earle, M. E., Hodyss, D., Reverdin, A., Roulet, Y.-A., Nitu, R., Rasmussen, R., Landolt, S., Buisán, S. & Laine, T. (2020). Undercatch Adjustments for Tipping-Bucket Gauge Measurements of Solid Precipitation. *Journal of Hydrometeorology*, 21(6), 1193-1205. doi : 10.1175/jhm-d-19-0256.1.
- Kustas, W. P., Rango, A. & Uijlenhoet, R. (1994). A simple energy budget algorithm for the snow-melt runoff model. *Water Resources Research*, 30(5), 1515-1527. doi : 10.1029/94wr00152.



- Langham, E. J., Santeford, H. & Smith, J. (1974). The occurrence and movement of liquid water in the snowpack. *Symposium on Advanced Concepts in the Study of Snow and Ice Resources, National Academy of Sciences*.
- Larue, F., Royer, A., De Sève, D., Roy, A., Picard, G., Vionnet, V. & Cosme, E. (2018). Simulation and assimilation of passive microwave data using a snowpack model coupled to a calibrated radiative transfer model over northeastern Canada. *Water Resources Research*, 54(7), 4823-4848.
- Lee, R. (1963). Evaluation of solar beam irradiation as a climatic parameter of mountain watersheds. *Hydrology papers (Colorado State University); no. 2*.
- Leroux, N. R. & Pomeroy, J. W. (2018). Simulation of capillary overshoot in snow with a non-equilibrium Richards equation model combined with a trapping model for the water phase. *EGUGA*, 11691.
- Leroux, N. R. & Pomeroy, J. W. (2017). Modelling capillary hysteresis effects on preferential flow through melting and cold layered snowpacks. *Advances in Water Resources*, 107, 250-264.
- Liston, G. E. & Elder, K. (2006). A distributed snow-evolution modeling system (SnowModel). *Journal of Hydrometeorology*, 7(6), 1259–1276.
- Liu, B. Y. & Jordan, R. C. (1960). The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation. *Solar energy*, 4(3), 1–19.
- Logan, T., Charron, I., Chaumont, D. & Houle, D. (2011). Atlas of climate scenarios for Québec forests. *annexes : Ouranos et MRNF*, 57, 57.
- Lundberg, A., Ala-Aho, P., Eklo, O., Klöve, B., Kværner, J. & Stumpp, C. (2016). Snow and frost : implications for spatiotemporal infiltration patterns – a review. *Hydrological Processes*, 30(8), 1230-1250. doi : 10.1002/hyp.10703.
- MacDonald, M. K., Pomeroy, J. W. & Essery, R. L. (2018). Water and energy fluxes over northern prairies as affected by chinook winds and winter precipitation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 248, 372-385.
- Male, D. H. & Granger, R. J. (1981). Snow surface energy exchange. *Water Resources Research*, 17(3), 609-627. doi : 10.1029/WR017i003p00609.
- Marks, D. & Dozier, J. (1992). Climate and energy exchange at the snow surface in the Alpine Region of the Sierra Nevada : 2. Snow cover energy balance. *Water Resources Research*, 28(11), 3043-3054. doi : 10.1029/92WR01483.

- Marks, D., Kimball, J., Tingey, D. & Link, T. (1998). The sensitivity of snowmelt processes to climate conditions and forest cover during rain-on-snow : A case study of the 1996 Pacific Northwest flood. *Hydrological Processes*, 12(10-11), 1569-1587.
- Marks, D., Domingo, J., Susong, D., Link, T. & Garen, D. (1999). A spatially distributed energy balance snowmelt model for application in mountain basins. *Hydrological processes*, 13(12-13), 1935–1959.
- Markstrom, S., Hay, L., Ward-Garrison, C., Risley, J., Battaglin, W., Bjerklie, D., Chase, K., Christiansen, D., Dudley, R. & Hunt, R. (2011). Integrated Watershed-Scale Response to Climate Change for Selected Basins Across the United States. *US Geological Survey Scientific Investigations Report*, 2011, 143.
- Marsh, P. & Woo, M.-K. (1984). Wetting front advance and freezing of meltwater within a snow cover : 2. A simulation model. *Water Resources Research*, 20(12), 1865-1874.
- Marsh, P. & Woo, M. (1985). Meltwater movement in natural heterogeneous snow covers. *Water Resources Research*, 21(11), 1710-1716.
- Mas, A., Baraer, M., Arsenault, R., Poulin, A. & Préfontaine, J. (2018). Targeting high robustness in snowpack modeling for Nordic hydrological applications in limited data conditions. *Journal of Hydrology*, 564, 1008-1021. doi : 10.1016/j.jhydrol.2018.07.071.
- Mason, B. (1971). *The Physics of Clouds*. Clarendon Press.
- Mavrovic, A., Madore, J.-B., Langlois, A., Royer, A. & Roy, A. (2020). Snow liquid water content measurement using an open-ended coaxial probe (OECF). *Cold Regions Science and Technology*, 171, 102958.
- Mazurkiewicz, A. B., Callery, D. G. & McDonnell, J. J. (2008). Assessing the controls of the snow energy balance and water available for runoff in a rain-on-snow environment. *Journal of Hydrology*, 354(1-4), 1-14.
- McCabe, G. J., Clark, M. P. & Hay, L. E. (2007). Rain-on-Snow Events in the Western United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(3), 319-328. doi : 10.1175/bams-88-3-319.
- Molotch, N. P., Blanken, P. D., Williams, M. W., Turnipseed, A. A., Monson, R. K. & Margulis, S. A. (2007). Estimating sublimation of intercepted and sub-canopy snow using eddy covariance systems. *Hydrological Processes : An International Journal*, 21(12), 1567-1575.

- Musselman, K. N., Lehner, F., Ikeda, K., Clark, M. P., Prein, A. F., Liu, C., Barlage, M. & Rasmussen, R. (2018). Projected increases and shifts in rain-on-snow flood risk over western North America. *Nature Climate Change*, 8(9), 808–812.
- Nishimura, M., Sasaki, A. & Suzuki, K. (2018). Energy Balance Variation on the Snow Surface during the Snow Covered Season in the Norikura Highland, Japanese Alpine Area. *Bulletin of Glaciological Research*, 36, 23-35.
- Oke, T. (1987). *Boundary Layer Climates*. Routledge.
- Pan, X., Helgason, W., Ireson, A. & Wheeler, H. (2017). Field-scale water balance closure in seasonally frozen conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(11), 5401.
- Paterson, W. S. B. (1994). *Physics of glaciers*. Butterworth-Heinemann.
- Perla, R. (1978). Short Note on Slab-Avalanche Measurements. *Journal of Glaciology*, 20(82), 221–222. doi : 10.3189/S0022143000021250.
- Pfeffer, W. & Humphrey, N. (1996). Determination of timing and location of water movement and ice-layer formation by temperature measurements in sub-freezing snow. *Journal of Glaciology*, 42(141), 292-304.
- Pfeffer, W. & Humphrey, N. (1998). Formation of ice layers by infiltration and refreezing of meltwater. *Annals of Glaciology*, 26, 83-91.
- Pleasants, M. S., Kelleners, T. J. & Ohara, N. (2017). Analysis of snowpack dynamics during the spring melt season for a sub-alpine site using point measurements and numerical modeling. *Hydrological Processes*, 31(25), 4568-4585.
- Plüss, C. & Ohmura, A. (1997). Longwave Radiation on Snow-Covered Mountainous Surfaces. *Journal of Applied Meteorology - J APPL METEOROL*, 36, 818-824. doi : 10.1175/1520-0450-36.6.818.
- Pohl, S. & Marsh, P. (2006). Modelling the spatial–temporal variability of spring snowmelt in an arctic catchment. *Hydrological Processes : An International Journal*, 20(8), 1773-1792.
- Pomeroy, J. & Dion, K. (1996). Winter radiation extinction and reflection in a boreal pine canopy : measurements and modelling. *Hydrological processes*, 10(12), 1591–1608.
- Pomeroy, J., Gray, D. & Landine, P. (1993). The prairie blowing snow model : characteristics, validation, operation. *Journal of Hydrology*, 144(1-4), 165–192.

- Poulin, A., Brissette, F., Leconte, R., Arsenault, R. & Malo, J.-S. (2011). Uncertainty of hydrological modelling in climate change impact studies in a Canadian, snow-dominated river basin. *Journal of Hydrology*, 409(3-4), 626-636.
- Prueger, J. H. & Kustas, W. P. (2005). Aerodynamic methods for estimating turbulent fluxes. *Micrometeorology in agricultural systems*, 47, 407–436.
- Quéno, L., Karbou, F., Vionnet, V. & Dombrowski-Etchevers, I. (2017). Satellite products of incoming solar and longwave radiations used for snowpack modelling in mountainous terrain. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 1-33.
- Quéno, L., Fierz, C., van Herwijnen, A., Longridge, D. & Wever, N. (2020). Ice layer formation in the snowpack due to preferential water flow : case study at an alpine site.
- Rasmus, S., Kivinen, S. & Irannezhad, M. (2018). Basal ice formation in snow cover in Northern Finland between 1948 and 2016. *Environmental Research Letters*, 13(11), 114009.
- Reba, M. L., Pomeroy, J., Marks, D. & Link, T. E. (2012). Estimating surface sublimation losses from snowpacks in a mountain catchment using eddy covariance and turbulent transfer calculations. *Hydrological Processes*, 26(24), 3699-3711. doi : 10.1002/hyp.8372.
- Reba, M. L., Link, T. E., Marks, D. & Pomeroy, J. (2009). An assessment of corrections for eddy covariance measured turbulent fluxes over snow in mountain environments. *Water Resources Research*, 45(4). doi : 10.1029/2008wr007045.
- Rixen, C. & Rolando, A. (2013). *The impacts of skiing and related winter recreational activities on mountain environments*. Bentham Science Publishers Soest, the Netherlands.
- Rössler, O. K., Froidevaux, P. A., Börs, U., Rickli, R., Romppainen-Martius, O. & Weingartner, R. (2014). Retrospective analysis of a nonforecasted rain-on-snow flood in the Alps—a matter of model limitations or unpredictable nature ? *Hydrology and earth system sciences*, 18(6), 2265-2285.
- Schneebeli, M. (1995). Development and stability of preferential flow paths in a layered snowpack. *Biogeochemistry of Seasonally Snow Covered Basins*, 228.
- Sexstone, G. A., Clow, D. W., Stannard, D. I. & Fassnacht, S. R. (2016). Comparison of methods for quantifying surface sublimation over seasonally snow-covered terrain. *Hydrological Processes*, 30(19).
- Sexstone, G. A., Driscoll, J. M., Hay, L. E., Hammond, J. C. & Barnhart, T. B. (2020). Runoff sensitivity to snow depletion curve representation within a continental scale hydrologic model. *Hydrological Processes*, 34(11), 2365-2380.

- Seyfried, M., Grant, L., Marks, D., Winstral, A. & McNamara, J. (2009). Simulated soil water storage effects on streamflow generation in a mountainous snowmelt environment, Idaho, USA. *Hydrological Processes : An International Journal*, 23(6), 858–873.
- Sicart, J. E., Essery, R. L., Pomeroy, J. W., Hardy, J., Link, T. & Marks, D. (2004). A sensitivity study of daytime net radiation during snowmelt to forest canopy and atmospheric conditions. *Journal of Hydrometeorology*, 5(5), 774–784.
- Sicart, J. E., Hock, R. & Six, D. (2008). Glacier melt, air temperature, and energy balance in different climates : The Bolivian Tropics, the French Alps, and northern Sweden. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D24).
- Singh, A. K. (1999). An investigation of the thermal conductivity of snow. *Journal of Glaciology*, 45(150), 346–351. doi : 10.3189/S0022143000001842.
- Singh, P., Spitzbart, G., Hübl, H. & Weinmeister, H. (1997). Hydrological response of snowpack under rain-on-snow events : a field study. *Journal of Hydrology*, 202(1-4), 1–20.
- Singh, P., Spitzbart, G., Huebl, H. & Weinmeister, H. (1999). Importance of ice layers on liquid water storage within a snowpack. *Hydrological processes*, 13(12-13), 1799–1805.
- Sommerfeld, R. A. & LaChapelle, E. (1970). The Classification of Snow Metamorphism. *Journal of Glaciology*, 9(55), 3-18. doi : 10.3189/S0022143000026757.
- Sturm, M., Holmgren, J., König, M. & Morris, K. (1997). The thermal conductivity of seasonal snow. *Journal of Glaciology*, 43, 26-41. doi : 10.3189/s0022143000002781.
- Suckling, P. W. & Hay, J. E. (1977). A cloud layer-sunshine model for estimating direct, diffuse and total solar radiation. *Atmosphere*, 15(4), 194-207. doi : 10.1080/00046973.1977.9648441.
- Sumner, G. N. (1988). *Precipitation : process and analysis*. Wiley New York.
- Surfleet, C. G. & Tullos, D. (2013). Uncertainty in hydrologic modelling for estimating hydrologic response due to climate change (Santiam River, Oregon). *Hydrological Processes*, 27(25), 3560-3576. doi : 10.1002/hyp.9485.
- Techel, F., Pielmeier, C. & Schneebeli, M. (2011). Microstructural resistance of snow following first wetting. *Cold Regions Science and Technology*, 65(3), 382-391. doi : 10.1016/j.coldregions.2010.12.006.
- Trubilowicz, J. W. & Moore, R. D. (2017). Quantifying the role of the snowpack in generating water available for run-off during rain-on-snow events from snow pillow records. *Hydrological Processes*, 31(23), 4136-4150.

- Tseng, P.-H., Illangasekare, T. H. & Meier, M. F. (1994). A 2-D finite element method for water infiltration in a subfreezing snowpack with a moving surface boundary during melting. *Advances in Water Resources*, 17(4), 205 - 219. doi : 10.1016/0309-1708(94)90001-9.
- Varley, M., Beven, K. & Oliver, H. (1996). Modelling solar radiation in steeply sloping terrain. *International Journal of Climatology : A Journal of the Royal Meteorological Society*, 16(1), 93–104.
- Verseghy, D. L. Class—A Canadian land surface scheme for GCMS. I. Soil model. *International Journal of Climatology*, 11(2), 111-133. doi : 10.1002/joc.3370110202.
- Vionnet, V., Fortin, V., Gaborit, E., Roy, G., Abrahamowicz, M., Gasset, N. & Pomeroy, J. W. (2020). Assessing the factors governing the ability to predict late-spring flooding in cold-region mountain basins. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 24(4), 2141-2165. doi : 10.5194/hess-24-2141-2020.
- Wankiewicz, A. (1978). Water pressure in ripe snowpacks. *Water Resources Research*, 14(4), 593-600. doi : 10.1029/WR014i004p00593.
- Wankiewicz, A. (1979). A review of water movement in snow. *Modeling of snow cover runoff*, 222-252.
- Warren, S. G. (1982). Optical properties of snow. *Reviews of Geophysics*, 20(1), 67-89. doi : 10.1029/RG020i001p00067.
- Webb, E. K. (1965). Aerial Microclimate. Dans *Agricultural Meteorology* (pp. 27–58). Boston, MA : American Meteorological Society. doi : 10.1007/978-1-940033-58-7\_2.
- Webb, E. K. (1970). Profile relationships : The log-linear range, and extension to strong stability. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96(407), 67–90.
- Webb, R., Williams, M. & Erickson, T. (2018a). The spatial and temporal variability of meltwater flow paths : Insights from a grid of over 100 snow lysimeters. *Water Resources Research*, 54(2), 1146-1160.
- Webb, R. W., Fassnacht, S. R. & Gooseff, M. N. (2018b). Hydrologic flow path development varies by aspect during spring snowmelt in complex subalpine terrain. *The Cryosphere*, 12(1), 287.
- Webb, R. W., Wigmore, O., Jennings, K., Fend, M. & Molotch, N. P. (2020). Hydrologic connectivity at the hillslope scale through intra-snowpack flow paths during snowmelt. *Hydrological Processes*, 34(7), 1616-1629.



- Wever, N. (2012). Quantifying trends in surface roughness and the effect on surface wind speed observations. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 117(D11).
- Wever, N., Fierz, C., Mitterer, C., Hirashima, H. & Lehning, M. (2014). Solving Richards Equation for snow improves snowpack meltwater runoff estimations in detailed multi-layer snowpack model. *The Cryosphere*, 8(1), 257-274. doi : 10.5194/tc-8-257-2014.
- Wever, N., Würzer, S., Fierz, C. & Lehning, M. (2016). Simulating ice layer formation under the presence of preferential flow in layered snowpacks. *The Cryosphere*, 10(6), 2731–2744. doi : 10.5194/tc-10-2731-2016.
- Wiscombe, W. & Warren, S. (1980). A Model for the Spectral Albedo of Snow. I : Pure Snow. *Journal of The Atmospheric Sciences - J ATMOS SCI*, 37, 2712-2733. doi : 10.1175/1520-0469(1980)037<2712:AMFTSA>2.0.CO;2.
- Woo, M.-k. & Heron, R. (1981). Occurrence of ice layers at the base of High Arctic snowpacks. *Arctic and Alpine Research*, 13(2), 225-230.
- Woo, M.-K., Heron, R. & Marsh, P. (1982). Basal ice in high arctic snowpacks. *Arctic and Alpine Research*, 14(3), 251-260.
- Würzer, S., Wever, N., Juras, R., Lehning, M. & Jonas, T. (2017). Modelling liquid water transport in snow under rain-on-snow conditions – considering preferential flow. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(3), 1741–1756. doi : 10.5194/hess-21-1741-2017.
- Würzer, S., Jonas, T., Wever, N. & Lehning, M. (2016). Influence of initial snowpack properties on runoff formation during rain-on-snow events. *Journal of hydrometeorology*, 17(6), 1801–1815.
- Yagouti, A., Boulet, G., Vincent, L., Vescovi, L. & Mekis, E. (2008). Observed changes in daily temperature and precipitation indices for southern Québec, 1960–2005. *Atmosphere-Ocean*, 46(2), 243-256.
- Yamaguchi, S., Hirashima, H. & Ishii, Y. (2018). Year-to-year changes in preferential flow development in a seasonal snowpack and their dependence on snowpack conditions. *Cold Regions Science and Technology*, 149, 95–105.
- Ye, H., Yang, D. & Robinson, D. (2008). Winter rain on snow and its association with air temperature in northern Eurasia. *Hydrological Processes*, 22(15), 2728-2736. doi : 10.1002/hyp.7094.
- You, J., Tarboton, D. G. & Luce, C. (2014). Modeling the snow surface temperature with a one-layer energy balance snowmelt model.

- Zeinivand, H. & De Smedt, F. (2009). Hydrological modeling of snow accumulation and melting on river basin scale. *Water resources management*, 23(11), 2271–2287.
- Zeinivand, H. & De Smedt, F. (2010). Prediction of snowmelt floods with a distributed hydrological model using a physical snow mass and energy balance approach. *Natural Hazards*, 54(2), 451-468. doi : 10.1007/s11069-009-9478-9.