

**DÉVELOPPEMENT D'UN MODÈLE DE NEIGE MULTICOUCHE DANS
UN CONTEXTE DE SIMULATION HYDROLOGIQUE DISTRIBUÉE**

Par
Julien Augas

Thèse présentée pour l'obtention du grade de
Philosophiae Doctor (Ph.D.)
en Sciences de l'Eau

Jury d'évaluation

Président du jury et examineur interne	Richard Turcotte <i>Institut National de la Recherche Scientifique</i>
Examineur externe	Roger Moussa <i>UMR Laboratoire d'Etude des Interactions entre Sol-Agrosystème-Hydrosystème</i>
Examineur externe	Simon Ricard <i>Institut de Recherche et de Développement en Agroenvironnement</i>
Directeur de recherche	Alain N. Rousseau <i>Institut National de la Recherche Scientifique</i>
Codirecteur de recherche	Michel Baraër <i>Ecole de Technologie Supérieure</i>

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier tout particulièrement Alain N. Rousseau pour m'avoir donné la chance d'effectuer ces travaux de recherche sur la modélisation de la neige. Ses conseils et expertises m'ont toujours guidé vers la bonne direction durant tous ces travaux de recherches.

Les échanges avec Michel Baraër ont été très instructifs, notamment quand il s'agissait de comprendre le fonctionnement de son modèle de neige MASiN, ce qui a eu, finalement, une influence significative sur la trajectoire de mes recherches de doctorat.

Ensuite, je n'oublie pas tous les membres de l'équipe de recherche d'Alain, dont Etienne, Stéphane et Sébastien pour leurs expertises dans les différents domaines auxquels j'ai été confronté, et Abbas, Amir, Andres, Camila, Cedric, Cheick, Guillaume, Kian, Marianne, Mohamed, Simon, Yegane et Zainab qui ont partagé ces longs mois dans l'entraide et la bonne humeur.

J'ai aussi une pensée pour Roger Moussa, pour ses conseils quand nous nous sommes rencontrés à Montpellier, et pour m'avoir mis en contact avec Alain, afin de mener ces travaux de recherche. J'ai également une pensée pour Shailesh Singh (National Institute of Water and Atmospheric Research, Nouvelle-Zélande), qui a fini par me convaincre sur mes capacités à pouvoir mener à terme un travail scientifique aussi exigeant qu'un doctorat.

Enfin, je ne remercierai jamais suffisamment Linda Ramona Lara-Jacobo pour m'avoir supporté durant toutes ces longues journées de travail. Et si j'en suis arrivé là, c'est surtout grâce au soutien inconditionnel sur toute une vie de l'ensemble de ma famille, dont notamment mon frère Mathieu et mes parents Chantal et Éric Augas ! Merci pour tous, je ne serais certainement pas là sans vous !

RÉSUMÉ

Les précipitations neigeuses forment un couvert constitué de différentes couches. Pour simuler ce couvert de neige, le modèle hydrologique HYDROTEL utilise un modèle monocouche de type bilan énergétique/degré-jour. Afin de doter HYDROTEL d'un modèle multicouche pour être plus proche de la réalité physique, il est envisagé de le remplacer par le modèle de neige MASiN, fonctionnant au pas de temps horaire. Afin de limiter les temps de calcul, le nombre maximal de couches de neige de MASiN est réduit pour étudier ses performances de modélisation d'équivalent en eau journalier. Ainsi, ce modèle présente de meilleures performances que celui d'HYDROTEL dans sa configuration multicouche par défaut, et au pas de temps journalier. Mais la réduction du nombre de couches de neige modélisées dans MASiN diminue ses performances. Considérant que les besoins de MASiN en données météorologiques sont substantiels, il est privilégié de modifier le modèle monocouche d'HYDROTEL.

Dans ce contexte, le modèle de neige d'HYDROTEL a été modifié en intégrant une structure multicouche qui considère l'estimation de certaines variables d'état sur la base des proportions de glace et d'air au sein du couvert nival, l'intégration de la pluie verglaçante et la modification de la gestion de la compression et de la pluie. Le modèle multicouche montre une meilleure capacité de prédiction, alors que certaines caractéristiques du couvert nival deviennent plus précises, incluant la date de fonte totale et l'équivalent en eau maximal. Le principal défaut du modèle multicouche est la simulation de couches excessivement denses, notamment en période de fonte. Ce défaut est compensé par une meilleure modélisation globale des hauteurs de neige, bien qu'elles demeurent sous-estimées. Face aux événements météorologiques extrêmes de type redoux, le modèle multicouche s'avère plus réactif, permettant une reproduction de la fonte plus adéquate sur un court laps de temps. Enfin, les calages sur les débits améliorent la robustesse de la représentation de la crue printanière en période de validation.

Finalement, les gains de performances sur la fonte du couvert nival et sur les débits de crues printanières permettent de considérer les modifications suggérées comme une avancée dans le développement du modèle de neige d'HYDROTEL pour la modélisation hydrologique.

Mots-clés : Couche de neige, Débit, Equivalent en eau, Glace, Hauteur, Hydrologie, Modèle, Neige, Pluie verglaçante.

ABSTRACT

Snowpacks are made of different layers. To simulate this snowpack, the semi-distributed hydrological model HYDROTEL includes a monolayer, snow model, using a hybrid approach based on energy balance and degree-day equations. To improve the representation of the snowpack structure, it is suggested to replace this hybrid modelling approach by the hourly, multilayer, snow model MASiN. To reduce the computational time, the effect of reducing the maximum number of snow layers on daily snow water equivalent (SWE) was assessed. The results show that this model provides better performances than the energy balance/degree-day HYDROTEL model. However, decreasing the maximum number of snow layers reduces the performance accordingly. Considering that MASiN requires substantial meteorological data, the choice is made to develop a new version of the snow model in HYDROTEL.

In this context, the snow model of HYDROTEL was modified; integrating a multilayer structure while estimating some variables by accounting for the proportions of ice and air within the snowpack, integrating freezing rainfall and modifying the management of snow compression and rainfall. The multilayer model improves the modelling of some snowpack characteristics, including total snowpack melt date and maximum SWE. The main shortcoming of the multilayer model is the simulation of excessively dense layers, especially during the melt period. This shortcoming is compensated by an improved modelling of snow height, but they remained underestimated. Faced with extreme meteorological events like a sudden warming of the weather conditions, the multilayer model becomes more reactive, allowing for a more adequate melt rate over a short period of time. Finally, calibrations with respect to flows improved the representation of the spring freshet during the validation period.

Finally, the gains in performance with respect to snowpack melt rate and spring freshet, coupled with a multilayer representation of the snowpack accounting for a greater energetic influence at the atmosphere-snowpack interface, represent definite development advances of the HYDROTEL snow model, leading to improved hydrological modelling in the future.

Keywords : Freezing Rainfall, Height, Hydrology, Ice, Model, Runoff, Snow, Snow layer, Snow Water Equivalent.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	III
RÉSUMÉ	V
ABSTRACT	VII
TABLE DES MATIÈRES	IX
LISTE DES FIGURES.....	XIII
LISTE DES TABLEAUX.....	XXI
LISTE DES ÉQUATIONS	XXIII
1 INTRODUCTION.....	25
1.1 MISE EN CONTEXTE	25
1.2 PHYSIQUE DE LA NEIGE	26
1.3 CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DE LA NEIGE.....	28
1.3.1 <i>Albédo</i>	28
1.3.2 <i>Contenu en eau liquide</i>	29
1.3.3 <i>Equivalent en eau / Hauteur / Masse volumique</i>	29
1.3.4 <i>Métamorphisme et type de grain</i>	30
1.3.5 <i>Impuretés chimiques</i>	32
1.3.6 <i>Précipitations</i>	32
1.3.7 <i>Stratigraphie</i>	33
1.3.8 <i>Température</i>	34
1.4 MODELES DE NEIGE	34
1.5 CALAGE	39
1.5.1 <i>Calage manuel</i>	39
1.5.2 <i>Dynamically Dimensioned Search / Pareto Archived Dynamically Dimensioned Search</i>	39
1.5.3 <i>Schuffled Complex Evolution</i>	40
1.6 OBJECTIFS ET STRUCTURE DE LA THESE.....	41
1.6.1 <i>Amélioration de la modélisation monocouche dans HYDROTEL</i>	41
1.6.2 <i>Objectifs de la thèse</i>	42
1.6.3 <i>Premier article</i>	42
1.6.4 <i>Second article</i>	44
1.6.5 <i>Troisième article</i>	45
2 WHAT IS THE TRADE-OFF BETWEEN SNOWPACK STRATIFICATION AND SIMULATED SNOW WATER EQUIVALENT IN A PHYSICALLY-BASED SNOW MODEL?...47	
2.1 ABSTRACT.....	49
2.2 INTRODUCTION	49

2.3	MATERIALS AND METHODS.....	53
2.3.1	<i>Study watersheds</i>	53
2.3.2	<i>Meteorological data</i>	54
2.3.3	<i>Snow data</i>	55
2.3.4	<i>Model description: MASiN snow model</i>	56
	<i>Data Type</i>	58
2.3.5	<i>Methodology</i>	58
2.4	RESULTS.....	61
2.4.1	<i>SWE modelling</i>	62
2.4.2	<i>Influence of the MNSL on the calibrated parameters</i>	70
2.5	DISCUSSION AND CONCLUSIONS	73
3	THE ADDED VALUE OF MIGRATING A MONOLAYER SNOW MODEL TO A MULTILAYER VERSION	77
3.1	ABSTRACT.....	79
3.2	INTRODUCTION	79
3.3	SNOW MODELS	81
3.3.1	<i>The monolayer model</i>	81
3.3.2	<i>Overview of the migration from a mono to a multilayer model</i>	85
3.4	FRAMEWORK FOR EVALUATING DIFFERENT VERSIONS OF THE SNOW MODEL.....	93
3.5	CASE STUDY	95
3.6	RESULTS.....	98
3.6.1	<i>Sensitivity analysis</i>	98
3.6.2	<i>Modeling performances – validations</i>	100
3.6.3	<i>Modeling performances – all calibrations</i>	102
3.6.4	<i>Modeling snowpack characteristics</i>	106
3.7	DISCUSSION.....	109
3.8	CONCLUSION.....	111
4	MODELE DE NEIGE MONOCOUCHE OU MULTICOUCHE : IMPLICATION POUR LE MODELE HYDROLOGIQUE HYDROTEL SUR LA MODELISATION DU DEBIT	113
4.1	RESUME.....	115
4.2	INTRODUCTION	115
4.3	METHODOLOGIE	117
4.3.1	<i>Bassins versants d'étude</i>	117
4.3.2	<i>Données météorologiques</i>	119
4.3.3	<i>Données hydrométriques</i>	120
4.3.4	<i>HYDROTEL</i>	122
4.3.5	<i>Modèles de neige</i>	123

4.3.6	<i>Methodologie</i>	124
4.4	RESULTATS.....	128
4.4.1	<i>Modélisation des débits</i>	128
4.4.2	<i>Caractéristiques des hydrogrammes annuels moyens</i>	132
4.4.3	<i>Structure du couvert nival selon le type de couvert du sol</i>	140
4.5	DISCUSSION.....	147
4.5.1	<i>Influence des données météorologiques discrétisées par bande altitudinale</i>	147
4.5.2	<i>Influence des modifications du modèle de neige</i>	147
4.5.3	<i>Structure du couvert nival selon le type de couvert du sol</i>	148
4.6	CONCLUSION.....	149
5	DISCUSSION GÉNÉRALE ET CONCLUSION	151
5.1	MODELISATION DES EQUIVALENTS EN EAU : HYDROTEL MONOCOUCHE ET MASIN MULTICOUCHE	151
5.2	MODELISATIONS DE LA NEIGE AVEC UNE CONFIGURATION MULTICOUCHE DU MODELE DE NEIGE D'HYDROTEL.....	154
5.2.1	<i>Calages des modèles de neige sur les EEN</i>	155
5.2.2	<i>Calages des modèles de neige sur les hauteurs du manteau neigeux</i>	157
5.3	MODELISATIONS DES DEBITS A L'AIDE DE MODELE DE NEIGE MULTICOUCHE.....	158
5.3.1	<i>Calages des modèles de neige sur les débits</i>	159
5.3.2	<i>Modélisation de l'épaisseur de la neige à partir du calage sur les débits</i>	159
5.3.3	<i>Influence de la végétation sur la structure des modélisations multicouches de la neige</i>	160
5.4	ENSEIGNEMENTS GENERAUX SUR LE MODELE DE NEIGE MODIFIE	160
5.5	CONCLUSION GENERALE	162
6	BIBLIOGRAPHIE	167
7	ANNEXE I : DOCUMENT SUPPLEMENTAIRE DU 1^{ER} ARTICLE	183
8	ANNEXE II : DOCUMENT SUPPLEMENTAIRE DU 2ND ARTICLE	205
8.1	ENERGY BALANCE TERMS OF THE HYDROTEL MONOLAYER SNOW MODEL	205
8.2	RADIATION INDEX EQUATIONS OF THE MONOLAYER SNOW MODEL	206
8.3	ALBEDO EQUATIONS OF THE MONOLAYER SNOW MODEL.....	210
8.4	RELATIONSHIPS BETWEEN THE DENSITIES OF SNOW, ICE, AND AIR.....	211
8.5	SENSITIVITY ANALYSES	213
8.5.1	<i>Model performances</i>	215
8.5.2	<i>Water equivalent modeling uncertainties</i>	216
8.5.3	<i>Height and density modeling uncertainties</i>	218
9	ANNEXE III : DOCUMENT SUPPLEMENTAIRE DU 3^E ARTICLE	221
9.1	CARACTÉRISTIQUES DES HYDROGRAMMES ANNUELS MOYENS.....	221

10 ANNEXE IV : ETUDE SUR LA MODELISATION DES HAUTEURS PAR LES DIFFERENTS MODELES DE NEIGE SUR LA FORET MONTMORENCY, CANADA.	235
10.1 MODELISATION DE LA HAUTEUR DU COUVERT NIVAL.....	235
10.2 ÉVENEMENT PLUVIEUX INTENSE : 24/25 DECEMBRE 2020.....	237
10.3 ECHANTILLONNAGE <i>IN-SITU</i> : 5 FEVRIER 2021	239
11 ANNEXE V : ETUDES COMPLEMENTAIRES SUR L'ARTICLE 3.....	245
11.1 SUIVI DES HAUTEURS MODELISEES	245
12 ANNEXE VI : ÉTUDES PRELIMINAIRES POUR LA SUITE DU DEVELOPPEMENT DU MODELE DE NEIGE.....	263
12.1 INFLUENCE DES CONDITIONS AUX SURFACES DU COUVERT NIVAL.....	263
12.2 STRUCTURE MULTICOUCHE DU COUVERT NIVAL	265
13 ANNEXE VII : REVUE DE LITTERATURE SUPPLEMENTAIRE.....	268
13.1 DONNEES METEOROLOGIQUES	268
13.1.1 <i>Nivomètre</i>	269
13.1.2 <i>Table à neige</i>	270
13.1.3 <i>Capteur laser</i>	270
13.1.4 <i>Précipitomètre par pesée</i>	270
13.1.5 <i>Jauge à basculement</i>	270
13.1.6 <i>Jauge de contraintes à fil vibrant</i>	271
13.1.7 <i>Radar</i>	271
13.1.8 <i>Satellite</i>	272
13.2 DONNEES DE NEIGE AU SOL.....	272
13.2.1 <i>Carottier</i>	274
13.2.2 <i>LiDAR</i>	274
13.2.3 <i>Photogrammétrie</i>	274
13.2.4 <i>Photographie infrarouge</i>	275
13.2.5 <i>Coussin à neige</i>	275
13.2.6 <i>Nivomètre à rayonnement cosmique</i>	275
13.2.7 <i>Satellite GNSS</i>	276
13.2.8 <i>Sonde à ultrason</i>	276
13.2.9 <i>Sonde à rayonnement gamma</i>	277
13.2.10 <i>GlobSnow</i>	277
13.2.11 <i>ICESat</i>	277
13.2.12 <i>LANDSAT</i>	278
13.2.13 <i>MODIS</i>	278
13.2.14 <i>Assimilation de données</i>	278

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1.1 : SCHEMATISATION DE LA PHYSIQUE DE LA NEIGE, SUR LA BASE DES PHENOMENES RETENUS POUR LE MODELE CROCUS.....	27
FIGURE 2.1 : LOCATION OF THE UPPER YUKON (LEFT) AND NECOPASTIC WATERSHEDS (UPPER RIGHT) IN CANADA, AS WELL AS THE LOCATION OF THE METEOROLOGICAL AND SNOW STATIONS IN EACH WATERSHED. LF STANDS FOR LOWER FANTAIL, LL FOR LOWER LLEWELLYN, W FOR WHEATON, AND NECO FOR NECOPASTIC	54
FIGURE 2.2 : GENERAL METHODOLOGY (MNSL FOR MAXIMUM NUMBER OF SNOW LAYER; SWE FOR SNOW WATER EQUIVALENT)	59
FIGURE 2.3 : MODELING PERFORMANCE IN TERMS OF KLING-GUPTA EFFICIENCY (KGE) VALUES FOR DIFFERENT MAXIMUM NUMBER OF SNOW LAYER (MNSL) VALUES FOR EACH SNOW STATION: (A) LOWER FANTAIL, (B) LOWER LLEWELLYN, (C) WHEATON, AND (D) NECOPASTIC.....	63
FIGURE 2.4 : SNOW-WATER EQUIVALENT (SWE) MODELLING UNCERTAINTIES PROVIDED BY THE TOP 10 BEST CALIBRATED PARAMETER SETS FOR LOWER FANTAIL SNOW STATION DURING WINTER 2016/2017 WITH MAXIMUM NUMBER OF SNOW LAYER (MNSL) VALUES OF: (A) 1 ([-0.25;-0.22]), (B) 2 ([0.35;0.89]), (C) 9 ([0.76;0.88]), AND (D) 70 ([0.79;0.97]). THE RANGE OF KLING-GUPTA EFFICIENCY VALUES IS PROVIDED BETWEEN BRACKETS	65
FIGURE 2.5 : SNOW-WATER EQUIVALENT (SWE) MODELLING UNCERTAINTIES PROVIDED BY THE TOP 10 BEST CALIBRATED PARAMETER SETS IN LOWER LLEWELLYN SNOW STATION DURING THE CALIBRATION PERIOD WITH A MAXIMUM NUMBER OF SNOW LAYER (MNSL) VALUE OF: (A) 1 ([-0.43;-0.38]), (B) 2 ([0.34;0.73]), (C) 9 ([0.50;0.74]), AND (D) 70 ([0.09;0.70]). THE RANGE OF KLING-GUPTA EFFICIENCY VALUES IS PROVIDED BETWEEN BRACKETS	66
FIGURE 2.6 : SNOW-WATER EQUIVALENT (SWE) MODELLING UNCERTAINTIES PROVIDED BY THE TOP 10 BEST CALIBRATED PARAMETER SETS IN WHEATON SNOW STATION DURING THE CALIBRATION PERIOD WITH A MAXIMUM NUMBER OF SNOW LAYER (MNSL) VALUE OF: (A) 1 ([-0.28;-0.25]), (B) 2 ([0.82;0.94]), (C) 9 ([0.84;0.92]), AND (D) 70 ([0.80;0.99]). THE RANGE OF KLING-GUPTA EFFICIENCY VALUES IS PROVIDED BETWEEN BRACKETS	67
FIGURE 2.7 : SNOW-WATER EQUIVALENT (SWE) MODELLING UNCERTAINTIES PROVIDED BY THE TOP 10 BEST CALIBRATED PARAMETER SETS IN NECOPASTIC SNOW STATION DURING THE CALIBRATION PERIOD WITH A MAXIMUM NUMBER OF SNOW LAYER (MNSL) VALUE OF: (A) 1 ([-0.34;-0.19]), (B) 2 ([0.64;0.87]), (C) 9 ([0.83;0.98]), AND (D) 70 ([-0.12;0.98]). THE RANGE OF KLING-GUPTA EFFICIENCY VALUES IS PROVIDED BETWEEN BRACKETS	68
FIGURE 2.8 : RELATIVE DIFFERENCES BETWEEN THE OBSERVED AND SIMULATED MAXIMUM SNOW-WATER EQUIVALENT (SWE) VALUES FOR THE TOP 10 BEST CALIBRATED PARAMETER SETS DURING THE CALIBRATION PERIOD, FOR A MAXIMUM NUMBER OF SNOW LAYER (MNSL) VALUES OF 70, 9, AND 2, FOR: (A) LOWER FANTAIL, (B) LOWER LLEWELLYN, (C) WHEATON, AND (D) NECOPASTIC	69
FIGURE 3.1 : HEAT INPUT MANAGEMENT RELATIVE TO THE MONOLAYER SNOW MODEL.....	82
FIGURE 3.2 : THEORICAL FRESH SNOW DENSITY AS A FUNCTION OF THE MEAN ATMOSPHERIC TEMPERATURE (I.E., $(T_{MAX}+T_{MIN})/2$).....	83
FIGURE 3.3 : SNOW LAYER CREATION SCHEME FOR THE PROPOSED MULTILAYER MODEL	85
FIGURE 3.4 : HEAT INPUT MANAGEMENT RELATIVE TO THE NUMBER OF LAYERS: (A) MONOLAYER; (B) THREE OR MORE LAYERS	86
FIGURE 3.5 : LINEAR REGRESSION FOR ESTIMATING THE THERMAL DIFFUSIVITY OF SNOW AS A FUNCTION OF ITS DENSITY	89

FIGURE 3.6 : LINEAR REGRESSION FOR ESTIMATING THE SNOW ALBEDO AS A FUNCTION OF ITS DENSITY	90
FIGURE 3.7 : LOCATION OF THE UPPER YUKON (LEFT) AND NECOPASTIC (UPPER RIGHT) WATERSHEDS IN CANADA. WEATHER AND GROUND SNOW STATIONS ARE IN BLUE CIRCLES. LF STANDS FOR LOWER FANTAIL, W FOR WHEATON AND NECO FOR NECOPASTIC.....	96
FIGURE 3.8 : PRECIPITATION, AVERAGE ATMOSPHERIC TEMPERATURE AND SWE IN THE THREE GMON STATIONS	98
FIGURE 3.9 : NORMALIZED SENSITIVITY ANALYSIS OF THE MULTI SNOW MODEL AT THE WHEATON GMON STATION. GREEN, RED AND BLUE STAND FOR THE NORMALIZED SOBOLE INDEX, THE IVARS AND THE NORMALIZED MORRIS INDEX, RESPECTIVELY. THE DOTTED LINE SHOWS THE NORMALIZED CONFIDENCE INTERVAL	99
FIGURE 3.10 : NORMALIZED SENSITIVITY ANALYSIS OF THE MONOLAYER SNOW MODEL AT THE WHEATON GMON STATION. GREEN, RED AND BLUE STAND FOR THE NORMALIZED SOBOLE INDEX, THE IVARS AND THE NORMALIZED MORRIS INDEX, RESPECTIVELY. THE DOTTED LINE SHOWS THE NORMALIZED CONFIDENCE INTERVAL	100
FIGURE 3.11 : KGE VALUES FOR MO AND MULTI MODELS FOR: (A) LOWER FANTAIL, (B) NECOPASTIC AND (C) WHEATON. IN ORANGE ARE THE MEDIAN PERFORMANCES OF THE TOP-TEN BEST PARAMETER SETS. THE MISSING NUMBER IN EACH COLUMN CORRESPONDS TO THE YEAR USED FOR VALIDATION; FOR EXAMPLE, Y12 MEANS THAT YEAR 3 WAS USED FOR VALIDATION.	101
FIGURE 3.12 : SWE MODELING PERFORMANCES (A- KGE; B- RMSE; C- NSE) OF THE TOP TEN SETS OF PARAMETER VALUES OBTAINED FOR THE MULTILAYER SNOW MODEL (MULTI) AND THE MONOLAYER MODEL (MO) FOR THE WHEATON GMON STATION. IN ORANGE IS THE MEDIAN PERFORMANCE. KGE, RMSE AND NSE STAND FOR KLING GUPTA EFFICIENCY, ROOT MEAN SQUARE ERROR AND NASH-SUTCLIFFE EFFICIENCY, RESPECTIVELY	102
FIGURE 3.13 : MODELED SWE SERIES AT THE WHEATON STATION FOR THE (A) MONOLAYER (MO) AND (B) MULTILAYER (MULTI) MODELS. THE RED SHADED INTERVAL SHOWS THE RANGE OF VALUES PROVIDED BY THE TOP-TEN SETS OF PARAMETERS, WITH THE RED LINE FOR THE BEST PARAMETER SET. THE OBSERVED SWE TIME SERIES IS SHOWN IN BLACK, WHILE THE BLUE INTERVAL DEPICTS THE MEASUREMENT UNCERTAINTY	103
FIGURE 3.14 : MODELED HEIGHT AND DENSITY SERIES AT THE WHEATON STATION FOR THE (A) MONOLAYER (MO) AND (B) MULTILAYER (MULTI) MODELS. THE RED SHADED INTERVAL SHOWS THE RANGE OF VALUES PROVIDED BY THE TOP-TEN SETS OF PARAMETERS. THE OBSERVED HEIGHT AND DENSITY TIME SERIES IS SHOWN IN BLACK	104
FIGURE 3.15 : ALBEDO TIME SERIES MODELED BY THE TOP-TEN BEST SETS OF PARAMETER VALUES FOR THE MO MODEL (PINK ENVELOP) AND THE MULTI MODEL (GREEN ENVELOP) FOR: (A) LOWER FANTAIL, (B) NECOPASTIC AND (C) WHEATON GMON STATIONS. THE BEST PARAMETER SETS ARE DEPICTED BY THE RED LINE AND BLACK LINE FOR MO AND MULTI MODELS, RESPECTIVELY.	108
FIGURE 4.1 : LOCALISATIONS DES BASSINS VERSANTS D'ETUDE AU QUEBEC ET AU YUKON, CANADA	118
FIGURE 4.2 : METRIQUES DE PERFORMANCES DE MODELISATION DES DEBITS SUR LES 14 BASSINS VERSANTS POUR CHAQUE MODELE, POUR LES PERIODES DE CALAGE ET DE VALIDATION. LE JEU DE PARAMETRES ORANGE CORRESPOND A LA MEDIANE DES PERFORMANCES	128
FIGURE 4.3 : PARAMETRES CALES RELATIFS A LA MODELISATION DU COUVERT NIVAL SUR TOUS LES BASSINS VERSANTS POUR CHACUN DES TROIS MODELES DE NEIGE. LES VALEURS MAXIMALES ET MINIMALES DES PARAMETRES CALES SONT AFFICHEES.....	131
FIGURE 4.4 : DEBITS JOURNALIERS MOYENNES ANNUELLEMENT SUR LE BASSIN VERSANT D' ASHUAPMUSHUAN POUR : (A) LA PERIODE DE CALAGE ET (B) LA PERIODE DE VALIDATION. LA LIGNE DISCONTINUE REPRESENTE LES DEBITS OBSERVES	132
FIGURE 4.5 : PENTES MODIFIEES ET COEFFICIENTS DE DETERMINATION DES REGRESSIONS LINEAIRES DES DIFFERENTS MODELES SUR LA PERIODE DE CRUE POUR : (A) LA PERIODE DE CALAGE ET (B) LA	

PERIODE DE VALIDATION. LES JEUX DE PARAMETRES ORANGE CORRESPONDENT AUX MEDIANES DE PERFORMANCE.....	134
FIGURE 4.6 : PENTES MODIFIEES DE REGRESSION LINEAIRE ET COEFFICIENTS DE DETERMINATION DES DIFFERENTS MODELES SUR LA PERIODE DE DECRUE POUR : (A) LA PERIODE DE CALAGE ET (B) LA PERIODE DE VALIDATION. LES JEUX DE PARAMETRES ORANGE CORRESPONDENT AUX MEDIANES DE PERFORMANCE.....	136
FIGURE 4.7 : PENTES MODIFIEES DE REGRESSION LINEAIRE ET COEFFICIENTS DE DETERMINATION DES DIFFERENTS MODELES SUR LES PICS DE CRUE POUR : (A) LA PERIODE DE CALAGE ET (B) LA PERIODE DE VALIDATION. LES JEUX DE PARAMETRES ORANGE CORRESPONDENT AUX MEDIANES DE PERFORMANCE.....	138
FIGURE 4.8 : PENTES MODIFIEES DE REGRESSION LINEAIRE ET COEFFICIENTS DE DETERMINATION DES DIFFERENTS MODELES SUR LES DATES D'OCCURRENCE DES PICS DE CRUE POUR : (A) LA PERIODE DE CALAGE ET (B) LA PERIODE DE VALIDATION. LES JEUX DE PARAMETRES ORANGE CORRESPONDENT AUX MEDIANES DE PERFORMANCE.....	139
FIGURE 4.9 : NOMBRE DE COUCHE MAXIMAL MODELISE PAR LES DIFFERENTS MODELES SUR LES UHRH DES BASSINS VERSANTS D'ETUDE SUR LA PERIODE DE CALAGE.....	140
FIGURE 4.10 : NOMBRE DE COUCHE MAXIMAL MODELISE PAR LES DIFFERENTS MODELES SUR LES UHRH DES BASSINS VERSANTS D'ETUDE SUR LA PERIODE DE VALIDATION.....	141
FIGURE 4.11 : COMPARAISON DU NOMBRE DE COUCHES MAXIMAL MODELISE ENTRE LE MILIEU CONIFERE ET LE MILIEU FEUILLU SUR LES PERIODES DE : (A) CALAGE ET DE (B) VALIDATION.....	142
FIGURE 4.12 : COMPARAISON DU NOMBRE DE COUCHES MAXIMAL MODELISE ENTRE LE MILIEU CONIFERE ET LE MILIEU OUVERT SUR LES PERIODES DE : (A) CALAGE ET DE (B) VALIDATION.....	143
FIGURE 4.13 : COMPARAISON DU NOMBRE DE COUCHES MAXIMAL MODELISE ENTRE LE MILIEU FEUILLU ET LE MILIEU OUVERT SUR LES PERIODES DE : (A) CALAGE ET DE (B) VALIDATION.....	144
FIGURE 4.14 : PARAMETRES CALES REGROUPES SELON LES MODELISATIONS CORRECTES (0) ET AVEC DES ERREURS PLUS MARQUEES (1) DES STRUCTURES DE NEIGE SELON LE TYPE DE VEGETATION .	146
FIGURE 5.1 : PERFORMANCES DE MODELISATION DE L'EQUIVALENT EN EAU ENTRE LES DIFFERENTES CONFIGURATIONS MULTICOUCHE DE MASIN ET LE MODELE DE NEIGE MONOCOUCHE ORIGINAL D'HYDROTEL, SUR LES TROIS STATIONS GMON « LOWER FANTAIL », « NECOPASTIC » ET « WHEATON »	153
FIGURE 7.1 : SNOW LAYER DENSITY TRIGGERING THE METAMORPHISM PHENOMENON OF THE SNOW LAYER AGAINST THE MNSL AT GMON LF STATION.....	183
FIGURE 7.2 : SNOW LAYER DENSITY TRIGGERING THE METAMORPHISM PHENOMENON OF THE SNOW LAYER AGAINST THE MNSL AT GMON LL STATION	183
FIGURE 7.3 : SNOW LAYER DENSITY TRIGGERING THE METAMORPHISM PHENOMENON OF THE SNOW LAYER AGAINST THE MNSL AT GMON W STATION.....	184
FIGURE 7.4 : SNOW LAYER DENSITY TRIGGERING THE METAMORPHISM PHENOMENON OF THE SNOW LAYER AGAINST THE MNSL AT GMON NECO STATION.....	184
FIGURE 7.5 : FRESH SNOW MINIMUM DENSITY AGAINST THE MNSL AT GMON LF STATION.....	185
FIGURE 7.6 : FRESH SNOW MINIMUM DENSITY AGAINST THE MNSL AT GMON LL STATION.....	185
FIGURE 7.7 : FRESH SNOW MINIMUM DENSITY AGAINST THE MNSL AT GMON W STATION.....	186
FIGURE 7.8 : FRESH SNOW MINIMUM DENSITY AGAINST THE MNSL AT GMON NECO STATION.....	186
FIGURE 7.9 : MAXIMUM RETENTION CAPACITY OF THE SNOW LAYER AGAINST THE MNSL AT GMON LF STATION.....	187

FIGURE 7.10 : MAXIMUM RETENTION CAPACITY OF THE SNOW LAYER AGAINST THE MNSL AT GMON LL STATION.	187
FIGURE 7.11 : MAXIMUM RETENTION CAPACITY OF THE SNOW LAYER AGAINST THE MNSL AT GMON W STATION.	188
FIGURE 7.12 : MAXIMUM RETENTION CAPACITY OF THE SNOW LAYER AGAINST THE MNSL AT GMON NECO STATION.....	188
FIGURE 7.13 : SETTLEMENT COEFFICIENT AGAINST THE MNSL AT GMON LF STATION.....	189
FIGURE 7.14 : SETTLEMENT COEFFICIENT AGAINST THE MNSL AT GMON LL STATION.....	189
FIGURE 7.15 : SETTLEMENT COEFFICIENT AGAINST THE MNSL AT GMON W STATION.....	190
FIGURE 7.16 : SETTLEMENT COEFFICIENT AGAINST THE MNSL AT GMON NECO STATION.	190
FIGURE 7.17 : GROUND HEAT FLUX AGAINST THE MNSL AT GMON LF STATION.	191
FIGURE 7.18 : GROUND HEAT FLUX AGAINST THE MNSL AT GMON LL STATION.....	191
FIGURE 7.19 : GROUND HEAT FLUX AGAINST THE MNSL AT GMON W STATION.	192
FIGURE 7.20 : GROUND HEAT FLUX AGAINST THE MNSL AT GMON NECO STATION.....	192
FIGURE 7.21 : ATMOSPHERIC TEMPERATURE THRESHOLD ASSOCIATED WITH THE FRESH SNOW MINIMUM DENSITY AGAINST THE MNSL AT GMON LF STATION.	193
FIGURE 7.22 : ATMOSPHERIC TEMPERATURE THRESHOLD ASSOCIATED WITH THE FRESH SNOW MINIMUM DENSITY AGAINST THE MNSL AT GMON LL STATION.	193
FIGURE 7.23 : ATMOSPHERIC TEMPERATURE THRESHOLD ASSOCIATED WITH THE FRESH SNOW MINIMUM DENSITY AGAINST THE MNSL AT GMON W STATION.	194
FIGURE 7.24 : ATMOSPHERIC TEMPERATURE THRESHOLD ASSOCIATED WITH THE FRESH SNOW MINIMUM DENSITY AGAINST THE MNSL AT GMON NECO STATION.	194
FIGURE 7.25 : SNOW COVER SURFACE ROUGHNESS AGAINST THE MNSL AT GMON LF STATION.....	195
FIGURE 7.26 : SNOW COVER SURFACE ROUGHNESS AGAINST THE MNSL AT GMON LL STATION.....	195
FIGURE 7.27 : SNOW COVER SURFACE ROUGHNESS AGAINST THE MNSL AT GMON W STATION.....	196
FIGURE 7.28 : SNOW COVER SURFACE ROUGHNESS AGAINST THE MNSL AT GMON NECO STATION.	196
FIGURE 7.29 : REDUCTION COEFFICIENT OF THE TURBULENT TRADE AGAINST THE MNSL AT GMON LF STATION.	197
FIGURE 7.30 : REDUCTION COEFFICIENT OF THE TURBULENT TRADE AGAINST THE MNSL AT GMON LL STATION.	197
FIGURE 7.31 : REDUCTION COEFFICIENT OF THE TURBULENT TRADE AGAINST THE MNSL AT GMON W STATION.	198
FIGURE 7.32 : REDUCTION COEFFICIENT OF THE TURBULENT TRADE AGAINST THE MNSL AT GMON NECO STATION.....	198
FIGURE 7.33 : MINIMUM RADIATION COEFFICIENT AGAINST THE MNSL AT GMON LF STATION.	199
FIGURE 7.34 : MINIMUM RADIATION COEFFICIENT AGAINST THE MNSL AT GMON LL STATION.	199
FIGURE 7.35 : MINIMUM RADIATION COEFFICIENT AGAINST THE MNSL AT GMON W STATION.....	200
FIGURE 7.36 : MINIMUM RADIATION COEFFICIENT AGAINST THE MNSL AT GMON NECO STATION.....	200
FIGURE 7.37 : MAXIMUM RADIATION COEFFICIENT AGAINST THE MNSL AT GMON LF STATION.	201
FIGURE 7.38 : MAXIMUM RADIATION COEFFICIENT AGAINST THE MNSL AT GMON LL STATION.	201
FIGURE 7.39 : MAXIMUM RADIATION COEFFICIENT AGAINST THE MNSL AT GMON W STATION.	202

FIGURE 7.40 : MAXIMUM RADIATION COEFFICIENT AGAINST THE MNSL AT GMON NECO STATION.....	202
FIGURE 7.41 : THRESHOLD TEMPERATURE OF PRECIPITATION SEPARATION AGAINST THE MNSL AT GMON LF STATION.....	203
FIGURE 7.42 : THRESHOLD TEMPERATURE OF PRECIPITATION SEPARATION AGAINST THE MNSL AT GMON LL STATION.....	203
FIGURE 7.43 : THRESHOLD TEMPERATURE OF PRECIPITATION SEPARATION AGAINST THE MNSL AT GMON W STATION.....	204
FIGURE 7.44 : THRESHOLD TEMPERATURE OF PRECIPITATION SEPARATION AGAINST THE MNSL AT GMON NECO STATION.....	204
FIGURE 8.1 : NORMALIZED SENSITIVITY ANALYSIS OF THE MULTI SNOW MODEL AT THE LOWER FANTAIL GMON STATION. GREEN, RED AND BLUE STAND FOR THE NORMALIZED SOBOL INDEX, THE IVARS AND THE NORMALIZED MORRIS INDEX, RESPECTIVELY. THE DOTTED LINE SHOWS THE NORMALIZED CONFIDENCE INTERVAL.	213
FIGURE 8.2 : NORMALIZED SENSITIVITY ANALYSIS OF THE MONOLAYER SNOW MODEL AT THE LOWER FANTAIL GMON STATION. GREEN, RED AND BLUE STAND FOR THE NORMALIZED SOBOL INDEX, THE IVARS AND THE NORMALIZED MORRIS INDEX, RESPECTIVELY. THE DOTTED LINE SHOWS THE NORMALIZED CONFIDENCE INTERVAL.	213
FIGURE 8.3 : NORMALIZED SENSITIVITY ANALYSIS OF THE MULTI SNOW MODEL AT THE NECOPASTIC GMON STATION. GREEN, RED AND BLUE STAND FOR THE NORMALIZED SOBOL INDEX, THE IVARS AND THE NORMALIZED MORRIS INDEX, RESPECTIVELY. THE DOTTED LINE SHOWS THE NORMALIZED CONFIDENCE INTERVAL.	214
FIGURE 8.4 : NORMALIZED SENSITIVITY ANALYSIS OF THE MONOLAYER SNOW MODEL AT THE NECOPASTIC GMON STATION. GREEN, RED AND BLUE STAND FOR THE NORMALIZED SOBOL INDEX, THE IVARS AND THE NORMALIZED MORRIS INDEX, RESPECTIVELY. THE DOTTED LINE SHOWS THE NORMALIZED CONFIDENCE INTERVAL.	214
FIGURE 8.5 : SWE MODELING PERFORMANCES (A- KGE; B- RMSE; C- NSE) OF THE TOP TEN SETS OF PARAMETERS VALUES OBTAINED FOR THE MULTILAYER SNOW MODEL (MULTI) AND THE MONOLAYER MODEL (MO) FOR THE LOWER FANTAIL GMON STATION. IN ORANGE IS THE MEDIAN PERFORMANCE. KGE, RMSE AND NSE STAND FOR KLING GUPTA EFFICIENCY, ROOT MEAN SQUARE ERROR AND NASH-SUTCLIFFE EFFICIENCY, RESPECTIVELY.....	215
FIGURE 8.6 : SWE MODELING PERFORMANCES (A- KGE; B- RMSE; C- NSE) OF THE TOP TEN SETS OF PARAMETERS VALUES OBTAINED FOR THE MULTILAYER SNOW MODEL (MULTI) AND THE MONOLAYER MODEL (MO) FOR THE NECOPASTIC GMON STATION. IN ORANGE IS THE MEDIAN PERFORMANCE. KGE, RMSE AND NSE STAND FOR KLING GUPTA EFFICIENCY, ROOT MEAN SQUARE ERROR AND NASH-SUTCLIFFE EFFICIENCY, RESPECTIVELY.....	215
FIGURE 8.7 : MODELED SWE SERIES AT THE LOWER FANTAIL STATION FOR THE (A) MONOLAYER (MO) AND (B) MULTILAYER (MULTI) MODELS. THE RED SHADED INTERVAL SHOWS THE RANGE OF VALUES PROVIDED BY THE TOP-TEN SETS OF PARAMETERS VALUES. THE OBSERVED SWE TIME SERIES IS SHOWN IN BLACK, WHILE THE BLUE INTERVAL DEPICTS THE MEASUREMENT UNCERTAINTY.....	216
FIGURE 8.8 : MODELED SWE SERIES AT THE NECOPASTIC STATION FOR THE (A) MONOLAYER (MO) AND (B) MULTILAYER (MULTI) MODELS. THE RED SHADED INTERVAL SHOWS THE RANGE OF VALUES PROVIDED BY THE TOP-TEN SETS OF PARAMETERS VALUES. THE OBSERVED SWE TIME SERIES IS SHOWN IN BLACK, WHILE THE BLUE INTERVAL DEPICTS THE MEASUREMENT UNCERTAINTY.....	217
FIGURE 8.9 : MODELED HEIGHT AND DENSITY SERIES AT THE LOWER FANTAIL STATION FOR THE (A) MONOLAYER (MO) AND (B) MULTILAYER (MULTI) MODELS. THE RED SHADED INTERVAL SHOWS THE RANGE OF VALUES PROVIDED BY THE TOP-TEN SETS OF PARAMETERS VALUES. THE OBSERVED HEIGHT AND DENSITY TIME SERIES IS SHOWN IN BLACK.	218
FIGURE 8.10 : MODELED HEIGHT AND DENSITY SERIES AT THE NECOPASTIC STATION FOR THE (A) MONOLAYER (MO) AND (B) MULTILAYER (MULTI) MODELS. THE RED SHADED INTERVAL SHOWS THE RANGE OF	

VALUES PROVIDED BY THE TOP-TEN SETS OF PARAMETERS VALUES. THE OBSERVED HEIGHT TIME AND DENSITY SERIES IS SHOWN IN BLACK.....	219
FIGURE 9.1 : DEBITS JOURNALIERS MOYENNES ANNUELLEMENT SUR LE BASSIN VERSANT DE BATISCAN POUR : (A) LA PERIODE DE CALAGE ET (B) LA PERIODE DE VALIDATION. LA LIGNE DISCONTINUE REPRESENTE LES DEBITS OBSERVES.....	221
FIGURE 9.2 : DEBITS JOURNALIERS MOYENNES ANNUELLEMENT SUR LE BASSIN VERSANT DE BECANCOUR POUR : (A) LA PERIODE DE CALAGE ET (B) LA PERIODE DE VALIDATION. LA LIGNE DISCONTINUE REPRESENTE LES DEBITS OBSERVES.	222
FIGURE 9.3 : DEBITS JOURNALIERS MOYENNES ANNUELLEMENT SUR LE BASSIN VERSANT D'ASHUAPMUSHUAN POUR : (A) LA PERIODE DE CALAGE ET (B) LA PERIODE DE VALIDATION. LA LIGNE DISCONTINUE REPRESENTE LES DEBITS OBSERVES.	223
FIGURE 9.4 : DEBITS JOURNALIERS MOYENNES ANNUELLEMENT SUR LE BASSIN VERSANT DE CHATEAUGUAY POUR : (A) LA PERIODE DE CALAGE ET (B) LA PERIODE DE VALIDATION. LA LIGNE DISCONTINUE REPRESENTE LES DEBITS OBSERVES.	224
FIGURE 9.5 : DEBITS JOURNALIERS MOYENNES ANNUELLEMENT SUR LE BASSIN VERSANT DE CHAUDIERE POUR : (A) LA PERIODE DE CALAGE ET (B) LA PERIODE DE VALIDATION. LA LIGNE DISCONTINUE REPRESENTE LES DEBITS OBSERVES.	225
FIGURE 9.6 : DEBITS JOURNALIERS MOYENNES ANNUELLEMENT SUR LE BASSIN VERSANT DE DU LOUP POUR : (A) LA PERIODE DE CALAGE ET (B) LA PERIODE DE VALIDATION. LA LIGNE DISCONTINUE REPRESENTE LES DEBITS OBSERVES.....	226
FIGURE 9.7 : DEBITS JOURNALIERS MOYENNES ANNUELLEMENT SUR LE BASSIN VERSANT DE GATINEAU POUR : (A) LA PERIODE DE CALAGE ET (B) LA PERIODE DE VALIDATION. LA LIGNE DISCONTINUE REPRESENTE LES DEBITS OBSERVES.....	227
FIGURE 9.8 : DEBITS JOURNALIERS MOYENNES ANNUELLEMENT SUR LE BASSIN VERSANT DE MISTASSINI POUR : (A) LA PERIODE DE CALAGE ET (B) LA PERIODE DE VALIDATION. LA LIGNE DISCONTINUE REPRESENTE LES DEBITS OBSERVES.	228
FIGURE 9.9 : DEBITS JOURNALIERS MOYENNES ANNUELLEMENT SUR LE BASSIN VERSANT DE ROUGE POUR : (A) LA PERIODE DE CALAGE ET (B) LA PERIODE DE VALIDATION. LA LIGNE DISCONTINUE REPRESENTE LES DEBITS OBSERVES.....	229
FIGURE 9.10 : DEBITS JOURNALIERS MOYENNES ANNUELLEMENT SUR LE BASSIN VERSANT DE YAMASKA POUR : (A) LA PERIODE DE CALAGE ET (B) LA PERIODE DE VALIDATION. LA LIGNE DISCONTINUE REPRESENTE LES DEBITS OBSERVES.....	230
FIGURE 9.11 : DEBITS JOURNALIERS MOYENNES ANNUELLEMENT SUR LE BASSIN VERSANT DE WHEATON POUR : (A) LA PERIODE DE CALAGE ET (B) LA PERIODE DE VALIDATION. LA LIGNE DISCONTINUE REPRESENTE LES DEBITS OBSERVES.	231
FIGURE 9.12 : DEBITS JOURNALIERS MOYENNES ANNUELLEMENT SUR LE BASSIN VERSANT DE TUTSHI POUR : (A) LA PERIODE DE CALAGE ET (B) LA PERIODE DE VALIDATION. LA LIGNE DISCONTINUE REPRESENTE LES DEBITS OBSERVES.....	232
FIGURE 9.13 : DEBITS JOURNALIERS MOYENNES ANNUELLEMENT SUR LE BASSIN VERSANT D'ATLIN POUR : (A) LA PERIODE DE CALAGE ET (B) LA PERIODE DE VALIDATION. LA LIGNE DISCONTINUE REPRESENTE LES DEBITS OBSERVES.....	233
FIGURE 9.14 : DEBITS JOURNALIERS MOYENNES ANNUELLEMENT SUR LE BASSIN VERSANT DE YUKON POUR : (A) LA PERIODE DE CALAGE ET (B) LA PERIODE DE VALIDATION. LA LIGNE DISCONTINUE REPRESENTE LES DEBITS OBSERVES.....	234
FIGURE 10.1 : PERFORMANCES DES 10 MEILLEURS JEUX DE PARAMETRES POUR LES MODELES "Mo" ET « MULTI » SUR LA MODELISATION DE LA HAUTEUR DU COUVERT NIVAL A LA FORET MONTMORENCY. LES JEUX DE PARAMETRE EN ORANGE CORRESPONDENT AUX PERFORMANCES MEDIANES.....	236

FIGURE 10.2 : MODELISATION DE LA HAUTEUR DE NEIGE DES MODELES « MO » ET « MULTI » SUR LA PERIODE 01/09/2019 JUSQU'AU 08/02/2021.....	237
FIGURE 10.3 : MODELISATIONS DES PROFILS DE HAUTEUR, (A) DE MASSE VOLUMIQUE, (B) DE TEMPERATURE ET (C) D'EQUIVALENT EN EAU DES HIVERS 2018/2019 JUSQU'A 2020/2021 PAR LE MODELE « MO ».	242
FIGURE 10.4 : MODELISATIONS DES PROFILS DE HAUTEUR, (A) DE MASSE VOLUMIQUE, (B) DE TEMPERATURE ET (C) D'EQUIVALENT EN EAU DES HIVERS 2018/2019 JUSQU'A 2020/2021 PAR LE MODELE « MULTI ».	243
FIGURE 11.1 : HAUTEURS JOURNALIERES MODELISEES SUR LES UHRH DU BASSIN VERSANT BATISCAN, REGROUPEES PAR MOIS (1 : JANVIER, 12 : DECEMBRE), POUR LES PERIODES DE (A) CALAGE ET (B) VALIDATION. LA HAUTEUR MEDIANE SUR L'ENSEMBLE DES UHRHS EST EN ORANGE.....	246
FIGURE 11.2 : HAUTEURS JOURNALIERES MODELISEES SUR LES UHRH DU BASSIN VERSANT BECANCOUR, REGROUPEES PAR MOIS (1 : JANVIER, 12 : DECEMBRE), POUR LES PERIODES DE (A) CALAGE ET (B) VALIDATION. LA HAUTEUR MEDIANE SUR L'ENSEMBLE DES UHRHS EST EN ORANGE.....	247
FIGURE 11.3 : HAUTEURS JOURNALIERES MODELISEES SUR LES UHRH DU BASSIN VERSANT ASHUAPMUSHUAN, REGROUPEES PAR MOIS (1 : JANVIER, 12 : DECEMBRE), POUR LES PERIODES DE (A) CALAGE ET (B) VALIDATION. LA HAUTEUR MEDIANE SUR L'ENSEMBLE DES UHRHS EST EN ORANGE.....	248
FIGURE 11.4 : HAUTEURS JOURNALIERES MODELISEES SUR LES UHRH DU BASSIN VERSANT CHATEAUGUAY, REGROUPEES PAR MOIS (1 : JANVIER, 12 : DECEMBRE), POUR LES PERIODES DE (A) CALAGE ET (B) VALIDATION. LA HAUTEUR MEDIANE SUR L'ENSEMBLE DES UHRHS EST EN ORANGE.....	249
FIGURE 11.5 : HAUTEURS JOURNALIERES MODELISEES SUR LES UHRH DU BASSIN VERSANT CHAUDIERE, REGROUPEES PAR MOIS (1 : JANVIER, 12 : DECEMBRE), POUR LES PERIODES DE (A) CALAGE ET (B) VALIDATION. LA HAUTEUR MEDIANE SUR L'ENSEMBLE DES UHRHS EST EN ORANGE.....	250
FIGURE 11.6 : HAUTEURS JOURNALIERES MODELISEES SUR LES UHRH DU BASSIN VERSANT DU LOUP, REGROUPEES PAR MOIS (1 : JANVIER, 12 : DECEMBRE), POUR LES PERIODES DE (A) CALAGE ET (B) VALIDATION. LA HAUTEUR MEDIANE SUR L'ENSEMBLE DES UHRHS EST EN ORANGE.....	251
FIGURE 11.7 : HAUTEURS JOURNALIERES MODELISEES SUR LES UHRH DU BASSIN VERSANT GATINEAU, REGROUPEES PAR MOIS (1 : JANVIER, 12 : DECEMBRE), POUR LES PERIODES DE (A) CALAGE ET (B) VALIDATION. LA HAUTEUR MEDIANE SUR L'ENSEMBLE DES UHRHS EST EN ORANGE.....	252
FIGURE 11.8 : HAUTEURS JOURNALIERES MODELISEES SUR LES UHRH DU BASSIN VERSANT MISTASSINI, REGROUPEES PAR MOIS (1 : JANVIER, 12 : DECEMBRE), POUR LES PERIODES DE (A) CALAGE ET (B) VALIDATION. LA HAUTEUR MEDIANE SUR L'ENSEMBLE DES UHRHS EST EN ORANGE.....	253
FIGURE 11.9 : HAUTEURS JOURNALIERES MODELISEES SUR LES UHRH DU BASSIN VERSANT ROUGE, REGROUPEES PAR MOIS (1 : JANVIER, 12 : DECEMBRE), POUR LES PERIODES DE (A) CALAGE ET (B) VALIDATION. LA HAUTEUR MEDIANE SUR L'ENSEMBLE DES UHRHS EST EN ORANGE.....	254
FIGURE 11.10 : HAUTEURS JOURNALIERES MODELISEES SUR LES UHRH DU BASSIN VERSANT YAMASKA, REGROUPEES PAR MOIS (1 : JANVIER, 12 : DECEMBRE), POUR LES PERIODES DE (A) CALAGE ET (B) VALIDATION. LA HAUTEUR MEDIANE SUR L'ENSEMBLE DES UHRHS EST EN ORANGE.....	255
FIGURE 11.11 : HAUTEURS JOURNALIERES MODELISEES SUR LES UHRH DU BASSIN VERSANT WHEATON, REGROUPEES PAR MOIS (1 : JANVIER, 12 : DECEMBRE), POUR LES PERIODES DE (A) CALAGE ET (B) VALIDATION. LA HAUTEUR MEDIANE SUR L'ENSEMBLE DES UHRHS EST EN ORANGE.....	256
FIGURE 11.12 : HAUTEURS JOURNALIERES MODELISEES SUR LES UHRH DU BASSIN VERSANT TUTSHI, REGROUPEES PAR MOIS (1 : JANVIER, 12 : DECEMBRE), POUR LES PERIODES DE (A) CALAGE ET (B) VALIDATION. LA HAUTEUR MEDIANE SUR L'ENSEMBLE DES UHRHS EST EN ORANGE.....	257
FIGURE 11.13 : HAUTEURS JOURNALIERES MODELISEES SUR LES UHRH DU BASSIN VERSANT ATLIN, REGROUPEES PAR MOIS (1 : JANVIER, 12 : DECEMBRE), POUR LES PERIODES DE (A) CALAGE ET (B) VALIDATION. LA HAUTEUR MEDIANE SUR L'ENSEMBLE DES UHRHS EST EN ORANGE.....	258

FIGURE 11.14 : HAUTEURS JOURNALIERES MODELISEES SUR LES UHRH DU BASSIN VERSANT YUKON, REGROUPEES PAR MOIS (1 : JANVIER, 12 : DECEMBRE), POUR LES PERIODES DE (A) CALAGE ET (B) VALIDATION. LA HAUTEUR MEDIANE SUR L'ENSEMBLE DES UHRHS EST EN ORANGE.....	259
FIGURE 12.1 : PROFILS DE TEMPERATURE DANS UNE COUCHE DE NEIGE AU BOUT D'UNE JOURNEE SI LA TEMPERATURE AU SOL EST FIXEE A 0°C (NOIR) OU SI LE FLUX DE CHALEUR AU SOL EST NUL (ROUGE).	264
FIGURE 12.2 : PROFILS DE TEMPERATURE POUR UN SYSTEME DE DEUX COUCHES DE NEIGE ET D'UNE COUCHE D'ARGILE CHINOIS SEC (NOIR) OU DE SABLE FIN SEC (ROUGE) APRES UN PAS DE TEMPS D'UNE JOURNEE. LES DROITES HORIZONTALES DELIMITENT LES DIFFERENTES COUCHES DU SYSTEME.	266

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 1.1 : CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DU COUVERT NIVAL.	28
TABLEAU 1.2 : CLASSIFICATION DES TYPES DE GRAINS ET LEURS SYMBOLES DE REPRESENTATION SELON FIERZ ET AL. (2009).....	31
TABLEAU 1.3 : CARACTERISATIONS DE MODELES DE NEIGE.....	35
TABLE 2.1 : METEOROLOGICAL STATIONS IN EACH STUDY BASIN USED IN THIS STUDY. DATA FOR THE NECOPASTIC WATERSHED CAME FROM OREILLER <i>ET AL.</i> (2014) AND DATA FOR THE UPPER YUKON WATERSHED CAME FROM YUKON ENERGY	54
TABLE 2.2 : METADATA FOR THE SNOW STATIONS AT EACH STUDY WATERSHED USED IN THIS STUDY. DATA FOR THE NECOPASTIC WATERSHED CAME FROM OREILLER <i>ET AL.</i> (2014) AND THOSE FOR THE UPPER YUKON WERE FROM YUKON ENERGY.....	55
TABLE 2.3 : PHYSICAL PROCESSES SIMULATED BY MASIN AND ASSOCIATED MODEL PARAMETERS (N/A, STANDS FOR NOT APPLICABLE).....	57
TABLE 2.4 : TEMPORAL RESOLUTION OF THE INPUT/OUTPUT DATA.....	58
TABLE 2.5 : MASIN (MODÈLE AUTONOME DE SIMULATION DE LA NEIGE) PARAMETERS AND THOSE CALIBRATED (SHADED ENTRIES) AS SUGGESTED BY THE MODEL DEVELOPERS. THE UPPER AND LOWER BOUNDS OF EACH PARAMETER ARE PROVIDED IN THE LAST TWO COLUMNS.	60
TABLE 2.6 : CORRELATIONS OF THE TOP 10 BEST CALIBRATED PARAMETER SETS (SEE TABLE 2.5 FOR THE NOMENCLATURE) AGAINST THE MAXIMUM NUMBER OF SNOW LAYER (MNSL) VALUE FOR EACH SNOW STATION AND WHEN INCLUDING ALL THE SNOW STATIONS (GLOBAL COLUMN). THE VALUES SHOWN WITHIN THE PARENTHESES REPRESENT THE P-VALUES. GREY SHADED CELLS INDICATE CASES WHERE THE NULL HYPOTHESIS IS NOT REJECTED, WHILE BLUE SHADED CELLS IDENTIFY THE PARAMETERS WITH SIGNIFICANT PEARSON CORRELATION. PARAMETERS WITH AN ABSOLUTE CORRELATION SUPERIOR TO 0.3 ARE ANALYZED FOR THEIR INFLUENCE IN MASIN.	71
TABLE 3.1 : SNOW MODEL CALIBRATION PARAMETERS.....	93
TABLE 3.2 : WEATHER AND GMON STATION METADATA. DATA FOR THE NECOPASTIC WATERSHED ARE FROM OREILLER <i>ET AL.</i> (2014), UPPER YUKON DATA WERE PROVIDED BY THE YUKON ENERGY CORPORATION	97
TABLE 3.3 : KGE VALUES ON THE MODELED HEIGHT AND DENSITY SERIES BY THE MO MODEL AND THE MULTI MODEL.....	105
TABLE 3.4 : FOR EACH MODEL, MEDIANS OF ANNUALS DIFFERENCES BETWEEN OBSERVATIONS AND SNOWPACK CHARACTERISTICS FROM THE TOP-TEN BEST SETS OF PARAMETER VALUES FOR THE THREE GMON STATIONS.....	106
TABLEAU 4.1 : OCCUPATIONS DU SOL (% ET KM ²) POUR LES DIFFERENTS BASSINS VERSANTS AU QUEBEC ET AU YUKON.....	119
TABLEAU 4.2 : TEMPERATURES MINIMALES (JANVIER) ET MAXIMALES (JUILLET) AINSI QUE LES PRECIPITATIONS TOTALES ANNUELLES POUR LA PERIODE 1981/2010 SUR LES DIFFERENTS BASSINS VERSANTS D'ETUDE (GOVERNMENT OF CANADA. ENVIRONMENT AND CLIMATE CHANGE CANADA., 2021C-N)	120
TABLEAU 4.3 : PERIODES DE CALAGE ET DE VALIDATION POUR LES DIFFERENTS BASSINS VERSANTS D'ETUDE. .	121
TABLEAU 4.4 : DEBITS CARACTERISTIQUES (Q _{7MIN} ET Q _{7MAX}) DES DIFFERENTS BASSINS VERSANTS SUR LES PERIODES D'ETUDES.....	122
TABLEAU 4.5 : PARAMETRES DE CALAGES DES DIFFERENTS MODULES D'HYDROTEL ET LEURS GAMMES DE VARIATIONS.....	125

TABLEAU 4.6 : STATISTIQUES DU TEST DE FRIEDMAN POUR COMPARER LES PERFORMANCES DES DIFFERENTS MODELES SUR LES PERIODES DE CALAGE ET DE VALIDATION, SUR LES KGE ET LES NASH _{LOG} ..	129
TABLEAU 4.7 : STATISTIQUES DES TESTS DE WILCOXON ENTRE CHAQUE COUPLE DE MODELE, POUR LE KGE DE LA PERIODE DE VALIDATION.	129
TABLEAU 4.8 : VALEURS DES P-VALUES DES TESTS DE FRIEDMAN APPLIQUES SUR LES REGRESSIONS LINEAIRES DES DEBITS DE CRUE (PENTE), POUR LES PERIODES DE CALAGES ET DE VALIDATION.	133
TABLEAU 4.9 : VALEURS DES P-VALUES DES TESTS DE WILCOXON APPLIQUES SUR LES PENTES DE REGRESSION LINEAIRES EN PERIODE DE VALIDATION.....	135
TABLEAU 4.10 : VALEURS DES P-VALUES DES TESTS DE FRIEDMAN APPLIQUES SUR LES REGRESSIONS LINEAIRES DES DEBITS DE DECRUE (PENTE), POUR LES PERIODES DE CALAGES ET DE VALIDATION.	137
TABLEAU 4.11 : VALEURS DES P-VALUES DES TESTS DE FRIEDMAN APPLIQUES SUR LES REGRESSIONS LINEAIRES DES PICS DE DEBIT DE CRUE (PENTE), POUR LES PERIODES DE CALAGES ET DE VALIDATION... ..	137
TABLEAU 4.12 : VALEURS DES P-VALUES DES TESTS DE FRIEDMAN APPLIQUES SUR LES REGRESSIONS LINEAIRES DES DATES D'OCCURRENCE DES PICS DE DEBIT DE CRUE (PENTE), POUR LES PERIODES DE CALAGES ET DE VALIDATION.	140
TABLEAU 4.13 : POURCENTAGES DE BANDES ALTITUDINALES DONT LA HIERARCHIE ENTRE LE NOMBRE DE COUCHES MAXIMAL MODELISE SELON LE TYPE DE VEGETATION (CONIFERE, FEUILLU ET OUVERT) EST RESPECTEE.	145
TABLEAU 5.1 : RECAPITULATIF DES CONCLUSIONS DU MODELE DE NEIGE MULTICOUCHE D'HYDROTEL ET DE SA VERSION MONOCOUCHE SANS OU AVEC BANDE ALTITUDINALE (RESPECTIVEMENT « MO » ET « MoB »). LES « X » DU TABLEAU CORRESPONDENT AUX CARACTERISTIQUES QUI N'ONT PAS ETE ETUDIEES DANS CES CONFIGURATIONS. (*) SIGNIFIE QUE LES RESULTATS SONT PRESENTES EN ANNEXE DE CETTE THESE.	155
TABLEAU 10.1 : OBSERVATIONS LORS DE L'INTENSE PRECIPITATION DE LA FIN DE DECEMBRE 2020 ET LES RESULTATS DES MODELES POUR CE CAS EXTREME (MINIMUM, MEDIANE, MAXIMUM).....	238
TABLEAU 10.2 : OBSERVATIONS SUR LES HAUTEURS DE COUVERTS NIVAUX ENTRE LES 4 ET 5 FEVRIER ET RESULTATS DE MODELISATION SUR LES HAUTEURS DES DIFFERENTS MODELES DE NEIGE SUR CETTE PERIODE.	239
TABLEAU 10.3 : OBSERVATIONS IN-SITU (AUTRES QUE LA HAUTEUR DU COUVERT NIVAL) ET LEURS SIMULATIONS PAR LES DIFFERENTS MODELES DE NEIGE	241
TABLEAU 11.1 : MASSES VOLUMIQUES MAXIMALES ET COEFFICIENT DE COMPRESSION CALEES POUR LES MODELES DE NEIGE « MO », « MoB » ET « MULTIB ».	260
TABLEAU 13.1 : EXEMPLES D'INSTRUMENTS DE MESURES DES PRECIPITATIONS NEIGEUSES	269
TABLEAU 13.2 : TYPE D'INSTRUMENTS DE MESURE DU COUVERT NIVAL.....	273

LISTE DES ÉQUATIONS

ÉQUATION 1.1 : RELATION ENTRE LA HAUTEUR, L'EQUIVALENT EN EAU ET LA MASSE VOLUMIQUE DE LA NEIGE	30
EQUATION 2.1 : PARTITION OF DAILY TOTAL PRECIPITATION	61
EQUATION 2.2 : KLING-GUPTA EFFICIENCY	61
EQUATION 3.1 : ENERGY ASSESSMENT IN THE MONOLAYER SNOW MODEL OF HYDROTEL	81
EQUATION 3.2 : PARTITION OF DAILY TOTAL PRECIPITATION	82
EQUATION 3.3 : DENSITY OF FRESH SNOW	83
EQUATION 3.4 : SNOW COMPRESSION	83
EQUATION 3.5 : POTENTIAL SNOW MELT FROM THE EXCESS HEAT	84
EQUATION 3.6 : RETENTION CAPACITY IN THE MONOLAYER SNOW MODEL	84
EQUATION 3.7 : ACTUAL SNOWMELT	84
EQUATION 3.8 : SNOWPACK MASS BALANCE.....	85
EQUATION 3.9 : ENERGY ASSESSMENT IN THE MULTILAYER SNOW MODEL.....	87
EQUATION 3.10 : HEAT PROPAGATED BY THE RAINFALL OR THE PERCOLATION.....	87
EQUATION 3.11 : THERMAL DIFFUSIVITY OF SNOW IN THE MULTILAYER SNOW MODEL.....	88
EQUATION 3.12 : THERMAL DIFFUSIVITIES OF ICE AND AIR IN THE MULTILAYER SNOW MODEL	89
EQUATION 3.13 : THERMAL CONDUCTIVITY OF ICE (SAKAZUME <i>ET AL.</i> , 1978).....	89
EQUATION 3.14 : THERMAL CONDUCTIVITY OF AIR (REID <i>ET AL.</i> , 1987).....	89
EQUATION 3.15 : TEMPERATURE (BASED ON THE HEAT DEFICIT) PAR SNOW LAYER IN THE MULTILAYER SNOW MODEL	90
EQUATION 3.16 : AIR DENSITY BASED ON IDEAL GAS LAW.....	90
EQUATION 3.17 : SPECIFIC HEAT OF AIR BASED ON REID <i>ET AL.</i> (1987)	90
EQUATION 3.18 : ALBEDO OF SNOW IN THE MULTILAYER SNOW MODEL	91
EQUATION 3.19 : FREEZING RAIN HEAT DEFICIT IN THE MULTILAYER SNOW MODEL.....	91
EQUATION 3.20 : EXCESS HEAT FROM FREEZING RAN IN THE MULTILAYER SNOW MODEL.....	91
EQUATION 3.21 : MAXIMUM WATER HOLDING CAPACITY IN THE MULTILAYER SNOW MODEL	92
EQUATION 3.22 : KLING-GUPTA EFFICIENCY	94
EQUATION 3.23 : ROOT MEAN SQUARED ERROR	94
EQUATION 3.24 : NASH-SUTCLIFFE EFFICIENCY (NASH <i>ET AL.</i> , 1970)	95
EQUATION 3.25 : ABSOLUTE SEASONAL DEVIATIONS FOR MODEL'S COMPARISON	95
ÉQUATION 4.1 : FORMULE DU COEFFICIENT DE KLING-GUPTA.....	126
ÉQUATION 4.2 : FORMULE DU COEFFICIENT DE NASH-SUTCLIFFE DANS SA FORME LOGARITHMIQUE	126
ÉQUATION 4.3 : TRANSFORMATION DES PENTES DE REGRESSION LINEAIRE	127
ÉQUATION 4.4 : NORMALISATION DES PARAMETRES CALES.....	130
EQUATION 8.1 : RAIN HEAT DEFICIT	205
EQUATION 8.2 : HEAT FROM THE GROUND	205

EQUATION 8.3 : SNOWFALL HEAT DEFICIT	205
EQUATION 8.4 : RADIATION HEAT INPUT	206
EQUATION 8.5 : POTENTIAL MELTING RATE DUE TO RADIATION	206
EQUATION 8.6 : RETAINED WATER HEAT INPUT	206
EQUATION 8.7 : GMON STATION LATITUDE	207
EQUATION 8.8 : SLOPE ANGLE	207
EQUATION 8.9 : SURFACE AZIMUTH ANGLE	207
EQUATION 8.10 : EQUIVALENT SLOPE LATITUDE	207
EQUATION 8.11 : LONGITUDE VARIATION BETWEEN THE SLOPE AND ITS HORIZONTAL SURFACE	207
EQUATION 8.12 : SUN/EARTH DISTANCE TO ITS AVERAGE ON A SPECIFIC DAY	207
EQUATION 8.13 : SOLAR CONSTANT AS A FUNCTION OF THE EARTH-SUN DISTANCE	208
EQUATION 8.14 : SOLAR DECLINATION	208
EQUATION 8.15 : ANGLE OF THE SUNSHINE DURATION ON A FLAT SURFACE	208
EQUATION 8.16 : ANGLE OF THE SUNSHINE DURATION ON A SLOPED SURFACE	208
EQUATION 8.17 : SUNSHINE DURATION ON A FLAT SURFACE	208
EQUATION 8.18 : SUNSHINE DURATION ON A SLOPED SURFACE	209
EQUATION 8.19 : IRRADIATION STARTING TIMES ON A SLOPED GROUND	209
EQUATION 8.20 : IRRADIATION END TIMES ON A SLOPED GROUND	209
EQUATION 8.21 : IRRADIATION (A) STARTING AND (B) END TIME ON FLAT GROUND	209
EQUATION 8.22 : RADIATION FOR A FLAT SURFACE	209
EQUATION 8.23 : RADIATION FOR A SLOPED SURFACE	210
EQUATION 8.24 : RADIATION INDEX	210
EQUATION 8.25 : STATE OF HUMIDITY OF THE SNOWPACK	210
EQUATION 8.26 : MAXIMUM SNOWPACK ALBEDO	210
EQUATION 8.27 : SNOWPACK RADIATION PENETRATION EXPONENTIAL DECAY COEFFICIENT	211
EQUATION 8.28 : ALBEDO ASSESSMENT WITH SNOW ON THE GROUND IN THE MONOLAYER SNOW MODEL	211
EQUATION 8.29 : ALBEDO ASSESSMENT WITHOUT SNOW ON THE GROUND IN THE MONOLAYER SNOW MODEL ...	211
EQUATION 8.30 : SNOW MASS BASED ON SNOW AS A MIXTURE OF ICE AND AIR	211
EQUATION 8.31 : SNOW DENSITY AS A FUNCTION OF ICE AND AIR MASSE	211
EQUATION 8.32 : SNOW DENSITY AS A FUNCTION OF ICE AND AIR DENSITIES	212
EQUATION 8.33 : SNOW DENSITY AS A FUNCTION OF ICE AND AIR VOLUMETRIC PROPORTIONS	212
EQUATION 8.34 : SNOW DENSITY AS A FUNCTION OF THE ICE VOLUMETRIC PROPORTION ONLY	212
EQUATION 8.35 : ICE VOLUMETRIC PROPORTION AS A FUNCTION OF SNOW, AIR AND ICE DENSITIES	212
EQUATION 8.36 : AIR VOLUMETRIC PROPORTION AS A FUNCTION OF SNOW, AIR AND ICE DENSITIES	212
ÉQUATION 12.1 : EQUATION DE CHALEUR	263

1 INTRODUCTION

1.1 Mise en contexte

Le cycle hydrologique amène de nombreuses problématiques pour la prospérité qu'ont connu, que connaissent et que connaîtront, les différentes civilisations de l'humanité. Une des contraintes rencontrées sont les inondations, qui peuvent provoquer d'importants coûts aux sociétés. Lawford *et al.* (1995) rapportent ainsi que l'inondation de 1993 qui s'est produite dans le centre des États-Unis a coûté plus de 12 milliards \$US, de même que les inondations dues aux embâcles de glace ont coûté en moyenne 20 millions \$CA par an, pour les provinces canadiennes du Québec, de l'Ontario et du New Brunswick, sur la période 1978-1988. Sur la période 2013-2017, Wen *et al.* (2022) a identifié des pertes annuelles moyennes de l'ordre de 3.4 milliards \$US à la suite des inondations localisées aux États-Unis, au Canada et au Mexique. Par opposition aux inondations, les civilisations peuvent aussi faire face à des épisodes de sécheresses, mettant sous tension la production agricole, ainsi que les différents usages industriels et domestiques nécessitant de prélever ou d'utiliser de l'eau. Mais l'humanité a également réussi à appréhender le cycle de l'eau pour combler ses besoins comme le développement de la production d'énergie hydroélectrique à travers le remplissage des réservoirs des barrages hydroélectriques. Cependant, l'évolution climatique perturbe les connaissances de l'humanité vis-à-vis du cycle de l'eau en amplifiant les variations locales. Afin de limiter les risques, les scientifiques développent donc des prévisions climatiques pour mieux identifier des zones critiques pour les inondations ou les sécheresses. Que ce soit pour un intérêt présent, ou futur, il est donc nécessaire de traduire le cycle de l'eau en une modélisation. Ce cycle hydrologique est composé de plusieurs types de flux d'eau, dont les précipitations entre les nuages et le sol. Or une des composantes de la précipitation est sous forme de neige, comme l'indique Adhikari *et al.* (2018), qui montrent que si, dans l'hémisphère Nord, la neige représente globalement entre 6 et 10% de la précipitation totale, elle peut en représenter plus de la moitié en certains endroits. Ces précipitations neigeuses forment un stock d'eau solide au niveau du sol, dont l'état énergétique n'est pas suffisamment élevé pour permettre sa fusion. La mise à jour de cet état énergétique peut déclencher la fusion de la neige, entraînant ainsi les fontes printanières. Cette fonte suivra deux principaux chemins pour alimenter les débits des cours d'eaux. D'une part, elle peut ruisseler en surface jusqu'à atteindre directement le cours d'eau, pouvant former des inondations sur son passage selon son intensité. D'autre part, cette fonte peut s'infiltrer dans le sol, dans des proportions importantes comme le montrent

Mohammed *et al.* (2019) dans les Prairies canadiennes, pour alimenter les recharges des nappes souterraines. Ces nappes souterraines contribuent à soutenir le débit d'étiage après les périodes de crues printanières. Ainsi, Aygün *et al.* (2020) ont montré que la fonte du couvert nival fourni la plus grande contribution aux débits des cours d'eau et aux recharges souterraines sur un bassin versant québécois (Canada). Dumanski *et al.* (2015) montrent aussi sur un bassin versant dans le sud du Saskatchewan, Canada, que si la contribution de la fonte de neige au débit diminue entre les périodes 1975-1994 et 2010-2014, elle reste importante avec un ordre de grandeur de 47%. De par le monde, Mukhopadhyay *et al.* (2015) estiment pour des bassins versants indiens soumis à la fonte de glaciers, que la fonte du couvert nival représente entre 27 et 44% du débit annuel, sachant que la fonte des glaciers représente entre 16 et 50% de ce débit. Enfin, Jenicek *et al.* (2020) concluent pour leurs parts que la fonte du couvert nival représente entre 17 et 42% du débit total pour 59 bassins versants en République Tchèque. Par conséquent, une modélisation précise du couvert nival, notamment sa fonte, exerce une influence significative sur la modélisation des débits dans les cours d'eau. Il existe divers exemples de modélisation hydrologique dans un cadre opérationnel sur des bassins versants soumis à des précipitations neigeuses. Ainsi le modèle HYDROTEL est utilisé par la « Yukon Energy Corporation » et le « Ministère de l'Environnement et de Lutte contre les Changements Climatiques » du Québec en ce qui concerne la prévision hydrologique. Au Québec, d'autres modèles hydrologiques sont utilisés dans un cadre opérationnel, comme le modèle HSAMI par « HYDRO-QUEBEC » et le modèle CEQUEAU par « Rio Tinto Energie Electrique ». Cela dit, dans un premier temps, il demeure important de faire un état des lieux des caractéristiques physiques de la neige pour en sélectionner les plus pertinentes à modéliser dans le cadre de la modélisation hydrologique.

1.2 Physique de la neige

La modélisation de la neige dans un contexte hydrologique nécessite d'évaluer les différents phénomènes influençant sa constitution et sa fonte. La Figure 1.1 schématise les différents phénomènes physique, sur la base des phénomènes relevés pour la construction du modèle de neige CROCUS (Brun *et al.*, 1989).

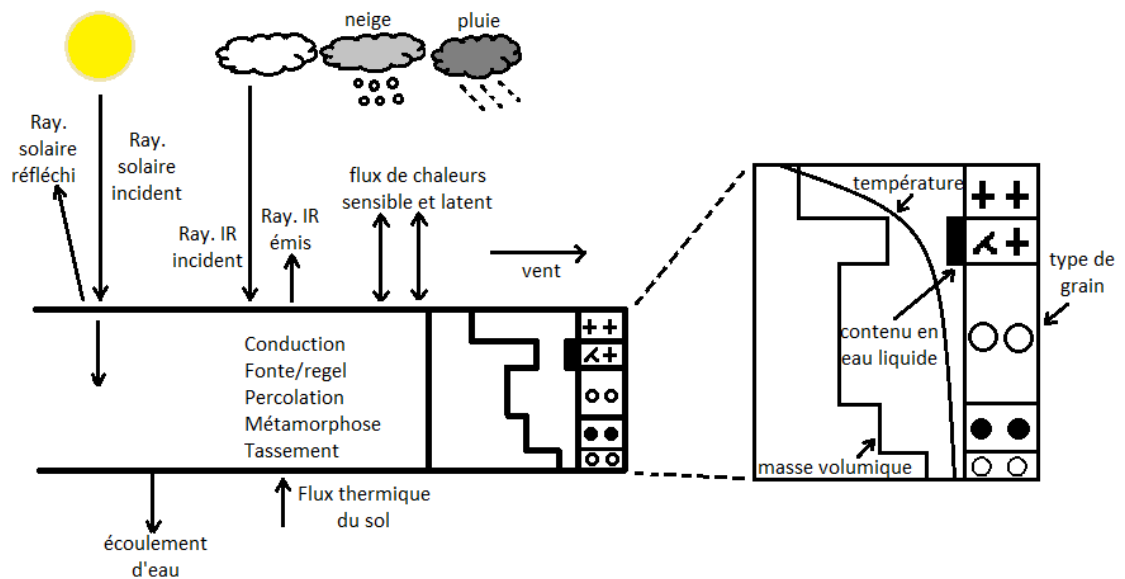


Figure 1.1 : Schématisation de la physique de la neige, sur la base des phénomènes retenus pour le modèle CROCUS.

Sur cette figure, les précipitations neigeuses forment différentes strates au niveau du sol, auxquelles s'ajoutent d'autres types de précipitations, dont les pluies ou les pluies verglaçantes qui contribuent au réchauffement de la neige. Au sein de chaque couche, différents types de grain coexistent et se métamorphosent selon les pressions de vapeurs d'eau et de pression mécanique dû au poids des différentes couches.

Cet ensemble n'est pas dans un état énergétique suffisant pour entrer en fusion, aussi il est soumis à diverses sources énergétiques contribuant à son refroidissement et/ou à son réchauffement. Le bilan énergétique est donc mis à jour avec des flux de chaleurs sensible et latent avec l'atmosphère. Les radiations à longues ondes et à courtes ondes contribuent également au bilan énergétique, ainsi que le flux thermique provenant du sol. L'ensemble de ces flux externes contribuent à modifier le profil de température du couvert neigeux, pouvant amener certaines parties à fondre lorsque la quantité d'énergie devient suffisante. Cette fonte percole dans le couvert nival, ajoutant une nouvelle source énergétique dans son profil et dont une partie de cette fonte regèle au contact des cristaux de glace. Lorsque la fonte atteint le sol, l'eau de fonte peut ruisseler à l'interface du sol ou s'infiltrer si le sol est suffisamment poreux en surface. Enfin, la neige peut s'affaisser sous son propre poids.

1.3 Caractéristiques physiques de la neige

Le Tableau 1.1 résume les principales caractéristiques mesurables, et donc sujettes à être modélisées, du couvert nival.

Tableau 1.1 : Caractéristiques physico-chimiques du couvert nival.

Caractéristique	Signification
Albédo (-)	Capacité de la neige à réfléchir les radiations solaires incidentes
Contenu en eau liquide (%)	Quantité d'eau liquide contenue dans le couvert nival
Equivalent en eau ou EEN (m)	Lame de l'eau de la neige si elle est totalement sous forme liquide
Hauteur (m)	Épaisseur de la neige
Masse volumique (kg.m ⁻³)	Masse d'EEN occupé par unité de volume de neige
Grain	Taille et type des grain constituant le couvert nival
Impuretés chimiques (g.L ⁻¹)	Contamination chimique de la neige
Stratigraphie	Discrétisation du couvert nival en couche homogénéisée selon d'autres caractéristiques
Température (°C)	Profil de température (lié au déficit calorifique) du couvert nival

1.3.1 Albédo

L'albédo d'un matériau correspond à la proportion de radiation solaire réfléchi par rapport à celle incidente. Dans le cas qui nous concerne, cela permet de considérer la quantité d'énergie solaire qui est absorbée par une surface telle que le sol ou le couvert nival. Si la réflectivité de la neige fraîche est considérée comme isotrope, sa composante spéculaire, c'est-à-dire unidirectionnelle, se renforce à mesure que le couvert nival vieillit et subit plusieurs épisodes de fonte et recristallisation (Dirnhirn *et al.*, 1975). Les radiations à courte-ondes sont la principale cause de la diminution hivernale de l'albédo, en influençant le métamorphisme et la sublimation des couverts nivaux (Calleja *et al.*, 2021).

L'analyse de l'albédo permet aussi d'expliquer la couleur de la neige. Warren (2019) a noté que les couleurs de la glace ou de la neige sont dues aux longueurs d'absorption de ces matériaux. Concernant la glace, ces longueurs sont plus courtes pour les longueurs d'ondes de 700 nm (couleur rouge du spectre visible) par rapport aux longueurs d'ondes de 400 nm (couleur bleu du spectre visible). Cela signifie que les longueurs d'ondes de l'ordre de 700 nm ont une plus grande probabilité d'être absorbées par les molécules de glace au gré des différentes réflexions/transmissions au sein de la couche nivale avant que ces radiations ne soient réémises vers l'extérieur du couvert nival. La couleur bleue de la glace vient donc du fait que les radiations de couleur rouge sont plus facilement absorbables. De même, la neige possède une quantité d'air plus importante éloignant les cristaux de glaces les uns des autres. Les radiations ont une probabilité plus faible d'interagir avec les molécules de glace avant d'être réémises vers l'extérieur, ce qui réduit leurs probabilités d'être absorbés par les cristaux de glace. Ainsi, les radiations de l'ensemble du spectre visible sont globalement réémises vers l'extérieur de la couche de neige, ce qui donne la couleur blanche à la neige.

1.3.2 Contenu en eau liquide

De l'eau sous forme liquide peut transiter à travers le couvert nival, que ce soit par l'apport de pluie, ou bien en cas de fonte du couvert nival. Dans une couche de neige, deux cas de figures peuvent se présenter : cette eau s'agrège aux cristaux de glace ou bien ruissèle en profondeur, voire hors du couvert nival. L'agrégation peut prendre la forme d'une congélation lorsque la couche de neige concernée possède un déficit calorifique, ou bien la forme d'un stockage par capillarité si celle-ci n'a pas de déficit. Par conséquent, une couche de neige possède une capacité de rétention en eau.

1.3.3 Equivalent en eau / Hauteur / Masse volumique

L'équivalent en eau d'un couvert nival représente sa masse d'eau sous toutes ses formes par unité de surface. Pour les modèles hydrologiques, dont l'objectif est de modéliser au mieux les transferts d'eau dans le cycle hydrologique, il s'agit d'une variable primordiale. L'équivalent en eau est également décrit sous la forme d'une lame d'eau, et correspond à la quantité d'eau liquide obtenue si une surface donnée du couvert nival est entièrement fondue. La hauteur du couvert nival correspond simplement à la profondeur du manteau neigeux. Enfin, la masse volumique du couvert nival permet de faire le lien entre la hauteur du couvert nival et son équivalent en eau avec l'équation (1.1) :

Équation 1.1 : Relation entre la hauteur, l'équivalent en eau et la masse volumique de la neige

$$\rho_n h = \rho_{eau} EEN$$

Où : ρ_n la masse volumique de la neige (kg.m^{-3})

h la hauteur du couvert nival (m)

ρ_{eau} la masse volumique de l'eau liquide (kg.m^{-3})

EEN l'équivalent en eau du couvert nival (m)










1.3.4 Métamorphisme et type de grain

Le métamorphisme des grains modifie la forme des cristaux de glace présents dans ses couches, selon le gradient de température dans ce couvert nival et les transferts de vapeur d'eau. Il inclut également le phénomène de fonte/recristallisation. De nombreux types de grains existent donc, ce qui a amené Colbeck (1982) à proposer un inventaire des différents grains pouvant être observables. Il différencie :

- Les grains liés à la précipitation neigeuse,
- La neige sèche au sol dans une forme en équilibre ou dans une forme de croissance cinétique,
- La neige humide avec un faible ou un fort contenu en eau liquide
- Les cristaux à facettes avec des portions arrondis ou vice-versa,
- Les grains fondus/recristallisés et leurs associations sous forme de couche,
- Les cristaux fondus à la surface et leurs associations sous forme de couche,
- Les cristaux agglomérés par la force du vent, et
- Le verglas de surface.

Plus tard, sous l'égide de l'UNESCO et de l'International Hydrological Programme, Fierz *et al.* (2009) ont uniformisé les différentes classifications et ont alors répertorié neuf classes différentes de type de grains, décrites dans le Tableau 1.2, avec leurs symboles de représentation.

Tableau 1.2 : Classification des types de grains et leurs symboles de représentation selon Fierz et al. (2009)

(a) Les particules dues à la précipitation (cristaux de neige fraîche) :	
(b) Les grains formés artificiellement (neige de culture) :	
(c) Les particules de précipitations fragmentées et décomposées :	
(d) Les grains arrondis :	
(e) Les grains à facettes :	
(f) Le givre en profondeur :	
(g) Le givre en surface :	
(h) Les grains ayant fondus :	
(i) La formation de glace :	

De même, Fierz *et al.* (2009) ont classifié les tailles de grains en six catégories :

- Les grains très fins (diamètre inférieur à 0.2 mm),
- Les grains fins (diamètre compris entre 0.2 et 0.5 mm),
- Les grains moyens (diamètre compris entre 0.5 et 1 mm),
- Les grains grossiers (diamètre compris entre 1 et 2 mm),
- Les grains très grossiers (diamètres compris entre 2 et 5 mm),
- Les grains extrêmes (diamètre supérieur à 5 mm).

1.3.5 Impuretés chimiques

Le couvert nival est en très grande partie composé de cristaux de glace, d'eau liquide et d'air, mais les flocons de neige se forment en très grande partie sur des noyaux de condensation (ex. : poussières atmosphériques en très grande majorité de moins de 0.2 μm constituées de rejets volcaniques ou particules en suspension dans l'atmosphère telles que le sel de mer, l'argile et particules de sulfate émises par le phytoplancton des océans). Ils peuvent également absorber d'autres molécules lors de leurs chutes, de même que celles présentes dans le couvert nival. Par exemple, certains articles s'intéressent à l'influence de la poussière de charbon sur la réflectance de la neige (Khan *et al.*, 2017), ou aux conséquences d'une éruption volcanique sur la composition chimique du couvert nival (Galeczka *et al.*, 2016). En échantillonnant de la neige pour des analyses chimiques devant détecter de la contamination chimique dans les neiges antarctiques, Szumińska *et al.* (2021) ont retrouvé des faibles concentrations d'éléments inorganiques ($<30 \text{ mg.L}^{-1}$), de carbone organique (Total Organic Carbon ou TOC ; $<1 \text{ mg.L}^{-1}$) et d'hydrocarbure aromatique polycyclique (HAP ou en anglais Polycyclic Aromatic Hydrocarbon ou PAHs ; entre 0.11 et 1.4 ng.L^{-1}). En règle générale, la fonte du couvert nival peut directement influencer les conditions chimiques dans les cours d'eaux, comme l'ont mesuré Johannessen *et al.* (1977) avec l'acidification des cours d'eau, particulièrement au début de la fonte du couvert nival plutôt que lors de sa fonte totale, car les composés chimiques sont absorbés en périphérie des cristaux de neige.

1.3.6 Précipitations

Les précipitations neigeuse et pluvieuse sont deux phénomènes météorologiques particulièrement étudiés par leur prépondérance dans le fonctionnement hydrologique en général. Certaines études portent sur la température seuil de séparation entre différents types de précipitations solide et liquide (Stewart *et al.*, 1988), ou bien sa modélisation/caractérisation physique (Stewart, 1985; Stewart *et al.*, 1987; Szeto *et al.*, 1999; Bernstein, 2000; Roberts *et al.*, 2008; Deng *et al.*, 2012), nécessaire pour pouvoir prendre des mesures limitant les pertes économiques liées aux dommages de ce type de précipitation, pouvant se compter en milliard de dollars US (Changnon, 2003). Cependant, il existe d'autres types de précipitations qui, si leurs fréquences d'apparition sont faibles comparées aux deux autres, exercent une influence non négligeable sur le comportement du couvert nival, modifiant ses caractéristiques et son inertie de fonte.

Une de ces précipitations est ainsi la précipitation pluvieuse. Des études montrent que l'augmentation du nombre d'évènement pluvieux sur un couvert nival et leurs intensités provoqueront une fonte plus rapide (Marks *et al.*, 1998; Il Jeong *et al.*, 2018), au point d'être identifié comme étant une des principales causes des inondations printanières (McCabe *et al.*, 2007).

Un type de précipitation concerne le phénomène de pluie verglaçante sur le couvert de neige, phénomène qui consiste à envelopper le couvert nival d'une couche de cristaux de glace. En effet, ce phénomène a lieu lorsqu'une précipitation solide se produit dans l'atmosphère et traverse une masse d'air chaude lors de sa chute, permettant sa fonte totale ou partielle. La chute de cette précipitation à travers une masse d'air froide peut permettre de geler tout ou une partie de celle-ci, mais cette précipitation peut rester sous forme liquide en deçà du point de congélation, dépendamment du nombre de noyau de congélation favorisant la solidification de la précipitation présente dans l'atmosphère. Les précipitations ayant regelé sont alors présentes sous forme de grésil (Zerr, 1997; Lachapelle *et al.*, 2022). Cheng *et al.*, (2011) montrent que ce type de précipitation va devenir de plus en plus fréquent dans l'est du Canada vers la fin de ce siècle, dans un contexte de changement climatique, durant les mois les plus froids de l'année.

1.3.7 Stratigraphie

Un couvert nival est hétérogène dans les trois dimensions cartésiennes. La topographie du sol, le transport de la neige par le vent et la végétation influencent sa répartition spatiale sur les deux dimensions horizontales. Pour la dimension verticale, chaque précipitation neigeuse forme une couche dont les caractéristiques varient au cours de la précipitation, formant ainsi un profil hétérogène. Mais la succession d'évènements neigeux forme un ensemble de couche dont l'hétérogénéité est plus importante qu'au sein de chaque couche. Pour cette raison simplificatrice, les modèles de neige peuvent considérer l'hétérogénéité intracouche comme étant nulle, pour améliorer la représentation de l'hétérogénéité intercouche. L'évolution de ce couvert nival est dyssymétrique, avec d'un côté des contraintes et des phénomènes physiques provoquées par le sol, et de l'autre, par l'atmosphère. Les phases de compression, de métamorphismes des grains et de percolations des eaux liquides (dus à la fonte ou aux précipitations pluvieuses) contribuent à l'augmentation de l'hétérogénéité du couvert nival en modifiant localement certaines caractéristiques dans chaque couche. Finalement, une couche de neige peut être considérée comme homogène lorsque les variations de ses caractéristiques physiques varient dans une faible gamme de valeurs, le long de son profil de hauteurs.

Pielmeier *et al.* (2003a) ont dressé une revue de littérature sur les différentes méthodes développées depuis le 18^e siècle jusqu'en 2003, permettant d'identifier la stratigraphie de la neige. Celles-ci sont classées en cinq catégories soit, sans rentrer dans les détails, les méthodes : descriptives, optiques, morphologiques (caractérisations des cristaux de glace), mécaniques (sur les propriétés mécaniques du couvert nival) et texturales (mélange des méthodes morphologiques et mécaniques).

1.3.8 Température

La température du couvert nival est une variable primordiale pour sa modélisation, car elle fournit un renseignement sur sa maturation thermique vis-à-vis de sa fonte. La neige possède aussi un caractère d'isolation thermique. Riche *et al.* (2013) ont mesuré la conductivité thermique du couvert nival avec trois méthodes différentes pour obtenir des valeurs entre 0.1 et 0.3 W.K⁻¹.m⁻¹. Ces valeurs peuvent être comparées à celle du cuivre (400 W.K⁻¹.m⁻¹), ou au bois (0.15-0.4 W.K⁻¹.m⁻¹), montrant ainsi que la capacité de la neige à transférer aussi facilement de la chaleur en son sein que du bois, alors que les métaux en général sont plus facilement conducteurs.

1.4 Modèles de neige

Les données météorologiques et les données de neige au sol permettent de valider la modélisation du couvert nival. Plusieurs modèles de neige ont été développés ou sont en cours de développement afin de répondre à des problématiques spécifiques, que ce soit à travers la structure du couvert nival pour comprendre le fonctionnement des avalanches, ou la fonte du couvert nival afin d'alimenter les modèles hydrologiques pour la modélisation des inondations ou la prévision hydrologique. Le Tableau 1.3 résume alors les caractéristiques de certains modèles de neige parmi les plus utilisés. Un modèle de type « conceptuel » ne résout pas un bilan d'énergie, alors que les modèles de type « à base physique » intègre l'apport énergétique dû aux radiations dans le bilan énergétique. Il existe aussi des modèles hybrides « à base physique/degré-jour », où le bilan énergétique intègre les radiations de manière indirecte, via une atténuation des flux de chaleurs sensibles en tenant compte de l'albédo de la neige.

Tableau 1.3 : Caractérisations de modèles de neige

Modèle	Type	Données d'entrées	Phénomènes considérés	Structure / Pas de temps
CEMANEIGE	Conceptuel	<ul style="list-style-type: none"> - Précipitation - Température atmosphérique 	<ul style="list-style-type: none"> - Accumulation - Fonte 	Monocouche / Journalier
CROCUS	à base physique	<ul style="list-style-type: none"> - Humidité relative - Précipitation liquide et solide - Radiation à longues et courtes longueurs d'ondes - Température atmosphérique - Vitesse du vent 	<ul style="list-style-type: none"> - Accumulation - Chaleur de précipitation - Chaleur du sol - Compression - Conduction chaleur - Flux chaleur turbulent (sensible et latent) - Métamorphisme - Radiations - Ruissellement et refroidissement intra-neige - Sublimation - Transport par le vent 	Multicouche / Horaire
HBV	à base physique / degré-jour	<ul style="list-style-type: none"> - Précipitation - Température atmosphérique 	<ul style="list-style-type: none"> - Accumulation - Fonte degré-jour - Sublimation 	Monocouche / Journalier
HYDROTEL	à base physique / degré-jour	<ul style="list-style-type: none"> - Précipitation - Températures minimales et maximales atmosphériques 	<ul style="list-style-type: none"> - Accumulation - Chaleur de convection - Chaleur de précipitation - Chaleur du sol - Compression - Mélange Chaleur radiation/Fonte degré-jour - Rétention d'eau 	Monocouche / Journalier
MASiN	à base physique	<ul style="list-style-type: none"> - Humidité relative - Précipitation - Température atmosphérique - Vitesse du vent 	<ul style="list-style-type: none"> - Accumulation - Chaleur du sol - Compression - Conduction - Couvert nuageux - Flux chaleur turbulent (sensible et latent) - Radiation (estimée) 	Multicouche / Horaire

			- Rétention eau	
			- Végétation	
			- Accumulation	
		- Humidité relative	- Compression	
		- Précipitation	- Conduction	Multicouche / 10
SnowPack	à base physique	- Température atmosphérique	- Flux chaleur turbulent (sensible et latent)	minutes à Journalier
		- Vitesse et direction du vent	- Radiation (estimée)	
			- Rétention d'eau	
			- Accumulation	
			- Brume de surface	
			- Chaleur de précipitation	
		- Humidité relative	- Compression	
		- Précipitation	- Érosion due au vent	
		- Radiations à longue et courtes longueurs d'ondes	- Flux chaleur turbulent (sensible et latent)	Multicouche / Horaire
SNOWPACK	à base physique	- Température atmosphérique	- Fonte de surface	
		- Vitesse du vent	- Fonte sous la surface	
			- Microstructure	
			- Radiation	
			- Transport par le vent	
			- Ruissellement	
		- Précipitation	- Accumulation	
		- Températures atmosphériques minimales et maximales	- Fonte degré-jour	Monocouche / Journalier
SWAT	à base physique / degré-jour		- Sublimation	
		- Humidité relative (peut être estimée)	- Accumulation	
		- Précipitation	- Chaleur de précipitation	
		- Radiations à longue et courtes longueurs d'ondes (peuvent être estimées)	- Compression	Bicouche / Journalier ou intra-journalier
VIC	à base physique	- Température atmosphérique	- Flux chaleur turbulent (sensible et latent)	
		- Vitesse du vent	- Radiation	
			- Rétention d'eau	

CEMANEIGE est un modèle de neige conceptuel, développé pour être couplé avec le modèle hydrologique conceptuel GR4J, au pas de temps journalier (Valery, 2010). La zone d'étude est discrétisée en cinq bandes d'élévation. Ce modèle n'a besoin que de chroniques de précipitation et de température pour fonctionner. La précipitation totale est séparée en précipitations liquide et solide suivant l'altitude médiane de chaque bande. Pour chacune d'elles, la précipitation solide forme un stock de neige avec un état thermique retardant sa fonte. L'état thermique et la température atmosphérique permettent de déterminer la fonte potentielle selon une approche degré-jour. Deux paramètres nécessitent un calage, un coefficient pondérant l'état thermique du couvert nival et un facteur de fonte degré-jour.

CROCUS est un modèle de neige à base physique prenant en compte les estimations de radiations à longues et à courtes longueurs d'ondes, les échanges turbulents entre la surface du couvert nival et l'atmosphère, les échanges de chaleur due à la précipitation, la conduction de chaleur à travers le manteau neigeux, le mouvement de l'eau liquide à travers la neige, la compression, le transfert de chaleur entre la neige et le sol et le métamorphisme des flocons de neige (Brun *et al.*, 1989; Brun *et al.*, 1992). La neige est modélisée dans une structure multicouche. Pour fonctionner, les données d'entrées doivent être au pas de temps horaire et prendre en compte la température et l'humidité atmosphériques, la vitesse du vent, les précipitations liquides et solides ainsi que les radiations à longues et courtes longueurs d'ondes.

Dans le modèle hydrologique HBV, la neige est modélisée selon une structure monocouche en considérant une température seuil de fonte, ainsi qu'un facteur de fonte de type degré-jour (Bergström, 1976; Lindström *et al.*, 1997; Girons Lopez *et al.*, 2020). Ainsi, les données nécessaires à son fonctionnement sont des précipitations et de températures atmosphériques journalières.

HYDROTEL est un modèle hydrologique dont une des composantes concerne la modélisation du manteau neigeux (Turcotte *et al.*, 2007). Il s'agit d'un modèle de neige monocouche à base physique simplifié au pas de temps journalier dont les données d'entrées sont les températures maximale et minimale atmosphériques, ainsi que les précipitations. Ce modèle considère un déficit calorifique du couvert nival comblé par l'estimation des radiations absorbés, la conduction thermique, le réchauffement dû à l'eau de fonte retenue, la pluie, la chaleur provenant du sol et la compaction.

MASiN est un modèle de neige multicouche à base physique, fonctionnant au pas de temps horaire (Mas *et al.*, 2018). Les données d'entrées nécessaires sont les températures

atmosphériques, la vitesse du vent, et l'humidité relative, ainsi que des précipitations journalières. Ce modèle estime les radiations à longues et courtes longueurs d'ondes, pouvant être atténuées par le couvert nuageux et la végétation, les flux turbulents de chaleurs, sensible et latente, la chaleur émise par l'eau retenue, la conduction de chaleur et la compression.

Le modèle de neige SnowPack est un modèle multicouche à base physique. Il intègre l'accumulation de neige, la redistribution provoquée par le vent, la sublimation, ainsi que l'interception et le déchargement de la neige par les canopées, ainsi que le murissement et la fonte du couvert nival (Liston *et al.*, 1995; Liston *et al.*, 2012). Pour fonctionner, ce modèle a besoin de chronique de précipitation, de vitesse de vent ainsi que sa direction, de température atmosphérique et d'humidité relative. Ce modèle est intégré dans un modèle plus large « SnowModel » permettant de spatialiser le couvert nival sur des grilles de 1 m à 200 m de résolution et sur des pas de temps de 10 minutes à la journée (Liston *et al.*, 2006).

SNOWPACK est un modèle de neige multicouche à base physique au pas de temps horaire (Bartelt *et al.*, 2002; Lehning *et al.*, 2002a; Lehning *et al.*, 2002b). Les données d'entrées nécessaires à son fonctionnement sont la température atmosphérique, l'humidité relative, la vitesse de vent, la précipitation et les radiations à longues et courtes longueurs d'ondes. Ce modèle inclut les flux de chaleur turbulents et les flux de chaleur provenant du sol.

SWAT est un modèle hydrologique dont il existe une composante modélisant la fonte du couvert nival (Pradhanang *et al.*, 2011; Tuo *et al.*, 2018). Ce module de neige est à base physique/degré-jour au pas de temps journalier. Le couvert nival fond quand sa température est inférieure à une température minimale de fonte et intègre la sublimation sous la forme d'évapotranspiration. Les données d'entrées sont les précipitations et les températures atmosphériques.

Le modèle hydrologique VIC considère la neige sous différentes formes : la neige au sol, la neige sur la surface de lac gelé et la neige sur les canopées (Andreadis *et al.*, 2009). La neige au sol est modélisée, au pas de temps journalier ou intra-journalier, sous la forme d'une structure qui est presque bicouche, dans le sens où la partie supérieure du couvert nival est traité distinctement afin de résoudre les équations du bilan énergétique. De plus, VIC peut considérer la sublimation. Ce modèle estime les bilans d'énergie au sein du couvert nival en considérant les radiations à longues et courtes longueurs d'ondes, les chaleurs sensibles et latentes et les flux convectifs. La chaleur provenant du sol n'est pas prise en compte à moins que le module de sol gelé ne soit utilisé. Le modèle VIC considère la neige au sol pour les bilans radiatifs en général, ainsi que pour la modélisation du vent, en affectant l'albedo et la

rugosité de surface. Les données d'entrées nécessaires sont les précipitations, les températures atmosphériques, la vitesse du vent, les radiations à longues et courtes longueurs d'ondes et l'humidité relative. Cependant, ce modèle propose aussi d'estimer les radiations et l'humidité à partir de la précipitation et des températures maximale et minimale journalières.

1.5 Calage

En règle générale, un modèle simule différents phénomènes dont les intensités, ou les influences, au sein de ce dernier peuvent être contrôlées à l'aide de paramètres de calage. Les valeurs de ces paramètres sont alors modifiées afin de modéliser au mieux les données de sortie du modèle. Pour cela, la comparaison directe entre des données observées et les données de sortie peut être effectuée, mais des fonctions dites « objectif » peuvent aussi être définies, quantifiant le niveau de performance de modélisation. Il existe différentes stratégies pour optimiser les valeurs de ces paramètres de calages, qu'elles soient manuelles ou automatiques. Quelques exemples d'algorithmes sont décrits ci-dessous.

1.5.1 Calage manuel

Pour un calage manuel, les valeurs des paramètres de calages sont modifiées une à une et l'utilisateur peut déterminer s'il y a une amélioration de la fonction « objectif » ou si une comparaison graphique des séries modélisées et observées permet de noter une progression. Cette méthode peut être un gain de temps sur la base de l'expérience accumulée par l'utilisateur sur le phénomène modélisé, mais reste sujet à la subjectivité de ce dernier.

1.5.2 Dynamically Dimensioned Search / Pareto Archived Dynamically Dimensioned Search

L'algorithme de calage automatique DDS (Dynamically Dimensioned Search) est un algorithme axé sur la recherche heuristique globale basée sur une solution unique (Tolson *et al.*, 2007). À chaque itération, cet algorithme considère le progrès effectué selon les itérations précédentes en réduisant le champ de recherche du jeu de paramètres optimal - on sous-entend un jeu de valeurs de ces derniers - vers une région dont la probabilité d'amélioration de la fonction objectif est la plus élevée. À ce titre, un jeu de paramètres totalement optimisé ne peut pas être atteint, mais le jeu de paramètres obtenu est considéré comme suffisamment performant. Le nombre d'itérations est fixé par l'utilisateur et donc, peut être relativement faible par rapport aux algorithmes déterminant un jeu de paramètres parfaitement optimisé. Par conséquent, cet algorithme doit être réutilisé un certain nombre de fois sur le même problème

de calage afin de recueillir un certain nombre de jeux de paramètres dont les performances sont jugées correctes. À défaut d'optimiser le résultat du problème de modélisation, un ensemble de jeux de paramètres peut être obtenu, ce qui permet de tester plus efficacement l'équifinalité du problème.

Basé sur ce principe, l'algorithme de calage PADDs (Pareto Archived Dynamically Dimensioned Search) reprend le même principe que DDS, mais a pour visée de caler plusieurs fonctions « objectifs » simultanément (Asadzadeh *et al.*, 2009). Pour cela, un front de Pareto est formé selon les meilleures performances obtenues, et de la même manière que les solutions finales dépendent des jeux de paramètres initiaux testés, plusieurs calages doivent être effectués, formant alors plusieurs fronts de Pareto. La combinaison de ces différents fronts permet alors de former un unique front de Pareto.

1.5.3 Schuffled Complex Evolution

L'algorithme de calage automatique SCE-UA est un algorithme permettant d'obtenir un jeu de paramètres optimisé globalement, basé sur l'évolution compétitive lors des différentes itérations (Duan *et al.*, 1992; Duan *et al.*, 1993). À partir d'un ensemble de jeux de paramètres initialement obtenue aléatoirement, les jeux ayant les plus mauvaises performances sont alors retirés de cet ensemble et de nouveaux jeux sont créés dans une région du domaine de recherche, symétriquement opposés aux jeux de paramètres retirés par rapport aux jeux conservés. Puis une nouvelle comparaison est effectuée afin de procéder à un nouveau retrait des jeux de paramètre ayant les plus mauvaises performances. Le domaine de recherche se réduira ainsi à chaque itération, éliminant même les optimums locaux pouvant être trouvés, au profit de la région où l'optimum global se situe. Si pour un problème de calage simple, le nombre d'itérations nécessaire est raisonnable, pour un problème de calage hydrologique, autrement plus complexe, ce type de calage nécessite des temps de calculs très importants. Ainsi, avec la progression technologique de ces dernières décennies, des recherches sont menées afin de développer une version permettant de le paralléliser sur plusieurs processeurs et/ou sur plusieurs cartes graphiques (Kan *et al.*, 2017).

1.6 Objectifs et Structure de la thèse

1.6.1 Amélioration de la modélisation monocouche dans HYDROTEL

Comme expliqué auparavant, il existe différents types de modèles de neige, suivant les besoins de modélisations, certains modèles pouvant aussi répondre à plusieurs besoins simultanément. Ainsi, un de leurs objectifs est de modéliser le couvert nival afin de comprendre le fonctionnement et de prévoir les risques d'avalanches, comme peuvent le faire les modèles CROCUS, ou SNOWPACK. Un autre objectif est de simuler au mieux les caractéristiques du couvert nival liées au transfert hydrologique, par exemple les équivalents en eau et les transferts de chaleur, comme peuvent le faire MASiN, SnowPack, ou CEMANEIGE. Enfin, les modèles de l'hydrologie du couvert nival peuvent aussi être inclus dans un plus grand ensemble de modèles afin de modéliser le cycle hydrologique, des précipitations jusqu'aux apports aux cours d'eau puis leurs débits. Ces modèles de neige doivent alors être adaptés au fonctionnement des autres modules en utilisant des variables d'entrées et de sorties pouvant être fournies/utilisées par les autres modules et aussi en fonctionnant au même pas de temps que les autres modules. À titre d'exemple, les modèles HYDROTEL, SWAT, HBV et VIC peuvent être cités en tant que modèle hydrologique possédant un module de neige. Ces différents types de modèles peuvent modéliser le couvert de manière conceptuel, avec par exemple une approche similaire à celle de CEMANEIGE, ou bien ils sont à base physique, ce qui revient à modéliser les transferts de masses et les transferts de chaleur au sein du couvert nival. La manière dont un bassin versant est discrétisé modifie la précision des modélisations hydrologiques, car elle peut mieux prendre en compte les variabilités spatiales des phénomènes modélisés (Lafaysse *et al.*, 2011). Conséquemment, un modèle peut représenter le couvert nival de manière distribué, semi-distribué ou global sur le bassin versant d'étude. L'utilisation de sous bassins est également possible. Le modèle qui est principalement étudié dans cette thèse est HYDROTEL, afin d'explorer si ses performances de modélisation du couvert nival peuvent être augmentées. Ce modèle hydrologique est d'ailleurs utilisé par une communauté de scientifique dans divers contextes, tel que l'influence du changement climatique sur l'hydrologie d'un bassin versant (Quilbé *et al.*, 2008; Poulin *et al.*, 2011; Berthot *et al.*, 2021), le développement de l'Atlas Hydroclimatique du Québec à l'horizon 2050 (Centre d'expertise hydrique du Québec, 2013; Centre d'expertise hydrique du Québec, 2015; Direction de l'expertise hydrique, 2018), la prévision hydrologique au Yukon (Samuel *et al.*, 2019; Rousseau *et al.*, 2020; Abbasnezhadi *et al.*, 2021) et au Québec (Turcotte *et al.*, 2004; Turcotte *et al.*, 2010), ou l'influence des milieux humides sur l'hydrologie des bassins versants au

Québec (Fossey *et al.*, 2016a; Fossey *et al.*, 2016b; Blanchette *et al.*, 2019), en Chine (Wu *et al.*, 2020a; Wu *et al.*, 2020b; Wu *et al.*, 2021) et aux États-Unis d'Amérique (Rousseau *et al.*, 2022). Ce modèle de neige fonctionne au pas de temps intrajournalier ou journalier sur des Unités Hydrologiques Relativement Homogènes (ou UHRH), correspondant à l'unité spatiale de calcul du modèle hydrologique, c'est-à-dire un versant alimentant latéralement un tronçon du cours d'eau étudié. Il s'agit d'un modèle de neige monocouche à base physique, différenciant les milieux de conifères, de feuillus et ouverts. Etant donné que le modèle de neige implémenté dans HYDROTEL a été créé en 2001 (Fortin *et al.*, 2001) puis décrit plus explicitement en 2007 (Turcotte *et al.*, 2007), cette thèse a pour objectif d'en proposer une version améliorée, tenant compte de la complexité structurale du couvert nival et de valider si cela permet d'améliorer à la fois la modélisation de l'équivalent en eau tout en améliorant la modélisation des débits.

1.6.2 Objectifs de la thèse

Le modèle hydrologique HYDROTEL est déployé ou a été testé sur de multiples bassins versants dont un nombre significatif sont soumis à des conditions neigeuses, influençant de fait les débits. La modélisation de la neige est donc primordiale quand ces mêmes bassins versants sont étudiés dans un contexte de changement climatique ou quand ils permettent de la production hydroélectrique. Mais cette modélisation est produite en structurant la neige dans une forme monocouche, qui est une simplification importante de la physique du couvert nival.

Cette thèse porte alors sur une réflexion autour d'une représentation du manteau neigeux plus adéquate envers la réalité, à travers une structure multicouche. Ce changement de conception devra alors montrer qu'il contribuera à une amélioration de la modélisation de l'équivalent en eau de la neige dans un premier temps, puis à l'amélioration de la modélisation des débits.

1.6.3 Premier article

Le titre du premier article est « What is the Trade-Off between Snowpack Stratification and Simulated Snow Water Equivalent in a Physically-Based Snow Model ? », ou « Quel est le compromis entre la stratification du couvert nival et l'équivalent en eau dans un modèle de neige à base physique ? ».

Comme mentionné précédemment, l'intérêt de cet article est de comprendre le comportement de MASiN pour la modélisation de l'équivalent en eau, lorsque la stratigraphie maximale du couvert nival lui est imposée afin d'observer une réduction de temps de calcul.

Une réduction de la discrétisation de la structure du couvert nival diminuant vraisemblablement les performances de l'équivalent en eau, ce qui sera vérifié dans le cadre de cet article, la question portera également sur l'importance de la modification de la performance liée à cette condition structurale. Si une perte de performance est constatée, un seuil de la stratification maximale pourra être établi, permettant ainsi d'assurer une modélisation acceptable de l'équivalent en eau du couvert nival, ainsi que de sa fonte, tout en minimisant les temps de calcul. Une telle entreprise sur ce modèle est inédite, par conséquent, le comportement de MASiN dans une réduction forcée de la modélisation de la stratification du couvert nival est inconnu. L'analyse des jeux de paramètres optimaux obtenus permet alors de concevoir comment les phénomènes, régissant le cœur de la modélisation de la neige par MASiN, s'agencent dans une structure minimisée par l'utilisateur.

Pour arriver à cette conclusion, dans un premier temps, les performances de modélisation de MASiN des équivalents en eau sont étudiées dans un contexte de réduction de la stratification du couvert nival modélisée. Sur chacune des stations d'observation GMON à disposition, le modèle de neige MASiN est calé pour modéliser au mieux les équivalents en eau du couvert nival, avec un nombre de couche de neige maximal fixé à chaque calage. Aussi, pour chaque station GMON, il y aura autant de calage de MASiN que de valeur fixée de nombre de couche de neige maximal à simuler soit 21 valeurs. Ces valeurs correspondent à la valeur actuellement fixée dans MASiN, c'est-à-dire 70, ainsi qu'aux valeurs comprises dans la gamme [1 ; 20], correspondant aux valeurs de nombre de couche de neige généralement observé dans un couvert nival. Par conséquent, chaque station GMON permettra d'associer une performance de modélisation de MASiN à une certaine structure maximale autorisée par l'utilisateur. Il sera alors possible d'observer si un seuil de structuration maximale du couvert nival permet simultanément de minimiser les temps de calcul et d'obtenir des performances de modélisations raisonnablement similaires au potentiel maximal de modélisation actuellement mis en place.

À la suite de cette étude sur le lien entre la performance de modélisation de MASiN avec une réduction de la structure du couvert nival, l'occasion de comprendre le fonctionnement de MASiN dans un tel contexte a été saisie. Pour cela, les calages précédents ont permis d'obtenir des jeux de paramètres optimisés sur chaque station GMON sur une certaine structure du couvert nival. Ces jeux de paramètres sont alors comparés aux nombres de couche de neige maximale à simuler pour lesquelles ils ont été estimés par la recherche de corrélation entre ces deux caractéristiques. En effet, si des corrélations sont observées entre les valeurs d'un paramètre et la stratification maximale autorisée pour la modélisation du couvert nival, cela

montre une influence directe entre cette stratification et le phénomène modélisé dans MASiN grâce à ce paramètre calé. Aussi, dans ce contexte de structure minimalisé, certains phénomènes peuvent prendre plus ou moins d'influence au détriment d'autres dans la modélisation de la neige, ce qui sera mis en avant par cette étude sur les paramètres optimisés, suivant les corrélations obtenues.

1.6.4 Second article

Le titre du second article est « The added value of migrating a monolayer snow model to a multilayer version ».

Des modifications sont implémentées dans le modèle de neige original d'HYDROTEL en augmentant la complexification, sachant que chacune de ces modifications apporte, à différents niveaux, une amélioration de la représentation physique du couvert nival. Ces modifications commencent par la transformation de la modélisation via une structure multicouche, ce qui amènera aussi une modification sur la gestion de la température de la pluie sur le couvert nival. Puis le fait que la neige est composée principalement de glace et d'air est également intégré au modèle de neige. Cette hypothèse permet de modifier l'estimation de certaines variables sur la considération de la proportion de glace et d'air au sein du couvert nival. Le phénomène de compression change pour dépendre d'une masse volumique différente de la masse volumique maximale que peuvent atteindre les couches de neige. La gestion de la pluie a également été légèrement modifiée. Enfin, la modélisation de la pluie verglaçante complète le jeu de modification apporté au modèle de neige monocouche d'HYDROTEL. Sachant que le modèle de neige original repose sur une approche bilan énergétique/équation degré-jour, ces travaux permettront de déterminer si les modifications susmentionnées exerceront une influence positive sur la modélisation des équivalents en eau, tout en conservant cette approche énergétique hybride.

Pour analyser l'influence de ces différentes modifications sur la modélisation du couvert nival, les performances de modélisation en équivalent en eau du modèle de neige multicouche modifié sont comparées à celles du modèle original et monocouche. Pour comparer les performances de modélisations de ces différentes modifications, il faut d'abord s'interroger sur la sensibilité des différents paramètres ajoutés. Puis, la sensibilité des jeux de paramètres est comparée entre les deux modèles de neige, pour noter l'affaiblissement ou le renforcement de certains phénomènes pour la modélisation de l'équivalent en eau, à la suite des différentes modifications apportées.

Ces deux modèles de neige sont ensuite calés sur les équivalents en eau de trois stations GMON. Les jeux de paramètres optimaux de chacun des modèles permettent de vérifier le réalisme des caractéristiques modélisées telle que les hauteurs ou les masses volumiques.

A présent que les modèles calés aient permis d'identifier leurs performances sur la modélisation globale de l'équivalent en eau des stations GMON, il est alors possible de s'attarder sur certaines caractéristiques de la modélisation du couvert nival. Ces caractéristiques sont les dates de début de la formation du couvert nival, les dates où le couvert nival à complètement fondu, les dates où l'équivalent en eau maximal est atteint, ainsi que la valeur de ces équivalents en eau maximal, et sont toutes comparées avec ce qui a été observées sur les stations GMON, ce qui permet de nuancer les explications obtenues sur les modélisations globales des équivalents en eau effectuées.

1.6.5 Troisième article

Ce troisième article se nomme « Modèle de neige monocouche ou multicouche : implication pour le modèle hydrologique HYDROTEL sur la modélisation du débit ».

L'intérêt de cet article est de comparer les performances de modélisations des débits entre le modèle de neige original d'HYDROTEL et sa version incluant les modifications suggérées lors du second article. Pour cela, les différents modèles de neige sont comparés sur leurs performances à modéliser globalement les débits, sans assimilation de données, en traitant distinctement les périodes de calages des périodes de validation et les débits de hautes eaux des débits de basses eaux. Une fois ces comparaisons globales effectuées, une analyse plus fine est effectuée en comparant les médianes des régressions linéaires des débits modélisées en périodes de crues par chaque modèle avec les débits observés. De même, cette analyse est aussi effectuée pour les débits en périodes de décrues, sur les débits maximums et sur les dates d'occurrence des débits maximums. Une distinction est faite entre les débits en période de calage et en période de validation. Une analyse plus approfondie est effectuée sur certaines caractéristiques de débits, telles que les débits de crues, les débits de décrues, les pics de crues et leurs dates d'occurrence.

Enfin, le modèle multicouche de neige a été calé, ce qui a permis de créer une hiérarchie du nombre de couches de neige formées selon le type de végétation. La dernière étude porte alors sur cet écart du nombre de couches maximal pouvant être formées sur les différents bassins versants selon le type de végétation.

2 WHAT IS THE TRADE-OFF BETWEEN SNOWPACK STRATIFICATION AND SIMULATED SNOW WATER EQUIVALENT IN A PHYSICALLY-BASED SNOW MODEL?

Titre de l'article : Quel est le compromis entre la stratification du couvert nival et l'équivalent en eau dans un modèle de neige à base physique ?

Auteurs :

Julien Augas ^{1,*}, Kian Abbasnezhadi ^{1,2}, Alain N. Rousseau ¹, Michel Baraer ³

¹ Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau Terre Environnement, 490, rue de la Couronne, Québec, QC G1K 9A9, Canada ; alain.rousseau@ete.inrs.ca

² Climate Research Division, Science and Technology Branch, Environment and Climate Change Canada, 4905 Dufferin Street, Toronto, ON M3H 5T4, Canada;
kian.abbasnezhadi@canada.ca

³ Hydrology, Climate and Climate Change Laboratory, Ecole de Technologie Supérieure, University of Quebec, 1100, Notre-Dame West Street, Montréal, QC H3C 1K3, Canada ;
michel.baraer@etsmtl.ca

* Correspondence : julien.augas@ete.inrs.ca

Titre de la revue ou de l'ouvrage :

Article publié le 8 décembre 2020, dans la revue **Water**, volume 12, page 3449,

DOI: <https://doi.org/10.3390/w12123449>

Contribution des auteurs :

Conceptualisation, J.A. et A.N.R. ; Méthodologie, J.A., A.N.R., et M.B. ; Logiciel, J.A. et M.B. ; Validation, J.A. et A.N.R. ; Analyse formelle, J.A. ; Gestion des données, J.A. ; Visualisation, J.A. et K.A. ; Rédaction de la version originale, J.A. et K.A. ; Rédaction et révision, K.A. et A.N.R. ; Supervision, A.N.R. ; Administration du projet, A.N.R. ; Acquisition du financement, A.N.R.

2.1 Abstract

In Nordic watersheds, estimation of the dynamics of snow water equivalent (SWE) represents a major step toward a satisfactory modeling of the annual hydrograph. For a multilayer, physically-based snow model like MASiN (Modèle Autonome de Simulation de la Neige), the number of modeled snow layers can affect the accuracy of the simulated SWE. The objective of this study was to identify the maximum number of snow layers (MNSL) that would define the trade-off between snowpack stratification and SWE modeling accuracy. Results indicated that decreasing the MNSL reduced the SWE modeling accuracy since the thermal energy balance and the mass balance were less accurately resolved by the model. Nevertheless, from a performance standpoint, SWE modeling can be accurate enough with a MNSL of two (2), with a substantial performance drop for a MNSL value of around nine (9). Additionally, the linear correlation between the values of the calibrated parameters and the MNSL indicated that reducing the latter in MASiN increased the fresh snow density and the settlement coefficient, while the maximum radiation coefficient decreased. In this case, MASiN favored the melting process, and thus the homogenization of snow layers occurred from the top layers of the snowpack in the modeling algorithm.

Keywords: Snow modelling; multilayer snow model; MASiN

2.2 Introduction

In northern watersheds, snowfall constitutes a significant proportion of the total precipitation (Karl *et al.*, 1993; Groisman *et al.*, 1994). When rainfall happens at a low rate, water infiltrates until the soil becomes saturated, at which point surface runoff occurs. In contrast, when snowfall takes place, water is stored on the ground surface in solid form, modifying the soil water dynamic throughout the watershed (Iwata *et al.*, 2010). The snowpack starts melting as it absorbs the amount of energy required for phase change to occur. Although this process can happen partially during winter, the atmospheric warming during spring will gradually melt the entire snowpack. Thus, accumulation and gradual snowmelt processes temporally alter a significant proportion of the total precipitation to flow toward the river network or recharge the groundwater (Cochand *et al.*, 2019; Suzuki *et al.*, 2006; Zdanowicz *et al.*, 2018).

Various snow modeling approaches exist. Some models such as CROCUS (Brun *et al.*, 1989; Brun *et al.*, 1992), emphasize the internal properties of the snow cover (e.g., snowpack stratigraphy), which can provide helpful information with respect to snowpack stability. This

information becomes valuable, for instance, to predict snow avalanches in mountainous regions. Other types of snow models solely focus on snow water equivalent (SWE) in order to determine the timing and amount of melt. Snow models can be classified into two main categories: models that represent snow cover conceptually and those where snow cover is represented physically. Conceptual models include those where snow melt is simulated based on a degree-day equation such as CEMANEIGE (Valery, 2010) or the model developed by Kokkonen *et al.* (2006). A degree-day equation is an equation that expresses the amount of melt as the product of a melting rate per temperature unit and the difference between the daily air temperature and a temperature threshold triggering the melt. Physically-based snow models, on the other hand, attempt to quantify the interaction between the atmospheric states and snow cover. This is done through the application of empirical and theoretical (i.e., physical) laws. SNOBAL (Marks *et al.*, 1999), SNOWPACK (Bartelt *et al.*, 2002) and DSM (Distributed Snow Model) (Musselman *et al.*, 2015) are a few examples of such models. Other snow models including the snow module of HYDROTEL, a semi-distributed hydrological model (Turcotte *et al.*, 2007) or SNOW-17 (Anderson, 1973) attempt to hybridize the degree-day equations with the energy balance. In addition, each snow model category can stratify the snowpack into a certain number of snow layers, which are considered as conceptual or actual. The snow module used in HYDROTEL, SNOW-17, and CEMANEIGE are examples of monolayer models. SNOBAL treats the snowpack as a bi-layer system, while DSM does so through a three-layer system. Meanwhile, SNOWPACK treats snow cover as a multilayer system.

As mentioned previously, several physically-based models use multiple layers to simulate snowpack dynamics for either fundamental reasons or for numerical reasons. However, it is noteworthy that stratification directly affects the energy and mass balances of the snowpack. The modeled stratification modifies the distribution of water masses in the snowpack through the development of large or small snow layers. However, when the vertical profile of snow density is not well simulated, it causes a bias in the thermal properties of the snowpack given the non-linear relationships among them (Domine *et al.*, 2016). Above all, accurate modeling of the thermal properties of the snowpack (e.g., thermal conductivity) is crucial for modeling a groundwater budget (Domine *et al.*, 2019). For all these reasons, physically-based models account for snowpack stratification to accurately model the snowmelt period and ensuing intensity.

Sensitivity analyses of snow models can shed some light on both the most influential parameters and the prominent phenomena with the most significant impacts on the output

variables. Indeed, Essery *et al.* (2013) studied 1701 snow model combinations and showed that accounting for snow density change and albedo change as well as storage and refreezing of liquid water improved the modeling results, although the model complexity did not necessarily guarantee good performance. When it comes to SWE modeling, Magnusson *et al.* (2015) confirmed that there was no relationship between the model complexity and model performance. Moreover, they found that physically-based models were barely better than temperature-index models. He *et al.* (2011) performed a sensitivity analysis of the SNOW-17 model parameters and showed that the snow correction factor, the maximum melt factor, and the threshold temperature discriminating rainfall from snowfall were the most influential parameters. Houle *et al.* (2017) compared the parameter sensitivities of the SNOW-17 model and the snow module (a bilayer physically-based snow model) of the variation infiltration capacity (VIC) model. While neither model outperformed the other, they concluded that the two most sensitive parameters of the VIC snow model were the albedos of the accumulation and thaw periods. For the multilayer physically-based snow model GEOtop 2.0, Engel *et al.* (2017) determined that the snow correction factor, the snow aging coefficient, and the extinction of snow albedo during the melting period were the most influential parameters. Globally, the most significant parameters are linked to the determination of the snow input, the albedo estimation, and the melt period. Meanwhile, Arduini *et al.* (2019) showed that the multilayer, physically-based, snow model of the ECMWF integrated forecasting system was an improvement over its antecedent single-layer version.

Snow modeling provides information about the snow cover properties such as snowpack height or its water content. A snow model that simulates the melting process can be paired with a hydrological model for streamflow modeling. To this end, we paired the aforementioned distributed hydrological model, HYDROTEL, with MASiN (Modèle Autonome de Simulation de la Neige) (Mas *et al.*, 2018), which is a physically-based multilayer model. MASiN performs the modeling procedure by taking into account a unique set of valid parameters at nearby snow sites. This is an advantage when it comes to pairing MASiN with a hydrological model for flow modeling, particularly when the hydrological model is semi-distributed or distributed because it is necessary to model the snow melt dynamics in different parts of a watershed.

Before pairing MASiN with any hydrological model such as HYDROTEL (Fortin *et al.*, 2001; Turcotte *et al.*, 2003), for pragmatic reasons, it is noteworthy to account for the computational budget of model calibration and the operational application for inflow forecasting. Both procedures are indeed directly affected by the value of the maximum number of snow

layers (MNSL). In MASiN, the MNSL value can be specified by the user. Mas *et al.* (2018) considered a MNSL value of 70 to discretize the mass-energy transfer between snow layers. In HYDROTEL, the watershed is discretized into hillslopes referred to as relatively homogeneous hydrological units (RHHUs). Similarly, HYDROTEL discretizes the river network into different reaches that are fed by two or three RHHUs, the latter in the case of headwater reach (i.e., stream order 1 in a Strahler reference system). The number of RHHUs is not bounded, thus, from a computational standpoint, this would majorly impact the computational budget of MASiN for snowmelt simulation given the MNSL to simulate per RHHU.

Since MASiN is a physically-based snow model, the MNSL value can be analogous to the number of snow layers observed in nature. For example, in Antarctica, Arndt *et al.* (2018) estimated the variability of snow cover properties at various sites. They observed that the plurennial snow cover had eight layers, while the seasonal snow cover had four layers. In Italy, Monti *et al.* (2012) observed between seven and 20 layers at different times based on snow grain type, size, hardness, and density. Brun *et al.* (1992) studied the operational forecasting of avalanches by simulating snow cover stratification and observed up to 13 layers with different types of snow grains in the French Alps. Finally, Armstrong (1980) studied the compressive stress in the snow cover between neighboring layers and observed six different layers in Colorado, USA. Thus, in this study, in order to consider a coherent maximum number of layers to simulate, the MNSL in MASiN was set between one and 20 in comparison with the full-extent configuration of the original model, that is, a maximum of 70 snow layers.

Identifying the MNSL value is identical to modifying the total number of interactions in the model by reducing the number of computations of the energy and mass balances. In order to have an acceptable computational budget and to contribute to the development of this snow model, the flexibility, provided by this parameter, was investigated. This was done by evaluating the influence of the MNSL on model performance for snowmelt (expressed in snow water equivalent; SWE) modeling. When reducing the MNSL, bearing in mind a reasonable computational budget while maintaining a decent level of estimation accuracy, we assumed that this knowledge might prove to be helpful when pairing MASiN with any other distributed or semi-distributed hydrological model. To this end, parameter sets of MASiN were calibrated using the dynamically dimensioned search (DDS) optimization algorithm (Tolson *et al.*, 2007) at various snow stations by setting the MNSL value. It is also possible to compare the performance of MASiN, depending on the choice of the MNSL value, to simulate and compare its impact on the calibrated value of each parameter. Furthermore, modifying the MNSL value changes the

number of interactions between snow layers, which in turn may impact on the value of another calibration parameter in the model. Hence, this study also investigated the extent to which other parameters were influenced when modifying the MNSL for SWE simulation. Based on this analysis, the user could thus adjust the MNSL value when it is required to amplify or reduce any modeled physical processes to improve SWE modeling performance. Moreover, while most modeling studies have generally focused on snowpack stratification from a snow properties point of view such as thermal conductivity or snow density (for instance, Domine *et al.* (2019)), or on snow characteristics for preventing avalanche hazard (for instance, Heierli (2005)), our study focused on snowpack stratification from a hydrological modeling point of view, and to our knowledge, this represents an original contribution.

2.3 Materials and Methods

2.3.1 Study watersheds

Two watersheds were considered to test the model in different regions with diverse physical and regional characteristics. The locations of the watersheds within Canada are shown in Figure 2.1. Necopastic is a sub-watershed of the James Bay watershed with an area of 244 km². The watershed is covered by coniferous forest (55%), bogs (35%), and outcrops and open water (10%). Data from the meteorological station located at the La Grande Rivière airport indicate that the average annual precipitation is 697 mm, 35% of which falls in the form of snow (true for 1981–2010 data from Environment and Climate Change Canada. (s.d.)). During this period, the average annual temperature over the watershed is -2.9°C, and minimum and maximum average monthly temperatures are -28°C in January and 20.4°C in July, respectively. The Upper Yukon, on the other hand, has an area close to 20,000 km², covered by coniferous forests (41.1%), bare ground/grass/shrub (42.4%), and ice and open water (16.4%). Data from the meteorological station located at the Whitehorse airport indicate that the average annual precipitation is 262 mm, 39% of which falls in the form of snowfall (true for 1981–2010 data from Environment and Climate Change Canada. (s.d.)). During this period, the average annual temperature over the watershed is -0.1°C, and the minimum and maximum average monthly temperatures are -19.2°C in January and 20.6°C in July, respectively.

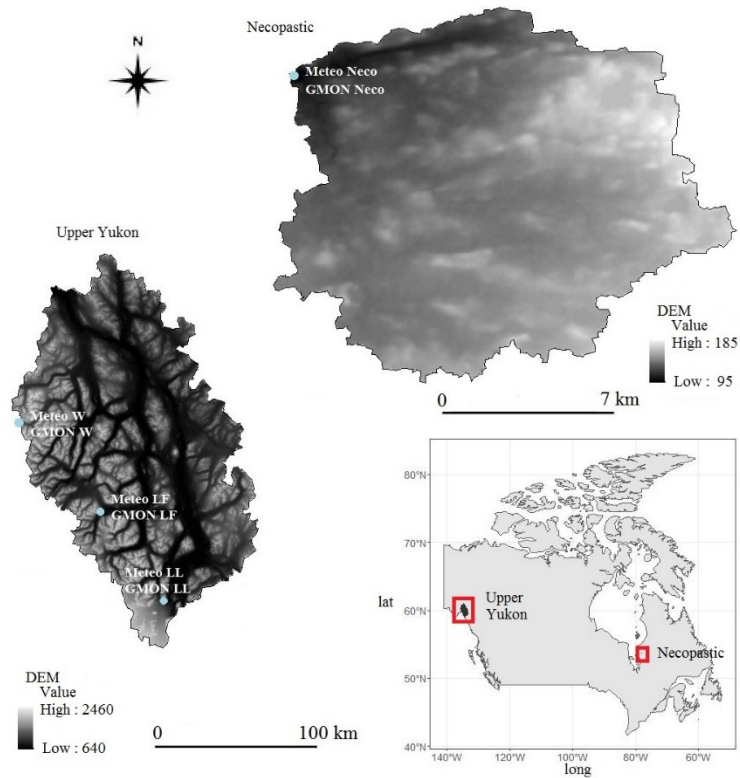


Figure 2.1 : Location of the Upper Yukon (left) and Necopastic watersheds (upper right) in Canada, as well as the location of the meteorological and snow stations in each watershed. LF stands for Lower Fantail, LL for Lower Llewellyn, W for Wheaton, and Neco for Necopastic

2.3.2 Meteorological data

Input data including hourly air temperature, relative humidity, wind speed, and daily precipitation provided by the meteorological stations located near the snow stations are provided in Table 2.1 (see Figure 2.1 for the station locations).

Table 2.1 : Meteorological stations in each study basin used in this study. Data for the Necopastic watershed came from Oreiller *et al.* (2014) and data for the Upper Yukon watershed came from Yukon Energy

Station name	Station Code	Temporal Period	Temporal Resolution	Station Type	Basin
Necopastic	Meteo_Neco	2006-2011	Daily & hourly	Auto	Necopastic
Lower Fantail	Meteo_LF	2014-2017	Daily & hourly	Auto	Upper Yukon
Lower Llewellyn	Meteo_LL	2014-2017	Daily & hourly	Auto	Upper Yukon
Wheaton	Meteo_W	2014-2017	Daily & hourly	Auto	Upper Yukon

Ground precipitation measurements were intermittent during the observation period in the Upper Yukon, and, therefore, the precipitation time series had to be reconstructed for each snow station. For this, daily increases in observed SWE time series were considered as an input to the snowpack modeling. The source of these observed water inputs was assumed to be solely provided by the precipitation caused because of a lack of data about wind-induced snow drifting, and therefore, daily increase in the observed SWE time series were obtained from daily precipitation amounts of equal water depth.

2.3.3 Snow data

Outputs from MASiN were compared to the observed SWE time series from snow stations, also called GMON (Gamma MONitor) stations. A GMON station is an automatic equipment developed by Choquette *et al.* (2008) that continuously measures the snow cover (in mm of SWE) by estimating the natural ground gamma emission absorbed by the water content of the snow cover. As this study was based on the potential pairing of MASiN with HYDROTEL, the modeling performance was estimated using daily GMON time series for the different stations presented in Table 2.2 and shown in Figure 2.1. It is noteworthy that all available data were used for the calibration as suggested by Arsenault *et al.* (2018). The sensor at Necopastic is a GMON3 sensor, which is the same as the GMON instrument used by Choquette *et al.* (2008), who estimated the measurement uncertainty to be in the order of 5–10% (for a SWE of less than 400 mm). In the Upper Yukon, a Campbell Scientific CS275 sensor was used at each station, with an uncertainty estimated to be in the order of ± 15 mm (when the measured SWE is less than 300 mm), and $\pm 15\%$ otherwise.

Table 2.2 : Metadata for the snow stations at each study watershed used in this study. Data for the Necopastic watershed came from Oreiller *et al.* (2014) and those for the Upper Yukon were from Yukon Energy

Station name	Station Code	Temporal Period	Temporal Resolution	Station Type	Watershed
Necopastic	GMON Neco	2006-2011	6 hours	Auto	Necopastic
Lower Fantail	GMON LF	2014-2017	6 hours	Auto	Upper Yukon
Lower Llewellyn	GMON LL	2014-2017	6 hours	Auto	Upper Yukon
Wheaton	GMON W	2014-2017	6 hours	Auto	Upper Yukon

2.3.4 Model description: MASiN snow model

MASiN (Modèle Autonome de Simulation de la Neige) is a physically-based, multi-layer, snow model where the mass and energy balance for different snow layers are calculated while accounting for a maximum number of snow layers (MNSL) with a minimum snow layer depth of 1 cm (to conserve the stability of the iterative scheme). The MNSL value was set to 70 in the original version of the model in order to reduce the computational budget while conserving a certain inertia for energy and mass transfers in the snowpack. The energy balance takes into account the shortwave radiation according to the potential solar radiation theory of Lee (1963) and is computed by considering the effect of cloud cover and vegetation as well as partitioning of the solar radiation into diffusive and direct shortwave radiations. The partitioning is done to model as accurately as possible the albedo and radiation absorption by the snowpack. The model also considers longwave radiation, sensible and latent turbulent heat fluxes, liquid water infiltration heat flux, and conduction flux. Table 2.3 summarizes the main physical processes simulated by MASiN as well as the related sub-processes and associated model parameters.

Due to the non-linearity of energy transfer between the snow layers, the internal computational time step was set to 30 s. While precipitation forcing is available at daily time steps, MASiN can only receive total precipitation values, or precipitation input partitioned into liquid and solid components. The case of the latter component, the model discretizes daily precipitation data into hourly time steps. For known rainfall and snowfall time series, rainfall data are discretized equally into 24 time steps, whereas snowfall amounts are discretized to as many hours as required while maintaining the minimum snow layer height (1 cm). If total daily precipitation data are only available, snowfall is assumed to occur when the hourly temperature is below 1°C. To meet the minimum snow layer height requirement, snow can be redistributed into hourly time steps with temperature values below 1 °C. The temporal resolutions of the different input/output data are provided in Table 2.4.

Table 2.3 : Physical processes simulated by MASiN and associated model parameters (N/A, stands for not applicable).

Main Processes	Sub processes	MASiN parameters
Shortwave radiation	Extraterrestrial irradiation	N/A
	Effect of cloud and vegetation	k_{SWmin} (Minimum radiation coefficient)
		k_{SWmax} (Maximum radiation coefficient)
		LAI_{min} (Minimum Leaf Area Index)
		LAI_{max} (Maximum Leaf Area Index)
	Separation of direct and diffuse radiations	$k_{dir,min}$ (Minimum ratio of direct shortwave radiation to total shortwave radiation)
$k_{dir,max}$ (Maximum ratio of direct shortwave radiation to total shortwave radiation)		
Net shortwave radiation	$a_{dir,min}$ (Minimum albedo for direct radiation)	
	$a_{diff,min}$ (Minimum albedo for diffuse radiation)	
Energy balances	Shortwave radiation	β_{dir} (Absorption coefficient for direct radiation)
		β_{dif} (Absorption coefficient for diffuse radiation)
	Longwave radiation	N/A
	Turbulent heat fluxes	k_{tur} (Reduction coefficient of the turbulent transfer)
		z_0 (Snow cover surface roughness)
	Liquid water input	N/A
Conduction fluxes	$Q_{ground \rightarrow pack}$ (Ground heat flux)	
Mass balances	Liquid water content update	k_{LWHC} (Maximum retention capacity of the snow layer)
	New snow layer	ρ_{ns} (Fresh snow minimum density)
		$T_{\rho_{ns}}$ (Atmospheric temperature threshold associated to the fresh snow minimum density)
Snowmelt	N/A	
Settling	Settling	$\rho_{s,meta,max}$ (Snow layer density triggering the metamorphism phenomenon of the snow layer) K_d (Settlement coefficient)
Layer management	Layer management	N/A

Table 2.4 : Temporal resolution of the input/output data.

Data Type	Parameter	Units	Temporal Resolution
Input	Precipitation	mm	Daily/Hourly
	Air Temperature	°C	Hourly
	Relative Humidity	---	Hourly
	Wind Speed	m.s ⁻¹	Hourly
Output	Snow Layer Depth	mm	Hourly
	Snow Layer SWE	mm	Hourly
	Snow Layer Temperature	°C	Hourly
	Snow Layer Density	kg.m ⁻³	Hourly
	Water Outflow	mm	Hourly
	Evapotranspiration	mm	Hourly

2.3.5 Methodology

2.3.5.1 Sensitivity Analysis: Impact of the Number of Snow Layers

As previously mentioned, the objective of this study was to analyze the impact of the MNSL on snowpack (expressed in mm of SWE) modeling. The study was performed in two stages, as presented in Figure 2.2.

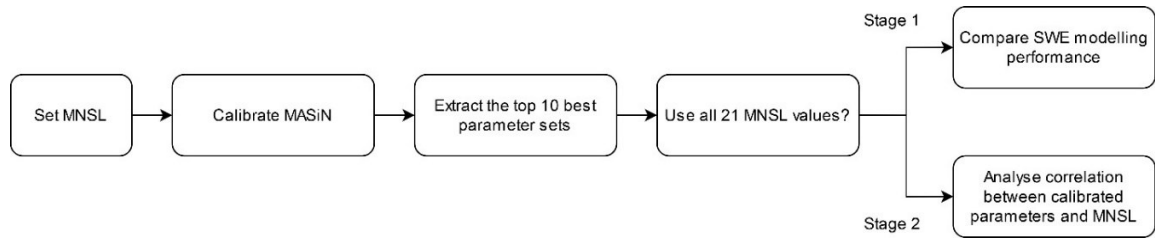


Figure 2.2 : General methodology (MNSL for Maximum Number of Snow Layer; SWE for Snow Water Equivalent)

In the first stage, MASiN was calibrated by specifying the MNSL. For each GMON station, a total of 21 calibrations were undertaken in order to simulate one to 20 MNSLs. The results were then compared against the full-extent configuration of MASiN (with a MNSL of 70). The rationale for this simulation was to reveal the existence of a threshold for the MNSL value, at which the modeling performance would not drop. This threshold was assumed to provide a limit for reducing the amount of interaction between the snow layers while avoiding any drop in SWE modeling performance. For this, the equifinality was studied to test the reliability of MASiN after decreasing the MNSL. This was achieved by selecting the top 10 best performances for each calibration of MASiN, at each GMON station, for all MNSL values.

In the second stage, the impact of the MNSL value on the MASiN's parameter set was analyzed based on the equifinality results obtained in the first stage. The equifinality analysis provides a range of values for different calibrated parameters for each value of the MNSL. Thus, the Pearson correlation coefficient between the 10 best calibrated parameters against the MNSL was calculated to estimate the possibility of a linear correlation between them. Here, the null hypothesis was defined as “there exists no correlation between each model parameter and the MNSL”. When linear correlation exists, it would be possible to determine a more accurate range of variation for any future calibration where the MNSL value is modified.

2.3.5.2 Calibration

Table 2.5 presents the model parameters along with their upper and lower bounds and further highlights those that were kept for calibration as suggested in the literature (Mas *et al.*, 2018).

Table 2.5 : MASiN (Modèle Autonome de Simulation de la Neige) parameters and those calibrated (shaded entries) as suggested by the model developers. The upper and lower bounds of each parameter are provided in the last two columns.

Parameter	Description	Units	Lower bound	Upper bound
$\rho_{s,meta,max}$	Snow layer density triggering the metamorphism phenomenon of the snow layer	kg.m ⁻³	150	350
ρ_{ns}	Fresh snow minimum density	kg.m ⁻³	3	200
$T_{\rho_{ns}}$	Atmospheric temperature threshold associated to the fresh snow minimum density	°C	-20	0
k_{LWHC}	Maximum retention capacity of the snow layer	%	0	20
K_d	Settlement coefficient	h ⁻¹	0	0.05
$Q_{ground \rightarrow pack}$	Ground heat flux	w.m ⁻²	0	20
z_0	Snow cover surface roughness	m	0	0.01
k_{tur}	Reduction coefficient of the turbulent trade	---	0	10
k_{SWmin}	Minimum radiation coefficient	---	0	1
k_{SWmax}	Maximum radiation coefficient	---	0	1
$a_{dir,min}$	Minimum albedo for direct radiation	---	0.35	0.35
$a_{diff,min}$	Minimum albedo for diffuse radiation	---	0.45	0.45
β_{dir}	Absorption coefficient for direct radiation	cm ⁻¹	0.4	0.4
β_{dif}	Absorption coefficient for diffuse radiation	cm ⁻¹	4	4
$k_{dir,min}$	Minimum ratio of direct shortwave radiation to total shortwave radiation	---	0.35	0.35
$k_{dir,max}$	Maximum ratio of direct shortwave radiation to total shortwave radiation	---	0.85	0.85
LAI_{min}	Minimum Leaf Area Index	m ² _{leaf} .m ⁻² _{area}	0	0
LAI_{max}	Maximum Leaf Area Index	m ² _{leaf} .m ⁻² _{area}	0	0

To pair MASiN with HYDROTEL, daily total precipitation (P_t) values were partitioned into rainfall (R) and snowfall (S) using the following algorithm available in HYDROTEL, which is

based on a temperature threshold (T_{thres}), the minimum (T_{min}) and maximum daily temperatures (T_{max}):

Equation 2.1 : Partition of daily total precipitation

$$\begin{cases} R = Pt & , & S = 0 & \text{if } T_{\text{min}} > T_{\text{thres}} \\ R = 0 & , & S = Pt & \text{if } T_{\text{max}} < T_{\text{thres}} \\ R = Pt \left[\frac{T_{\text{max}} - T_{\text{thres}}}{T_{\text{max}} - T_{\text{min}}} \right] & , & S = Pt \left[\frac{T_{\text{thres}} - T_{\text{min}}}{T_{\text{max}} - T_{\text{min}}} \right] & \text{otherwise} \end{cases}$$

It is noteworthy that the temperature threshold (T_{thres}) was calibrated while testing the performance of MASiN. As mentioned previously, in order to calibrate the MASiN parameters for a given MNSL, the dynamically dimensioned search (DDS) optimization algorithm was used. DDS can provide a set of calibrated parameter values, which is required to investigate the effect of equifinality. Based on the guidelines suggested by Tolson *et al.* (2007), for each GMON station and each value of the MNSL, the calibration was grouped into 33 trials of 100 iterations and executed using a MATLAB DDS routine. Kling-Gupta efficiency (KGE) (Gupta *et al.*, 2009), given as follows, was then used as the objective function to quantify the goodness-of-fit between the measured and simulated SWEs:

Equation 2.2 : Kling-Gupta Efficiency

$$\text{KGE} = 1 - \left[\left(1 - \mu_s/\mu_o\right)^2 + \left(1 - \sigma_s/\sigma_o\right)^2 + (1 - r)^2 \right]^{1/2}$$

Where μ_s and μ_o are the average values of the simulated (subscript s) and observed (subscript o) time series, respectively,

σ_s and σ_o are the standard deviations of the simulated and observed time series, respectively,

r is the Pearson correlation coefficient.

The larger is the KGE value, the more accurate the simulated series is, when compared to the observed series. At the end of each calibration, the top 10 best sets of parameter values were retained based on the final KGE value for each GMON station and the given MNSL value.

2.4 Results

In this section, the results of the study are presented in two separate subsections. Section 2.4.1 provides a comparison of the simulated SWE values as a function of MNSL. These results reveal whether any MNSL threshold value exists at which model performance could be maintained. Therefore, when comparing the results, the two major criteria of importance considered were SWE modeling accuracy and the required number of snow layers

to simulate. The results are displayed using boxplots, where the MNSL values are shown on the abscissa, and the modeling performances are displayed on the ordinate. As the calibrated parameters directly affect different physical processes, studying their correlations with the MNSL values can provide valuable insights on how MASiN operates under different parameterizations. Thus, Section 2.4.2 investigates the correlations between the calibrated parameter values and MNSL values in order to identify how the latter can affect the individual physical processes modeled by MASiN when the MNSL decreases. This could ultimately provide information on how MASiN resolves the physical processes when the number of modeled snow layers varies.

2.4.1 SWE modelling

The top 10 best performances were compared against the MNSL values (see Figure 2.3). For each GMON station and all the simulation years pooled together, calibrations with a MNSL value of 1 provided a negative KGE value, and therefore are not shown in here.

Figure 2.3 indicates that, in general, it can be concluded that the MNSL value does not drastically influence the performance of the model, that is, all stations had KGE values of at least greater than 0.7 (Lower Llewellyn), while the other three had values greater than 0.84 (Lower Fantail, Wheaton, and Necopastic), except when the model was run with a MNSL value of one. The best SWE modeling performance for all MNSL values was consistently in the ballpark of a KGE value of 0.88 for the Lower Fantail station, 0.75 for Lower Llewellyn, 0.90 for Wheaton, and 0.88 for Necopastic. This indicates that the modeling performance can be maintained at all stations for a lower MNSL value than the one originally considered in the fully-configured model.

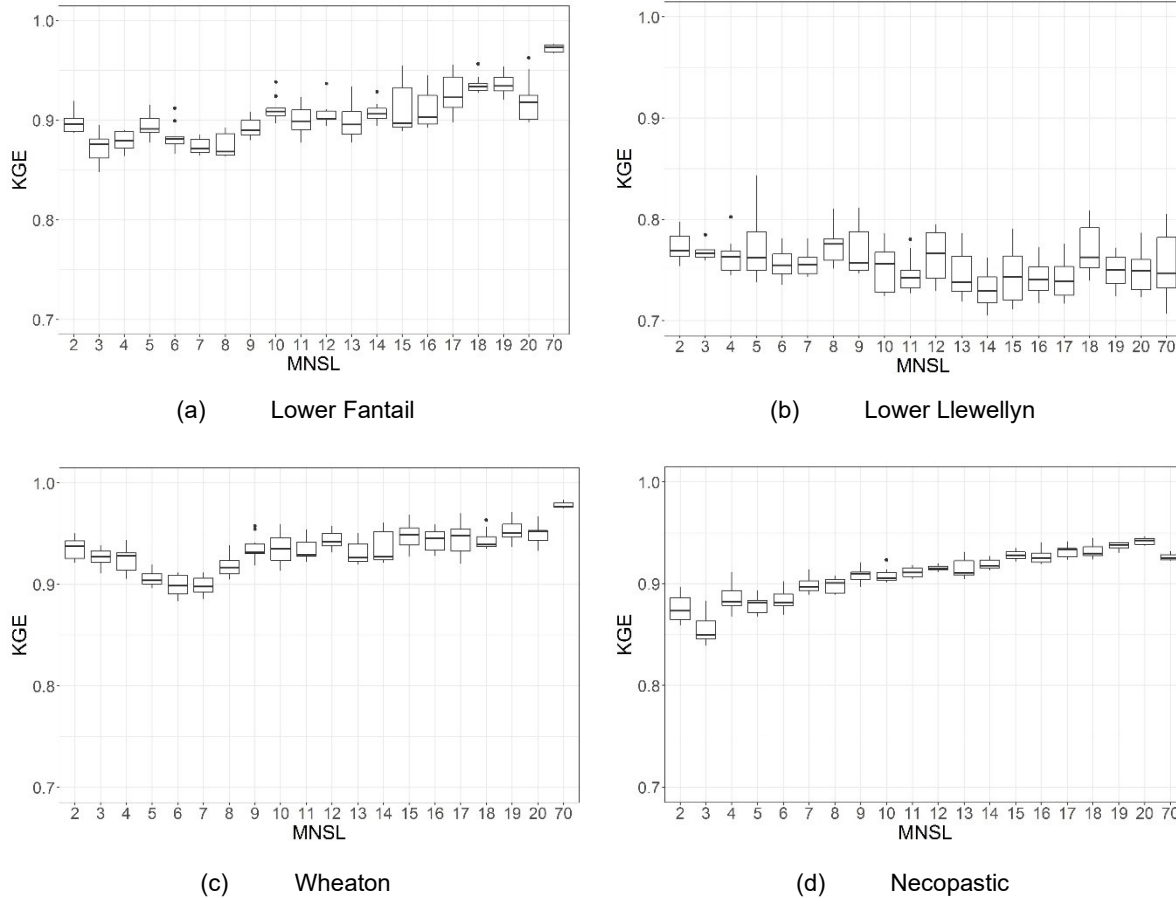


Figure 2.3 : Modeling performance in terms of Kling-Gupta efficiency (KGE) values for different maximum number of snow layer (MNSL) values for each snow station: (a) Lower Fantail, (b) Lower Llewellyn, (c) Wheaton, and (d) Necopastic

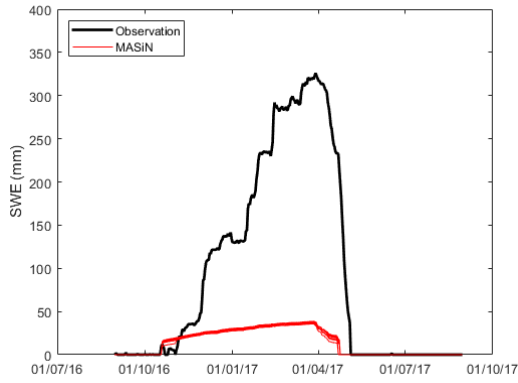
The behavior of the model with respect to each station can also be examined. For Lower Fantail (Figure 2.3a), the full model configuration (i.e., with MNSL of 70) provided a median KGE value of 0.97. When reducing the MNSL value to 20 and down to nine, the modeling performance dropped only marginally from a median value of 0.92 to a median value of 0.89. When the MNSL was less than nine, the median KGE value varied between 0.87 and 0.89. Since all median KGE values were larger than 0.87, the best compromise to reduce the maximum number of simulated layers from a KGE value standpoint can be set to a value between two and nine for the GMON station at Lower Fantail. For the Lower Llewellyn station (Figure 2.3b), all median KGE values for any MNSL value including the fully-configured model (i.e., with 70 snow layers) were all in the range of 0.72 to 0.78. Therefore, it can be argued that from a KGE value point of view, a MNSL value of two can maintain the modeling performance at the same level for the full configuration of MASiN. For the Wheaton GMON station (Figure 2.3c), an almost similar profile to that of Lower Fantail was observed. The fully-configured model,

however, provided a slightly higher median KGE of 0.97. The median KGE performances were achieved (0.92 to 0.96) for a range of nine to 20 layers. Below the MNSL value of nine, the median performance dropped to around 0.90 (MNSL values of five to seven), and then stabilized around 0.93 for the MNSL values of two to four. Therefore, any MNSL value between two and 20 can be considered to provide an acceptable modeling outcome. As shown in Figure 2.3d, for Necopastic, the fully-configured model was slightly outperformed by the model configuration with MNSL values between 15 and 20. Below this range of MNSL values, the modeling performance decreased slightly to reach a median performance of around 0.85 for a MNSL value of three. Similarly, for the Wheaton station, any MNSL value could be considered for a slight reduction in the modeling performance.

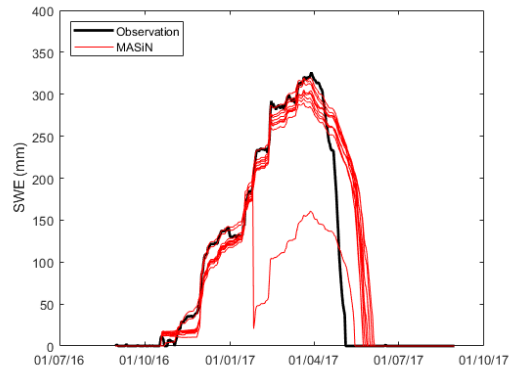
For the Lower Llewellyn, the relationship between KGE values and MNSL was quite different than those depicted at the other sites and counter intuitive from that viewpoint. In other words, while the relationships for the other sites could be characterized by a nearly parabolic shape, for Lower Llewellyn, it was almost linear with a negative slope. This suggests that there might be something not properly resolved with the GMON values.

To illustrate the uncertainties associated with each MNSL value, Figures 2.4–2.7 (for each GMON station, respectively) provide the simulated SWE time series for the top 10 calibrated parameter sets for MNSL values of 1, 2, 9, and 70 for a winter where the fully-configured MASiN performed well (i.e., 2016/2017 for the Upper Yukon stations, and 2009/2010 for Necopastic). While the model performances presented in Figure 3 were calculated using the whole calibration period of each GMON station, the KGE values provided in the captions of the aforementioned figures were solely calculated for the displayed winters. Thus, low KGE values, obtained for some parameter sets, can be explained by the compensation of the modeling for the other winters. Moreover, the negative KGE values for a MNSL of one can be explained by the underestimation of the modeled SWEs. In general, the larger the NSL value, the better the simulation. This means that for the fully-configured model, the uncertainty is reduced, which is synonymous to an increasingly narrow equifinality. The timing of the dominant melting period was also improved, which was the best for the full model configuration (MNSL of 70).

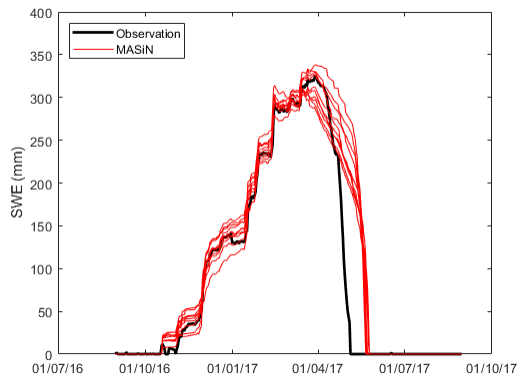
As suggested earlier, the behavior of MASiN for the different configurations suggests that the observed SWEs at Lower Llewellyn might not be reliable, and overall not accurate enough to be considered for this study. However, they were kept here to demonstrate that a physically-based model can be quite useful to detect instrumentational errors or to infer other external factors that may corrupt observations.



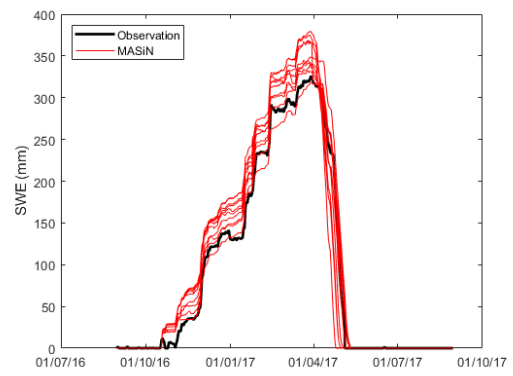
(a) MNSL value of 1



(b) MNSL value of 2

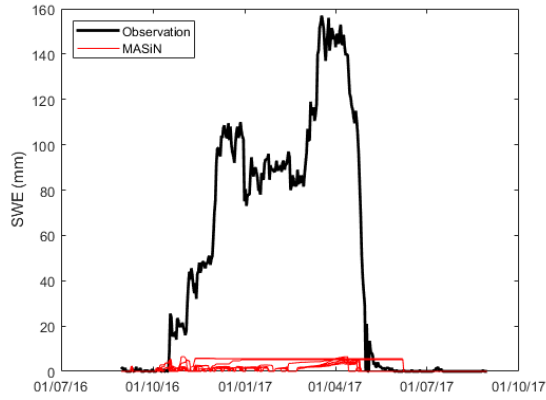


(c) MNSL value of 9

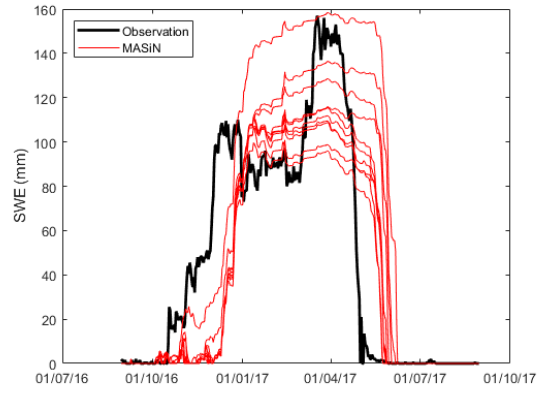


(d) MNSL value of 70

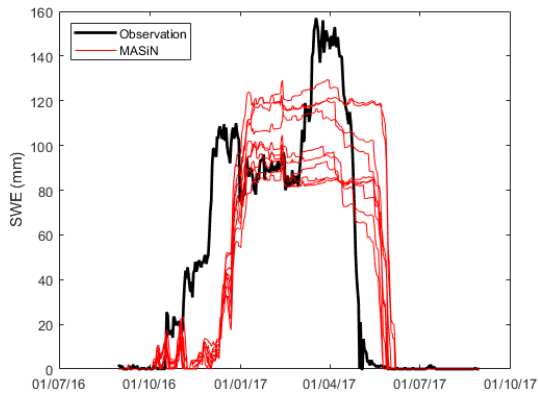
Figure 2.4 : Snow-Water Equivalent (SWE) modelling uncertainties provided by the top 10 best calibrated parameter sets for Lower Fantail snow station during winter 2016/2017 with Maximum Number of Snow Layer (MNSL) values of: (a) 1 ([-0.25;-0.22]), (b) 2 ([0.35;0.89]), (c) 9 ([0.76;0.88]), and (d) 70 ([0.79;0.97]). The range of Kling-Gupta efficiency values is provided between brackets



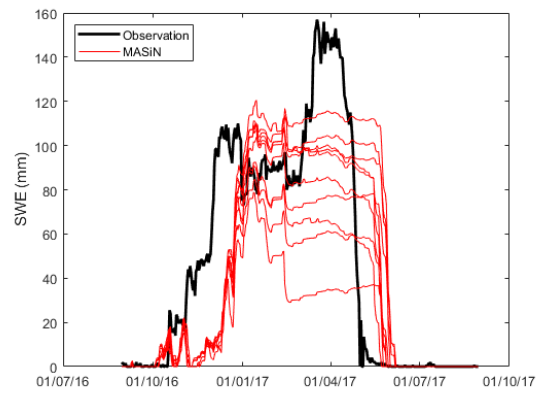
(a) MNSL value of 1



(b) MNSL value of 2

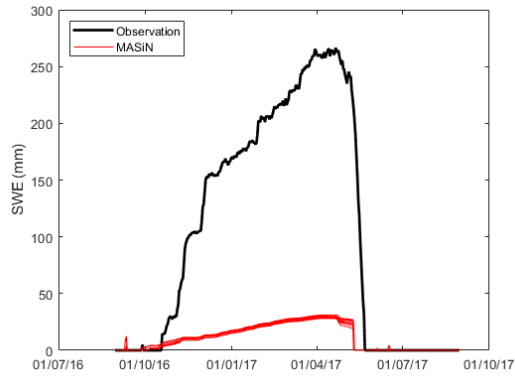


(c) MNSL value of 9

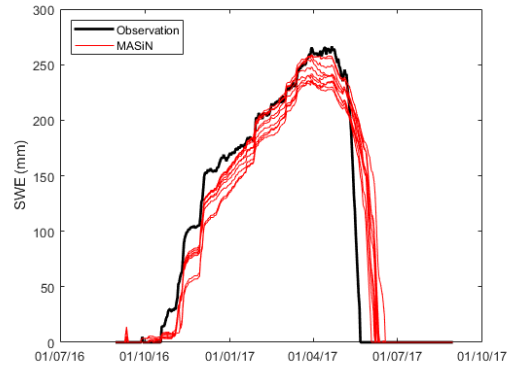


(d) MNSL value of 70

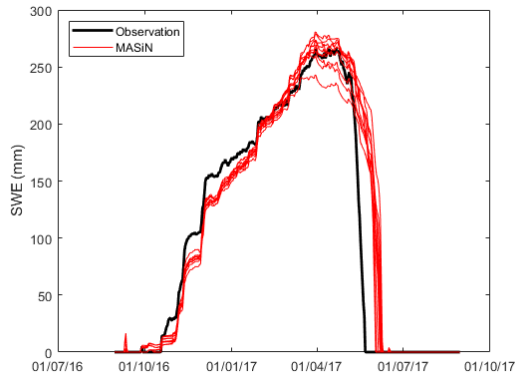
Figure 2.5 : Snow-Water Equivalent (SWE) modelling uncertainties provided by the top 10 best calibrated parameter sets in Lower Llewellyn snow station during the calibration period with a Maximum Number of Snow Layer (MNSL) value of: (a) 1 $[-0.43;-0.38]$, (b) 2 $[0.34;0.73]$, (c) 9 $[0.50;0.74]$, and (d) 70 $[0.09;0.70]$. The range of Kling-Gupta efficiency values is provided between brackets



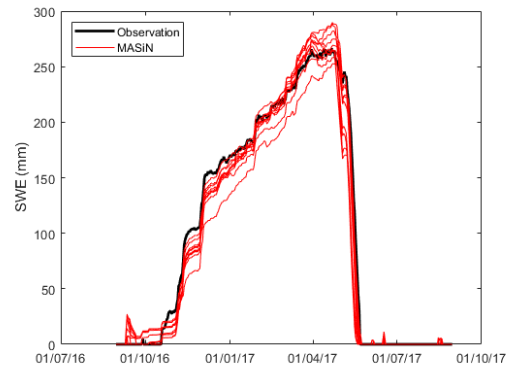
(a) MNSL value of 1



(b) MNSL value of 2



(c) MNSL value of 9



(d) MNSL value of 70

Figure 2.6 : Snow-Water Equivalent (SWE) modelling uncertainties provided by the top 10 best calibrated parameter sets in Wheaton snow station during the calibration period with a Maximum Number of Snow Layer (MNSL) value of: (a) 1 $[-0.28;-0.25]$, (b) 2 $[0.82;0.94]$, (c) 9 $[0.84;0.92]$, and (d) 70 $[0.80;0.99]$. The range of Kling-Gupta efficiency values is provided between brackets

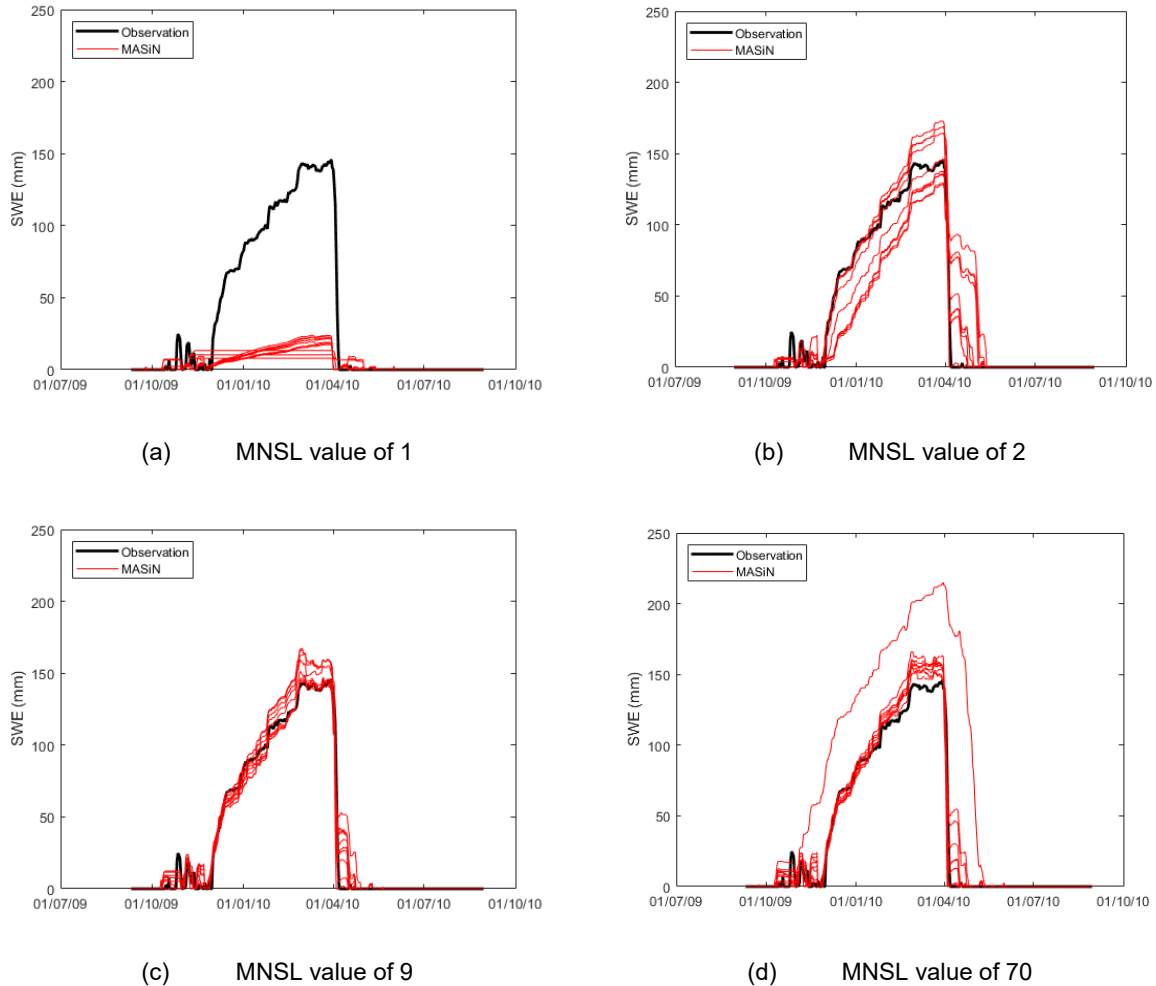


Figure 2.7 : Snow-Water Equivalent (SWE) modelling uncertainties provided by the top 10 best calibrated parameter sets in Necopastic snow station during the calibration period with a Maximum Number of Snow Layer (MNSL) value of: (a) 1 ([-0.34;-0.19]), (b) 2 ([0.64;0.87]), (c) 9 ([0.83;0.98]), and (d) 70 ([-0.12;0.98]). The range of Kling-Gupta efficiency values is provided between brackets

Figure 2.8 shows, for each GMON station, the relative difference between the observed and simulated maximum SWE values for the top 10 best calibrated parameter sets for the calibration period for MNSL values of two, nine, and 70. Calibrations with MNSL values of nine (for Lower Fantail, Lower Llewellyn, and Necopastic) and two (for Lower Llewellyn) provided more accurate simulations of the maximum SWE. Thus, since the maximum SWE value reached over winter should lead to a more accurate annual hydrograph, these MNSL values can be referred to as thresholds. For the aforementioned GMON stations, and thus, the threshold values of the MNSL, the median values of the relative differences between the observed and simulated maximum SWE values were -4% at Lower Fantail, -13% at Lower Llewellyn, 2% at Wheaton, and 6% at Necopastic.

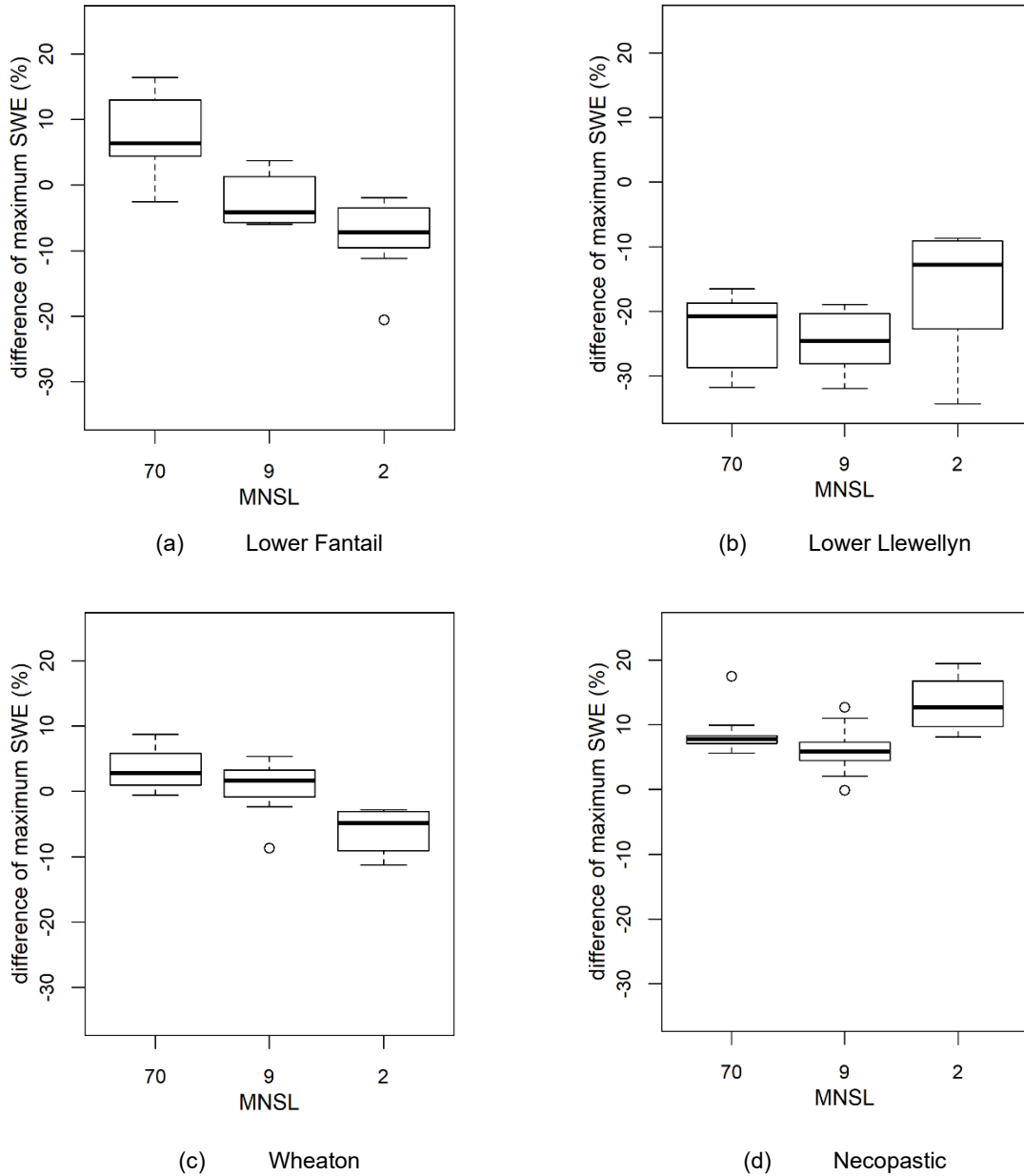


Figure 2.8 : Relative differences between the observed and simulated maximum Snow-Water Equivalent (SWE) values for the top 10 best calibrated parameter sets during the calibration period, for a Maximum Number of Snow Layer (MNSL) values of 70, 9, and 2, for: (a) Lower Fantail, (b) Lower Llewellyn, (c) Wheaton, and (d) Necopastic

Based on the above analysis for the GMON stations, a trade-off between the MNSL value and the SWE modeling accuracy could be obtained. In most cases, the fully-configured model with a MNSL value of 70 provided the best overall modeling performance as it could accurately outline the energy profile and mass transfer between the snow layers in the snowpack. Nevertheless, reducing the number of snow layers can still preserve a satisfactory

level of SWE modeling performance in terms of the KGE. Depending on the required SWE modeling accuracy, any MNSL more than one can be considered as appropriate, even if a slight drop in performance can be observed at some GMON stations when the MNSL value is reduced below a certain threshold (e.g., MNSL of 9).

2.4.2 Influence of the MNSL on the calibrated parameters

For each GMON station, the top 10 best performances provided a range of calibrated parameter values for each MNSL investigated. These sets of calibration parameter values were compared against the MNSL values in order to verify how they could influence the calibrated parameter values (refer to the Supplementary Document provided in the online version of this article). Thus, Pearson correlation coefficients between each calibrated parameter against the MNSL value were calculated and are shown in Table 2.6, along with the associated p-values. The p-values were compared against the significance level of 0.05.

Globally, either the null hypothesis is not rejected for the correlations (shown as the shaded cases in Table 2.6), and so the linear correlation is not statistically different than zero, or the correlations are too low for describing a linear relationship between the parameters and the given MNSL. Consequently, the following discussion deliberated on the absolute correlations between the calibrated parameters and the MNSL values for correlations greater than 0.3.

Table 2.6 : Correlations of the top 10 best calibrated parameter sets (see Table 2.5 for the nomenclature) against the Maximum Number of Snow Layer (MNSL) value for each snow station and when including all the snow stations (Global column). The values shown within the parentheses represent the p-values. Grey shaded cells indicate cases where the null hypothesis is not rejected, while blue shaded cells identify the parameters with significant Pearson correlation. Parameters with an absolute correlation superior to 0.3 are analyzed for their influence in MASiN.

Variable	Lower Fantail	Lower Llewellyn	Wheaton	Necopastic	Global
$\rho_{s,meta,max}$	0.148 (0.03)	0.055 (0.4)	0.112 (0.1)	0.071 (0.3)	0.096 (0.005)
ρ_{ns}	-0.479 (2×10^{-13})	-0.270 (8×10^{-5})	-0.383 (1×10^{-8})	-0.329 (1×10^{-6})	-0.356 (2×10^{-26})
$T_{\rho_{ns}}$	-0.078 (0.3)	0.008 (0.9)	0.202 (0.003)	-0.255 (2×10^{-4})	-0.029 (0.4)
k_{LWHC}	0.110 (0.1)	0.092 (0.2)	0.119 (0.1)	0.178 (0.01)	0.123 (3×10^{-4})
K_d	0.212 (0.002)	0.129 (0.06)	0.517 (9×10^{-16})	0.230 (8×10^{-4})	0.220 (1×10^{-10})
$Q_{ground \rightarrow pack}$	-0.268 (8×10^{-5})	-0.221 (0.001)	0.089 (0.2)	-0.202 (0.003)	-0.131 (1×10^{-4})
z_0	0.037 (0.6)	0.078 (0.3)	0.132 (0.06)	-0.091 (0.2)	0.037 (0.3)
k_{tur}	0.273 (6×10^{-5})	-0.027 (0.7)	0.185 (0.007)	0.256 (2×10^{-4})	0.169 (8×10^{-7})
k_{SWmin}	-0.015 (0.8)	-0.076 (0.3)	0.031 (0.7)	0.029 (0.7)	-0.003 (0.9)
k_{SWmax}	-0.262 (1×10^{-4})	-0.350 (2×10^{-7})	-0.229 (8×10^{-4})	-0.299 (1×10^{-5})	-0.238 (2×10^{-12})
T_{thres}	0.121 (0.08)	-0.020 (0.8)	0.136 (0.05)	0.112 (0.1)	0.078 (0.02)

The fresh snow minimum density (ρ_{ns}) showed a negative correlation for each GMON station when including all the stations in the linear regression. These correlations ranged from weak (Lower Llewellyn station) to moderate (Lower Fantail station), which indicates that the more snow layers are considered in MASiN, the less dense the fresh snow would be. This correlation is explained by the criteria for merging snow layers, which is based on the height of the layers (Mas *et al.*, 2018). As this criterion is met earlier in each winter for the smallest values of MNSL, MASiN considers that the height of the fresh snow layer is lower than the height of the fresh snow layer for the same meteorological conditions given the highest value of MNSL. Consequently, for the smallest values of MNSL, the fresh snow layer has a greater probability of being homogenized into older snow layers than staying distinct from the bottom layers.

For the settlement coefficient (K_d), there was a moderate positive correlation observed at Wheaton GMON station ($R > 0.5$). This positive correlation was also observed at Lower Fantail and Necopastic when including all the stations, but was weak ($R > 0.2$) at each of these stations. For Lower Llewellyn, the null hypothesis was not rejected. In MASiN, when the settlement coefficient increases, the height of the snow layer decreases. Thus, a positive correlation means that the compaction of the snow layers for the smallest values of MNSL is weaker than for the largest values of MNSL. So, by considering that the merging of the snow layer occurs earlier in each winter for the smallest values of MNSL, this compaction favors the homogenization of the snowpack from the top snow layers.

Finally, the maximum radiation coefficient (k_{SWmax}) had a weak negative correlation for the Lower Llewellyn GMON station ($R < -0.3$), while for other GMON stations and when including all the GMON stations, this negative correlation was weaker, but was not zero ($R < -0.2$). Increasing the maximum radiation coefficient in MASiN would increase the net direct shortwave radiation and the net diffuse shortwave radiation, which would favor the input of energy. This increase provides an additional amount of energy for each snow layer for the smallest values of MNSL compared to the largest ones, which can facilitate the melting process.

All in all, reducing the MNSL value would cause the fresh snow density and the maximum radiation coefficient to increase and the settlement coefficient to decrease. Accordingly, the melting process would be favored due to more input of energy from the shortwave radiation. Moreover, the top snow layers have a higher probability of being homogenized than the bottom layers. This is a phenomenon that is highlighted when the melting process induces a mass transfer between the snow layers, thus decreasing the layer heights when merging the snow layers with the smallest thickness. When compared to the

acknowledged most sensitive phenomena reported in the literature (e.g., discrimination of rainfall and snowfall, albedo estimation, and the melting period), the correlation found for the radiation confirmed the significance of the melting period for an improved modeling performance. For MASiN, the influences of the fresh snow density and the settlement coefficient were not linked to a particular physical phenomenon, but are relevant for merging the smallest snow layers, and thus responsible for decreasing the number of snow layers to simulate, which was the motivation behind this study.

2.5 Discussion and conclusions

Simulated SWE values are the main criteria when evaluating the performance of a snow model, whether it is used as a standalone module or as part of a hydrological model. Such an evaluation was undertaken in this study to ensure that a reasonable performance and modeling accuracy would be maintained by modifying the stratification of the modeled snowpack. In this study, the performance of the physically-based snow model MASiN was studied for a potential future integration in HYDROTEL. Modifying the MNSL was conceivable as it would decrease the modeling interactions within the snowpack. With this in mind, the objective of this study was to analyze the influence of the MNSL on model performance, namely SWE estimation.

The first part of the study compared the influence of the MNSL value on the SWE in terms of the KGE performance metric. The fully-configured MASiN (i.e., with a MNSL value of 70) provided the best overall performance, while reducing the MNSL to one caused the performance to drop significantly. However, globally speaking, using a MNSL value between two and 20 (rather than 70) would only marginally decrease the modeling performance to an acceptable level as the corresponding KGE values only dropped by less than 0.1 below that of the fully-configured model. In terms of the median value of the relative differences between the observed and simulated maximum SWEs, a slight performance drop could be observed for MNSL values less than or equal to nine. This was true for three GMON stations out of four analyzed in this study. Indeed, this study illustrated that a physically-based model can be quite useful to detect potential instrumental errors.

In the second part of the study, the impact of the MNSL value on the calibration parameter values was assessed. The analysis provided information on how the modeled physical processes behave when reducing the MNSL value. Thus, it becomes possible to adjust the MNSL value more adequately when the user assesses the need to amplify or reduce a modeled physical process to improve the SWE modeling. By taking into account each individual

GMON station or by considering all of them together, it was shown that only some moderate correlation ($|R| > 0.5$) and weak correlation ($|R| > 0.3$) existed between the calibrated parameters and the MNSL values. Reducing the MNSL caused the fresh snow density and the maximum radiation coefficient to increase, while the settlement coefficient decreased. Consequently, by considering the influence of the MNSL on the fresh snow density and the settlement coefficient, MASiN preferentially reduces the height of the top snow layers. This means that it would preferentially homogenize the snow layers from the top of the snowpack since the snow layer merging condition is based on the minimum height, when compared to the fully configured version of the model. Moreover, the influence of a reduced MNSL value on the maximum radiation coefficient favors the melting process by adding more net shortwave radiation in the snowpack.

Finally, reducing the MNSL makes it possible to maintain a level of SWE modeling performance similar to that provided by the fully configured MASiN, when using the KGE performance metric. Indeed, although the modeling performances remained within an acceptable range, it was not possible to clearly identify the affected modeled physical processes. Meanwhile, the second part of this study showed that reducing the MNSL did affect a few model parameters, allowing the identification of the modeled processes influenced by the change in the MNSL values. Consequently, the losses in modeling accuracy were primarily associated with snow inputs (i.e., fresh snow density), snow layer settlement, and melting process (i.e., maximum amount of radiation). While snow inputs and melting process have already been identified as significant processes in previous studies (He *et al.*, 2011; Essery *et al.*, 2013; Houle *et al.*, 2017; Engel *et al.*, 2017), this study showed that the settlement process was identified as an additional phenomenon affected by the reduction of the MNSL values. However, the influence on the settlement process was related in all likelihood to the snow layer merging conditions, which are specific to MASiN. Moreover, Domine *et al.* (2016, 2019) noticed that the modeling accuracy of the vertical profile of snow density, which are associated with the snowpack thermal properties, was paramount in the modeling of the groundwater budget. Indeed, the vertical profile of snow density simulated by MASiN was directly affected by the fresh snow density and the settlement coefficient; the latter parameters were influenced by a reduction of the MNSL values, causing a drop in modeling performance. Meanwhile, before pairing MASiN with HYDROTEL, first, it is important to consider a methodology to spatially extrapolate some of the input data like hourly relative humidity and wind speed. Once a methodology is developed to spatially extrapolate the input data for MASiN, and after pairing the model with HYDROTEL, the runoff modeling accuracy can be estimated. Finally, the framework

introduced in this paper has the potential to be applied to other physically-based snow models that provide a means to adjust the number of simulated snow layers and as long as possible to save the model results for comparison purposes.

Supplementary Materials: The following information can be found online at <http://www.mdpi.com/2073-4441/12/12/3449/s1>, Figure 7.1: Snow layer density triggering the metamorphism phenomenon of the snow layer against the MNSL at GMON LF station, Figure 7.2: Snow layer density triggering the metamorphism phenomenon of the snow layer against the MNSL at GMON LL station, Figure 7.3: Snow layer density triggering the metamorphism phenomenon of the snow layer against the MNSL at GMONW station, Figure 7.4: Snow layer density triggering the metamorphism phenomenon of the snow layer against the MNSL at GMON Neco station, Figure 7.5: Fresh snow minimum density against the MNSL at GMON LF station, Figure 7.6: Fresh snow minimum density against the MNSL at GMON LL station, Figure 7.7: Fresh snow minimum density against the MNSL at GMON W station, Figure 7.8: Fresh snow minimum density against the MNSL at GMON Neco station, Figure 7.9: Maximum retention capacity of the snow layer against the MNSL at GMON LF station, Figure 7.10: Maximum retention capacity of the snow layer against the MNSL at GMON LL station, Figure 7.11: Maximum retention capacity of the snow layer against the MNSL at GMONW station, Figure 7.12: Maximum retention capacity of the snow layer against the MNSL at GMON Neco station, Figure 7.13: Settlement coefficient against the MNSL at GMON LF station, Figure 7.14: Settlement coefficient against the MNSL at GMON LL station, Figure 7.15: Settlement coefficient against the MNSL at GMON W station, Figure 7.16: Settlement coefficient against the MNSL at GMON Neco station, Figure 7.17: Ground heat flux against the MNSL at GMON LF station, Figure 7.18: Ground heat flux against the MNSL at GMON LL station, Figure 7.19: Ground heat flux against the MNSL at GMON W station, Figure 7.20: Ground heat flux against the MNSL at GMON Neco station, Figure 7.21: Atmospheric temperature threshold associated with the fresh snow minimum density against the MNSL at GMON LF station, Figure 7.22: Atmospheric temperature threshold associated with the fresh snow minimum density against the MNSL at GMON LL station, Figure 7.23: Atmospheric temperature threshold associated with the fresh snow minimum density against the MNSL at GMON W station, Figure 7.24: Atmospheric temperature threshold associated with the fresh snow minimum density against the MNSL at GMON Neco station, Figure 7.25: Snow cover surface roughness against the MNSL at GMON LF station, Figure 7.26: Snow cover surface roughness against the MNSL at GMON LL station,

Figure 7.27: Snow cover surface roughness against the MNSL at GMON W station, Figure 7.28: Snow cover surface roughness against the MNSL at GMON Neco station, Figure 7.29: Reduction coefficient of the turbulent trade against the MNSL at GMON LF station, Figure 7.30: Reduction coefficient of the turbulent trade against the MNSL at GMON LL station, Figure 7.31: Reduction coefficient of the turbulent trade against the MNSL at GMON W station, Figure 7.32: Reduction coefficient of the turbulent trade against the MNSL at GMON Neco station, Figure 7.33: Minimum radiation coefficient against the MNSL at GMON LF station, Figure 7.34: Minimum radiation coefficient against the MNSL at GMON LL station, Figure 7.35: Minimum radiation coefficient against the MNSL at GMON W station, Figure 7.36: Minimum radiation coefficient against the MNSL at GMON Neco station, Figure 7.37: Maximum radiation coefficient against the MNSL at GMON LF station, Figure 7.38: Maximum radiation coefficient against the MNSL at GMON LL station, Figure 7.39: Maximum radiation coefficient against the MNSL at GMON W station, Figure 7.40: Maximum radiation coefficient against the MNSL at GMON Neco station, Figure 7.41: Threshold temperature of precipitation separation against the MNSL at GMON LF station, Figure 7.42: Threshold temperature of precipitation separation against the MNSL at GMON LL station, Figure 7.43: Threshold temperature of precipitation separation against the MNSL at GMON W station, Figure 7.44: Threshold temperature of precipitation separation against the MNSL at GMON Neco station.

Author Contributions: Conceptualization, J.A. and A.N.R.; Methodology, J.A., A.N.R., and M.B.; Software, J.A. and M.B.; Validation, J.A. and A.N.R.; Formal analysis, J.A.; Data curation, J.A.; Validation, J.A.; Visualization, J.A. and K.A., Writing—Original draft preparation, J.A. and K.A.; Writing—Review and editing, K.A. and A.N.R.; Supervision, A.N.R.; Project administration, A.N.R.; Funding acquisition, A.N.R. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: The authors wish to gratefully acknowledge the financial support of the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC) and Yukon Energy (YE) through Collaborative (#CRDPJ 499954-16) and Applied (#CARD2 500263-16) Research and Development grants.

Acknowledgments: This project would not have been possible without substantial contributions from staff at the Yukon Research Center, namely Brian Horton and Maciej Stetkiewicz; and at YE, Shannon Mallory, Kevin Maxwell, and Andrew Hall.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

3 THE ADDED VALUE OF MIGRATING A MONOLAYER SNOW MODEL TO A MULTILAYER VERSION

Auteurs :

Julien Augas ^{1,*}, Alain N. Rousseau ¹, Etienne Foulon ¹, Michel Baraër ²

¹ Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau Terre Environnement, 40, rue de la Couronne, Québec, QC G1K A9, Canada

² Département de génie de la construction, École de Technologie Supérieure, Montréal, QC H3C 1K3, Canada

*Correspondence : julien.augas@inrs.ca

Titre de la revue ou de l'ouvrage :

Cet article sera soumis à Hydrological Processes.

Contribution des auteurs:

Conceptualization, J.A. and A.N.R.; Method, J.A. and A.N.R.; Software, J.A.; Validation, J.A. and A.N.R.; Interpretation, J.A., M.B; Data management, J.A.; Visualization, J.A. and A.N.R.; Drafting and edition, J.A.; E.F. A.N.R and M.B.

Lien entre l'article ou les articles précédents et le suivant :

Le premier article a montré que les performances de modélisation de MASiN sur les équivalents en eaux du couvert nival se détériorent lorsque le nombre de couches maximum à simuler diminue. Dans une analyse comparative précisée à la partie Discussion 5.1, les performances de modélisation d'HYDROTEL sont équivalentes ou supérieures à celles de MASiN quand ce dernier voit sa structure multicouche réduite. Aussi, le modèle de neige d'HYDROTEL, qui considère la neige comme une structure monocouche, peut évoluer vers une structure multicouche pour améliorer sa représentation de la physique de la neige et donc potentiellement améliorer ses performances de modélisation de l'équivalent en eau de la neige (EEN). Par conséquent, ce second article de la thèse propose une série d'améliorations pour le modèle de neige original d'HYDROTEL, et analyse son comportement ainsi que ses performances.

3.1 Abstract

The snowpack is made of different snowfall events inducing a stratified structure. When the hydrological model HYDROTEL simulates snow melt, it uses a physically-based, snow model coupled with degree-day equations, representing the snow as a monolayer structure. This paper presents the extension of this monolayer model into a multilayer one while considering snow as a combination of ice and air, and accounting for freezing rain as well. Models are calibrated at two GMON sites (Lower Fantail and Wheaton) in Yukon, Canada and one in Nécopastic, Québec, Canada. The multilayer model depicts an increased simulation capacity with an improvement up to 0.2 for the coefficient of Kling-Gupta. When calibrated on the full dataset, the multilayer model presents similar performances to those of the monolayer model with $KGE > 0.9$ (based on reconstructed precipitation series) but provides a more accurate winter maximum SWE and total spring snowmelt date. Considering the snowpack as a combination of ice and air media improves the way SWE and snowpack height can interact in the thermal energy balance since the height modeled in the monolayer model does not influence the balance. While snow densities of the multilayer model remain excessive during the spring snowmelt, the snow heights are globally underestimated, but they are nevertheless improved. Finally, the multilayer model is expected to improve performances during spring snowmelt; alleviating one of the most frequent issues faced by the monolayer model.

Keywords: Freezing Rainfall; Ice/air mixture; Multilayer snow model; Snow Water Equivalent

3.2 Introduction

Stream dynamics in northern watersheds are fundamentally linked to the behavior of snowpacks, from accumulation to melting during the spring season (Lucianetti *et al.*, 2020; Siderius *et al.*, 2013). Annual streamflow peaks are mostly generated during the spring freshet with the possible inclusion of rain on snow events (Sui *et al.*, 2001). Indeed, rain on snow events can increase the lateral outflows against soil infiltration (Paquette *et al.*, 2021). Therefore, properly simulating streamflow in northern watersheds requires robust simulation of snowmelt regardless of the fact that a portion of the melt runs off the soil surface while the rest percolate to recharge groundwater (Mohammed *et al.*, 2019).

Hydrological models either use existing or specifically designed snow models tailored to their requirements. There exist different snow model categories. Some, such as SNOW17 coupled with the Sacramento Soil Moisture Accounting model (Dziubanski *et al.*, 2016),

represents snow as a global variable for the entire watershed. Others, such as the Soil and Water Assessment Tool (SWAT) (Arnold *et al.*, 1998), view snow as a semi-distributed variable, or as GEOTop (Rigon *et al.*, 2006) as a fully distributed variable. Meanwhile, snow accumulation and melt can be governed by an empirical degree-day equation as it is done in the coupling of the 4-parameter GR4J hydrological model with the CemaNeige snow model (Poissant *et al.*, 2017) or governed by thermal energy budget equation requiring solar radiation as a key input as it is done in the Variable Infiltration Capacity (Liang *et al.*, 1994) model. Finally, from a structural point of view, some models consider snow as a monolayered-medium as done in the semi-distributed hydrological model HYDROTEL (Fortin *et al.*, 2001; Turcotte *et al.*, 2003; Turcotte *et al.*, 2007) or SWAT, while other models use a multilayer approach such as the SNOWPACK model (Bartelt *et al.*, 2002).

The literature often suggests that one way to improve SWE dynamics is to use a multilayer representation of the snowpack. Saha *et al.* (2017) showed that the six-layer Noah model improved significantly snow height and SWE modellings when compared to its classical single-layer version. In addition, Domine *et al.* (2016) explained that snow density approximations inevitably lead to erroneous thermal characteristics. They also showed that modeling the thermal properties of snow is crucial for estimating the soil water mass balance. Therefore, a multilayer structure allows to discretize the density profile, which should improve the modelling of thermal characteristics. Overall, using a multilayer model provides a way to improve the inertia in the energy transfers, while in return influencing the filling of the heat deficit during the melting period. In addition to a multilayer structure, it is possible to consider snow as a heterogeneous material. Some models consider the proportion of air, ice and water in the snow cover, such as the SNOWPACK model (Bartelt *et al.*, 2002). The GEOTOP (Zanotti *et al.*, 2004) and SeNORGE (T. M. Saloranta, 2012) models consider snow as a mix of solid and liquid water. Finally, integrating freezing rain allows for the direct formation of an ice layer above the established snow cover (Quéno *et al.*, 2018; Henson *et al.*, 2007).

These different considerations are potential sources of improvement for snow modeling in the hydrological model HYDROTEL. This semi-distributed hydrological model (Fortin *et al.*, 2001 ; Turcotte *et al.*, 2003 ; Turcotte *et al.*, 2007) has been used to develop the Southern Québec Hydroclimatic Atlas (Centre d'expertise hydrique du Québec, 2013) and its latest versions (Centre d'expertise hydrique du Québec, 2015; Direction de l'expertise hydrique, 2018). It is routinely used for modeling streamflows, inflows as well as snow water equivalent (SWE) dynamics *via* a monolayer representation of the snowpack (*e.g.*, Savary *et al.*, 2009; Wu

et al., 2020; Oreiller *et al.*, 2014; Lucas-Picher *et al.*, 2020). That being mentioned, given the history of model sophistication in the literature and the increased computational capabilities, this paper focuses on the development of a multilayer version of the hybrid energy balance/degree-day snow model of HYDROTEL while assuming that the snowpack is made of ice filled by air. As ice has thermal properties different from those of air, this will affect heat transfer between layers, while creating discontinuities in the physical properties and ensuing temperature and density profiles.

This paper is organized as follows. First, the original snow model design of HYDROTEL is reviewed, including core equations and detailing ensuing modifications from a monolayer to a multilayer version. A sensitivity analysis of the added parameters is carried out while the mono and multilayer models are calibrated on SWE to highlight differences. Results are validated using Gamma MONitor (GMON) stations in the Necopastic (Quebec, Canada), Lower Fantail and Wheaton (Yukon, Canada) River basins. As the design of each model affects energy balance dynamics, the effects on state variables, characteristic dates of the snow cover (start and end dates) and SWE (occurrence of the maximum value) are analyzed. Results are then followed by a discussion and a conclusion.

3.3 Snow models

3.3.1 The monolayer model

The model proposed in this paper is based on the snow module of the semi-distributed hydrological model HYDROTEL (Turcotte *et al.*, 2007). Its operation is parsimonious and only requires three input variables, that are daily: total precipitation, minimum and maximum air temperatures. It is a physics-based model using degree/day type equations while considering the thermal energy balance based on the heat deficit of a monolayer snowpack. This balance is depicted in equation 3.1 and Figure 3.1 (see Supplementary Document - Part 8.1 for a detailed mathematical description of each term):

Equation 3.1 : Energy assessment in the monolayer snow model of HYDROTEL

$$\frac{\Delta U}{\Delta t} = u_r + u_c + u_{s-s} + u_{a-s} + u_{ac} - u_s$$

Where $\frac{\Delta U}{\Delta t}$ is the daily rate of change in the snowpack heat deficit ($\text{J.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$),

u_r u_c u_{s-s} u_{a-s} , u_{ac} are decrease in heat deficits due to rainfall, conduction, transfer from the soil (at the snow-soil interface), net radiations (at the air-snow interface) and from the water retained on the previous day respectively,

u_s is the increase in heat deficit due to solid precipitations.

The terminology corresponds to that used in HYDROTEL model.

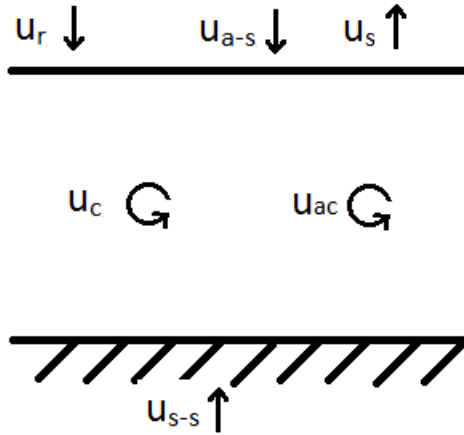


Figure 3.1 : Heat input management relative to the monolayer snow model

The energy assessment is applied to a snow layer. Liquid and solid precipitations are derived from total precipitation, daily minimum and maximum air temperatures and a temperature threshold. When the air temperature is cold enough (below the threshold), all precipitation falls as snow (equation 3.2-a); whereas when the temperature is warm enough (above the threshold), it falls as rain (equation 3.2-b). In between, total precipitation is made of a mix of snow and rain (equation 3.2-c).

Equation 3.2 : Partition of daily total precipitation

- (a) $R = 0; S = P_t$ if $T_{max} \leq T_s$
- (b) $R = P_t; S = 0$ if $T_{min} > T_s$
- (c) $R = P_t \left(\frac{T_{max} - T_s}{T_{max} - T_{min}} \right); S = P_t \left(\frac{T_s - T_{min}}{T_{max} - T_{min}} \right)$ otherwise

Where R, S, P_t are liquid, solid and total precipitation daily rates ($m.s^{-1}$) respectively,

T_{max} and T_{min} are the maximum and minimum daily air temperatures respectively,

T_s is the temperature threshold.

Since subdaily precipitation records are not available and because the model computes daily budgets, precipitation rates are considered constant over the whole 24-hour-period.

The density of falling snow is computed using equation 3.3 (see Figure 3.2), while the snow cover is subject to compression, whose rate (*Sett*) is defined by the equation (3.4).

Equation 3.3 : Density of fresh snow

$$(a) \quad \rho_s = 151 + 10.63 \left(\frac{T_{max} + T_{min}}{2} \right) + 0.2767 \left(\frac{T_{max} + T_{min}}{2} \right)^2 \quad \text{if } -17 \leq \frac{T_{max} + T_{min}}{2}$$

$$(b) \quad \rho_s = 50 \quad \text{if } \frac{T_{max} + T_{min}}{2} < -17$$

Where ρ_s is the density of fresh snowfall (kg.m^{-3}).

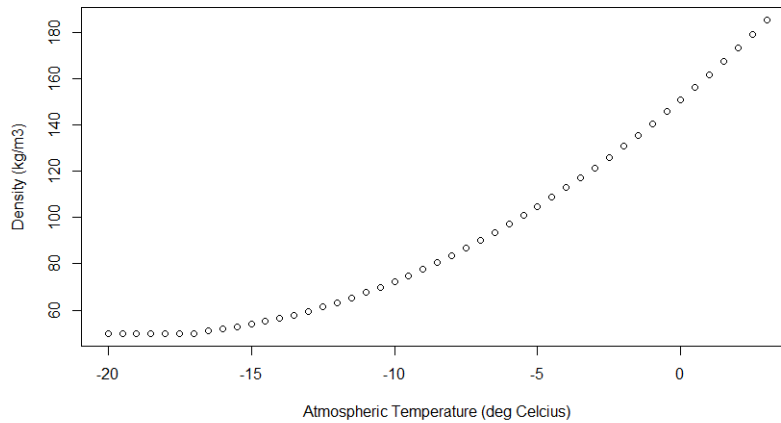


Figure 3.2 : Theoretical fresh snow density as a function of the mean atmospheric temperature (i.e., $(T_{max}+T_{min})/2$)

The height lost due to compression *Sett* is subtracted from the current height of the snow layer. When negative, *Sett* is set to 0.

Equation 3.4 : Snow compression

$$Sett = H Set_{coef} \left(1 - \frac{\rho_{snow}}{\rho_{max}} \right)$$

Where *Sett* is snowpack height lost to compaction (m),

H is the snow depth (m),

Set_{coef} is the compaction coefficient (-),

ρ_{max} is the maximum achievable density (kg.m^{-3}).

When the total snowpack heat deficit is made up of various heat fluxes, the resulting potential snow melt is computed from the excess heat; triggering a phase change as per equation 3.5.

Equation 3.5 : Potential snow melt from the excess heat

$$PM = \frac{\Delta U_{tot}}{C_f \rho_w}$$

Where PM is the resulting amount of water undergoing a phase change (m),

ΔU_{tot} is the total heat deficit (J.m⁻²),

ρ_w is the liquid water density (1 000 kg.m⁻³),

C_f is the latent heat of fusion of water (335 000 J.kg⁻¹).

Some or all the melt may be retained in the snowpack as per its maximum retention capacity (RC_{max}) is set to 10% of the snow height. However, the monolayer model as implemented by Turcotte *et al.* (2007) had a retention capacity set to 10% of the relative snowpack density multiplied by SWE (equation 3.6). The same hypothesis was carried over to make sure the monolayer model is consistent with the historically deployed model.

Equation 3.6 : Retention capacity in the monolayer snow model

$$RC_{max} = 0.1 \frac{\rho_{snow}}{\rho_w} SWE$$

Where RC_{max} is the snow cover maximum retention capacity (m),

SWE is the snow water equivalent following the removal of PM (m).

The actual snowmelt (AR) is computed as the difference between potential melt and RC_{max} (equation 3.7).

Equation 3.7 : Actual snowmelt

$$(a) \quad \text{if } PM \leq RC_{max}, \quad \text{then } AR = \frac{PM}{\Delta t} \text{ and } AM = 0$$

$$(b) \quad \text{else } AR = \frac{RC_{max}}{\Delta t} \text{ and } AM = \frac{PM - RC_{max}}{\Delta t}$$

Where AM is the actual snowmelt (m.day⁻¹),

AR is the actual retention,

Δt is the computational time step (day).

Finally, the snowpack mass balance is the sum of snowfall and rainfall when there is snow on the ground (equation 3.8); otherwise, rainfall either percolates or runs off.

Equation 3.8 : Snowpack mass balance

$$\frac{\Delta SWE}{\Delta t} = R + S - AM$$

3.3.2 Overview of the migration from a mono to a multilayer model

The structure of the snowpack is now considered multilayered, made of ice and air, while freezing rain modeling is enabled for its potential to alter the heat transfer inertia between each layer. Finally, some modifications are introduced to the equations describing snow compaction as well as maximum water retention capacity. These modifications are described in the next subsections.

3.3.2.1 A multilayered structure

Considering the snowpack as a series of layers offers the possibility of having a density profile. Figure 3.3 depicts the algorithm to devise whether a new layer must be created.

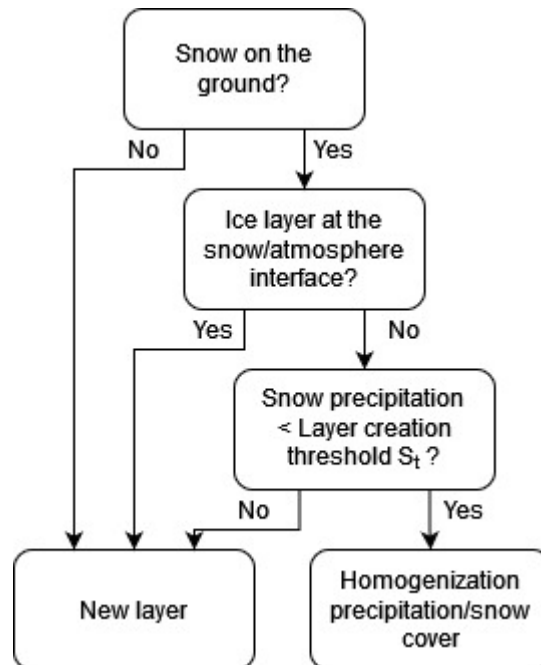


Figure 3.3 : Snow layer creation scheme for the proposed multilayer model

Any snowfall when there is no snow on the ground or above a pure ice layer (layer with a density of 917 kg.m⁻³) enables the creation of a new layer of a given mass and heat deficit.

When these conditions are not met, and if the snowfall water equivalent is smaller than a threshold St , then the incoming mass and heat deficit are added to the current layer at the air-snow interface, otherwise a new layer is created. St is used as a calibration parameter allowing for simultaneous optimization of energy transfers and limiting the number of layers. Figure 3.4 describes the heat input management relative to the number of layers involved, ensuring consistency.

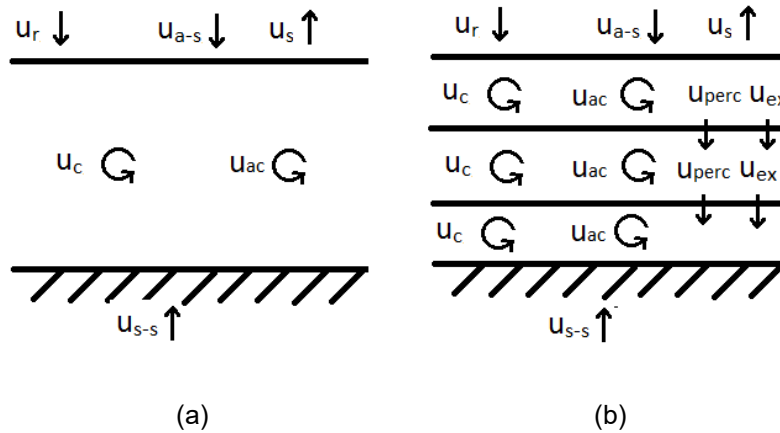


Figure 3.4 : Heat input management relative to the number of layers: (a) monolayer; (b) three or more layers

Where u_r , u_c , u_{s-s} , u_{a-s} , u_{ac} are increase in heat deficits due to rainfall, conduction, transfer from the soil (at the snow-soil interface), radiation (at the air-snow interface) and from the water retained on the previous day respectively,

u_s is the decrease in heat deficit due to solid precipitations,

u_{perc} is the heat input from percolation between layers,

u_{ex} stands for the remaining heat after the top layer following complete melted or for the heat release from the exothermic reaction of the ice sheet formation due to freezing rain. (more details in the part relative to the freezing rain description).

As shown in Figure 3.4, some energy transfer processes only affect specific layers. For example, heat input from the ground only affects the layer at the ground-snow interface, while heat input from radiation only warms up the layer at the air-snow interface. For the latter layer of the monolayer version of this snow model, heat loss by conduction and heat gain by radiation are enabled when the air temperature is below, or above, the melting threshold temperature T_0 , respectively. Finally, when melt exceeds the retention capacity, excess water seeps to the layer below at a temperature of 0°C . Excess heat is used for phase change; if the entry snow layer has undergone a phase change, the remaining heat is then transferred below. Thus, the energy balance can be expressed using equation (3.9-a) to (3.9-c) for the top layer, any intermediate layer and the bottom layer, respectively.

Equation 3.9 : Energy assessment in the multilayer snow model

$$(a) \quad \frac{\Delta U_k}{\Delta t} = u_r + u_c + u_{a-s} + u_{ac} - u_s$$

$$(b) \quad \frac{\Delta U_k}{\Delta t} = u_c + u_{ac} + u_{ex,k+1} + u_{perc,k+1}$$

$$(c) \quad \frac{\Delta U_1}{\Delta t} = u_c + u_{s-s} + u_{ac} + u_{ex,2} + u_{perc,2}$$

Where u_{ex} is the excess heat from melting in the upper layer or the heat transfer due to phase change of freezing rain from the upper layer (more detail below in the article) ($\text{J.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$),

u_{perc} is the heat variation due to infiltration from the upper layer ($\text{J.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$),

k stands for the k^{th} layer from the soil.

The heat input from percolation u_{perc} is similar to u_r . For both, the heat input to the snow cover is the sum of the sensible heat loss of the liquid water lowered to 0°C , the ensuing latent heat of fusion (phase change), and the heat released to bring the new ice crystals to the snowpack temperature. They are described by equation (3.10-a) and (3.10-b) for the change of rainfall thermal energy and in percolation energy, respectively.

Equation 3.10 : Heat propagated by the rainfall or the percolation.

$$(a) \quad \begin{cases} \text{if } T_m > 0: u_r = \rho_w R (C_w T_m + C_f) \left(1 - \frac{R}{SWE_k + R}\right) + \frac{R U_k}{SWE_k + R} \\ \text{if } T_m \leq 0: u_r = \rho_w R \left(C_s T_m + C_f \left(1 - \frac{R}{SWE_k + R}\right)\right) + \frac{R U_k}{SWE_k + R} \end{cases}$$

$$(b) \quad u_{perc,k} = \rho_w R u_{k+1} C_f \left(1 - \frac{R u_{k+1}}{SWE_k + R u_{k+1}}\right) + \frac{R u_{k+1} U_k}{SWE_k + R u_{k+1}}$$

Where C_w and C_s are specific heat capacities of water and snow ($4\,184 \text{ J.kg}^{-1}.\text{°C}^{-1}$ and $2\,093.4 \text{ J.kg}^{-1}.\text{°C}^{-1}$) respectively,

C_f is the heat of fusion of water ($335\,000 \text{ J.kg}^{-1}$),

R is the rainfall rate (m.s^{-1}),

$R u_{k+1}$ is the percolation rate of the $k+1^{\text{th}}$ layer (m.s^{-1}),

T_m is the mean air temperature ($^\circ\text{C}$),

SWE_k is the snow water equivalent (m),

U_k is the heat deficit of the k^{th} layer.

3.3.2.2 Snow as a medium of ice and air

The snowpack is considered as a medium made of different constituents whereby the properties and proportions of each component maybe used to estimate a few snow characteristics as is proposed for the multilayer version of the original snow model of HYDROTEL. The Supplementary Document – Part 8.4 describes how the volumetric proportions of air and ice are estimated; assuming liquid water represents a non-significant proportion of the snowpack throughout the winter. This assumption is based on observations made by Koch *et al.* (2019), where the volumetric liquid water content reached a maximum of 8% at the end of the melting phase or during some liquid precipitation. This is in line with the assumption that liquid water in the original snow model is completely frozen at the daily time step. Given the relationship obtained for snow density (Supplementary Document - Part 8.4) and the linear relationship proposed by Evans (1965) to estimate the relative dielectric permittivity of snow from those of ice and air, all snow layer characteristics are determined with respect to the proportions of ice and air.

For heat loss by conduction, the thermal diffusivity of snow is computed using equation (3.11).

Equation 3.11 : Thermal diffusivity of snow in the multilayer snow model

$$D_{s,k} = \left(\frac{\rho_{s,k} - \rho_{a,k}}{\rho_i - \rho_{a,k}} \right) D_{i,k} + \left(\frac{\rho_i - \rho_{s,k}}{\rho_i - \rho_{a,k}} \right) D_{a,k}$$

Where $D_{s,k}$ is the snow diffusivity ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$),

$\rho_{s,k}$, $\rho_{a,k}$, and ρ_i are snow, air and ice densities ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$) respectively,

$D_{i,k}$ and $D_{a,k}$ are ice and air thermal diffusivities ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) respectively,

k is for the k^{th} snow layer.

Figure 3.5 illustrates the calculation of the snow thermal diffusivity as a function of the thermal diffusivity and proportions of ice and air.

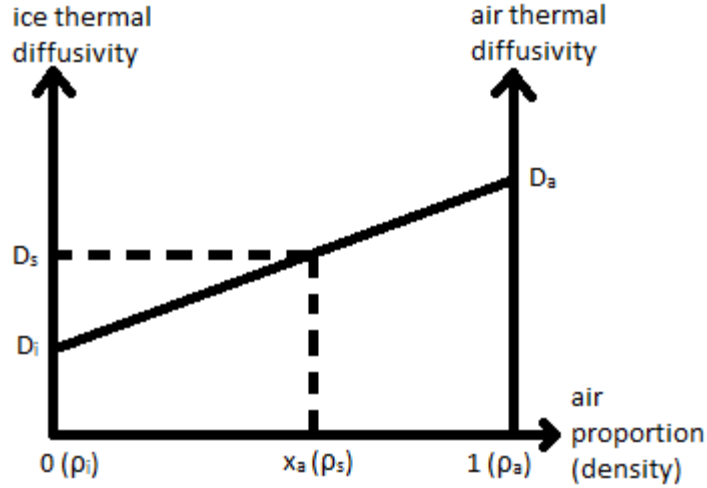


Figure 3.5 : Linear regression for estimating the thermal diffusivity of snow as a function of its density

The thermal diffusivities of ice and air are computed using equation 3.12:

Equation 3.12 : Thermal diffusivities of ice and air in the multilayer snow model

$$D_{m,k} = \frac{K_{m,k}}{\rho_{m,k} C_{s,m,k}}$$

Where $D_{m,k}$ is the thermal diffusivity of the k^{th} snow layer made of a material m ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$),

$K_{m,k}$ is the thermal conductivity ($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$),

$\rho_{m,k}$ is the density ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$),

$C_{s,m,k}$ is the specific heat ($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$).

Estimates of the thermal conductivities of ice (Sakazume *et al.*, 1978) and air (Reid *et al.*, 1987) are derived from equations 3.13 and 3.14 respectively.

Equation 3.13 : Thermal conductivity of ice (Sakazume *et al.*, 1978)

$$K_{i,k} = 1.16(1.91 - 8.66 \cdot 10^{-3} T_k + 2.97 \cdot 10^{-5} T_k^2)$$

Where T_k is the temperature of the k^{th} layer ($^\circ\text{C}$).

Equation 3.14 : Thermal conductivity of air (Reid *et al.*, 1987)

$$K_{a,k} = 1.5207 \cdot 10^{-11}(273.15 + T_k)^3 - 4.857 \cdot 10^{-8}(273.15 + T_k)^2 + 1.0184 \cdot 10^{-4}(273.15 + T_k) - 3.9333 \cdot 10^{-4}$$

Where T_k is the temperature of the k^{th} layer ($^\circ\text{C}$).

T_k is a function of the total heat deficit $\Delta U_{tot,k}$ computed for the k^{th} layer using equation 3.15.

Equation 3.15 : Temperature (based on the heat deficit) par snow layer in the multilayer snow model

$$T_k = \frac{\Delta U_{tot,k}}{SWE_k C_s \rho_w}$$

For ice, the density and the specific heat are deemed constant for any temperature and are set at 917 kg.m^{-3} et $2\,093.4 \text{ J.kg}^{-1}.\text{°C}^{-1}$ (the same specific heat was used in the monolayer model), respectively. For air, the density (ideal gas law under normal pressure conditions) and specific heat (Reid *et al.*, 1987) are computed using equations 3.16 and 3.17, respectively.

Equation 3.16 : Air density based on ideal gas law

$$\rho_{a,k} = 1.292 \frac{273.15}{273.15 + T_k}$$

Equation 3.17 : Specific heat of air based on Reid *et al.* (1987)

$$C_{s,a,k} = 1.9327 \cdot 10^{-10} (273.15 + T_k)^4 - 7.999 \cdot 10^{-7} (273.15 + T_k)^3 + 1.1407 \cdot 10^{-3} (273.15 + T_k)^2 - 4.489 \cdot 10^{-1} (273.15 + T_k) + 1.0575 \cdot 10^3$$

For the albedo, once more we view snow as a composite material. In the case of a snowpack, a large presence of ice crystals increases the amount of radiation absorbed or transmitted to the lower layers, reducing the amount of radiation reflected to the atmosphere. The volumetric concentration of ice crystals should somehow be related the albedo, yet it is well-known that the albedo of fresh snow is higher than that of more mature snow. However, since the albedo of air cannot be defined, fresh snow was used as a surrogate material. Indeed, it is a mixture of ice and air with a very high porosity. Figure 3.6 illustrates the linear function of the albedo of ice and fresh snow.

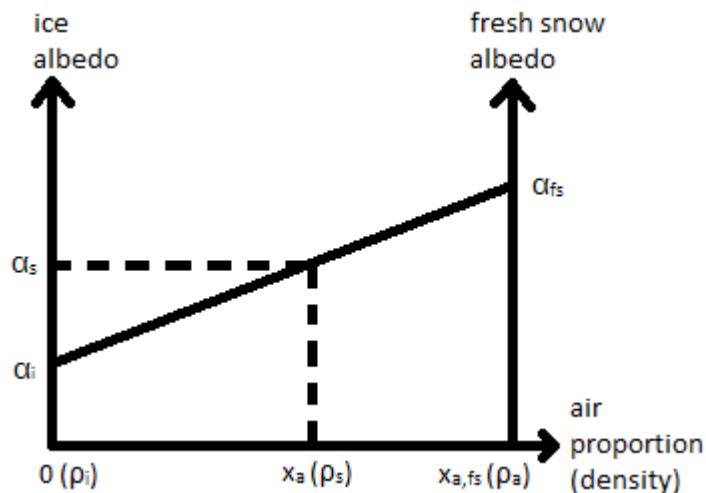


Figure 3.6 : Linear regression for estimating the snow albedo as a function of its density

Perovich *et al.* (2002) measured an ice albedo of 0.5 in the Arctic for snow on a frozen pothole. The albedo of fresh snow is 0.9 (Hartmann, 1994) for a 50 kg.m⁻³ density which is consistent with equation 3.3 setting a minimum density of 50 kg.m⁻³ for snowfall in the monolayer model. The albedo of snow as a composite material is thus computed using equation 3.18:

Equation 3.18 : Albedo of snow in the multilayer snow model

$$\alpha_s = \left(\frac{\rho_s - \rho_{fs}}{\rho_i - \rho_{fs}} \right) \alpha_i + \left(\frac{\rho_i - \rho_s}{\rho_i - \rho_{fs}} \right) \alpha_{fs}$$

Where α_i , α_{fs} are ice (0.5) and fresh snow (0.9) albedos respectively,

ρ_{fs} is the fresh snow density (50 kg.m⁻³).

3.3.2.3 Freezing rain

Freezing rain occurs when air temperature is below the freezing point and when it encounters snow or the ground due to its supercooled state. It is characterized by a heat deficit due to both the phase change and the air temperature difference. Like handling of precipitation that freezes within the snow cover in the monolayer model, the freezing rain heat deficit from the newly created layer is computed using equation 3.19.

Equation 3.19 : Freezing rain heat deficit in the multilayer snow model

$$u_s = \rho_w \left(C_f - C_w \frac{T_{max} + T_{min}}{2} \right) R$$

Ice is a better heat conductor than air (about 100 times according to equations 3.13 and 3.14). That is why when upon freezing, the excess heat from the phase change is transferred to the snowpack using equation 3.20. The ice layer temperature then influences the heat loss by conduction of the lower layer as per the addition of the snow layer build-up scheme presented in Figure 3.4.

Equation 3.20 : Excess heat from freezing ran in the multilayer snow model

$$u_{ex} = \rho_w C_f R$$

It is noteworthy that in the original monolayer model, the cooling of ice from 0°C down to the snow layer temperature is missing. This oversight stands corrected in the multilayer model.

3.3.2.4 Compaction

Snow is made of ice crystals and can be compressed under its own weight. Without melting or loss of mass, snow is contained within a time-dependent volume while ice crystal bonds strengthen, and the overall structure becomes more robust against the gravitational force. For this purpose, compaction is computed using the equation 3.4, but with a different maximum density $\rho_{max,l}$ introduced later in the Results section of the paper.

3.3.2.5 Maximum water holding capacity

Some snow models, such as MASiN (Mas *et al.*, 2018), estimate the maximum water holding capacity of a layer as a proportion of the volume of air, which can retain the melted snow. Since the volume of air is now a variable in the proposed model (see Part 3.3.2.2), this capacity can be computed using equation 3.21:

Equation 3.21 : Maximum water holding capacity in the multilayer snow model

$$RC_{max,k} = \%air \frac{\rho_i - \rho_{s,k}}{\rho_i - \rho_{a,k}} H_k$$

Where $RC_{max,k}$ is the maximum retention capacity of the k^{th} layer (m),

$\%air$ is the ratio of the volume of air that can be filled in by water (-),

H_k is the height of the k^{th} layer after melting (m).

Table 3.1 below displays the calibration parameters and their physical range considered for the two versions of the snow model. The ranges correspond to what is usually used for HYDROTEL. However, the lower limit of parameter T_0 is rather small and meant for an open vegetation environment. Despite the exceptional odds of reaching this value during the calibration of the hydrological model, it was decided to keep this lower limit in order to evaluate the behavior of the snow model should an optimal solution be found with such a value.

Table 3.1 : Snow model calibration parameters

Parameter	Model	Meaning	Lower threshold	Upper threshold
ρ_{max}	Original	Maximum snow density (kg.m ⁻³)	250	550
T_0	Original/multilayer	Temperature threshold for net radiation heat gain (°C)	-8	3
T_s	Original/multilayer	Precipitation separation temperature (°C)	-1	3
Set_{coef}	Original/multilayer	Settling coefficient (-)	0.0001	0.1
MR_{a-s}	Original/multilayer	Melt rate at air/snow interface (m.day ⁻¹ .°C ⁻¹)	0.001	0.04
MR_{s-s}	Original/multilayer	Melt rate at snow-ground interface (m.day ⁻¹)	0.0001	0.002
S_t	Multilayer	New layer snow precipitation threshold (m.day ⁻¹)	0	0.06
$\rho_{max,l}$	Multilayer	Settling maximum snow layer density (kg.m ⁻³)	350	750
%air	Multilayer	Ratio of the volume of air that can be filled in by water (-)	0.05	0.15

3.4 Framework for evaluating different versions of the snow model

The models were calibrated using OSTRICH (Matott, 2017); providing a choice of different deterministic algorithms such as Steepest Descent (Bertsekas, 2014) or Multi Start GML with Trajectory Repulsion (Skahill *et al.*, 2006) as well as stochastic algorithms such as Dynamically Dimensioned Search – DDS (Tolson *et al.*, 2007), Shuffled Complex Evolution (Duan *et al.*, 1992; 1993). For this study, we used DDS; following the guidelines proposed by Tolson *et al.* (2007). For the mono and multilayer versions of the snow model, there are respectively six and nine calibration parameters, requiring 18 and 27 calibration repetitions (trials) of a 100-iteration each.

The Kling Gupta Efficiency (KGE) was used as the objective function (Gupta *et al.*, 2009) computed using equation 3.22:

Equation 3.22 : Kling-Gupta Efficiency

$$KGE = 1 - \left[\left(1 - \mu_s/\mu_o\right)^2 + \left(1 - \sigma_s/\sigma_o\right)^2 + (1 - r)^2 \right]^{1/2}$$

Where μ_s et μ_o are respectively simulated and observed SWE averages respectively,

σ_x is the standard deviation,

r is the Pearson correlation coefficient.

First, a sensitivity analysis of the additional parameters required by the multilayer model was performed using VARS-tool (Razavi *et al.*, 2019); allowing for the simultaneous determination of multiple sensitivity indices based on the “Variogram Analysis of response Surfaces” (VARS) theory. In addition to computing the Morris and Sobol sensitivity indices, VARS-tool offers a metric called IVARS (Integrated Variogram Across a Range of Scales) which estimates the rate of change of a model’s response to a parametric domain perturbation.

Then, two calibration strategies were performed. The first consisted of extracting 1 year for validation and to use the remaining years for calibration. All combinations were performed for determining the simulation capacity of both snow models. To ascertain the potential gains in performance provided by the multilayer version, the model performances were compared using the 10 top trials rated, based on the value of the SWE KGE of the calibration period and that of the validation period. The Wilcoxon Rank Sum test was used to compare the median performances of the top 10 parameter sets selected for each model using GMON data as the baseline. If the p-value of a test was less than 0.05, it means the medians were significantly different with a 5% type-I error. The second strategy consisted of using all available data for calibration with the KGE. In addition to the KGE, the root mean squared error (RMSE) and Nash-Sutcliffe Efficiency (Nash *et al.*, 1970) were computed using equations 3.23 and 3.24, respectively. For the remainder of this paper, the monolayer model is referred to as “Mo” while the multilayer model is referred to as “Multi”.

Equation 3.23 : Root Mean Squared Error

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (SWE_{o,i} - SWE_{s,i})^2}{n}}$$

Where n is the number of daily time steps,

$SWE_{o,i}$ and $SWE_{s,i}$ are observed and simulated SWEs for day i (m), respectively.

Equation 3.24 : Nash-Sutcliffe Efficiency (Nash et al., 1970)

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (SWE_{s,i} - SWE_{o,i})^2}{\sum_{i=1}^n (SWE_{o,i} - \overline{SWE_o})^2}$$

Where $\overline{SWE_o}$ is the mean observed SWE over the entire dataset.

Finally, to further substantiate differences between the Mo and Multi models, the snowpack onset and end dates as well as the date of maximum SWE and height are compared on an annual basis. Results are presented relative to their absolute seasonal deviations for each set of parameters using equation 3.25. Median results are then compared between models at each GMON station.

Equation 3.25 : Absolute seasonal deviations for model's comparison

$$A_c = \sqrt{(C_{i,m} - C_{i,o})^2} \text{ or } A_c = 100 \frac{\sqrt{(C_{i,m} - C_{i,o})^2}}{C_{i,o}} \text{ (SWE max, in \%)}$$

Where A_c is the mean value of characteristic **C**,

m stands for the tested model (Mo or Multi) and **o** the observations for year **i**.

3.5 Case study

Two watersheds with readily available GMON data were selected to assess the added value of a multilayer snow model. As shown in Figure 3.7, they are in two different regions of Canada. The first, the Necopastic River watershed, is a 244-km² boreal subwatershed of James Bay. GMON and meteorological stations are located in a 50-m radius forest clearing, surrounded by a 7- to 8-m tall spruce trees, and 3- to 4-m tall vegetation beyond 30m. Observed data used in this study are taken from Oreiller *et al.* (2014). The second watershed is the 20,000-km² Upper Yukon River watershed of the alpine, subalpine and boreal eco-climatic regions of the Northern and Central Cordillera (Strong, 2013). Observed data of two specific sites, Lower Fantail and Wheaton, were taken from Samuel *et al.* (2016). Lower Fantail stations are located on outcrop surrounded by a wetland, at the bottom of a river valley, while Wheaton stations are located on a ridge crest close to a glacier, surrounded partially by subalpine firs and shrubs.

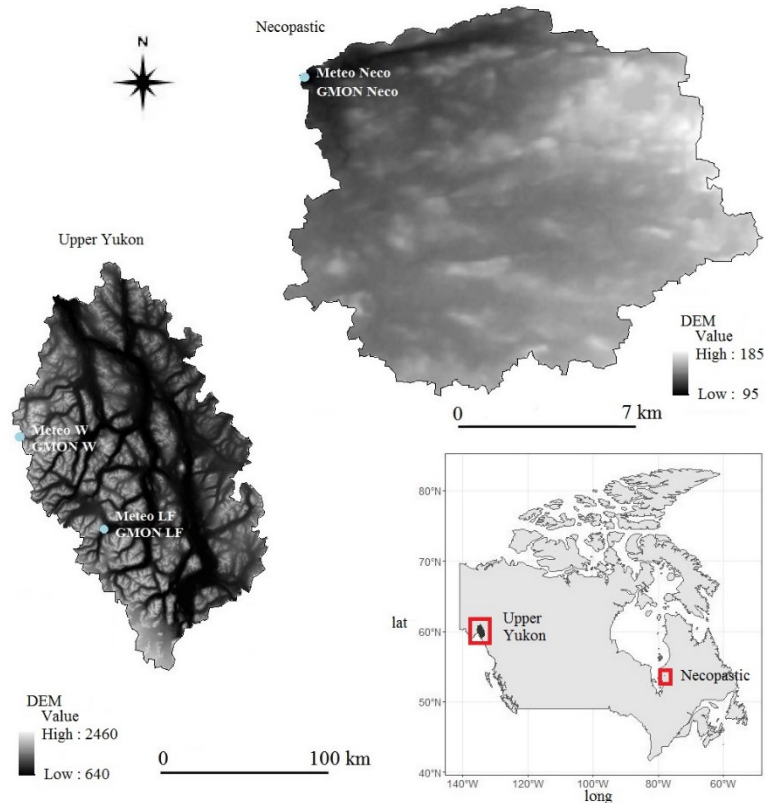


Figure 3.7 : Location of the upper Yukon (left) and Necopastic (upper right) watersheds in Canada. Weather and ground snow stations are in blue circles. LF stands for Lower Fantail, W for Wheaton and Neco for Necopastic

Weather and GMON stations metadata are provided in Table 3.2. During the observation period, ground-based precipitation measurements were intermittent in Yukon. Therefore, precipitation input for snow cover modeling was considered equivalent to the daily increase in observed water equivalents due to lack of information about wind-related snow transport. Modeled SWE was compared to data provided by the GMON stations which measure gamma rays, naturally emitted by the Earth, and attenuated by the snowpack. The measuring principle was developed by Choquette *et al.* (2008); it is a conversion of gamma radiation measurements into SWE (mm). The station sensors at Necopastic and Upper Yukon are GMON3 (Campbell Scientific, 2011) and CS275s (Campbell Scientific, 2021), respectively, with measurement uncertainties in the range of ± 15 mm (for SWE less than 300 mm) and $\pm 15\%$ otherwise. Figure 3.8a to Figure 3.8c depict the precipitation, average atmospheric temperature, and the SWE time series from the studied stations.

Table 3.2 : Weather and GMON station metadata. Data for the Necopastic watershed are from Oreiller *et al.* (2014), Upper Yukon data were provided by the Yukon Energy Corporation

Station	Code	Period	Temporal resolution	Type	Basin
Necopastic	Meteo_Neco	2006-2011	Daily and hourly	Auto	Necopastic
	GMON Neco		6-hour		
Lower Fantail	Meteo_LF	2014-2017	Daily and hourly	Auto	Upper Yukon
	GMON LF		6-hour		
Wheaton	Meteo_W	2014-2017	Daily and hourly	Auto	Upper Yukon
	GMON W		6-hour		

Snow height time series were available (every 15 min) for the Necopastic GMON station and at a daily time step for the Lower Fantail and Wheaton GMON stations. To be consistent with the HYDROTEL computational time step, the Necopastic snow height time series were converted into daily averages to capture homogeneous height dynamics during accumulation and melt periods.

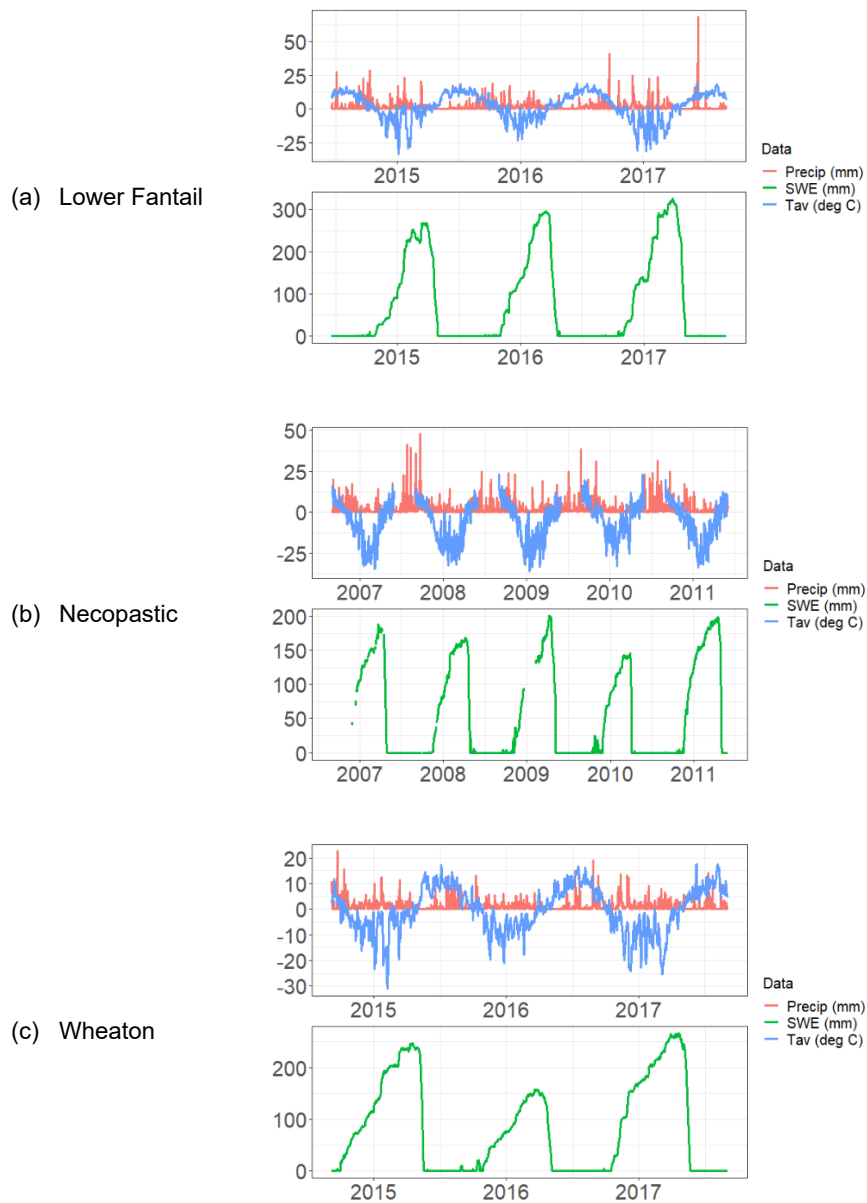


Figure 3.8 : Precipitation, average atmospheric temperature and SWE in the three GMON stations

3.6 Results

3.6.1 Sensitivity analysis

A sensitivity analysis of the Multi model parameters was performed to determine whether they should be set to a constant value or calibrated. To this end, the analyses were conducted for the three GMON stations; because of the similarities in the results, only the analysis for the

GMON Wheaton station is shown in Figure 3.9. Results from the other stations are presented in the Supplementary Document - Part 8.5.

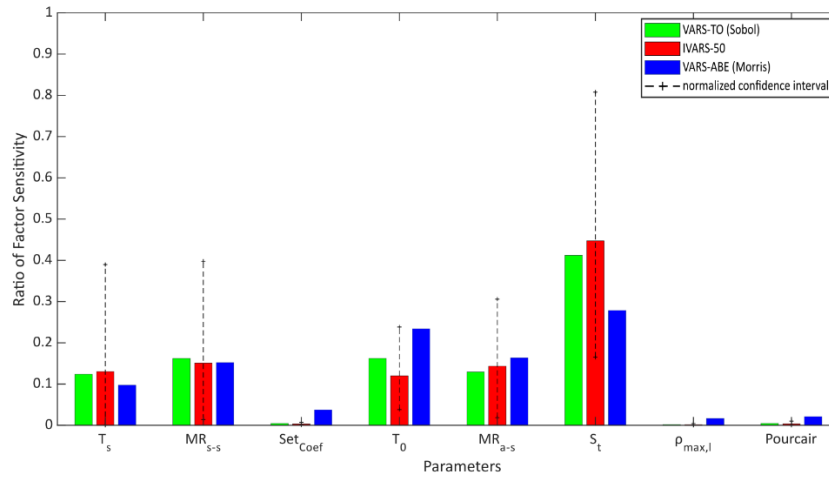


Figure 3.9 : Normalized sensitivity analysis of the Multi snow model at the Wheaton GMON station. Green, red and blue stand for the normalized Sobol index, the IVARS and the normalized Morris index, respectively. The dotted line shows the normalized confidence interval

For the parameters of the Multi model, the Sobol, Morris and IVARS normalized sensitivity indices all have similar values. Furthermore, S_t , the new layer snow precipitation threshold, features high sensitivity and requires calibration; while $\rho_{max,l}$ and $\%air$ have very small sensitivity values and can, therefore, be set a constant value prior to calibration.

The settling maximum snow layer density, $\rho_{max,l}$, is also the maximum snow density of any layer of the snow cover that did not undergo melting and did not originate from freezing-rain. In the Mo model, this density varies between 250 and 550 kg.m⁻³. Both Dahe *et al.* (1988) and Nishimura *et al.* (1983) used a maximum value of 550 kg.m⁻³. Given its very low sensitivity, $\rho_{max,l}$ was set to 550 kg.m⁻³. $\%air$ is fixed as 10% of the snowpack depth in the Mo model. In the multilayer snow model MASiN (Mas *et al.*, 2018), it is set at 8% of the snowpack voids, while still allowing some variations between 5 and 10%. For the SNOWPACK model, Würzer *et al.* (2016) set a value of 3.5% of the snow volume. In view of these different values, $\%air$ was set at 10%.

Figure 3.10 presents the sensitivity index values obtained for the Mo model. All parameters were used in the sensibility analysis as snow height is include into the thermal diffusivity estimation for this version. The parameters related to snow height, Set_{coef} and ρ_{max} , are the least sensitive for modelling SWE. The precipitation separation threshold temperature T_s is slightly sensitive, while the last three parameters (temperature threshold for radiation heat

gain T_0 and the two melt rates MR_{s-s} and MR_{a-s}), involved in the filling of the heat deficit, are the most sensitive ones. Two behaviors are observable for these three parameters: energetic phenomena at the atmosphere-snow interface are the main drivers of melting, and thus T_0 is clearly the most sensitive parameter (see Lower Fantail and Necopastic GMON stations in the Supplementary Document - Part 8.5). Nevertheless, it is possible that the ground participates significantly to the global heat deficit according to the Mo model, inducing a high sensitivity of the melt rate at the ground-snow interface (see Wheaton GMON station in Figure 3.10).

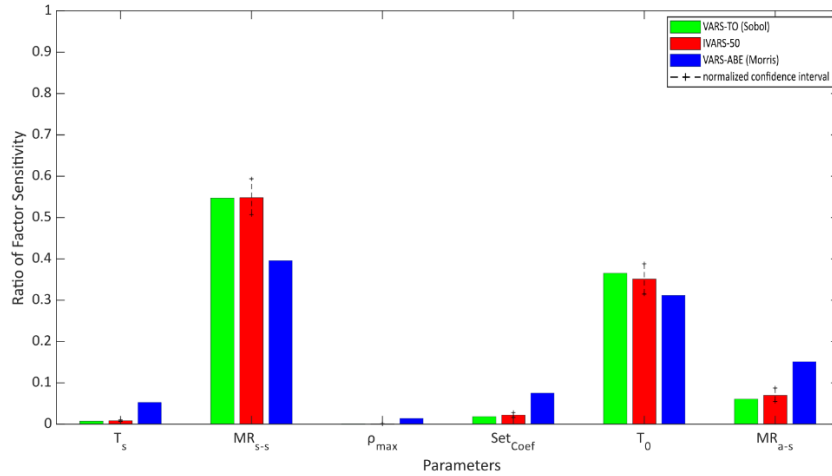


Figure 3.10 : Normalized sensitivity analysis of the monolayer snow model at the Wheaton GMON station. Green, red and blue stand for the normalized Sobol index, the IVARS and the normalized Morris index, respectively. The dotted line shows the normalized confidence interval

3.6.2 Modeling performances – validations

This section presents the performances of both models for each combination of calibration/validation or each GMON station. Figure 3.11 depicts the performances of the snow models for the top-ten best parameter sets for the calibration and validation periods, for the three GMON stations.

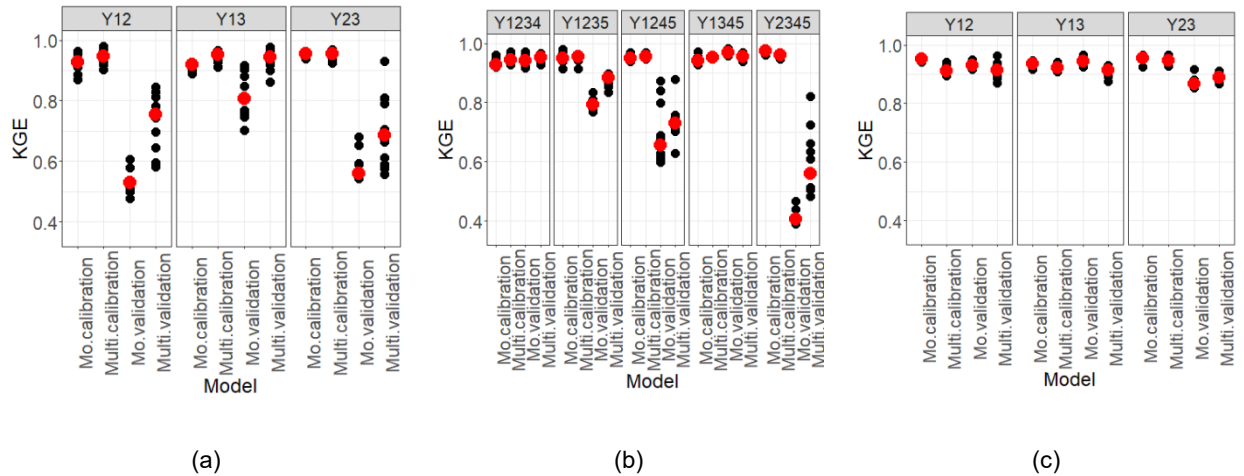


Figure 3.11 : KGE values for Mo and Multi models for: (a) Lower Fantail, (b) Necopastic and (c) Wheaton. In orange are the median performances of the top-ten best parameter sets. The missing number in each column corresponds to the year used for validation; for example, Y12 means that year 3 was used for validation.

For the Lower Fantail GMON station, the Wilcoxon test shows there is not a significant difference ($p\text{-value} > 0.05$) between the median of the models over the calibration period of “Y23” combination, that is when the first year of data is used for validation. For the other combinations, the Multi model improves the median performances by 0.021 to 0.033 for the calibration period and by 0.125 to 0.223 for the validation period.

The performances of both models for the Necopastic GMON station are not significantly different over the calibration period for combinations “Y1235” and “Y1245”, and over the validation period for the combinations “Y1234” and “Y1245”. Otherwise, for the calibration period, the Multi model increases the performance by 0.01 to 0.017 for the calibration period and by 0.046 to 0.09 for the validation period. The Mo model improves the performance by 0.012 for “Y2345” for the calibration period and by 0.012 for the validation period.

Finally, for the Wheaton GMON station, there is no significant difference between the models over the validation period for combinations “Y12” and “Y23”, but the Mo model improves the performance by 0.03 for combination “Y13”. For the calibration period, the Mo model improves the performance by 0.008 to 0.04.

Consequently, there exists 22 combinations when the calibration and validation periods are considered separately. Of these 22 combinations, 7 do not provide a significant difference of performance between the models. For the calibration period, increases in performance do not exceed 0.04. Thus, both models present similar levels of performance over the calibration period. But over the validation period, the monolayer model does not increase the performance

by more than 0.03, while the range of increased performance by the multilayer snow model is between 0.046 and 0.223, however there is a group of 4 combinations that provides an increase in performance by more than 0.1. Globally, the multilayer snow model is more robust during the validation period than the monolayer snow model.

3.6.3 Modeling performances – all calibrations

In the third part of this paper, the KGE values obtained with the Multi and Mo models are compared. For the Lower Fantail and Wheaton GMON stations, results of the Wilcoxon tests rejected the median equality hypothesis with p-values of $9.8 \cdot 10^{-3}$ and $2 \cdot 10^{-3}$ (for Multi median values of 0.95 and 0.92, respectively, and for Mo model 0.93 and 0.95, respectively). For the Necopastic station, medians (Multi: 0.95, and Mo: 0.96) are considered equal given an $8.4 \cdot 10^{-2}$ p-value. Since performances and model behaviors are quite similar for all stations, results are only presented for the Wheaton station; other results are introduced in the Supplementary Document – Part 8.5.1. Figure 3.12 illustrates the calibration performances (KGE, RMSE and NSE values) of the top 10 sets of parameters obtained for each model.

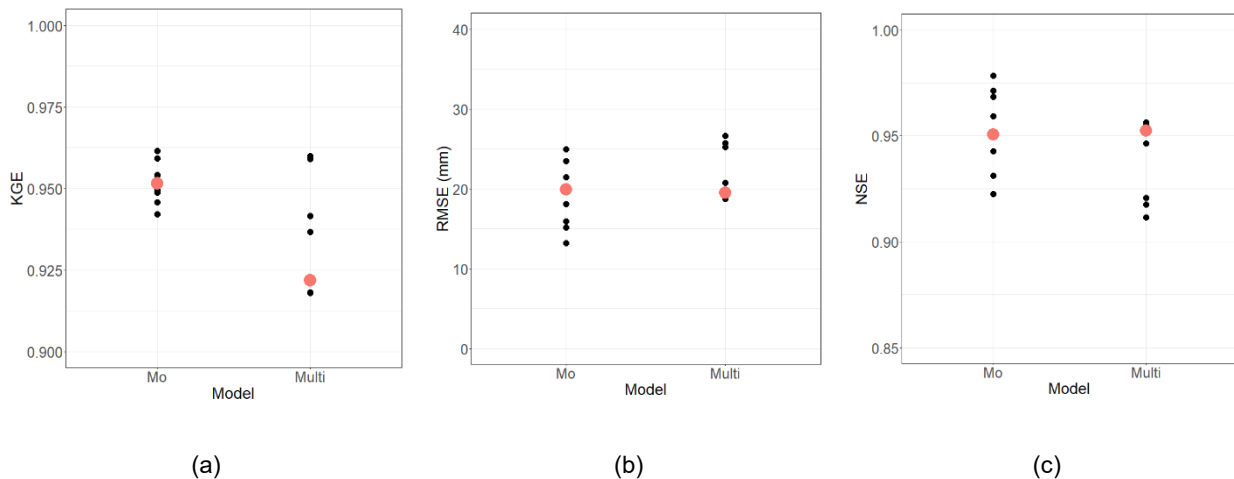


Figure 3.12 : SWE modeling performances (a- KGE; b- RMSE; c- NSE) of the top ten sets of parameter values obtained for the multilayer snow model (Multi) and the monolayer model (Mo) for the Wheaton GMON station. In orange is the median performance. KGE, RMSE and NSE stand for Kling Gupta Efficiency, Root Mean Square Error and Nash-Sutcliffe Efficiency, respectively

Figure 3.12a clearly demonstrates that KGE values are significantly different even though the absolute difference is only 0.03. RMSE and NSE values are even closer and not significantly different. Figure 3.13 depicts SWE simulations by the top-ten parameter sets per model. Results for the two other GMON stations are available in the Supplementary Document – Part 8.5.2.

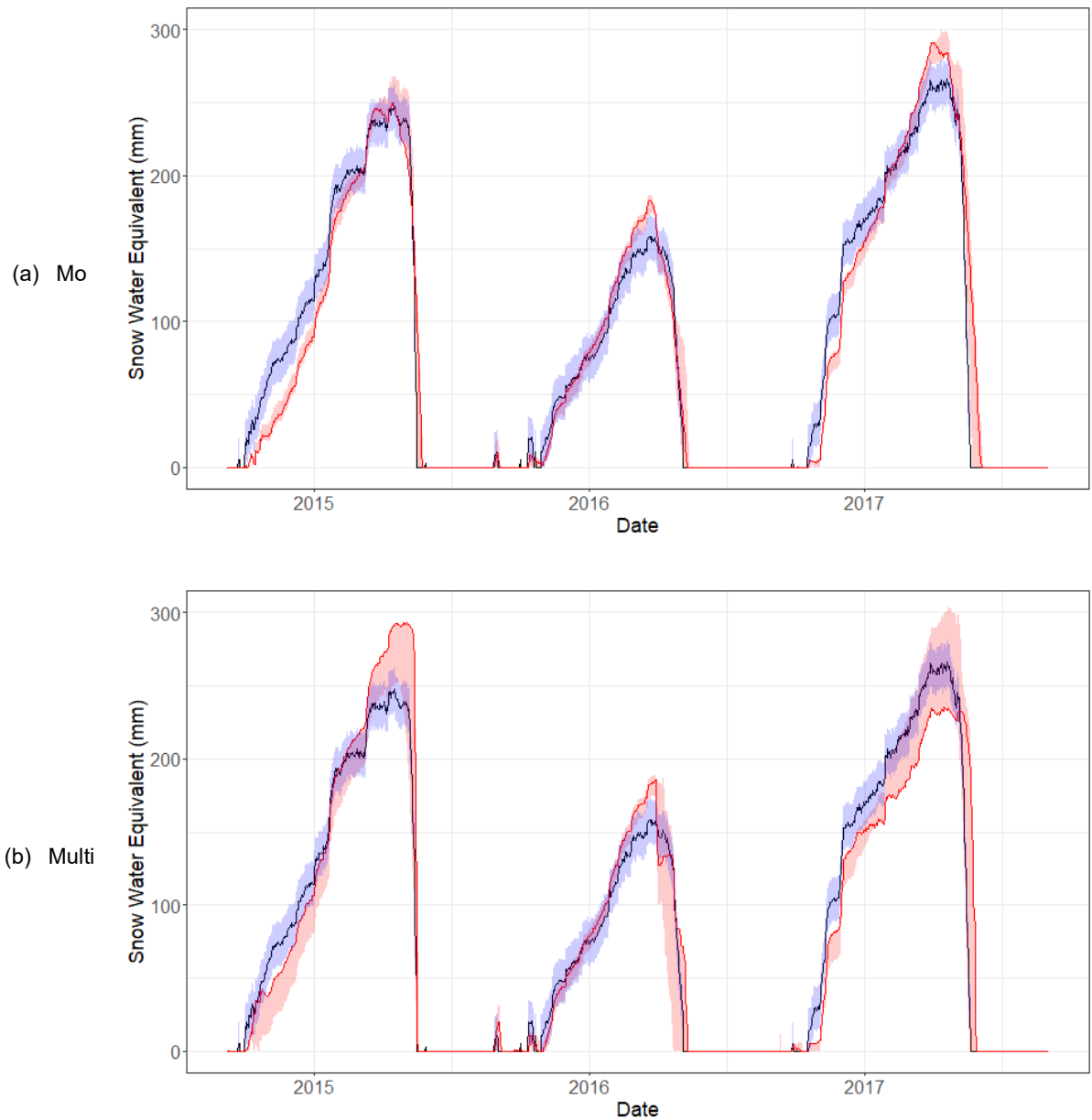


Figure 3.13 : Modeled SWE series at the Wheaton station for the (a) monolayer (Mo) and (b) multilayer (Multi) models. The red shaded interval shows the range of values provided by the top-ten sets of parameters, with the red line for the best parameter set. The observed SWE time series is shown in black, while the blue interval depicts the measurement uncertainty

The results show minimal differences among the optimal performances with KGE values always greater than 0.95 for the optimal sets of parameter values. Robustness, assessed via the red interval minimum values, is similar for both models. However, because of their differences, SWE absolute values differ substantially from one model to the other. For example, the Multi model exhibits greater variability than the Mo model (red interval width) enabling better

representation of the first winter peak at the Lower Fantail Station than that of the Mo model which failed to represent it properly.

Similarly, Figure 3.14 displays the range of snow height and density modelled by the top-ten sets of parameter values for each model. It is relevant to analyze the height series as this variable is used for the SWE estimation for the both models.

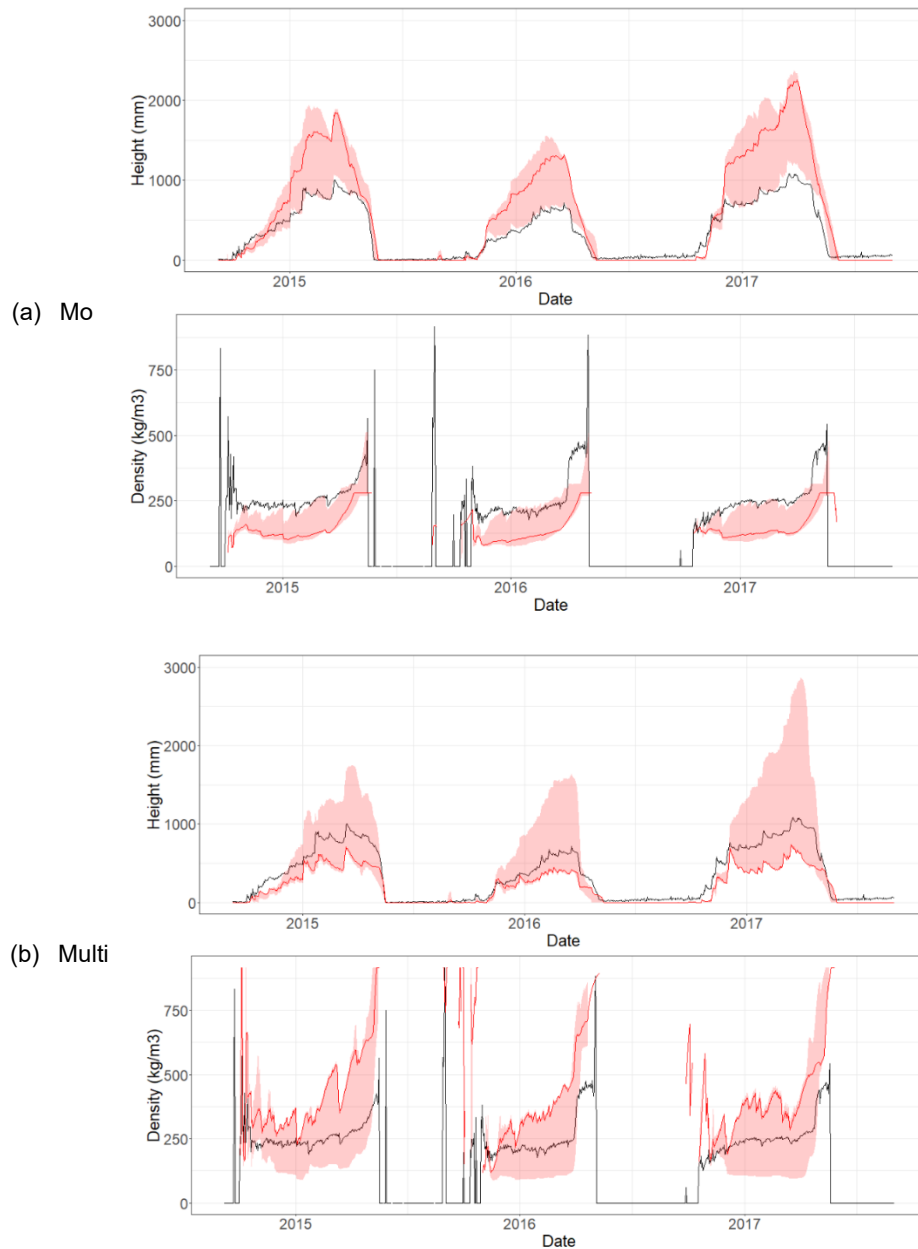


Figure 3.14 : Modeled height and density series at the Wheaton station for the (a) monolayer (Mo) and (b) multilayer (Multi) models. The red shaded interval shows the range of values provided by the top-ten sets of parameters. The observed height and density time series is shown in black

The modeled snow height and density series for the Lower Fantail and Necopastic GMON stations are presented in the Supplementary Document – Part 8.5.3. They are globally overestimated by the top 10 sets of parameter values for the Mo model, while they are generally underestimated with the Multi model. Table 3.3 shows the KGE values obtained by the top-ten sets of parameter values for both models for height and density series.

Table 3.3 : KGE values on the modeled height and density series by the Mo model and the Multi model

		Height		Density	
		Mo	Multi	Mo	Multi
Lower Fantail	Minimum	-0.33	0.37	-0.17	-0.47
	Median	0.58	0.77	0.05	-0.20
	Maximum	0.73	0.94	0.26	0.17
Necopastic	Minimum	-1.4	-1.12	-0.24	0.08
	Median	0.28	0.59	0.11	0.42
	Maximum	0.80	0.87	0.55	0.68
Wheaton	Minimum	-0.49	-0.54	0.07	-0.63
	Median	-0.13	0.48	0.14	-0.40
	Maximum	0.89	0.77	0.28	-0.07

If the minimum performances are considered as not satisfying for each model, the median performances indicate that the Multi model provides more often the correct simulations (with a KGE around or greater than 0.5) while the acceptable results provided by the Mo model are achieved with a few parameter sets. Consequently, the Multi model can provide more parameter sets for SWE that provide satisfactory performances for snow height than the Mo model. However, it is noteworthy that during the melting period, the densities of the snowpack layers remain excessive for the multilayer model with the presence of layers of ice (density of 917 kg.m⁻³) with thicknesses greater than 20 cm.

Finally, the modeling of freezing rain was of little interest. Indeed, it turned out that out of the ten best sets of parameter values obtained for each GMON station, only one parameter set

modeled this type of rain for Necopastic, and none for Lower Fantail and Wheaton. More importantly, during calibration, only 9.6% of the parameter sets modeled any freezing rain event for the Necopastic GMON station and none for the Lower Fantail and Wheaton stations.

3.6.4 Modeling snowpack characteristics

Snowpack characteristics derived from the top-ten sets of parameter values of each model are compared with respect to the onset and end dates of snowpack as well as the maximum SWE values and dates. The seasonal deviations between modeled and observed data are analyzed across the top sets of parameter values in Table 3.4. This assessment provides information on the equifinality for each feature of interest. Equifinality represent the capacity of a model to reach the same state by using different calibrated parameter sets. For instance, the top 10 parameter sets, presented here for each GMON station and model, have global KGE values greater than 0.9. But from a local point of view, snow peaks or melting periods may be modelled differently given the set of parameter values used.

Table 3.4 : For each model, medians of annuals differences between observations and snowpack characteristics from the top-ten best sets of parameter values for the three GMON stations

Station	Lower Fantail		Necopastic		Wheaton	
Modèles	Mo	Multi	Mo	Multi	Mo	Multi
Onset date (days)	3	4	3	3	3	4
End date (days)	8	7	4.5	4	6	1.5
Maximum SWE date (days)	5.5	7	9	11	1	8
Maximum SWE value (%)	17	6.7	11	5.9	8.8	13.2

Both Mo and Multi onset dates are consistent with median deviations of 3-4 days from the observed data. The end date deviations are also similar except for the Wheaton station where the Multi model shows a 4-day improvement over the Mo model. When compared to the Multi model, the maximum SWE dates are better represented with the Mo model by 1.5, 2, and 7 days for the Lower Fantail, Necospastic and Wheaton stations, respectively. Finally, the Multi model represents better than the Mo model the maximum SWE, most notably with a halved

error at the Lower Fantail and Necopastic stations, but with a higher error at the Wheaton station.

As introduced, the Multi model uses a different approach to estimate the snow albedo than that of the Mo model. Indeed, the Mo snow model assumes that the snow albedo decays with time as a function of snowpack liquid water content, whereas the Multi snow model considers estimates the albedo as a linear function based on the proportion of ice and air in the top snow layer. Figure 3.15 illustrates the albedo values of the top-ten best parameter sets of both models. It can be observed that the estimated albedo for the Mo model is similar for each parameter set, while there are more variations for the Multi model. While both estimation approaches have a decreasing albedo over the winter, the behavior of that of the Multi model happens during all winter, with the exception of following a new snowfall, which can increase the albedo after homogenizing this new snow with the uppermost layer or after creating a new layer. The decreasing albedo of the Mo model varies between a certain range during winter until the spring melt, when the albedo can strongly decrease. Finally, the albedo of the Multi model is greater than that of the Mo model because it is calculated for the uppermost snow layer only, while the Mo model considers an equivalent albedo for all the snow cover.

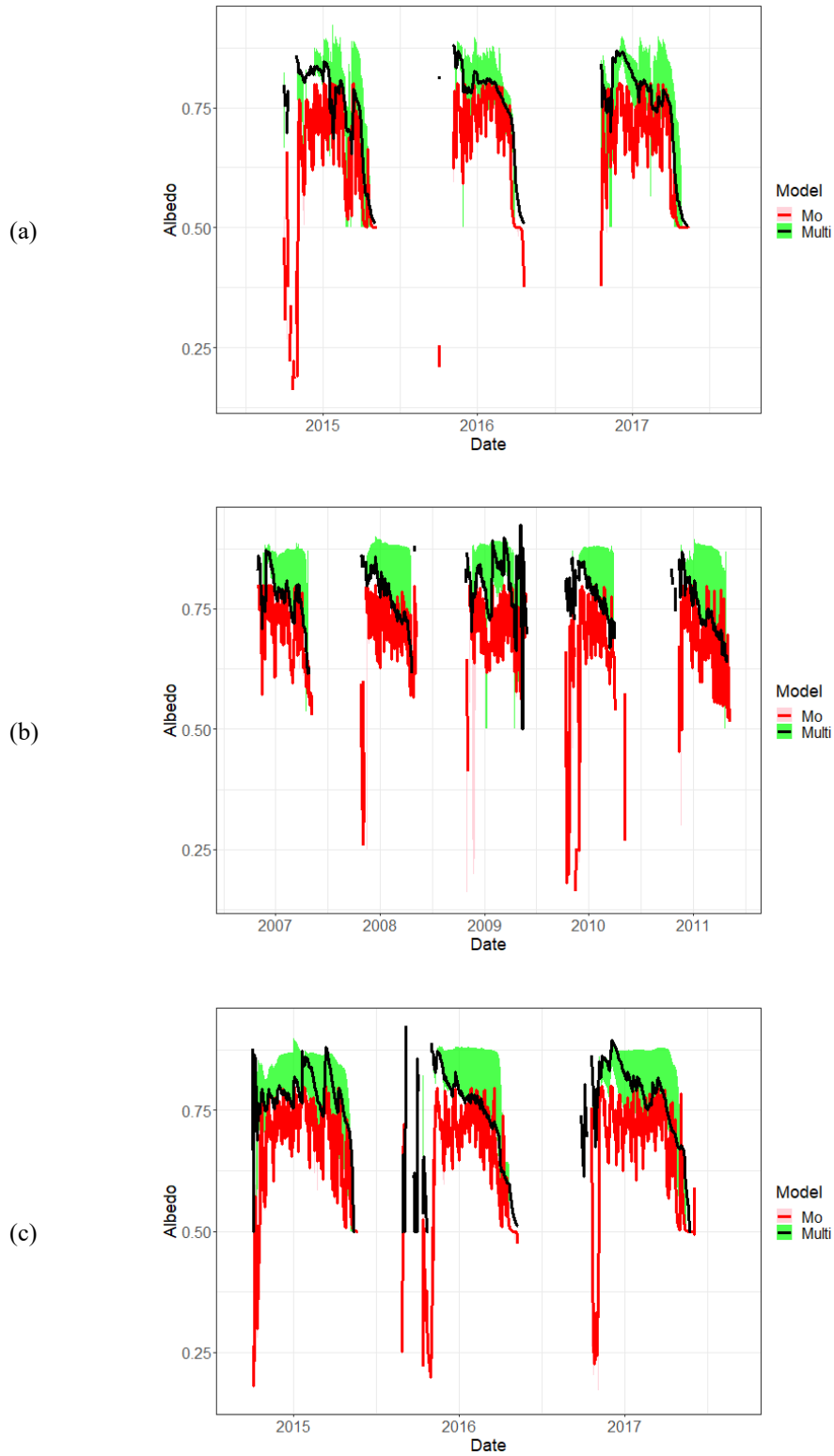


Figure 3.15 : Albedo time series modeled by the top-ten best sets of parameter values for the Mo model (pink envelop) and the Multi model (green envelop) for: (a) Lower Fantail, (b) Necopastic and (c) Wheaton GMON stations. The best parameter sets are depicted by the red line and black line for Mo and Multi models, respectively.

3.7 Discussion

This paper proposes a set of modifications for the monolayer snow model of HYDROTEL, including a multilayer structure, estimating snowpack properties as a function of the proportion of ice and air, freezing rain modelling and changes into compaction and maximum water holding capacity. The modelling was assessed with respect to SWE modelling and secondary snow characteristics such as snow heights and densities.

The sensitivity analysis showed that amongst the changes made to the Mo model, the precipitation threshold for adding a snow layer (S_i) was a highly sensitive parameter, while the ratio of the volume of air that can be filled in by water ($\%air$) and the settling maximum snow layer density ($\rho_{max,l}$) were insensitive. It should be noted that the changes made altered the sensitivity of other parameters. For example, while the melting temperature threshold at the air-snow interface became less sensitive (T_o), the melting rate at this interface (MR_{a-s}) increased. Similarly, the temperature precipitation threshold (T_s) was deemed prominent. In addition, the melting rate at the ground-snow interface (MR_{s-s}) became less sensitive, besides a light increase of sensitivity for the Necopastic GMON station. These modifications made the multilayer model more sensitive to phenomena at the snow-atmosphere interface. In addition, the melt rate at the snow-ground interface (MR_{s-s}) became generally less sensitive; emphasizing the influence of the atmosphere on snowpack melt rather than the snow-ground interface. This change in behavior is consistent with observations made by Lackner et al. (2022) who showed that temperature variations within the snowpack have amplitudes more similar to that of the atmosphere than those at the ground level.

The calibration/validation strategies illustrated that the multilayer model has a more robust behavior than the monolayer model with a global improved performance, increasing KGE by 0.1. When both models are calibrated using the full datasets, with respect to their relative performances in reproducing SWE, the results highlight some very good performances, with KGE values consistently greater than 0.9; thus, none of the two models gained an edge over the other. The reconstruction of precipitation records for the Lower Fantail and Wheaton GMON stations may have contributed to these performances, delivering the proper amount of water to the snowpack on the right day until the melt period. But for the Necopastic station, performances were still good even though precipitation records were not reconstructed. This suggests that reconstruction of precipitation for the two previous stations does not necessarily affect the conclusions of this paper. The modifications introduced in the Multi model made it possible to maintain a level of performance like Mo while also providing more flexibility for the

management of energy transfer within the snowpack. Given the good performances obtained by the HYDROTEL monolayer model, despite simplification of snowpack physics, the improved flexibility in energy management provides a significant asset for cases where SWE would not be modeled as well. Furthermore, from a hydrological modeling perspective, snowpack melt rates are crucial for estimating streamflow, snowpack heights being a somewhat secondary objective.

Although SWE modeling performances are rather similar, model behaviors for snow heights go in opposite directions. Indeed, the monolayer model overestimates snow heights when calibrated exclusively on SWE, while the multilayer model tends to be an order of magnitude consistent with observed heights, or even slightly underestimates them. For the Mo model, the height is only used to estimate compaction while affecting thermal diffusivity; it can also be adjusted to the calibrated maximum density. For the Multi model, while the height is used for compaction, it is also used to compute snowpack density, which is required for computations of thermal diffusivity, albedo, and maximum water retention. Since energy transfer by radiation governs snow melt, a low albedo increases the contributions due to radiations. During the spring snow melt, minimizing snowpack height implies high densities, which in return reduces albedo. An additional indication that simulated densities are larger than what may be observed in general can be inferred by a comparison reported by Keenan *et al.* (2021) between simulated and observed density profiles using the SNOWPACK model. The densities, that they observed, reached values of about 475 kg.m^{-3} at ground level, while the Multi model formed snow layers limited to 550 kg.m^{-3} , or 917 kg.m^{-3} for ice layers during the spring melt whose thicknesses exceeding 20 cm, which is unrealistic. Indeed, these densities are rather consistent with glacier densities (Cuffey *et al.*, 2010).

The attempt to model freezing rainfall indicated this phenomenon seldom occurred for all the tested parameter sets. Indeed, the required condition that the atmospheric temperature near the ground be negative may be very restrictive. This is not surprising given the fact that freezing rain occurs when precipitation crosses an air mass sufficiently cold, or for a sufficiently long time, so that raindrops undergo a heat deficit without changing phase.

The last result section showed that transforming the monolayer model into a multilayer model improves the simulation of the end date of the snowpack as well as the seasonal maximum SWE at the expense of its occurrence date. Oreiller *et al.* (2014) considered wind-induced transport of snow as a plausible explanation for SWE discrepancies for the Necopastic station. This could also be a plausible hypothesis for discrepancies for the other GMON stations, but that remains to be validated. The different approaches used by the multilayer and

monolayer models to estimate snow albedo can be interpreted in terms of the perimeter of the defined system. For the monolayer model, the albedo mimics the distribution of the radiative heat flux throughout the snow cover. While the approach used by the multilayer model in the distribution of this flux throughout the top layer Furthermore, the albedo of the monolayer model varies within a certain range during winter, before decreasing during the spring melt, whereas that of the multilayer model decreases throughout the winter. Based on observations made by Gray *et al.* (1987) and Stroeve *et al.* (2006), the behavior of the monolayer albedo is more correct, but the range of albedo values of the multilayer model remains coherent (albedo > 0.65 during winter). In other words: (i) the monolayer albedo is for the whole snow cover, (ii) the observed albedo is based on upgoing and outgoing radiation measurements, which depends on the depth of snow penetrated by shortwave radiation, and(iii) the albedo of the multilayer model is assumed to be that of the top snow layer only, whatever the thickness.

3.8 Conclusion

The HYDROTEL snow model is a monolayer, daily model, combining degree-day and physically based equations. This paper proposed a multilayer (Multi) alternative, modifying some of the fundamental equations, while preserving the overall computational structure while restricting the addition of new calibration parameters. These modifications increased the sensitivity of processes occurring at the atmosphere-snow interface and the ensuing energy balance of each snow layer, improving the realism of the model. While being overestimated by the monolayer model, snow heights are more accurately modeled with the multilayer model, although some departure remains in the form of underestimation. These underestimations resulted from the development of excessively dense, thick and persistent snow layers during melting periods. Despite this, the vertical density profiles became consistent, with the densest layers located at ground level. Also, SWE modeling performances were very good (KGE consistently above 0.9) for both models and the multilayer snow model is also more robust when tested on a validation period. By focusing on snowpack characteristics, the multilayer model improved estimations of snowpack end dates and maximum SWE but deteriorated the modeled dates of maximum SWE occurrence. These behavioral changes point towards a potential for improving snowmelt runoff and consequently spring high flows. As the frequency of the freezing rain will all likelihood increase in Eastern Canada given global warming (Cheng *et al.*, 2011), it would be relevant to find a parsimonious way to model these events, however, given the fact that it is primarily an atmospheric phenomena the challenge remains. Given the fact that the hydrological science community is becoming increasingly interested about rain-on-

snow events (i.e. Vickers *et al.* (2022); Hotovy *et al.* (2022); Bouchard *et al.* (2022); T. Yang *et al.* (2022) and Hotovy *et al.* (2023)), the suggested modifications can be viewed as a first step towards modelling them via the multilayer version of the HYDROTEL snow model.

4 MODELE DE NEIGE MONOCOUCHE OU MULTICOUCHE : IMPLICATION POUR LE MODELE HYDROLOGIQUE HYDROTEL SUR LA MODELISATION DU DEBIT

Auteurs :

Julien Augas ^{1*}, Alain N. Rousseau ¹, Etienne Foulon ¹

¹ Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau Terre Environnement, 40, rue de la Couronne, Québec, QC G1K A9, Canada

Titre de la revue ou de l'ouvrage :

Cet article est prêt à être soumis.

Contribution des auteurs :

Conceptualisation, J.A. et A.N.R. ; Méthodologie, J.A., A.N.R et E.F. ; Logiciel, J.A. ; Validation, J.A. et A.N.R. ; Analyse formelle, J.A. ; Gestion des données, J.A. ; Visualisation, J.A. et A.N.R. ; Rédaction de la version originale, J.A. ; Rédaction et révision, E.F et A.N.R. ; Supervision, A.N.R. ; Administration du projet, A.N.R. ; Acquisition du financement, A.N.R.

Lien entre l'article ou les articles précédents et le suivant :

Le second article montre que les modifications suggérées pour améliorer la modélisation de l'équivalent en eau de la neige fournissent des performances globales similaires à celle du modèle de neige original d'HYDROTEL, mais des progrès sont notés sur les caractéristiques liées à la fonte de la neige. Bien que ces modifications permettent d'améliorer la représentation physique du couvert nival, tout en ajoutant de la flexibilité sur les transferts de chaleur au sein de ce couvert nival, le comportement du modèle de neige modifié pour simuler les crues printanières reste inconnu. Ce troisième article s'intéresse donc au couplage de ce modèle modifié aux autres modules d'HYDROTEL, ce qui permet d'analyser la distribution du couvert nival modélisé et l'influence de la végétation sur ce dernier, tout en vérifiant si les améliorations identifiées dans le second article se concrétisent sur la simulation des débits.

4.1 Résumé

Le modèle hydrologique HYDROTEL possède un module de neige avec une structure monocouche qui a fait l'objet d'une évolution. Ces modifications consistent à considérer le manteau neigeux avec une structure multicouche composée de glace et d'air et à considérer l'effet de la pluie verglaçante sur le couvert nival. Cet article étudie l'influence des modifications pour améliorer la représentation physique de ce module sur la modélisation des débits. Les sites d'étude sont quatre bassins versants au Yukon et dix autres au Québec, Canada. Il s'avère que le modèle multicouche peut surestimer le nombre de couche modélisé, en fonction du type de végétation. Malgré cela, d'un point de vue hydrologique, les améliorations de la modélisation sur la dynamique de fonte de la neige sont confirmées. Aidés par une discrétisation des données météorologiques par bandes altitudinales, le modèle multicouche a eu pour conséquence de simuler des dynamiques de crue plus robustes en période de validation que le modèle monocouche, contribuant à améliorer les performances globales de modélisation de débit.

Mots clés : Débit, Glace/Air, Hydrologie, Modèle, Multicouche, Neige, Pluie verglaçante, Végétation

4.2 Introduction

Les bassins versants soumis à des précipitations neigeuses ont des débits fortement influencés par le couvert nival et sa fonte. Li *et al.* (2017) estiment en effet que la neige représente 53% du débit moyen total de l'ouest des Etats-Unis d'Amérique, bien qu'elle ne représente que 37% des précipitations totales. De plus, ils ont estimé qu'en région montagneuse, 71% du débit moyen annuel provient de la fonte du couvert nival. La simulation du couvert nival et de sa fonte représente alors un défi pour l'amélioration de la modélisation du débit dans ces bassins versants. Il existe des exemples comme Aygün *et al.* (2020) qui montre dans un bassin versant québécois, au Canada, que les cours d'eau, ainsi que les recharges souterraines, sont principalement alimentés par la fonte du couvert nival.

Afin de répondre à la problématique de modélisation du débit pour des bassins versants sous influence de la précipitation neigeuse, plusieurs modèles hydrologiques ont adopté, ou développé, des modèles de neiges. Par exemple, le modèle hydrologique VIC (« *Variable Infiltration Capacity* », (Liang *et al.*, 1994)) est ainsi un modèle à grande échelle semi-distribué qui simule la neige au sol, sur la canopée et à la surface des lacs glacés. Son module à base

physique représente la neige au sol sous la forme d'une structure bicouche, une couche au sol surmontée d'une fine couche (Andreadis *et al.*, 2009). Le modèle hydrologique SWAT (« Soil and Water Assessment Tool », (Arnold *et al.*, 1998)) simule le couvert nival de manière semi-distribué, sur une base physique à l'aide d'une équation de type degré/jour. Certains modèles hydrologiques utilisent des modèles de neige créés initialement purement pour la modélisation de neige, comme le « Canadian Hydrological Model » (Marsh *et al.*, 2020), qui propose d'utiliser les modèles de neige SNOBAL ou SNOWPACK. D'autres modèles hydrologiques conceptuel comme GR4J (« *Génie Rural à 4 paramètres journaliers* ») ont été couplé avec un modèle de neige à base conceptuel comme CEMANEIGE (Poissant *et al.*, 2017).

Le modèle hydrologique HYDROTEL (Fortin *et al.*, 2001; Turcotte *et al.*, 2003) est un modèle composé de différents modules, dédiés à différents phénomènes ; de la fonte de la neige jusqu'au routage de la production vers les cours d'eau. Il fonctionne au pas de temps journalier et l'unité spatiale de calcul est l'« Unité Hydrologique Relativement homogène » (UHRH), c'est-à-dire un versant alimentant un tronçon de rivière, ce dernier étant l'unité de calcul résultant de la discrétisation du cours d'eau. À l'origine, le modèle de neige d'HYDROTEL était monocouche à base physique, incluant une équation de bilan d'énergie et une de type degré/jour par type d'occupation du sol (Turcotte *et al.*, 2007). Les données d'entrées nécessaires à son fonctionnement sont des chroniques intra-journalières ou journalières de précipitations totales, et de températures atmosphériques maximales et minimales. Augas *et al.* (Deuxième article de la thèse) ont suggéré plusieurs modifications afin d'améliorer la représentation physique de ce modèle. Ces modifications consistaient à : (a) développer un modèle multicouche, (b) modifier les estimations de certaines variables en considérant la neige comme étant un mélange de glace et d'air, (c) reconsidérer la gestion énergétique des précipitations pluvieuses et la limite d'applicabilité de la compression du couvert nival et enfin, (d) considérer l'intégration de la modélisation de la pluie verglaçante. Cet article a montré que ces modifications permettent de modéliser de manière plus réaliste le couvert nival tout en améliorant la dynamique de fonte par rapport au modèle de neige original d'HYDROTEL.

L'objectif de cet article est de comparer le modèle de neige monocouche d'HYDROTEL, avec sa version incluant les modifications présentées dans Augas *et al.* (Deuxième article de la thèse), l'influence des modifications apportées au modèle de neige monocouche d'HYDROTEL sur les performances de modélisation des débits en trois étapes.

- (i) Les performances de modélisation des débits pour chaque modèle de neige sont comparées, puis la forme de l'hydrogramme printanier est analysée, c'est-à-dire les portions ascendantes et descendantes ainsi que la pointe de la crue printanière.
- (ii) Les représentations temporelle et spatiale des couverts nivaux sont analysées à l'échelle du bassin versant.
- (iii) Currier *et al.* (2022) ont observé que les dynamiques du couvert nival diffèrent selon la présence de végétation, car cette dernière intercepte une partie de la neige et limite la pénétration des radiations jusqu'au couvert nival, retardant la fonte printanière. Les modèles d'HYDROTEL ont été calés pour en tenir compte. Aussi, les relations entre les structures de neige modélisées par le modèle multicouche et les différents types de végétation sont investiguées afin d'observer si le modèle multicouche les représente de manière cohérente avec les observations, sans influence de l'utilisateur.

4.3 Méthodologie

4.3.1 Bassins versants d'étude

Dans le cadre de cette étude, plusieurs bassins versants canadiens ont été considérés ; incluant au Québec ceux des rivières Batiscan, Becancour, Ashuapmushuan, Chateauguay, Chaudière, Du Loup, Gatineau, Mistassini, Rouge et Yamaska et au Yukon, ceux des rivières Wheaton, Tutshi, Atlin et Yukon (voir Figure 4.1). Les données des bassins versants québécois proviennent de la thèse de Foulon (2018) et les données au Yukon d'une collaboration avec Yukon Energy Corporation (Samuel *et al.*, 2016).

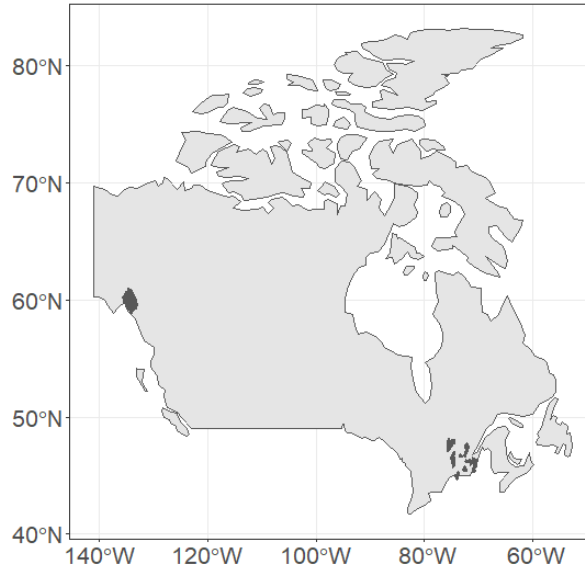


Figure 4.1 : Localisations des bassins versants d'étude au Québec et au Yukon, Canada

Les bassins versants québécois sont en grande majorité composés de végétation à feuilles caduques avec de vastes espaces ouverts (recouvrant entre 25 à 50% pour la moitié de ceux-ci). Le bassin et les sous-bassins de la rivière Yukon sont quant à eux principalement composés de milieux ouverts. Les végétations sont principalement des conifères pour les sous-bassins versants d'Atlin, de Tutshi et de Wheaton, alors que c'est la végétation à feuilles caduques pour le sous bassin versant du Yukon. Les différents bassins québécois et du Yukon présentent aussi une large gamme de superficie, permettant ainsi d'avoir une palette de bassins relativement différents en termes de végétation et de superficie. Le Tableau 4.1 résume ces dernières caractéristiques pour les différents bassins de cette étude, en notant qu'il n'y a pas de glacier sur les bassins québécois, ce qui est le cas pour le Yukon. Les occupations du sol au Yukon proviennent de CIRCA Canadian Land Cover Classification (2000), avec les absences de données corrigées par les données MODIS (2005), alors que les occupations du sol des bassins versants québécois proviennent du projet GlobCover (2009).

Tableau 4.1 : Occupations du sol (% et km2) pour les différents bassins versants au Québec et au Yukon.

Bassin versant \ Occupation du sol	Végétations à feuilles caduques (%)	Végétations de conifères (%)	Milieus ouverts (glaciers) (%)	Superficie Total (km ²)
Batiscan (BAT)	34.1	27.4	38.5	4365
Becancour (BEC)	43.8	5.3	50.8	2723
Ashuapmushuan (CHAM)	79.0	5.2	15.8	15490
Chateauguay (CHAT)	40.7	2.8	56.5	2477
Chaudière (CHAU)	42.0	12.2	45.7	5786
Du Loup (DUL)	39.0	18.1	42.9	855
Gatineau (GAT)	76.0	17.0	7.0	6830
Mistassini (MIS)	81.8	6.0	12.2	9603
Rouge (ROU)	69.2	25.4	5.4	5482
Yamaska (YAM)	41.5	0.9	57.6	1474
Atlin (AA006)	0.7	41.9	57.4 (9)	6992
Tutshi (AA013)	1.0	24.4	74.6 (4)	1000
Wheaton (AA012)	1.0	18.8	80.2 (2)	866
Yukon (AB001)	1.0	43.6	55.4 (5)	11066

4.3.2 Données météorologiques

Les bassins du Québec et du Yukon présentent deux types de climat différents. En effet, les températures mensuelles minimales et maximales ainsi que les précipitations totales annuelles, estimées sur la période 1981/2010, sont présentées au Tableau 4.2. Si les minimums des températures mensuelles sont globalement équivalents entre les bassins versants situés au Québec et au Yukon, les températures estivales sont plus chaudes au Québec d'environ 5°C et les précipitations annuelles y sont trois à cinq fois plus importantes. Ce sont alors deux types de climat qui sont intégrés dans l'étude. Le Yukon est localisé dans des régions écoclimatiques boréale, subalpine, et alpine mi-cordillère (Strong, 2013), alors que les

bassins du Québec sont dans des climats tempérés nordiques ou boréales (Saucier *et al.*, 1998).

Tableau 4.2 : Températures minimales (janvier) et maximales (juillet) ainsi que les précipitations totales annuelles pour la période 1981/2010 sur les différents bassins versants d'étude (Government of Canada. Environment and Climate Change Canada., 2021c-n)

BV	Station météorologique proche	Tmin (°C)	Tmax (°C)	Précipitation totale (mm)
Batiscan	Lac aux Sables	-19.5	25.1	1133
Becancour	St Ferdinand	-17.5	24.0	1228
Ashuapmushuan	Hemon	-26.6	23.8	989
Chateauguay	Ormstown	-13.8	26.1	965
Chaudière	St Ludger	-16.7	23	1086
Du Loup	St Alexis des Monts	-19.7	25.6	1072
Gatineau	Ste Anne du Lac	-21.1	24.4	1040
Mistassini	Hemon	-26.6	23.8	989
Rouge	La Macaza	-19.5	25.1	1029
Yamaska	Granby	-14.2	25.2	1215
Atlin	Atlin	-16.5	19	365
Tutshi	Atlin	-16.5	19	365
Wheaton	Whitehorse A	-19.2	20.6	262
Yukon	Whitehorse Riverdale	-20.4	21.6	282

Ce tableau tient compte des températures atmosphériques mensuelles minimales et maximales et de la moyenne des précipitations totales annuelles.

4.3.3 Données hydrométriques

Soumis à des climats différents, les bassins versants ont des comportements hydrologiques différents. Le Tableau 4.3 montre les périodes de calage et les périodes de validation des différents bassins versants. À noter que pour ces périodes, les débits des bassins versants peuvent être sous-glace, et donc leurs mesures peuvent en être perturbées. Pour

remédier à ce problème, seuls les débits mesurés entre le 15 mars et le 15 novembre de chaque année d'étude sont considérés pour les estimations des fonctions « objectifs ».

Tableau 4.3 : Périodes de calage et de validation pour les différents bassins versants d'étude.

Bassin versant	Période de calage	Période de validation
Batiscan	01/01/1982 - 01/10/1994	01/10/1998 - 01/10/2002
Becancour	01/01/1982 - 01/10/1994	01/10/1998 - 01/10/2001
Ashuapmushuan	01/01/1982 - 01/10/1994	01/10/1998 - 01/10/2002
Chateauguay	01/01/1982 - 01/10/1994	01/10/1998 - 01/10/2002
Chaudière	01/01/1982 - 01/10/1994	01/10/1998 - 01/10/2002
Du Loup	01/01/1982 - 01/10/1994	01/10/1998 - 01/10/2002
Gatineau	01/01/1982 - 01/10/1994	01/10/1998 - 01/10/2002
Mistassini	01/01/1982 - 01/10/1994	01/10/1998 - 01/10/2002
Rouge	01/01/1982 - 01/10/1994	01/10/1998 - 01/10/2002
Yamaska	01/01/1982 - 01/10/1994	01/10/1998 - 01/10/2002
Atlin	01/09/1994 - 01/09/2000	01/09/2000 - 01/09/2005
Tutshi	01/09/1994 - 31/12/1997	01/01/2001 - 01/09/2005
Wheaton	01/09/1994 - 01/09/2000	01/09/2000 - 01/09/2005
Yukon	01/09/1994 - 01/09/2000	01/09/2000 - 01/09/2005

Le Tableau 4.4 introduit les moyennes mobiles des débits journaliers sur 7 jours consécutifs minimum (Q_{7min}) et maximum (Q_{7max}) des différents bassins versants pour leurs périodes d'études respectives. Les bassins québécois ont des Q_{7min} variant entre 1.4 et 76 $m^3.s^{-1}$ et des Q_{7max} entre 78 et 1274 $m^3.s^{-1}$, alors que ceux au Yukon, les Q_{7min} varient entre 1.3 et 115 $m^3.s^{-1}$ et les Q_{7max} entre 39 et 471 $m^3.s^{-1}$.

Tableau 4.4 : Débits caractéristiques (Q_{7min} et Q_{7max}) des différents bassins versants sur les périodes d'études.

BV	Q_{7min} ($m^3.s^{-1} / L.s^{-1}.km^{-2}$)	Q_{7max} ($m^3.s^{-1} / L.s^{-1}.km^{-2}$)
Batiscan	22 / 5	480 / 110
Becancour	6 / 2	340 / 125
Ashuapmushuan	77 / 5	1274 / 82
Chateauguay	4 / 2	284 / 115
Chaudière	10 / 2	875 / 151
Du Loup	2 / 2	78 / 91
Gatineau	27 / 4	629 / 92
Mistassini	39 / 4	1081 / 113
Rouge	24 / 4	511 / 93
Yamaska	1 / 0.7	189 / 128
Atlin	29 / 4	246 / 35
Tutshi	3 / 3	57 / 57
Wheaton	1 / 1	39 / 45
Yukon	115 / 10	471 / 43

4.3.4 HYDROTEL

HYDROTEL est un modèle hydrologique continue et semi-distribué à base physique (Fortin *et al.*, 2001; Turcotte *et al.*, 2003). Ce modèle est régulièrement utilisé dans différentes études sur les débits ou sur les équivalents en eau de la neige (Savary *et al.*, 2009; Oreiller *et al.*, 2014; Mas *et al.*, 2018; Lucas-Picher *et al.*, 2020; Wu *et al.*, 2020a) et est à la base de l'Atlas Hydroclimatique du Québec méridional à l'horizon 2050 (Centre d'expertise hydrique du Québec, 2013; Centre d'expertise hydrique du Québec, 2015; Direction de l'expertise hydrique, 2018). HYDROTEL requière la discrétisation d'un bassin versant en une multitude d'UHRH

(Unité Hydrologique Relativement Homogène), représentant des versants rattachés à un tronçon du cours d'eau étudié. Les caractéristiques physiques sont alors considérées comme étant homogènes sur chacune de ces UHRH. Ces caractéristiques physiques sont déterminées à l'aide de PHYSITEL, un logiciel développé pour HYDROTEL, traitant les données SIG (Rousseau *et al.*, 2017). HYDROTEL modélise le débit des cours d'eau à partir de la discrétisation du bassin versant d'étude et en utilisant des modules modélisant des parties de la production et du transfert de l'eau vers le cours d'eau (exemple des modules utilisables : Rousseau *et al.* (2020)). Ces modules représentent certains traitements de données comme l'interpolation des données météorologiques, et les principaux processus physiques tels que la formation/fonte du couvert nival, la fonte des glaciers, la température et la profondeur de gel du sol, le potentiel d'évapotranspiration, les bilans d'eau verticaux, le transfert de l'eau vers le cours d'eau et le transfert de l'eau au sein du cours d'eau. Pour la suite de l'étude, les mêmes modules seront conservés à l'exception du module de neige qui fait l'objet de diverses modifications. L'interpolation des données météorologiques pour les différents UHRH est la moyenne pondérée (distances inverses) des trois stations météorologiques les plus proches de l'UHRH. La température du sol est estimée selon les équations de Rankinen. L'évapotranspiration potentielle est estimée selon les équations de Penman-Monteith. Le bilan d'eau vertical se calcule avec le module BV3C. Les écoulements vers et dans le réseau hydrographique sont estimés respectivement selon les équations d'onde cinématique et les équations d'onde cinématique modifié. Enfin, un module de fonte des glaciers dans les bassins versants, qui en contiennent, est également inclus dans le processus de modélisation des débits.

4.3.5 Modèles de neige

Le modèle de neige d'HYDROTEL (Turcotte *et al.*, 2007) est un modèle à base physique, ne nécessitant en données d'entrées que des données journalières de précipitations totales, et de températures atmosphériques maximales et minimales. Le couvert nival y est simulé sous la forme d'une structure monocouche. Les bilans d'énergie et de masse incluent ainsi les précipitations liquides et solides, les apports de chaleur dus aux radiations, les pertes de chaleur par conduction, les apports de chaleur provenant du sol, les apports de chaleur dus à la rétention d'eau et la compression du couvert nival.

Augas *et al.* (Deuxième article de la thèse) montrent qu'il est possible d'améliorer la représentation physique de ce modèle de neige en utilisant une structure multicouche. Il est

aussi suggéré de modifier l'estimation de certaines variables en considérant que la neige est un matériau composite, c'est-à-dire composé de glace et d'air. De plus, il devient possible d'intégrer la modélisation de la pluie verglaçante. En effet, de plus en plus d'étude s'intéressent à l'influence de la pluie sur le couvert nival, comme la récente amélioration apportée au modèle SWAT (Myers *et al.*, 2021), notamment le phénomène de pluie pouvant geler au contact d'une surface telle que le couvert nival (Barszcz *et al.*, 2018). Par ailleurs, les gestions de la compression et de la pluie sur le couvert nival du modèle de neige d'HYDROTEL ont aussi été modifiées. Augas *et al.* (Deuxième article de la thèse) ont alors montré que ces différentes modifications améliorent la modélisation du couvert nival, notamment la dynamique de la période de la fonte, bien que les dates d'occurrence des équivalents en eau maximal saisonnier soient légèrement détériorées.

Tel que le module de glacier, avec une fonte de type degré-jour, dans HYDROTEL (Rousseau *et al.*, 2020), le modèle de neige original existe dans une forme considérant les bandes altitudinales. Dans les faits, cette modification consiste à extrapoler les données d'entrées sur des bandes altitudinales afin d'améliorer la précision de modélisation des glaciers. Pour la suite de cette étude, afin de modéliser le débit tout en considérant la fonte des glaciers existants, le modèle de neige, proposé par Augas *et al.* (Deuxième article de la thèse), utilise les données météorologiques extrapolées provenant de l'estimation des bandes altitudinales.

Comme plusieurs versions de modèles de neige vont être étudiées afin de comparer les apports de chaque modification sur la simulation des débits, plusieurs dénominations vont coexister dans cet article. Ainsi, lorsque le modèle de neige monocouche original est utilisé, il est mentionné par « Mo » pour « Monolayer », sachant qu'il ne modélise pas les glaciers. Quand le modèle de neige initial intègre les bandes altitudinales pour une discrétisation verticale supplémentaire des données météorologiques au sein des UHRHs, nécessaire pour le fonctionnement du module de fonte de glacier, cette configuration est sous l'appellation « MoB » (« Monolayer with Band »). Enfin, le modèle de neige intégrant l'ensemble des modifications suggérées, et qui utilise les données météorologiques discrétisées selon les altitudes, est dénommé « MultiB » (« Multilayer »).

4.3.6 Méthodologie

Les différents modules du modèle hydrologique HYDROTEL présentent des paramètres de calages, dont la liste et les gammes de variations sont présentées dans le Tableau 4.5. Les

modules dans lesquels ces paramètres sont utilisés et leurs interventions dans les différentes versions de modèles de neige y sont également inscrits.

Tableau 4.5 : Paramètres de calages des différents modules d'HYDROTEL et leurs gammes de variations.

Sigle (unité)	Paramètre	Module	Limite inférieure de calage	Limite supérieure de calage
PPN (°C)	Température de séparation de la précipitation	Interpolation données	-5	5
GRADP (mm/100m)	Gradient vertical de précipitation	Interpolation données	0	3
GRADT (°C/100m)	Gradient vertical de température	Interpolation données	-2	0
TFSN (mm/j)	Taux de fonte à l'interface sol/neige	Neige	0.1	2
DMAX (kg.m ⁻³)	Masse volumique maximale du couvert nival	Neige (« Mo », « MoB »)	250	550
CTAS (-)	Coefficient de tassement	Neige	0.0001	0.1
TSFC (°C)	Température seuil de fonte à l'interface atmosphère/neige en milieu conifère	Neige	TSFF	TSFF + 5
TSFF (°C)	Température seuil de fonte à l'interface atmosphère/neige en milieu feuillu	Neige	-3	3
TSFO (°C)	Température seuil de fonte à l'interface atmosphère/neige en milieu ouvert	Neige	TSFF - 5	TSFF
TFANC (mm/j)	Taux de fonte à l'interface atmosphère/neige en milieu conifère	Neige	0.5 x TFANF	TFANF
TFANF (mm/j)	Taux de fonte à l'interface atmosphère/neige en milieu feuillu	Neige	1	20
TFAN (mm/j)	Taux de fonte à l'interface atmosphère/neige en milieu ouvert	Neige	TFANF	2 x TFANF
SCOUC (mm)	Seuil de création de couche de neige en milieu conifère	Neige (« MultiB »)	0	100
SCOUF (mm)	Seuil de création de couche de neige en milieu feuillu	Neige (« MultiB »)	0	100
SCOUD (mm)	Seuil de création de couche de neige en milieu ouvert	Neige (« MultiB »)	0	100
FTEP (-)	Coefficient multiplicatif d'optimisation de l'ETP	Penman-Monteith	0.5	1.5
Z1 (m)	Épaisseur 1 ^{re} couche sol	BV3C	0.025	0.6
Z2 (m)	Épaisseur 2 nd e couche sol	BV3C	0.05	1.5
Z3 (m)	Épaisseur 3 ^e couche sol	BV3C	0.5	3
CR (m/h)	Coefficient de récession	BV3C	3.3 10 ⁻⁸	2 10 ⁻³
TXGLAC (mm)	Taux de fonte des glaciers	Glacier (« MoB », « MultiB »)	0.1	12
SGLAC (°C)	Température seuil de fonte des glaciers	Glacier (« MoB », « MultiB »)	-4	4

Pour caler les différents modèles sur les débits, le logiciel OSTRICH (Matott, 2017) a été utilisé. Celui-ci permet de faire un choix parmi une liste de méthodes de calage automatique. Parmi les algorithmes proposés par Ostrich, l’algorithme de calage retenu est le *Pareto Archived Dynamically Dimensioned Search* (PADDs) (Asadzadeh *et al.*, 2013).

Cet algorithme a besoin de fonction « objectif » pour évaluer les performances de modélisation. Ainsi, les deux fonctions « objectif » retenus sont le coefficient de Kling-Gupta (KGE) (équation 4.1) (Gupta *et al.*, 2009), pour sa capacité à favoriser la reproduction des hauts débits, et le coefficient de Nash sous sa forme logarithmique ($Nash_{log}$) (équation 4.2) (Nash *et al.*, 1970) pour sa capacité à favoriser la reproduction des bas débits.

Équation 4.1 : Formule du coefficient de Kling-Gupta

$$KGE = 1 - \left[\left(1 - \mu_s/\mu_o\right)^2 + \left(1 - \sigma_s/\sigma_o\right)^2 + (1 - r)^2 \right]^{1/2}$$

Où μ_s et μ_o sont les moyennes des séries simulées (s) et observées (o),

σ_s et σ_o sont les écart-types des séries simulées et observées,

r est le coefficient de corrélation de Pearson.

Équation 4.2 : Formule du coefficient de Nash-Sutcliffe dans sa forme logarithmique

$$Nash_{log} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n \left(\log(Q_{s,i}) - \log(Q_{o,i}) \right)^2}{\sum_{i=1}^n \left(\log(Q_{o,i}) - \log(\overline{Q_o}) \right)^2}$$

Où $Q_{s,i}$ est le débit simulé au pas de temps i ,

$Q_{o,i}$ est le débit observé au pas de temps i ,

$\overline{Q_o}$ est la moyenne des débits observés.

Selon le modèle de neige utilisé, le calage du modèle hydrologique HYDROTEL concerne respectivement 17, 19 et 21 paramètres pour respectivement les modèles de neige « Mo », « MoB » et « MultiB ». Pour respecter l’esprit des recommandations sur DDS de Tolson *et al.* (2007) en ce qui concerne l’algorithme PADDs, mais appliquées à deux critères de performances au lieu d’un seul, les différentes configurations d’HYDROTEL sont calées afin de former 10 essais de 200 itérations, soit 10 différents fronts de Pareto. Ces fronts de Pareto sont ensuite combinés en un unique front de Pareto, constitué des jeux de paramètres dominant des différents fronts de Pareto obtenus par calage.

Les jeux de paramètres optimaux retenus pour chaque modèle, sur chaque bassin versant, sont ceux qui font le meilleur compromis entre les KGE et les coefficients de Nash dans sa forme logarithmique, simultanément sur les périodes de calage et de validation. Les ensembles de jeux de paramètres optimaux par modèle sont comparés via la comparaison des médianes selon le test de Friedman, puis le test « Wilcoxon Rank Sum » est appliqué pour déterminer quel modèle possède une médiane différente significativement de celles des autres ensembles. Ces tests statistiques permettent alors la comparaison des performances de modélisation entre les modèles, des périodes de calage puis des périodes de validation.

Pour vérifier les influences des modèles de neige sur les débits de fonte, cette étude s'attardera aux performances sur les périodes de crue et sur les périodes de décrue, des débits printaniers maximaux et leurs dates d'occurrence. Pour construire les jeux de données nécessaires à ces comparaisons, les dates sur chaque année où le débit maximum observé est atteint sont extraites, ainsi que les valeurs de ces débits. Les débits maximaux modélisés et leurs dates d'occurrences sont également extraits. Pour chaque modèle, sur chaque bassin versant, il y a donc quatre ensembles de données. À ceci s'ajoute deux ensembles de débit de crue, c'est-à-dire composé des débits journaliers modélisés et observés couvrant les trente jours précédant chacune des dates où le débit maximal observé est atteint. De même, il y a deux ensembles de débits de décrue, couvrant les 90 jours suivant les dates où les débits maximaux observés se sont produits. La comparaison des régressions linéaires obtenues permet d'étudier si tel modèle modélise mieux les débits en période de crue, en période de décrue, leurs maximums ou dates d'occurrence. Avant d'appliquer les tests de Friedman et de Wilcoxon, les pentes de régression linéaire subissent une transformation avant d'accorder le même niveau d'erreur si ces pentes sont supérieures ou inférieures à 1 avec le même écart, ce qui signifie une surestimation ou une sous-estimation par rapport à l'objectif de modélisation. Cette transformation prend la forme suivante (équation 4.3), afin de prendre que des valeurs positives, et dont la valeur minimale de 0, correspond à la valeur optimale :

Équation 4.3 : Transformation des pentes de régression linéaire

$$pente_{modifiée} = abs(1 - pente_{reg})$$

Où $pente_{modifiée}$ est la pente de la régression linéaire transformé,

$pente_{reg}$ est la pente de la régression linéaire entre les ensembles de données modélisées et les ensembles de données observées.

Enfin, la structure multicouche du modèle « MultiB » n'étant pas contrôlée directement par l'utilisateur, qui ne gère que le seuil de précipitation neigeuse nécessaire à la création d'une

couche de neige distincte des autres couches de neige, cette dernière partie d'étude consiste à observer comment ce modèle de neige a structuré le couvert nival avec des paramètres optimisés pour la modélisation des débits, selon le type de végétation, que sont les milieux conifère, feuillu et ouvert. Ainsi, le nombre maximal de couches de neige est extrait par type de végétation pour chaque UHRH, formant ainsi trois ensembles pour chaque modèle, par bassin versant. Les tests statistiques entre ces trois ensembles, permettent de déterminer si les structures de couvert nival sont distinctes selon le type de végétation.

4.4 Résultats

4.4.1 Modélisation des débits

La première étape de l'étude consiste à comparer les performances de chacun des modèles, obtenues par l'algorithme de calage PADDs, qui sont affichées à la Figure 4.2. Le Tableau 4.6 montre les p-values des tests de Friedman entre les modèles, pour les KGE et $Nash_{log}$ des périodes de calage et de validation. Les cellules bleues indiquent pour quelle fonction « objectif » au moins un des modèles performe différemment des autres, avec un risque d'erreur de 5%.

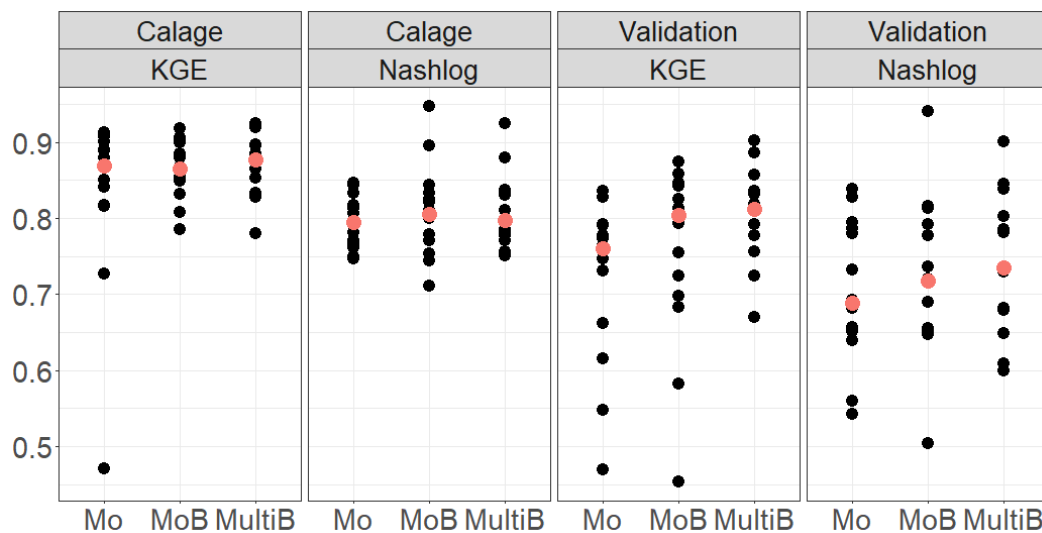


Figure 4.2 : Métriques de performances de modélisation des débits sur les 14 bassins versants pour chaque modèle, pour les périodes de calage et de validation. Le jeu de paramètres orange correspond à la médiane des performances

Tableau 4.6 : Statistiques du test de Friedman pour comparer les performances des différents modèles sur les périodes de calage et de validation, sur les KGE et les Nash_{log}

	Calage		Validation	
	KGE	Nash _{log}	KGE	Nash _{log}
p-values	0.40	0.14	0.01	0.22

Les cellules bleues sont les couples de modèles où les médianes sont significativement différentes avec un risque d'erreur de 5%.

Le Tableau 4.6 indique ainsi que tous les modèles présentent des niveaux de performances similaires, mis à part pour les KGE en période de validation, ce qui suggère que le gain peut être dû à une amélioration des hauts débits. Pour déterminer quel modèle sous-performe ou surperforme par rapport aux autres, le test « Wilcoxon Rank Sum » est appliqué entre chaque couple possible de modèle, sur cette métrique de performance. Le Tableau 4.7 introduit les p-values des tests de Wilcoxon sur le KGE de la période de validation. L'écart de performance entre les modèles « Mo » et « MultiB » est suffisamment important pour faire ressortir une différence significative en faveur de « MultiB », alors que le modèle « MoB » reste statistiquement similaire à ces deux modèles.

Tableau 4.7 : Statistiques des tests de Wilcoxon entre chaque couple de modèle, pour le KGE de la période de validation.

	Mo	MoB	MultiB
Mo	-	0.30	0.002 (MultiB)
MoB	0.30	-	0.08
MultiB	0.002 (MultiB)	0.08	-

Les cellules bleues sont les couples de modèles où les médianes sont différentes avec un risque d'erreur de 5% et le modèle entre parenthèses possède la meilleure médiane du couple.

La Figure 4.3 présente les valeurs des paramètres calés, relatifs à la modélisation du couvert nival, pour chacun des trois modèles de neige. Afin de faciliter la comparaison entre les paramètres, leurs valeurs sont normalisées selon l'équation 4.4 :

Équation 4.4 : Normalisation des paramètres calés

$$P_{u,i,j} = \frac{P_{c,i,j} - \min_{j=1 \rightarrow 14}(P_{c,i,j})}{\max_{j=1 \rightarrow 14}(P_{c,i,j}) - \min_{j=1 \rightarrow 14}(P_{c,i,j})}$$

Où $P_{u,i,j}$ est la valeur transformée du paramètre,

$P_{c,i,j}$ est la valeur du paramètre pour le modèle i , sur le j^{e} bassin versant.

Cette Figure 4.3 permet de mettre en évidence certains comportements dus aux modifications du modèle de neige. Dans un premier temps, la compression $CTAS$ dans chaque couche de neige est un peu plus élevée dans le modèle « MultiB » que dans les modèles monocouches. De même, l'apport de chaleur provenant de l'interface sol/neige $TFSN$ est globalement légèrement plus intense. Enfin, les apports de chaleur par les radiations sont sensiblement modifiés pour le modèle « MultiB » sur chaque type de végétation, car ces apports générés par les modèles monocouches sont plus tardifs (selon les températures seuils de fonte $TSFC$, $TSFF$ et $TSFO$) qu'avec le modèle « MultiB » et également moins intenses (via les taux de fonte journaliers $TFANC$, $TFANF$ et $TFANO$).

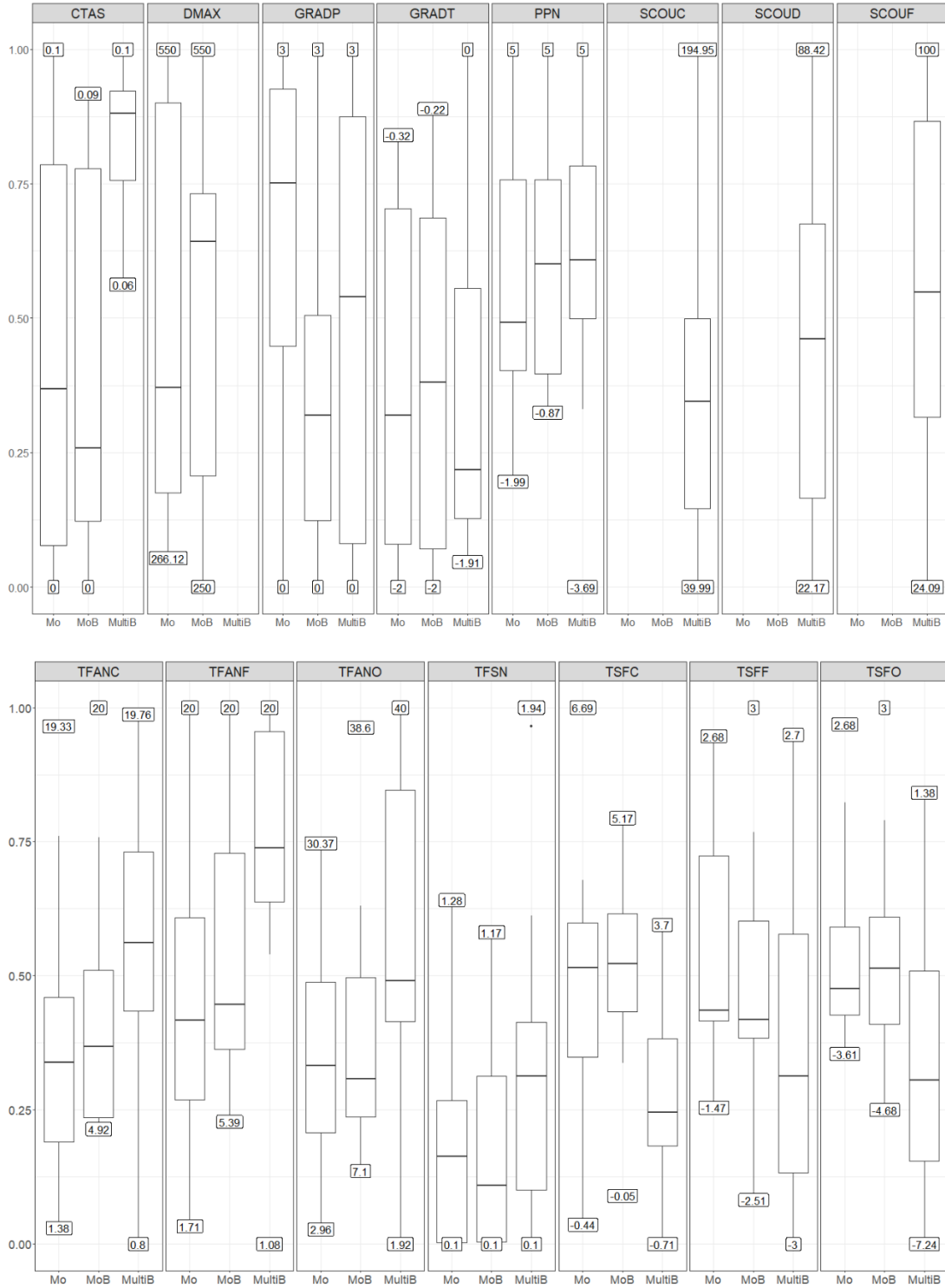


Figure 4.3 : Paramètres calés relatifs à la modélisation du couvert nival sur tous les bassins versants pour chacun des trois modèles de neige. Les valeurs maximales et minimales des paramètres calés sont affichées.

4.4.2 Caractéristiques des hydrogrammes annuels moyens

Pour revenir à l'analyse des débits modélisés, comme la fonte d'un couvert nival provoque une période de crue suivi d'une période de décrue dans les cours d'eau, il est possible de s'intéresser uniquement aux modélisations de débits pour ces deux périodes, ainsi qu'à la modélisation des débits maximaux et à leurs dates d'occurrence. La Figure 4.4 montre les chroniques de débits journaliers moyennés annuellement pour le bassin versant Ashuapmushuan pour les périodes de calage et de validation. Les mêmes graphiques pour tous les bassins versants sont dans le document supplémentaire (Figure 9.1 à Figure 9.14).

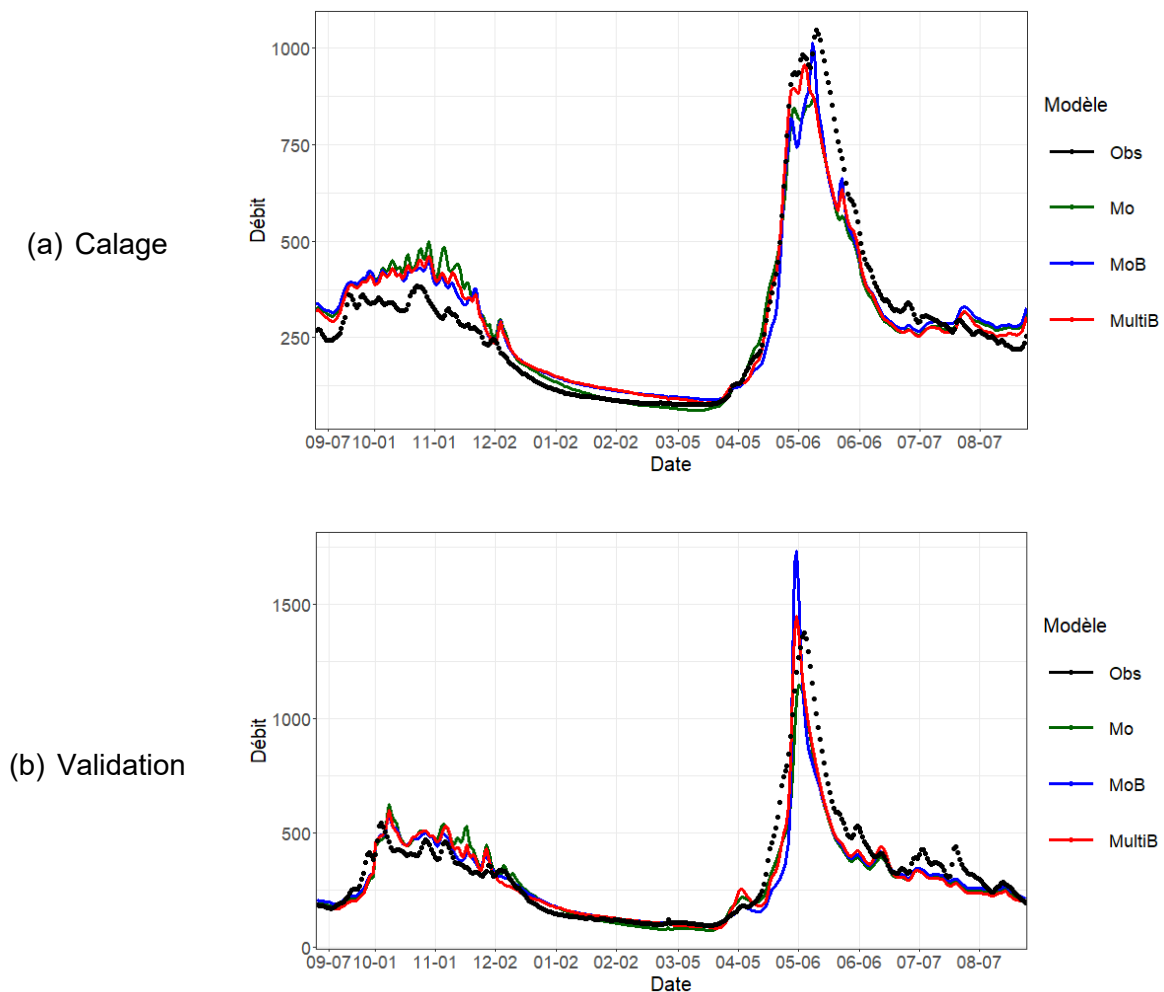


Figure 4.4 : Débits journaliers moyennés annuellement sur le bassin versant d' Ashuapmushuan pour : (a) la période de calage et (b) la période de validation. La ligne discontinue représente les débits observés

Sur ces graphiques, il est possible de noter que pour les périodes de calage et de validation, le modèle « MultiB » simule globalement le mieux les pics de crue, ainsi que les

périodes de crues et de décrues. Entre les deux configurations de modèles de neige monocouche, le modèle « MoB » qui utilise les bandes altitudinales pour les données météorologiques permet légèrement de mieux évaluer les débits.

Dans un premier temps, comparons les modélisations en période de crue. La Figure 4.5 montre les pentes modifiées de régression linéaire et les coefficients de détermination, sur chaque bassin versant, des débits modélisés pour la période de crue, pour les périodes de calage et de validation. Les résultats sont regroupés par modèle. Les coefficients de détermination sont globalement corrects, car ils sont à minima proche de 0.7 pour les périodes de calage et de validation (et 0.6 pour le modèle « Mo » en période de calage) et leurs médianes se situent entre 0.85 et 0.89.

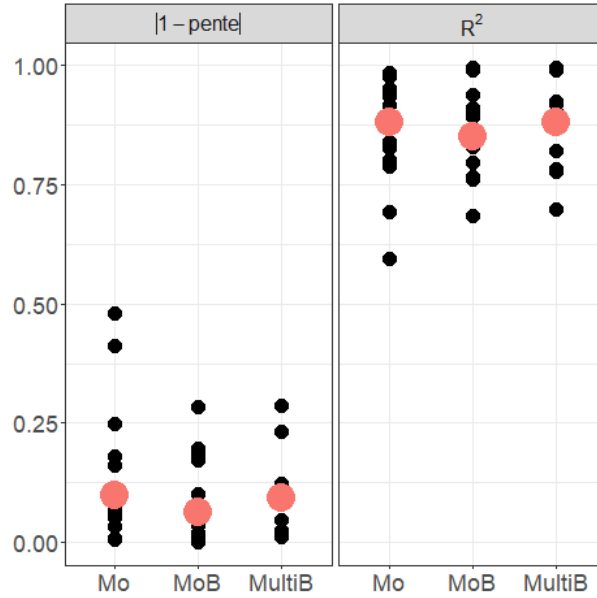
Le Tableau 4.8 récapitule les p-values des tests de Friedman appliqué sur les pentes de régression linéaires sur les périodes de calage et de validation.

Tableau 4.8 : Valeurs des p-values des tests de Friedman appliqués sur les régressions linéaires des débits de crue (pente), pour les périodes de calages et de validation.

	Calage	Validation
Pente	0.40	1.0.10 ⁻³

Les cellules bleues indiquent un rejet de l'hypothèse d'égalité des médianes avec un risque d'erreur de 5%.

(a) Calage



(b) Validation

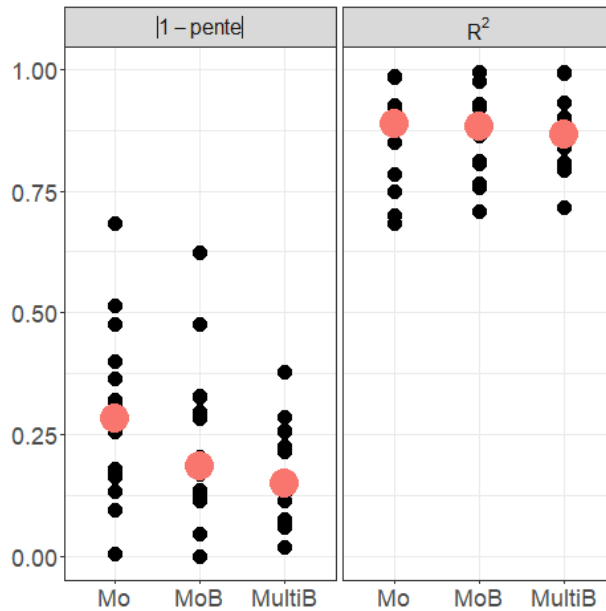


Figure 4.5 : Pentés modifiées et coefficients de détermination des régressions linéaires des différents modèles sur la période de crue pour : (a) la période de calage et (b) la période de validation. Les jeux de paramètres orange correspondent aux médianes de performance.

Il y a une différence de performance pour les médianes des pentés de régression linéaire sur la période de validation. Afin de visualiser quel modèle performe différemment des autres modèles, le test de Wilcoxon est appliqué sur les pentés en période de validation. Le Tableau 4.9 compare les p-values des tests de Wilcoxon appliqués sur chaque couple de modèle.

Tableau 4.9 : Valeurs des p-values des tests de Wilcoxon appliqués sur les pentes de régression linéaires en période de validation.

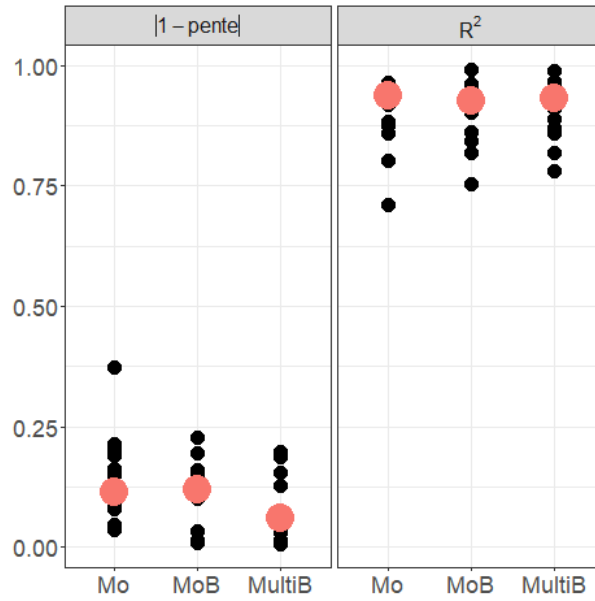
	Mo	MoB	MultiB
Mo	-	0.058	0.004 (MultiB)
MoB	0.058	-	0.15
MultiB	0.004 (MultiB)	0.15	-

**Les cellules bleues indiquent un rejet de l'hypothèse d'égalité des médianes avec un risque d'erreur de 5%.
Les modèles entre parenthèses indiquent quel modèle performe mieux dans le couple de modèle testé.**

Les tests de Wilcoxon montrent une supériorité du modèle « MultiB » sur le modèle « Mo ». Le modèle « MoB » performe aussi bien que tous les modèles.

Ensuite, comparons les modélisations en période de décrue. La Figure 4.6 montre les pentes modifiées de régression linéaire et les coefficients de détermination, sur chaque bassin versant, des débits modélisés pour la période de décrue, pour les périodes de calage et de validation. Les résultats sont regroupés par modèle. Les coefficients de détermination sont globalement corrects car ils sont régulièrement supérieurs à 0.75, bien que le minimum soit 0.63 pour le modèle « Mo » sur les deux périodes et 0.68 en période de validation pour le modèle « MultiB ». Les médianes de ces coefficients de détermination sont supérieures à 0.87 pour tous les modèles.

(a) Calage



(b) Validation

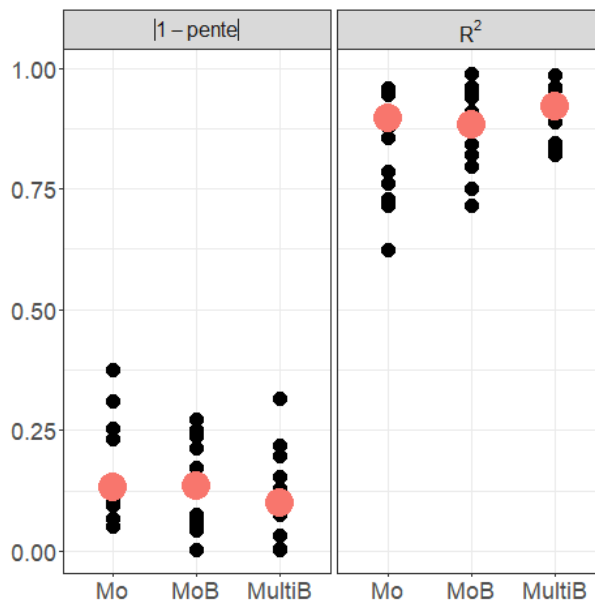


Figure 4.6 : Pentés modifiées de régression linéaire et coefficients de détermination des différents modèles sur la période de décrue pour : (a) la période de calage et (b) la période de validation. Les jeux de paramètres orange correspondent aux médianes de performance.

Le Tableau 4.10 récapitule les p-values des tests de Friedman appliqué sur les pentés de régression linéaires sur les périodes de calage et de validation.

Tableau 4.10 : Valeurs des p-values des tests de Friedman appliqués sur les régressions linéaires des débits de décrue (pente), pour les périodes de calages et de validation.

	Calage	Validation
Pente	0.14	0.06

Ainsi, la modélisation des périodes de décrue ne présente pas de différence statistique entre les différents modèles de neige.

Pour cette 3e série de comparaison, comparons les modélisations des pics de crue. La Figure 4.7 montre les pentes modifiées de régression linéaire et les coefficients de détermination, sur chaque bassin versant, des pics de crue modélisés pour les périodes de calage et de validation. Les résultats sont regroupés par modèle. Les coefficients de détermination sont très bons, car les médianes des ensembles les regroupant sont constamment supérieures à 0.93.

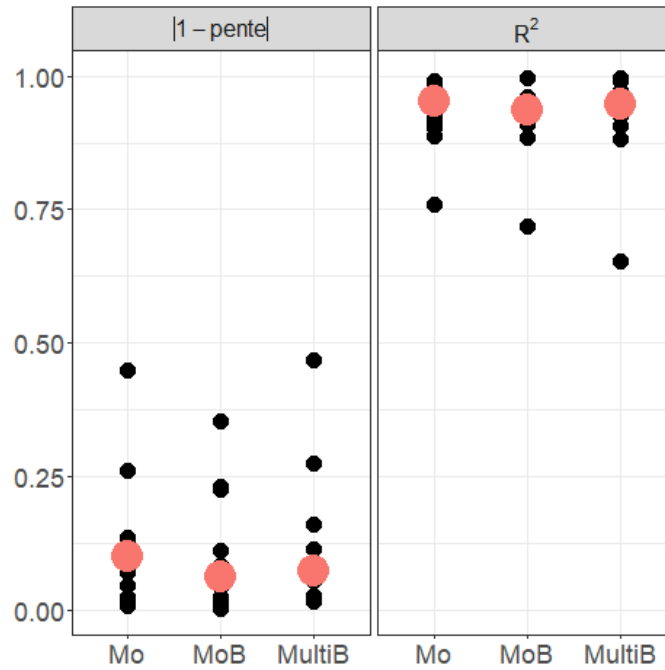
Le Tableau 4.11 récapitule les p-values des tests de Friedman appliqué sur les pentes de régression linéaires sur les périodes de calage et de validation.

Tableau 4.11 : Valeurs des p-values des tests de Friedman appliqués sur les régressions linéaires des pics de débit de crue (pente), pour les périodes de calages et de validation.

	Calage	Validation
Pente	0.53	0.61

Selon les tests de Friedman, aucun modèle ne simule statistiquement différemment les pics de crues sur les périodes de calage et de validation.

(a) Calage



(b) Validation

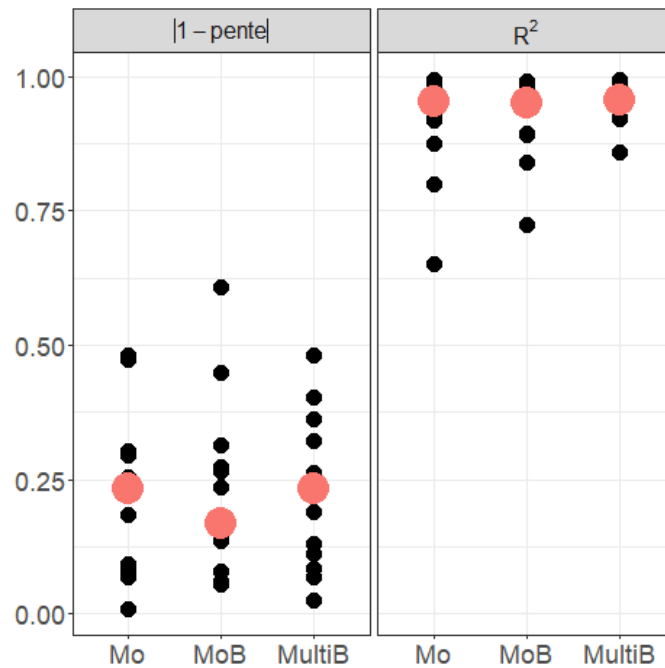


Figure 4.7 : Pentas modifiées de régression linéaire et coefficients de détermination des différents modèles sur les pics de crue pour : (a) la période de calage et (b) la période de validation. Les jeux de paramètres orange correspondent aux médianes de performance.

Enfin, comparons les modélisations des dates d'occurrences des pics de crue. La Figure 4.8 présente les pentes modifiées de régression linéaire et les coefficients de détermination, sur

chaque bassin versant, des dates d'occurrence des pics de crue modélisés pour les périodes de calage et de validation. Les résultats sont regroupés par modèle. Les coefficients de détermination sont également corrects, car leurs médianes sont supérieures à 0.95.

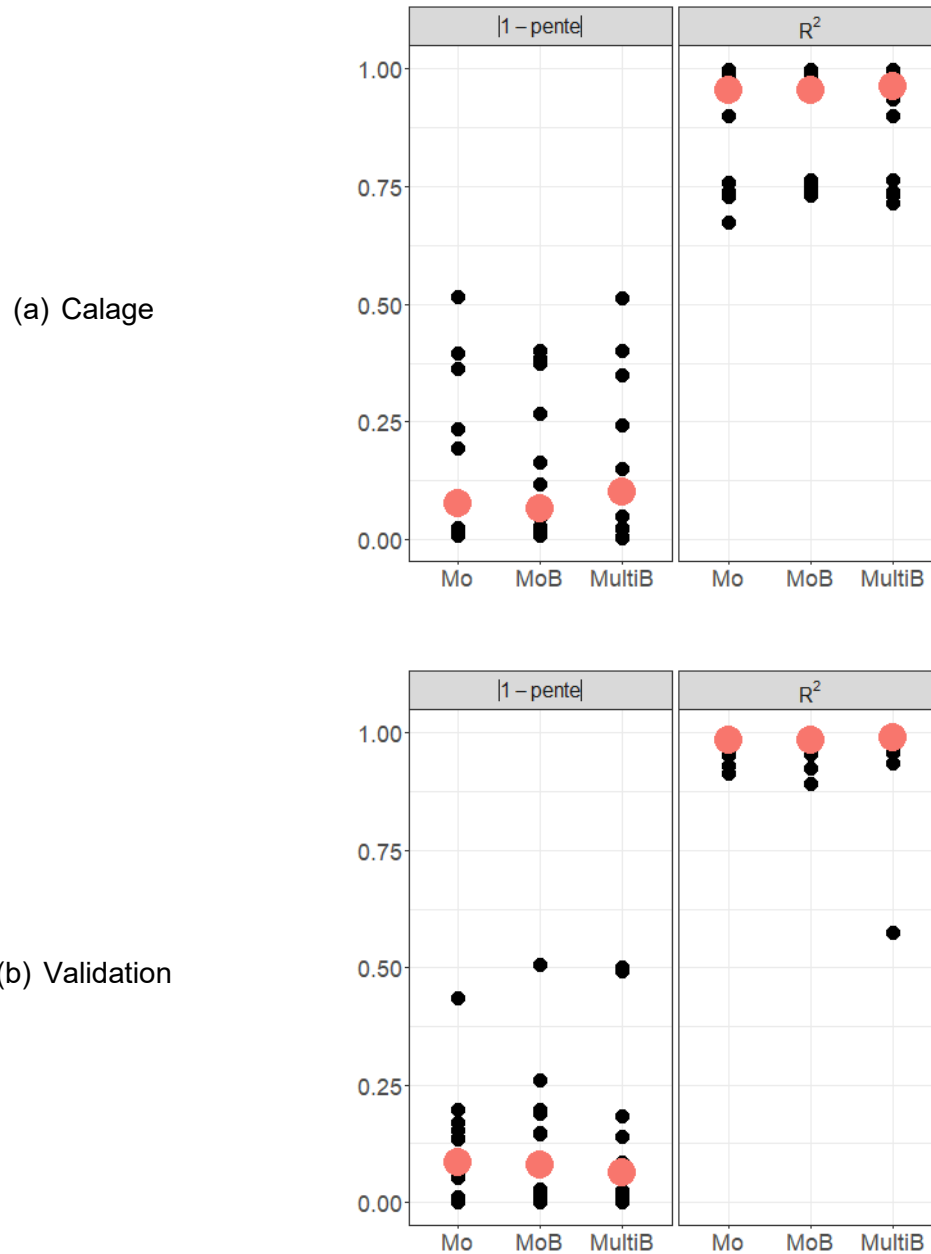


Figure 4.8 : Pentas modifiées de régression linéaire et coefficients de détermination des différents modèles sur les dates d'occurrence des pics de crue pour : (a) la période de calage et (b) la période de validation. Les jeux de paramètres orange correspondent aux médianes de performance.

Le Tableau 4.12 récapitule les p-values des tests de Friedman appliqué sur les pentes de régression linéaires sur les périodes de calage et de validation.

Tableau 4.12 : Valeurs des p-values des tests de Friedman appliqués sur les régressions linéaires des dates d'occurrence des pics de débit de crue (pente), pour les périodes de calages et de validation.

	Calage	Validation
Pente	0.95	0.57

Ici aussi, aucun modèle n'améliore significativement les dates d'occurrence des pics de crues printanières.

4.4.3 Structure du couvert nival selon le type de couvert du sol

Pour terminer cette étude, il faut rappeler que la modélisation des couches de neiges en multicouche dépend du type de végétation de l'UHRH modélisé. L'intérêt est ici d'analyser comment le modèle de neige « MultiB » a modélisé un couvert nival multicouche selon le type de végétation, avec des paramètres calés sur les débits. Les Figures 4.9 et 4.10 introduisent les nombres de couches de neiges modélisés sur les bandes altitudinales de chaque UHRH, sur chaque bassin versant pour les périodes de calage et de validation.

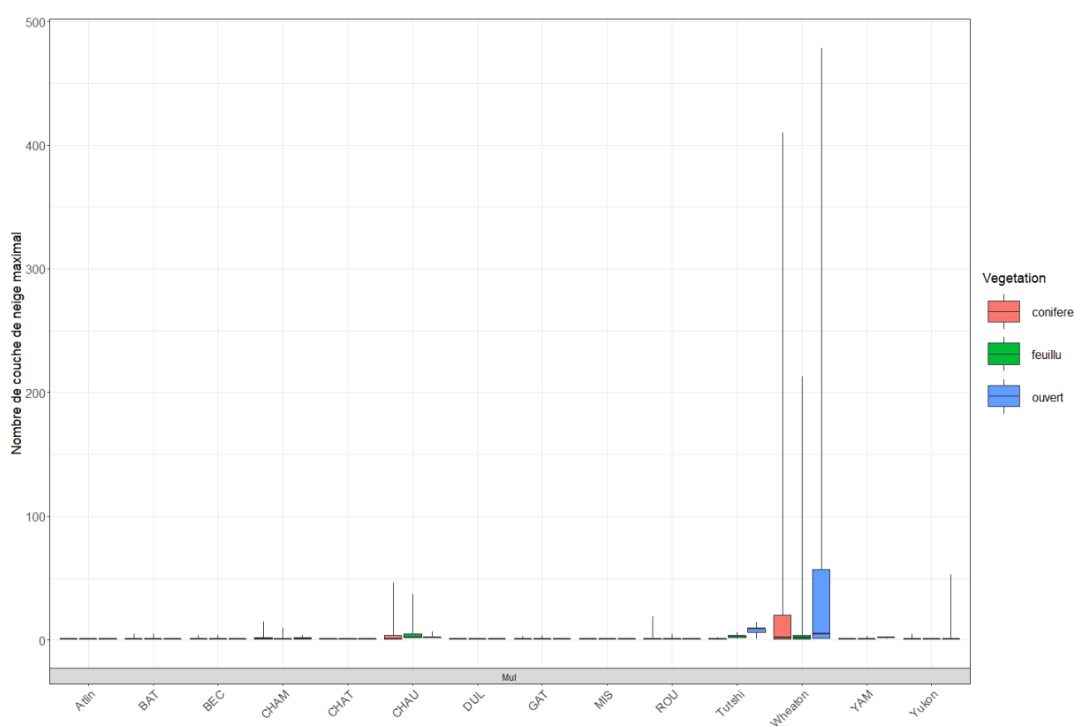


Figure 4.9 : Nombre de couche maximal modélisé par les différents modèles sur les UHRH des bassins versants d'étude sur la période de calage.

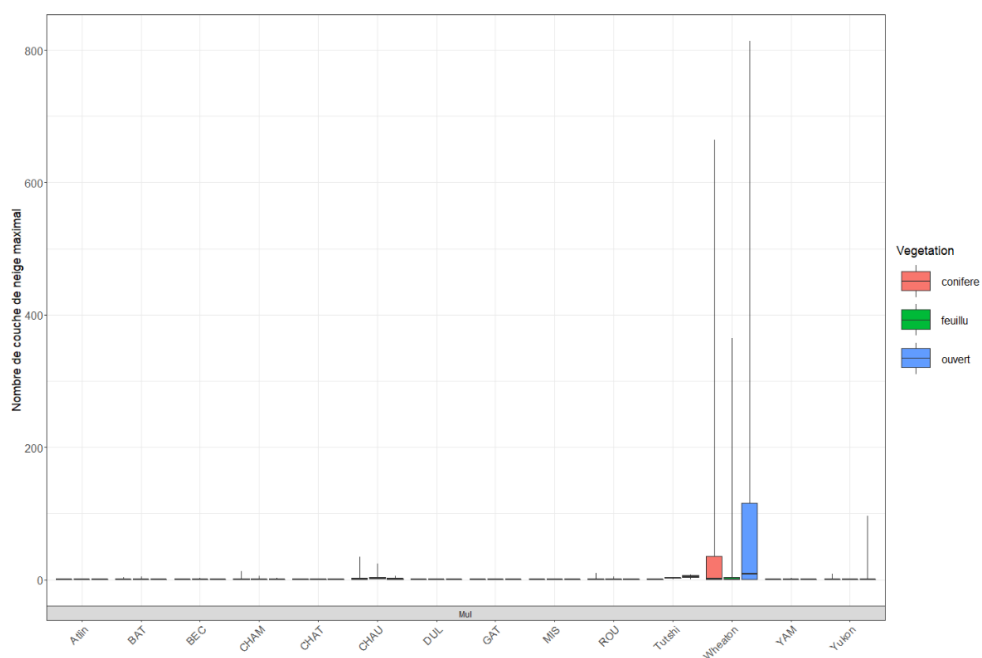


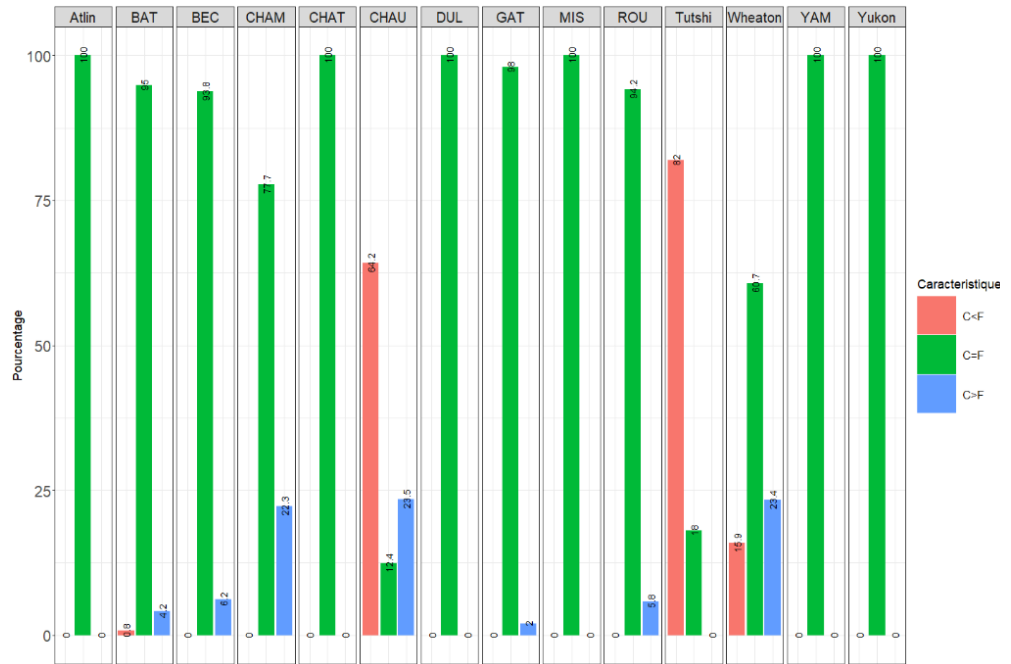
Figure 4.10 : Nombre de couche maximal modélisé par les différents modèles sur les UHRH des bassins versants d'étude sur la période de validation.

Bien que sur certaines bandes altitudinales, le nombre de couche de neige modélisé peut être supérieure à 100, une écrasante majorité d'UHRH ont vu leur structure de neige n'être composée, au maximum, de moins de dix couches de neiges, (c'est-à-dire environ 90% des bandes altitudinales de l'ensemble des bassins versants, à la fin de la période de validation). Il s'agit d'un nombre raisonnable de couche de neige modélisé, car comme Monti *et al.* (2012) ont observé entre 7 et 20 couches de neige au sol lors de leur étude. De même, Brun *et al.* (1992) ont observé jusqu'à 13 couches de neige distinctes sur le couvert nival de leur étude.

Comme le montrent Gubler *et al.* (1991), la stratification du couvert nival est plus difficilement observable dans un milieu forestier qu'en milieu ouvert, notamment parce que la chute de la neige interceptée par les canopées homogénéise les fines couches à la surface du couvert nival, alors qu'en milieu ouvert, le transport de la neige par le vent amène à créer de fines couches de neige. De plus, le milieu conifère réduit d'autant plus l'influence du vent et des radiations par rapport au milieu feuillu, radiations pouvant former de fines couches de glace par une faible fonte de la neige à la surface du couvert nival. Par conséquent, les résultats attendus pour une modélisation multicouche sont d'observer plus de couches de neige en milieu ouvert, et moins de couches en milieu conifère. Les Figures 4.11 à 4.13 présentent les comparaisons entre les nombres de couches maximaux modélisés sur les bandes altitudinales des différents

bassins versants, pour la comparaison entre les milieux conifère/feuillu, conifère/ouvert et feuillu/ouvert.

(a) Calage



(b) Validation

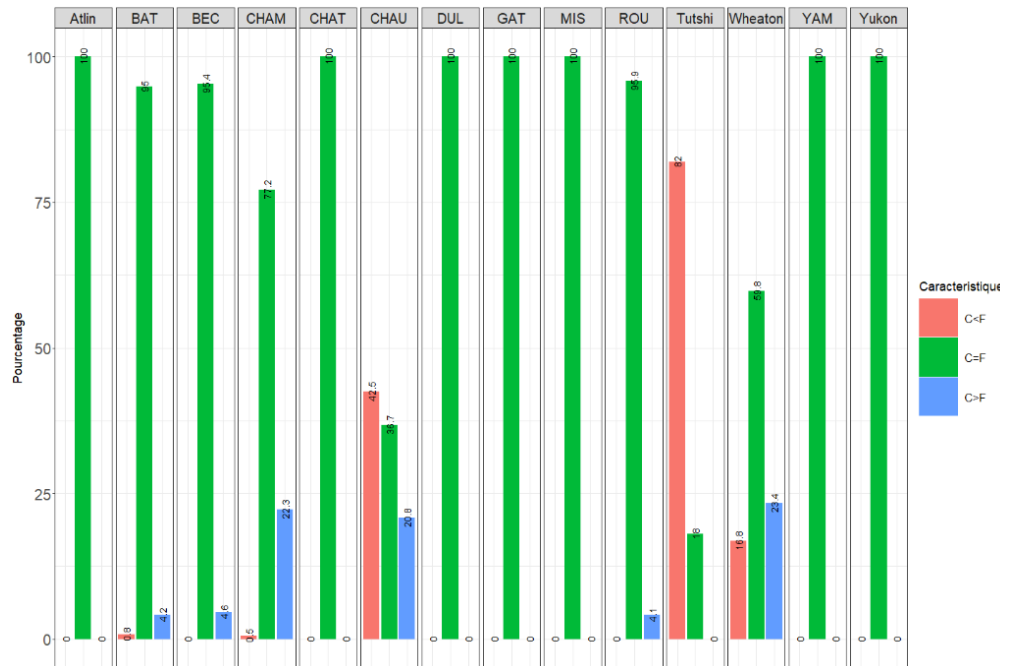
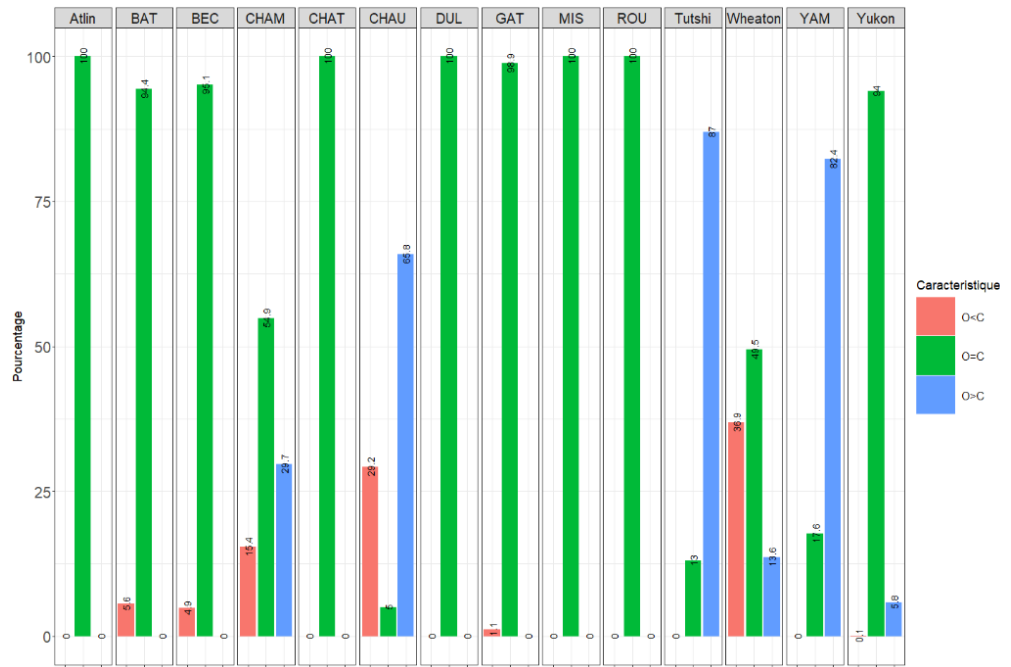


Figure 4.11 : Comparaison du nombre de couches maximal modélisé entre le milieu conifère et le milieu feuillu sur les périodes de : (a) calage et de (b) validation.

(a) Calage



(b) Validation

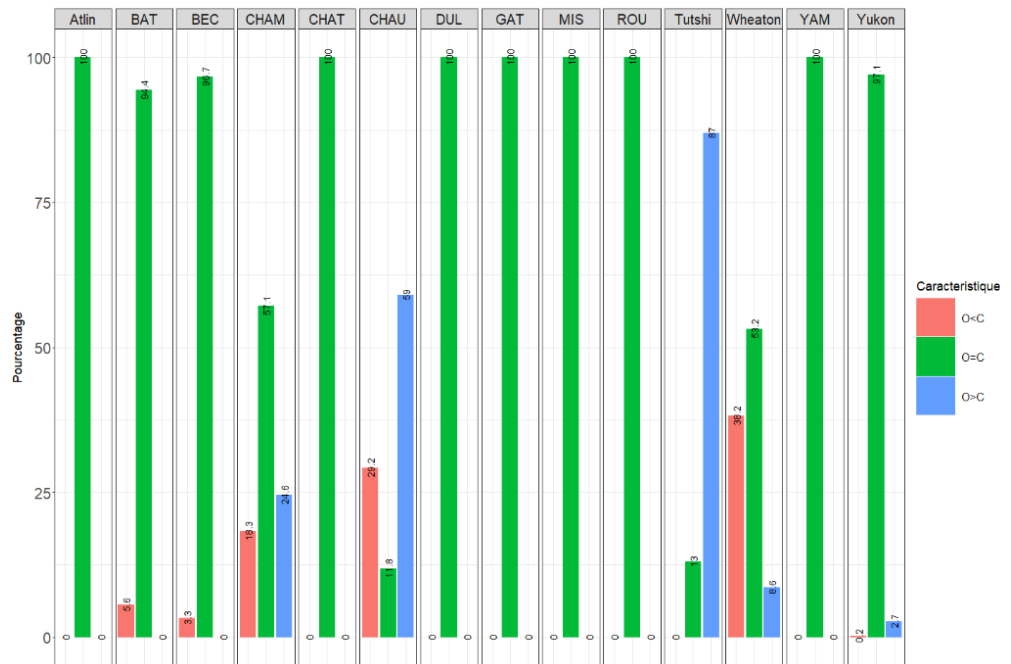
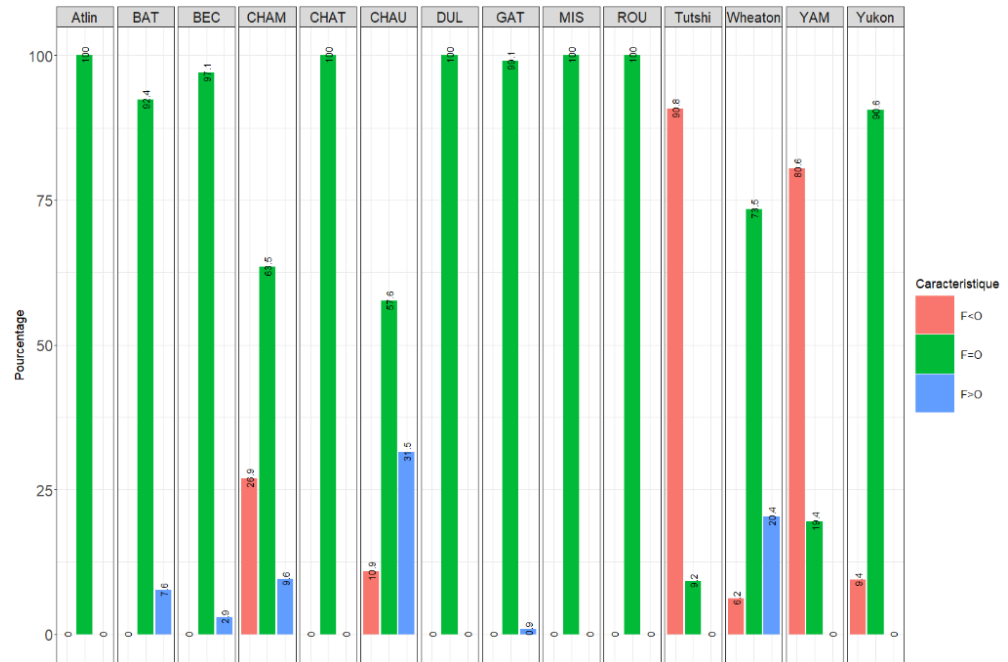


Figure 4.12 : Comparaison du nombre de couches maximal modélisé entre le milieu conifère et le milieu ouvert sur les périodes de : (a) calage et de (b) validation.

(a) Calage



(b) Validation

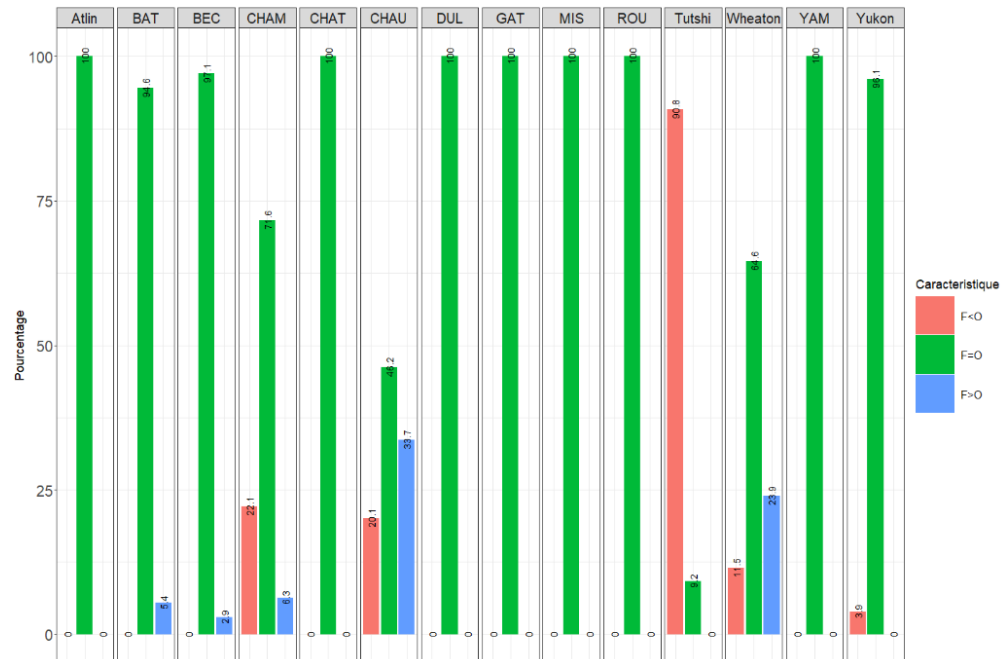


Figure 4.13 : Comparaison du nombre de couches maximal modélisé entre le milieu feuillu et le milieu ouvert sur les périodes de : (a) calage et de (b) validation.

Ainsi, le modèle de neige « MultiB » a été calé, notamment via le seuil de création de nouvelle couche, de sorte que soit maximisé le nombre de couches en milieu ouvert, tout en minimisant celui en milieu conifère. Or, les Figures 4.11 à 4.13 montrent clairement que pour l'ensemble des bandes altitudinales des différents bassins versants, les structures des couverts

niveaux modélisés ne respectent pas nécessairement les relations observées par Gubler *et al.* (1991). Le Tableau 4.13 récapitule les pourcentages de bandes altitudinales observées dont la relation observée selon Gubler *et al.* (1991) a été confirmée.

Tableau 4.13 : Pourcentages de bandes altitudinales dont la hiérarchie entre le nombre de couches maximal modélisé selon le type de végétation (Conifère, Feuillu et Ouvert) est respectée.

Station	Calage			Validation		
	C ≤ F	F ≤ O	C ≤ O	C ≤ F	F ≤ O	C ≤ O
BAT	95.8	92.4	94.4	95.8	94.6	94.4
BEC	93.8	97.1	95.1	95.4	97.1	96.7
CHAM	77.7	90.3	84.6	77.7	93.7	81.7
CHAT	100	100	100	100	100	100
CHAU	76.5	68.5	70.8	79.2	66.3	70.8
DUL	100	100	100	100	100	100
GAT	98	99.1	98.9	100	100	100
MIS	100	100	100	100	100	100
ROU	94.2	100	100	95.9	100	100
YAM	100	100	100	100	100	100
Atlin	100	100	100	100	100	100
Tutshi	100	100	100	100	100	100
Wheaton	76.6	79.6	63.1	76.6	76.1	61.8
Yukon	100	100	99.9	100	100	99.8

Si la relation entre les types de végétation est globalement bien observée, il existe des bassins versants avec de faibles écarts et d'autres avec des écarts plus importants. Afin

d'étudier le comportement du modèle multicouche « MultiB », les paramètres calés sont uniformisés et regroupés selon les cas de figure, dans la Figure 4.14, soit le groupe « 0 » avec les bassins versants dont la relation a été retrouvé pour 100% des bandes altitudinales, ou avec un faible écart inférieur à 10%, et le groupe « 1 » regroupant les bassins versants ayant les écarts les plus importants (Ashuapmushuan, Chaudière et Wheaton).

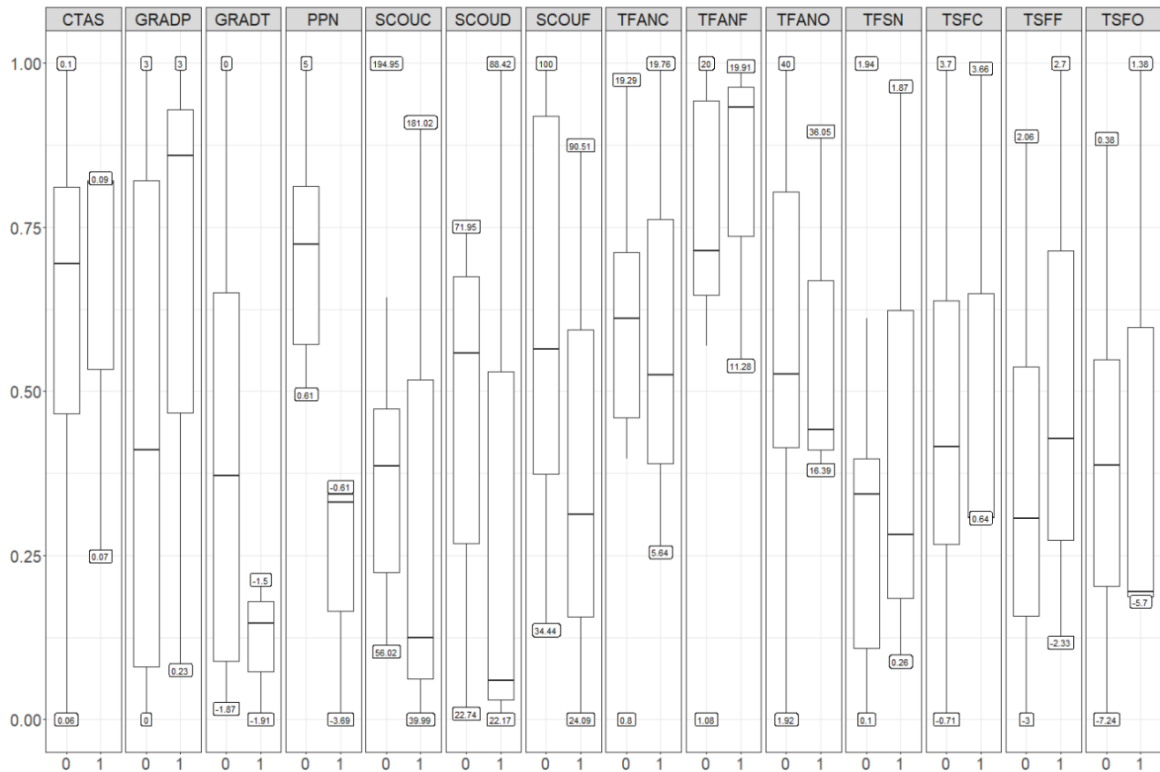


Figure 4.14 : Paramètres calés regroupés selon les modélisations correctes (0) et avec des erreurs plus marquées (1) des structures de neige selon le type de végétation

Seul un paramètre se démarque entre ces deux groupes de bassins versants, il s'agit de la température seuil de séparation des précipitations *PPN*. En effet, pour les bassins versants où la relation entre le nombre de couches modélisé suivant le type de végétation est plus difficilement respectée, cette température est constamment négative, ouvrant la possibilité de modéliser les pluies verglaçantes lorsque les conditions météorologiques journalières le permettent. Dans ces conditions, une couche de glace se forme, dont il sera plus aisé de faire fondre en milieu ouvert, qu'en milieu feuillu ou conifère, du fait des températures seuils de fonte à partir duquel les fontes par radiation sont prises en compte. Par conséquent, sans que cela ne soit représentatif de la majorité des bandes altitudinales, le milieu conifère peut modéliser plus de couches que les deux autres types de végétation, de même pour le milieu feuillu par rapport

au milieu ouvert, car la couche de glace servira de support à la précipitation neigeuse suivante, si elle n'a pas fondu entièrement d'ici-là.

4.5 Discussion

4.5.1 Influence des données météorologiques discrétisées par bande altitudinale

Les performances des modèles ont été comparées pour observer comment les modifications agissaient sur les modélisations de débit et, indirectement, de couvert nival. Ainsi, l'intégration de la bande altitudinale à la modélisation du couvert nival, c'est-à-dire la différence entre les modèles « Mo » et « MoB » n'a pas apporté d'amélioration générale sur les modélisations de débit, les coefficients KGE et Nash_{log} en période de calage et de validation n'étant pas statistiquement différents. En regardant les performances sur certaines caractéristiques de débit, il n'y a pas non plus d'amélioration significative, avec des pentes de régression linéaire statistiquement égales, pour la modélisation de la crue, de la décrue, du débit maximal et de date d'occurrence de ces débits maximaux. Le seul intérêt observé de l'ajout des bandes altitudinales est la meilleure modélisation du débit sur le bassin versant Atlin, soumis à l'influence de fonte d'un glacier.

4.5.2 Influence des modifications du modèle de neige

L'influence des modifications suggérées pour la modélisation du couvert nival est mise en évidence en comparant les modèles « MoB » et « MultiB », chacun étant à base altitudinale. La modélisation des débits est plutôt similaire entre ces deux modèles, bien que les écarts de performances soient suffisamment importants pour que le coefficient KGE estimé en période de validation du modèle « MultiB » soit significativement meilleur que celui estimé avec le modèle « Mo », qui est sans bande altitudinale. Il faut donc noter que, bien que les performances de « MoB » sur les débits soit significativement similaires aux performances de « MultiB » et de « Mo », les différentes modifications ont permis d'amplifier suffisamment les gains obtenus avec un modèle à bandes altitudinales pour permettre à l'ensemble de ces ajouts de maintenir significativement la robustesse des modélisations des hauts débits en période de validation. Ces gains se manifestent par une évolution de la prise en compte de certains phénomènes lors de la modélisation de la neige, tel que la compression ou les apports de chaleur par les radiations, ce qui est observable par les valeurs des paramètres calés obtenues. Le modèle « MultiB » tend ainsi à renforcer l'intensité de la compression et les taux de fonte à l'interface

atmosphère/neige, et à prendre en compte les fontes par radiation de manière plus anticipée que les modèles monocouches. Les comparaisons de l'estimation de la compression et de l'albédo sont difficiles, car elles ne sont pas considérées de la même manière selon les modèles de neige. Mais pour le modèle « MultiB », une compression plus importante accélère la densification des couches du couvert nival, atténuant de fait leur diffusivité thermique et albédo. Bien qu'une diminution de la diffusivité thermique soit un facteur d'atténuation des échanges thermiques entre les couches de neige, les variations relevées sur les taux de fonte et les températures de seuil de fonte à l'interface atmosphère/neige, couplées aux observations de Julien et al. (Deuxième article de la thèse) sur un albédo plus élevé pour le modèle MultiB, indiquent une différence de comportement quant à l'estimation des apports de chaleur par radiation. L'intégration de la percolation dans ce modèle, qui est une conséquence des apports de chaleur par radiation, lui permet d'être plus flexible sur la modélisation de la fonte, au point d'améliorer la modélisation des débits, selon les coefficients de performances sur les débits. Ces gains sur les débits se reproduisent sur les périodes de crues, en période de validation uniquement.

4.5.3 Structure du couvert nival selon le type de couvert du sol

Pour finir, l'étude sur le nombre de couche maximal modélisé par le modèle multicouche a illustré que les nombres maximaux de couches de neige modélisées sont cohérents avec une structure multicouche de neige, avec une très grande majorité de structures composées de moins de 10 couches de neige, ce qui correspond aux observations de Monti *et al.* (2012) et Brun *et al.* (1992). De plus, les relations entre les milieux feuillu, conifère et ouvert peuvent globalement correspondre à ce qui peut être observé dans la nature, comme l'explique Gubler *et al.* (1991). En effet, bien que les seuils de création de couche de neige aient été calés afin de respecter cette hiérarchie de structure entre les types de végétation, le modèle « MultiB » a complexifié la structure du couvert nival sur des types de végétation relativement inattendue sur une minorité de bandes altitudinales. Ce cas de figure s'explique notamment par la formation de couches de glace dues à la pluie verglaçante sur les bassins versants où ce phénomène est modélisé. Les fontes dues aux radiations sont telles que ces couches vont avoir leurs déficits calorifiques plus facilement résorbés en milieu ouvert et plus difficilement en milieu conifère. Or comme la précipitation neigeuse sur une couche de glace forme une nouvelle couche de neige, sans tenir compte du seuil de création calé, le nombre de couches formé en milieu conifère peut en effet être plus élevé qu'en milieu feuillu, de même pour le milieu feuillu par rapport au milieu ouvert.

4.6 Conclusion

Un couvert nival se crée au gré des précipitations neigeuses et des conditions atmosphériques telles que le vent ou les radiations solaires, pouvant prendre la forme d'une structure multicouche. Ainsi, le module de neige d'HYDROTEL a été modifié afin d'améliorer sa représentation physique du couvert nival. Plusieurs modifications ont été apportées et concernent la transformation de sa structure monocouche en une structure multicouche, l'estimation de certaines variables internes en considérant la neige comme étant un matériau composé de glace et d'air, la modification de la rétention d'eau et de la compression et enfin, l'intégration de la pluie verglaçante. Les contributions de ces différentes modifications à la modélisation du débit, et du couvert nival associé, est donc l'objet de cette étude.

Ainsi les différentes versions du modèle de neige d'HYDROTEL sont calées sur les débits des bassins versants. Cela permet d'observer que les modifications apportées au modèle de neige permettent d'améliorer la robustesse des débits en période de validation, notamment les hauts débits liés à la fonte du couvert nival, sans nécessairement améliorer ceux de la période de calage, ni les bas débits sur ces deux types de période. Pour cela, les fontes dues aux radiations ont gagné en influence par rapport au modèle monocouche, de manière directe via les températures seuil de fonte ou des taux de fonte, ou de manière indirecte via une compression plus importante.

Enfin, l'étude sur les nombres de couches modélisés, reliés au type de végétation, suggère que le modèle multicouche permet de respecter la complexification des couverts nivaux selon le type de végétation. Des écarts peuvent se manifester et sont principalement causés par la modélisation de la pluie verglaçante. Ces pluies verglaçantes provoquent en effet la création de couches de glace sur laquelle les précipitations neigeuses suivantes peuvent être supportées sans être homogénéisées avec la neige déjà présente au sol. L'intensité de la fonte par les radiations, différenciée selon le type de végétation, permet donc la fonte de cette couche de glace pour certains types de végétation, dont la précipitation neigeuse suivante pourra être homogénéisée ou non, modifiant alors la hiérarchie du nombre de couches entre les types de végétation.

Pour finir, si les modifications apportées ont permis d'améliorer les modélisations de débits de crue, elles ont également reproduit les erreurs de modélisations du couvert nival observées par Augas et al. (Deuxième article de la thèse), où ce modèle forme des couches de neige avec une masse volumique souvent excessive sur de longue période, en période de fonte notamment. La prochaine étape d'évolution de ce modèle de neige consiste à conserver ces

gains sur la modélisation des débits en limitant la formation de couches de neige excessivement dense lors des périodes de fonte.

5 DISCUSSION GÉNÉRALE ET CONCLUSION

Un modèle hydrologique est une représentation simplifiée du cycle hydrologique. Ainsi, ce type de modèle a pour objectif de modéliser les différents flux d'eau circulant sur Terre, faisant le lien entre les précipitations, le ruissellement sur la surface des territoires, l'infiltration dans le sol, la résurgence des eaux souterraines jusqu'à l'alimentation des lacs, des mers, des océans. Si certains modèles hydrologiques conceptualisent ces flux, d'autres modélisent les différents phénomènes physiques. Le modèle hydrologique HYDROTEL (Fortin *et al.*, 2001; Turcotte *et al.*, 2003) fait partie de cette dernière catégorie de modèle et peut être utilisé sur des bassins versants sous influence de précipitation neigeuse. Le couvert nival correspond en effet à un stock d'eau gelé provenant des précipitations sous la forme solide, qui peut ruisseler vers les cours d'eau ou s'infiltrer dans le sol lorsqu'il a absorbé suffisamment d'énergie pour changer de phase. Cette dynamique au sein du couvert nival modifie alors les apports aux débits dans les cours d'eau, d'où l'intérêt de modéliser cette neige et sa fonte. Le modèle de neige incorporé dans HYDROTEL est un modèle monocouche à base physique fonctionnant au pas de temps journalier (Turcotte *et al.*, 2007). Mais considérer un couvert nival comme étant une structure monocouche demeure une simplification de l'hétérogénéité de ce dernier, comme l'ont mis en lumière Pielmeier *et al.* (2003a), Domine *et al.* (2013) ou Paquette *et al.* (2021). Aussi, dans un contexte de modélisation des débits liés à la fonte de la neige, on s'interroge sur la valeur ajoutée potentielle de migrer ce modèle vers un modèle de neige plus représentatif de la structure multicouche du couvert nival, et ce en respectant l'approche bilan d'énergie – degrés-jours originelle.

5.1 Modélisation des équivalents en eau : HYDROTEL monocouche et MASiN multicouche

La représentation physique du couvert nival par le modèle de neige d'HYDROTEL consiste en une représentation monocouche du manteau neigeux, donc simplifiée du couvert nival. MASiN (Mas *et al.*, 2018) est un modèle de neige multicouche, dont la représentation physique de la neige est plus sophistiquée, notamment en discrétisant les bilans énergétique et massique entre les différentes couches, au pas de temps horaire. Pour répondre à ses besoins, les données d'entrées correspondent aux précipitations, journalières ou horaires, les températures atmosphériques horaires, les humidités relatives horaires et la vitesse du vent horaire. De plus, le nombre de couche à simuler est initialement fixé à 70 couches. Comme le modèle hydrologique HYDROTEL est construit pour modéliser les débits le plus souvent au pas

de temps journalier (bien que possible à des pas de temps intra-journaliers), le fonctionnement au pas de temps horaire de MASiN sur chacune des couches de neige modélisée implique des temps de calculs plus importants. De plus, HYDROTEL modélise le débit à partir d'un bassin versant discrétisé en UHRH, pouvant ainsi modéliser pour chaque jour d'étude jusqu'à plusieurs centaines de couverts nivaux. Sachant qu'une des utilisations possibles du modèle hydrologique HYDROTEL est la prévision des débits à court terme (Samuel *et al.*, 2019), il est donc nécessaire de minimiser au mieux les temps de calculs. Puisque le pas de temps horaire de MASiN n'est pas modifiable, pour ne pas porter atteinte à son intégrité, la réduction du nombre de couches de neige se veut une piste de réflexion permettant de réduire les temps de calcul. Le premier article de cette thèse porte donc sur la performance de modélisation des équivalents en eau journaliers par le modèle de neige MASiN dans le contexte de réduction de la structure de la neige à modéliser (Augas *et al.*, 2020).

Ainsi, MASiN a été calé sur des chroniques journalières d'équivalent en eau, avec une structure de couvert nival de plus en plus simplifiée. Ces calages ont montré que, comme attendu, la configuration complète de MASiN présente les meilleures performances de modélisations des équivalents en eau, c'est-à-dire avec 70 couches maximales à simuler. De plus, sa réduction à une structure monocouche est à proscrire, car les performances de modélisation ont chuté drastiquement. Pour les cas de figure intermédiaire, c'est-à-dire des nombres de couches maximales à simuler compris entre 2 et 20 couches, les performances de modélisation décroissent à mesure que la structure modélisée maximale se réduit, avec notamment une baisse des médianes des KGE légèrement plus importante, de l'ordre de 0.03, pour des structures dont le nombre de couches maximal à simuler est inférieur ou égale à 9.

Cette étude du modèle MASiN, dans un contexte où la structure modélisée du couvert nival est réduite, présente l'opportunité d'analyser son comportement dans de telles conditions. Ainsi, le premier article de cette thèse montre certaines corrélations entre les paramètres calés et le nombre de couche maximal à simuler, ce qui renseigne sur l'influence de la structure modélisée du couvert nival envers les phénomènes physiques estimées. Ces enseignements montrent que la réduction forcée de la structure du couvert nival tend à augmenter la masse volumique de la neige fraîchement tombée, ainsi que le coefficient de radiation maximale, alors que le coefficient de compression s'affaiblit. Cela signifie, concrètement, qu'en réduisant le nombre de couche maximal à simuler, MASiN diminue les épaisseurs de la neige située au sommet du couvert nival, et donc favorise l'homogénéisation de ces couches afin de correspondre au nombre maximal à simuler.

Dans un second temps, le modèle de neige monocouche d'HYDROTEL est calé dans les mêmes conditions que MASiN. La Figure 5.1 présente les KGE des 10 meilleurs jeux de paramètres retenus pour chaque modèle de neige, ou configuration multicouche de modèles de neige. La valeur écrite après le nom « MASiN » correspond au nombre de couches maximal à simuler qui a été fixé pour son calage.

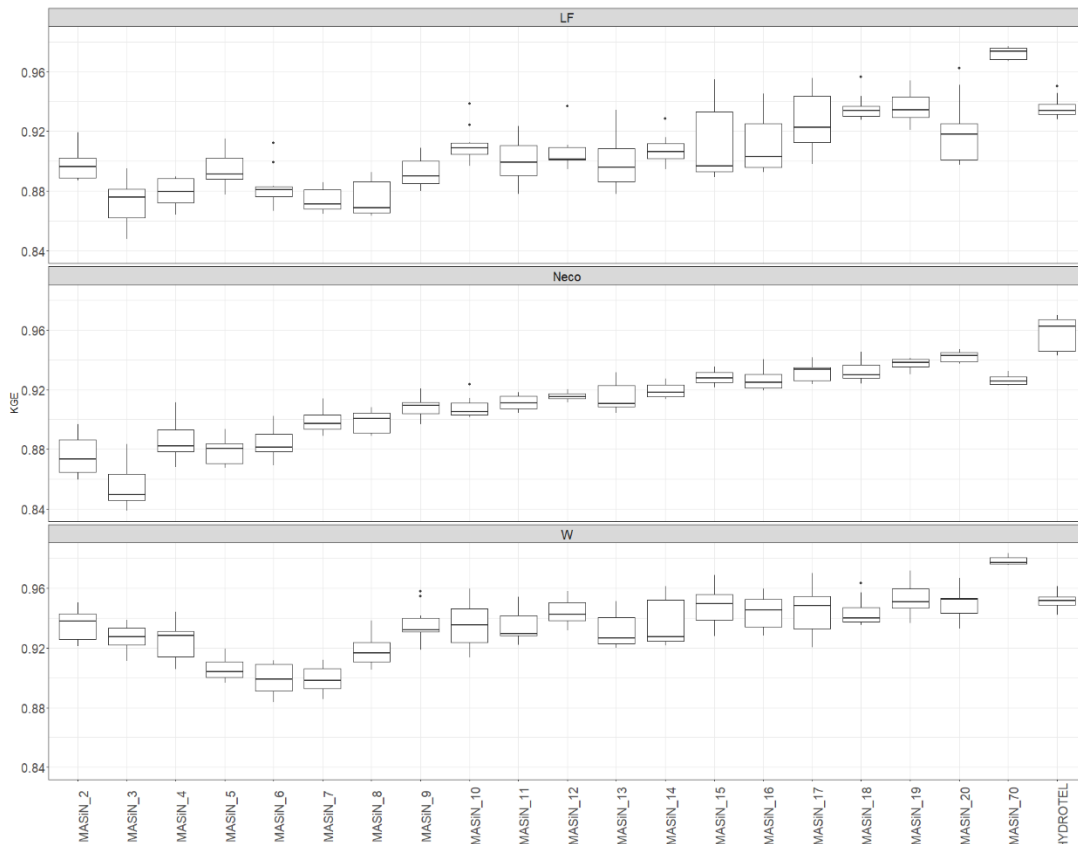


Figure 5.1 : Performances de modélisation de l'équivalent en eau entre les différentes configurations multicouche de MASiN et le modèle de neige monocouche original d'HYDROTEL, sur les trois stations GMON « Lower Fantail », « Necopastic » et « Wheaton »

Ces performances montrent qu'une légère supériorité de MASiN dans sa configuration multicouche initiale existe globalement par rapport au modèle de neige HYDROTEL, avec une augmentation des médianes de KGE de l'ordre de 0.02 à 0.04, mis à part sur la station GMON Necopastic, où l'écart a été de 0.04 en faveur d'HYDROTEL. Cependant, il est aussi établi que la réduction de la stratification maximale du couvert nival par MASiN réduit sa performance de modélisation des équivalents en eau, sans en être dramatique. Cette « chute » de performance est suffisante pour abaisser les médianes de KGE au niveau de celles obtenues avec le modèle HYDROTEL, pour le cas de 20 couches maximales à simuler, voire en dessous des performances d'HYDROTEL pour un nombre plus faible de couches maximales à modéliser.

L'unique cas de figure où MASiN pourrait remplacer le modèle de neige monocouche d'HYDROTEL consiste alors à l'utiliser dans sa configuration multicouche totale, ce qui représentera une augmentation des temps de calcul. De plus, MASiN nécessite également des chroniques d'humidité relative et de vitesse de vent, toutes deux au pas de temps horaire, qui ne sont pas nécessairement mesurées sur toutes les stations, ce qui soulève la question de leurs interpolations ou estimations sur les UHRH des bassins versants d'étude pour de la modélisation de débit. Comme les gains de performances sur les modélisations d'équivalent en eau journalière sont peu élevés sur ces stations de mesure, et en considérant les contraintes apportées par le couplage de MASiN avec le modèle hydrologique HYDROTEL via les interpolations des données d'entrées supplémentaires, alors il est décidé de privilégier d'explorer le développement du modèle monocouche de neige d'HYDROTEL en un modèle multicouche.

5.2 Modélisations de la neige avec une configuration multicouche du modèle de neige d'HYDROTEL

L'exploration du potentiel d'amélioration de la modélisation de la neige par HYDROTEL consiste à développer différentes configurations de sophistication de la représentation physique du couvert nival et de gestion de sa constitution et fonte, et ce en respectant l'approche bilan d'énergie – degrés-jours originelle. Pour cela, plusieurs pistes d'améliorations ont été envisagées et ajoutées au modèle original afin d'évaluer les avantages et inconvénients qu'elles représentent. Pour faciliter la lecture des différents résultats, une nomenclature spécifique est tout d'abord rappelée ici. Le modèle monocouche original est dénommé « Mo », par référence à « Monolayer » (ou « Monocouche »). Le modèle modifié de « Mo », qui se prénomme « Mul » (« Multilayer » ou « Multicouche ») prend en compte une structure multicouche du couvert nival. Il considère aussi la neige comme un matériau composé de glace et d'air, ce qui permet de modifier l'estimation de certaines variables à partir de la proportion de glace et d'air au sein de ce matériau. De plus, il intègre la modélisation de la pluie verglaçante. Le phénomène de compression ainsi que l'estimation de la rétention maximale sont aussi modifiés. Pour analyser les comportements des modifications apportées dans un contexte localisé d'une station de mesure au sol, ces différents modèles sont calés dans un premier temps sur les équivalents en eau (EEN), puis dans un second temps sur les hauteurs de neige au sol.

Le Tableau 5.1 récapitule les principales conclusions obtenues avec la version multicouche du modèle de neige d'HYDROTEL avec sa version originelle. Ce tableau est suivi d'une description détaillée de chacune des conclusions introduites dans les différentes entrées.

Tableau 5.1 : Récapitulatif des conclusions du modèle de neige multicouche d'HYDROTEL et de sa version monocouche sans ou avec bande altitudinale (respectivement « Mo » et « MoB »). Les « X » du tableau correspondent aux caractéristiques qui n'ont pas été étudiées dans ces configurations. (*) signifie que les résultats sont présentés en Annexe de cette thèse.

Étude sur ...	Calage sur les EEN	Calage sur les hauteurs	Calage sur les débits
Les EEN	<ul style="list-style-type: none"> - Meilleure robustesse en période de validation - Amélioration de la date de fonte totale et de l'EEN maximal hivernal - Détérioration de la date de début de la constitution et de la date d'occurrence de l'EEN maximal hivernal - Performance globale similaire 	<ul style="list-style-type: none"> - (*) Sur une journée de mesure : sous-estimation (« Mo » est dans la gamme d'observations) 	X
Les hauteurs	<ul style="list-style-type: none"> - Sous-estimation (« Mo » tend à surestimer) 	<ul style="list-style-type: none"> - (*) Amélioration des performances globales - (*) Plus grande réactivité à des phénomènes de fonte brutaux 	<ul style="list-style-type: none"> - (*) Globalement plus faibles que pour « Mo » et « MoB », pas d'indication sur une potentielle sous-estimation
Les masses volumiques	<ul style="list-style-type: none"> - Transition d'une sous-estimation vers une surestimation excessive (surtout en période de fonte) 	<ul style="list-style-type: none"> - (*) Sur une journée de mesure : borne basse de la gamme d'observation (« Mo » réparti sur l'ensemble et aussi en excès) 	<ul style="list-style-type: none"> - Surestimation excessive en période de fonte
Les débits	X	X	<ul style="list-style-type: none"> - Amélioration par rapport à « Mo », Similarité avec « MoB » (Similarité entre « Mo » et « MoB »)
La stratigraphie du couvert nival en fonction du type de végétation	X	X	<ul style="list-style-type: none"> - Relation entre le nombre de couches modélisé et le type de végétation globalement respectée

5.2.1 Calages des modèles de neige sur les EEN

Les deux modèles de neige cités précédemment sont l'objet du deuxième article de cette thèse. Lors de la comparaison des performances de modélisation en considérant une période de validation, le modèle multicouche a été plus robuste sur ces périodes de validation, améliorant les KGE jusqu'à 0.2 points supérieurs à ceux modélisés avec le modèle

monocouche. Aucun cas de figure n'a été observé où le modèle monocouche améliore les performances par rapport au modèle multicouche. Lorsque toutes les données sont utilisées pour le calage, aucun modèle n'a présenté d'écart significatif. Cependant, il faut rappeler que les KGE optimisés sur chaque station GMON, excède la valeur de 0.9, ce qui correspond à une très bonne performance de modélisation pour chacun des modèles. De plus, sur les trois stations GMON de l'étude, deux ont vu leurs chroniques de précipitations être reconstituées sur la base des variations des équivalents en eau lors de la phase de constitution, ce qui contribue à une meilleure modélisation du couvert nival. Malgré tout, les performances du modèle modifié restent similaires aux performances du modèle « Mo », montrant que la flexibilité ajoutée n'a pas abaissé le niveau des performances de modélisation.

À défaut d'observer de nettes différences sur la modélisation des EEN lors du calage sur l'ensemble des données, il peut en exister sur certaines caractéristiques spécifiques du couvert nival, telles que les dates de début ou de fonte totale, ainsi que l'EEN maximal hivernal et sa date d'occurrence. Il en ressort que les modifications apportées au modèle « Mo » ont permis d'améliorer les estimations des dates de fonte totale jusqu'à près de 5 jours et d'EEN maximal hivernal (réduisant les écarts de 12% à 9%) alors que des écarts de quelques jours supplémentaires peuvent être observés sur les dates d'occurrence des EEN maximaux hivernaux. Il est noté également que l'albédo modélisé par le modèle Mo évolue de manière similaire aux observations, avec une période hivernale où il varie autour d'une valeur, puis une décroissance lors de la fonte printanière, alors que le modèle Multi propose une décroissance de l'albédo pendant l'hiver, qui est accentuée lors de la fonte printanière. Malgré cela, les albédos modélisés par ces deux modèles restent dans des valeurs cohérentes, sachant qu'il existe un bémol sur le système à comparer. En effet, l'albédo du modèle Mo concerne l'ensemble du couvert nival, alors que celui du modèle Multi n'est estimé que pour la couche supérieure du couvert nival. Les albédos observés ne concernent que l'épaisseur du couvert nival concernée par la pénétration des radiations solaires.

Cela étant, une différence importante a été relevée lorsque les hauteurs modélisées sont comparées. En effet, deux types de comportement sont observés, sachant que les équivalents en eau modélisés sont relativement similaires. D'une part, le modèle « Mo » a plutôt surestimé les hauteurs par rapport aux données d'observation, signe de masses volumiques sous-estimées. D'autre part, le modèle « Multi » a plutôt sous-estimé les hauteurs de neige, surestimant de fait les masses volumiques. Si les masses volumiques surestimées sont relativement proches des valeurs observées, elles restent excessives, notamment en période

de fonte. En effet, des couches de glace de plus de 10 centimètres d'épaisseurs sont modélisées, avec une masse volumique de 917 kg.m^{-3} . Pour Cuffey *et al.* (2010), cela correspond à ce qui peut être estimé pour un glacier, mais ils notent également qu'un couvert nival peut atteindre 830 kg.m^{-3} s'il s'agit de la neige très humide ou de la firn. Si pour le modèle « Mo », la masse volumique maximale peut être fixée pour contrôler les hauteurs, sans qu'il n'y ait une influence importante sur les modélisations d'EEN, les masses volumiques maximales du modèle « Multi » sont fixées. De plus, les masses volumiques du modèle « Multi » ont une influence plus importante sur la modélisation des EEN en intervenant dans l'estimation de la rétention d'eau maximale, dans la diffusivité thermique et dans l'albédo des couches du couvert nival.

5.2.2 Calages des modèles de neige sur les hauteurs du manteau neigeux

Les modèles de neige peuvent modéliser les EEN, mais également les hauteurs du manteau neigeux. Une des études entreprises a donc consisté à caler les modèles sur ces hauteurs, ce qui a permis d'analyser les comportements des modèles dans ces nouvelles conditions. Les résultats de ces calages ne feront pas l'objet d'un article, mais sont présentés en ANNEXE IV pour contribuer à l'analyse globale des différents modèles de neige.

Dans un premier temps, les hauteurs de neige modélisées sont comparées et les deux modèles présentent des KGE très similaires (les médianes pour les modèles « Mo » et « Multi » sont respectivement 0.84 et 0.83). Cependant, les RMSE estimées sont légèrement en faveur du modèle « Multi » (une médiane de 200 mm, contre 231 pour « Mo »), de même pour le NSE (0.65 contre 0.54). Ces différences s'expliquent par une dynamique de fonte mieux respectée par le modèle « Multi », bien que ce modèle sous-estime plus fortement que le modèle « Mo » les hauteurs comprises entre le pic de hauteur hivernal et le début de la fonte effective du couvert.

Lors de la période d'étude de calage, un phénomène météorologique extrême s'est produit avec une précipitation importante et un réchauffement atmosphérique tel que vers la fin décembre 2020, presque tout le couvert nival avait fondu en 4 jours, c'est-à-dire une réduction de 93% de la hauteur totale. Le modèle « Mo » surestime les hauteurs au début de cet évènement, avec une surestimation plus nette le 1er jour de l'évènement pluvieux, provoquée par la conversion d'une partie de la précipitation en précipitation neigeuse. Suite à cela, ce modèle a essayé de fondre le couvert nival, mais au bout de quatre jours, la fonte n'a pas comblée la précipitation neigeuse ajoutée lors du 1er jour de l'évènement pluvieux. De son côté,

le modèle « Multi » a sous-estimé les hauteurs avant le début de l'épisode pluvieux. Lors du 1er jour de cet épisode, presque l'intégralité du couvert nival a fondu. La fonte totale n'aura eu besoin que d'1 jour supplémentaire dans ces conditions atmosphériques pour être observée sur l'ensemble des jeux de paramètres optimisés. Cette différence de comportement indique que le modèle modifié a intégré une plus forte réactivité à un épisode météorologique extrême. Il faut cependant noter que cette réactivité est trop intense car cette fonte, qui a duré 1-2 jours selon les modélisations, aurait dû durer plutôt 3-4 jours selon les observations.

Enfin, des mesures ont pu être effectuées sur place pour comparer des variables autres que les hauteurs modélisées. Bien entendu, ces hauteurs ont été mesurées également, et de la même manière que ce qui a été observée lors de l'évènement pluvieux extrême, le modèle « Multi » tend à sous-estimer les hauteurs. Le modèle « Mo » représente assez correctement les hauteurs ces jours-là. Des profils de températures et de masse volumique ont pu ainsi être obtenus, mais n'ont pas pu être exploités, car le modèle « Multi » n'a pas créé différentes couches le jour des mesures. Cependant, en moyennant les profils sur les hauteurs, ces profils ont pu être comparés aux données modélisées. Ainsi, il est noté que le modèle « Mo » a plutôt bien modélisé les EEN, alors que le modèle « Multi » les a sous-estimés d'environ 50%. Concernant les masses volumiques, le modèle « Multi » propose une fourchette correcte de modélisations, alors que les faibles erreurs pour le modèle « Mo » provoquent une surestimation assez importante de près de 100 kg.m^{-3} . Cela montre que si le modèle « Multi » a modélisé avec une certaine erreur les EEN et les hauteurs, ces erreurs se sont compensées pour fournir une masse volumique correcte, alors que cette dernière est une variable primordiale pour l'estimation de certaines variables intermédiaires telles que l'albédo, la diffusivité thermique et la capacité de rétention maximale. Enfin, les températures modélisées sont, pour les deux modèles, inférieures aux observations, avec des écarts de -2°C à -4°C pour respectivement le modèle « Mo » et « Multi ».

5.3 Modélisations des débits à l'aide de modèle de neige multicouche

Le modèle modifié « MultiB » a permis jusqu'à présent de mieux modéliser les dynamiques de fonte sur les EEN, ce qui est confirmé par une meilleure réaction à des épisodes pluvieux extrêmes. Aussi, son couplage au modèle hydrologique HYDROTEL permet de comprendre s'il apporte des gains à la modélisation des débits en étant déployé sur des échelles spatiales plus importantes.

5.3.1 Calages des modèles de neige sur les débits

Les différents modèles de neige ont été calés sur des données hydrologiques en tenant compte simultanément des débits de crue et d'étiage. Comme de la fonte glaciaire apparaît sur certains bassins versants, le module de glacier actuellement intégré au modèle hydrologique HYDROTEL est utilisé et son fonctionnement nécessite l'utilisation de bande altitudinale pour discrétiser les conditions météorologiques verticalement sur les UHRH. L'influence de ce module de glacier apportant un bénéfice certain sur la modélisation des débits sur ces bassins, il est donc décidé de comparer le modèle de neige « Mo » au modèle de neige monocouche à bande altitudinale appelé par la suite « MoB », et d'utiliser le modèle de neige « MultiB » avec les conditions météorologiques découlant de l'utilisation des bandes altitudinales.

Les résultats des calages montrent que le modèle utilisant les bandes altitudinales et un module glacier, soit « MoB », a mieux performé que le modèle « Mo » pour le bassin versant Atlin au Yukon, qui est soumis à une influence importante des débits de fonte de glacier. Mais en général, les comparaisons des différentes médianes ne montrent pas d'amélioration significative sur les hauts débits ou les bas-débits, ni sur les débits de crue ou les débits de décrue. Si le modèle « MultiB » n'a pas apporté d'amélioration statistique vis-à-vis du modèle « MoB », il y a eu des progrès suffisants pour en créer avec le modèle « Mo », notamment sur la robustesse des hauts-débits en période de validation avec une amélioration de l'ordre de 0.05. Ces progrès se retrouvent surtout sur les débits de crue de cette même période. Pour arriver à ces résultats, la comparaison des jeux de paramètres optimaux montre que le modèle « MultiB » compresse globalement les couches de neige de manière plus intense que les modèles monocouches. De même, les apports de chaleur provenant du sol et des radiations sont plus intenses. Comme la compression de la neige augmente la masse volumique de la neige, ce qui lui permet d'absorber plus de chaleur, ces différentes constatations indiquent que ce modèle requiert un besoin plus important en énergie pour obtenir une fonte du couvert nival plus correcte.

5.3.2 Modélisation de l'épaisseur de la neige à partir du calage sur les débits

Les modèles de neiges calés sur les débits fournissent aussi des chroniques de hauteurs de neige, qui sont analysées, car il s'agissait d'une source de divergence des modèles selon l'étude sur le calage de ces modèles avec les EEN des stations GMON. Les résultats de cette analyse sont présentés en ANNEXE V – troisième partie.

Ces analyses montrent l'évolution mensuelle des hauteurs journalières sur l'ensemble des UHRH pour chaque bassin versant. Il en ressort que le modèle « MultiB » modélise les hauteurs les plus faibles parmi les trois modèles, bien que l'ordre de grandeur reste réaliste. La comparaison des hauteurs modélisées par chaque modèle avec les paramètres calés ayant une influence directe sur cette variable permet de mettre en évidence que la masse volumique maximale possède une certaine influence sur ces hauteurs. Cependant, les hiérarchies entre les modèles correspondent plus souvent à la hiérarchie des taux de compressions calés, donnant une explication pour les faibles hauteurs modélisées par le modèle « MultiB » et soulignant l'importance de la masse volumique modélisée au sein de ce modèle, sur les bilans énergétique et massique.

5.3.3 Influence de la végétation sur la structure des modélisations multicouches de la neige

Le modèle « MultiB » a la capacité de modéliser plusieurs couches de neige, et de les différencier pour les trois types de végétation qui sont gérés par le modèle de neige original d'HYDROTEL. Ces végétations correspondent à un milieu feuillu, à un milieu conifère et à un milieu ouvert. Or, Gubler *et al.* (1991) montre qu'une certaine relation existe entre le nombre de couche dans un couvert nival et le type de végétation, où, du fait de l'interception de la radiation par la végétation, les chutes de neige interceptées par cette dernière et la protection du vent, le milieu ouvert est dans de meilleures dispositions pour former des couches de neige distinctes, alors que le milieu conifère tend plutôt à les limiter, le milieu feuillu se situant entre ces deux milieux de végétation en termes de nombre de couches existantes. Bien que le modèle « MultiB » ait été calé de sorte à respecter cette relation, il s'est avéré que cela n'a pas été le cas dans un certain nombre de cas de figure. Ces cas de figures correspondent aux moments où la température de séparation des précipitations est dans une gamme de valeur ouvrant la possibilité de modéliser des couches provenant de pluie verglaçante. Ainsi, ces couches peuvent persister plus facilement à la fonte en milieu conifère qu'en milieu feuillu, et même plus par rapport au milieu ouvert, du fait des paramètres de calage liés aux apports de chaleur par radiation. Ces persistances peuvent alors induire des structures de couvert nival.

5.4 Enseignements généraux sur le modèle de neige modifié

D'un point de vue général, le modèle modifié « Multi » performe légèrement mieux que le modèle monocouche sur la variable sur laquelle il a été calé tout en étant plus robuste. En effet, un calage sur les EEN permet d'améliorer a minima les dates d'occurrence de fonte totale

et les EEN maximaux hivernaux, sans modifier significativement les séries d'EEN. Les calages sur les hauteurs de neige ont montré une meilleure réactivité de ce modèle modifié sur les évènements météorologiques extrêmes. Enfin, le calage sur les débits expose une meilleure robustesse des débits de crue en période de validation.

D'un autre côté, différents points faibles ont été relevés, permettant de définir les défauts de ce modèle de neige modifié et d'identifier la prochaine piste potentielle d'amélioration. En effet, les calages sur les EEN et sur les hauteurs ont permis d'extraire des jeux de paramètres modélisant nettement des couches de neige très denses, pouvant parfois être considérées comme des couches de glace, notamment en période de fonte. Ces formations sont expliquées par les fontes printanières et par les taux de compressions, plus élevées que pour les modèles monocouches, ce qui explique aussi les faibles hauteurs modélisées par le modèle « Multi » suite au calage sur les débits. L'équilibre entre le surplus calorifique et la rétention des fontes printanières contribue à la densification du couvert nival. En effet, un surplus calorifique insuffisant pour permettre la percolation ne contribuera qu'à contenir l'eau de fonte dans un volume plus restreint. Cela signifie que cette couche de neige, subissant ce type de surplus calorifique, va se densifier sans perdre de masse. Mais un surplus calorifique plus imposant peut permettre la percolation, alors que la rétention est bornée par l'épaisseur de la couche, épaisseur qui diminue selon l'importance du surplus calorifique. Par conséquent, cela limite de fait la densification, ainsi que la durée de vie de cette même couche. Dans ce dernier cas de figure, la fonte totale peut alors être effectuée avant que la couche de neige atteigne une forte densification. Cependant, il faut rappeler que ce modèle modifié tend déjà à maximiser les apports de chaleur dus aux radiations, selon les gammes de valeurs retenues pour le calage des paramètres, en intensifiant les taux de fontes selon les types de végétation et en abaissant les températures seuils où ils sont pris en compte, mais que les fontes sont généralement correctes (cf calage sur les EEN) ou insuffisantes (cf calage sur les débits) avec une trop forte réactivité aux évènements pluvieux extrêmes (cf calage sur les hauteurs). Cet apport calorifique supplémentaire doit donc provenir d'un autre phénomène.

Une piste suggérée pour l'amélioration du modèle de neige consisterait alors à modifier la gestion de l'énergie. La transition du modèle monocouche vers une structure multicouche a été menée afin que le transfert d'énergie entre les couches de neige s'effectue verticalement, de l'atmosphère vers le sol. Ce choix avait été effectué, car les variations d'apports énergétiques sont plus importantes en surface du couvert nival qu'au niveau du sol. Cela souligne leurs influences sur l'évolution du déficit calorifique du couvert, tout en conservant une

certaine simplicité dans la gestion énergétique. Ainsi, le déficit calorifique des couches supérieures influence le déficit des couches inférieures, mais ce n'est pas réciproque. En ajoutant de la réciprocity, il peut être envisageable que le transfert d'énergie vers les couches supérieures puisse apporter la source d'énergie susceptible de résorber plus fortement leurs déficits calorifiques. De fait, l'albédo des couches supérieures aura une influence amoindrie, entraînant la modélisation de masses volumiques plus faibles. La modification consisterait alors à ne plus considérer des déficits calorifiques par couche de neige, mais à développer un système où les équations de chaleur peuvent s'appliquer. Pour appuyer cette hypothèse, des travaux préliminaires ont été menés, et décrits en ANNEXE VI, explicitant les conséquences de cette piste d'évolution. Il en ressort qu'il est possible de considérer un milieu multicouche avec les équations de chaleur (équation 12.1 en ANNEXE VI), mais que pour cela, il faudra les résoudre numériquement et implicitement. Une conclusion de ces travaux préliminaires est la possible élimination du terme de flux de chaleur par le sol appliqué dans le modèle modifié « Multi », si le profil de température dans le sol est pris en compte pour l'estimation du profil de température dans le manteau neigeux. De plus, il est montré la nécessité de la prise en compte de la teneur en eau du sol lors de la phase de refroidissement pour maintenir la température à l'interface sol/neige proche de la température de solidification de l'eau, soit 0°C. Cette hypothèse pourrait être vérifiée à proximité des glaciers ou selon la saturation en eau du sol :

- La neige sur les glaciers devrait alors être plus froide que celle sur les rives les côtoyant, cette dernière devant alors fondre totalement avant celle présente sur les glaciers, car un plus grand contenu en eau liquide devrait être présent dans son sol de par sa perméabilité,
- La neige sur un sol sec devrait être plus froide que sur un sol saturé en eau, favorisant ainsi la fonte printanière de cette dernière.

5.5 Conclusion générale

Un modèle hydrologique appliqué à un bassin versant, dont la fraction de précipitation tombant sous forme de neige est consistante, a pour objectif de modéliser correctement les flux d'eaux liés au couvert nival et à sa fonte. HYDROTEL en est un exemple, et possède un module de neige à base physique, au pas de temps journalier, dans une structure de neige monocouche. Or, un couvert nival est composé de différentes couches de neige, pouvant être induites par l'effet du vent, les radiations ou les types de précipitations. Ce module d'HYDROTEL pourrait alors évoluer vers une représentation plus fidèle de cette réalité tout en respectant l'approche bilan d'énergie – degrés-jours originelle. Est-ce qu'une telle évolution

aura pour effet d'améliorer la représentation des différentes caractéristiques du couvert nival ? C'est à cette question fondamentale que s'est attardée en partie cette thèse.

Dans un premier temps, il a été question de remplacer ce modèle de neige par un modèle de neige multicouche à base physique, le modèle de neige MASiN (Mas *et al.*, 2018). Afin de réduire les temps de calcul liés à sa structure multicouche et à son pas de temps de fonctionnement horaire, une étude a été menée pour réduire le nombre de couches à simuler. Or, il s'avère que le modèle de neige monocouche d'HYDROTEL performe aussi bien, voire mieux que MASiN quand ce dernier fonctionne dans une structure réduite du couvert nival et que les chroniques comparées sont les EEN au pas de temps journalier, ce qui correspond au pas de temps de fonctionnement habituel du modèle hydrologique HYDROTEL.

Afin d'explorer la représentation physique du couvert nival par ce modèle de neige d'HYDROTEL, plusieurs modifications ont été apportées. Tout d'abord, une structure multicouche du couvert nival a été implémentée. Certaines variables sont dorénavant estimées selon la proportion de glace et d'air dans le couvert nival. La pluie verglaçante est intégrée au modèle, permettant la formation de couche de glace. Enfin, les gestions de la compression et de la pluie ont été modifiées.

Ce modèle modifié « Multi » et le modèle monocouche « Mo » ont d'abord été calés sur les EEN de plusieurs stations GMON, puis sur des hauteurs de couvert nival et, enfin, sur des débits provenant de stations hydrométriques. Pour le calage sur le débit, une version du modèle monocouche à bande altitudinale a été aussi utilisé. Ainsi, le comportement des différents modèles sur ces variables peut être étudié selon la variable qui a été utilisé pour le calage.

Concernant la variable clef pour la modélisation hydrologique sous influence neigeuse, qui est l'EEN, le calage des différents modèles, en tenant compte d'une période de validation, a mis en avant que le modèle multicouche est plus robuste. Mais lorsque l'ensemble des données sont utilisées pour le calage, cela a montré que tous les modèles ont eu le même niveau élevé de performances, mais de légères différences peuvent être relevées. En effet, le modèle « Multi » a légèrement amélioré les dates de fonte totale du couvert nival ainsi que les EEN maximaux hivernaux. Les dates d'occurrence des EEN maximaux hivernaux sont en revanche légèrement détériorées. Lors des calages des modèles sur les hauteurs de neige, la comparaison sur les EEN a montré que si le modèle « Mo » a correctement prédit les résultats, le modèle « Multi » les a plutôt sous-estimés.

Une autre variable étudiée est le débit dans les cours d'eau, où seuls les calages sur les débits peuvent apporter de l'information. Le modèle « MultiB » a ainsi rendu plus robuste les débits de crue en période de validation, principalement vis-à-vis du modèle « Mo ». Les différences existantes avec « MoB » ne sont pas suffisamment significatives

Enfin, lors du calage des modèles sur les EEN, les hauteurs modélisées par le modèle « Mo » sont surestimées, alors que celles du modèle « MultiB » sont légèrement sous-estimées. Lors du calage sur les hauteurs de neige, les hauteurs modélisées sont assez similaires entre les modèles. Il faut aussi noter qu'un intense évènement météorologique s'est produit, faisant fondre tout le couvert nival, et seul le modèle « MultiB » a été suffisamment réactif, à l'opposé du modèle « Mo » qui a eu plus d'inertie. Le calage sur les débits a permis de mettre une nouvelle fois en évidence une divergence des comportements entre les modèles « Mo » et « MoB » d'une part et le modèle « MultiB » d'autre part. Les modèles de ce premier groupe ont en effet des hauteurs modélisées qui prennent des valeurs réalistes, alors que les hauteurs modélisées par le second groupe atteignent souvent un plafond assez faible, signe de masses volumiques modélisées assez excessives. Les différences de hauteurs entre les modèles n'étant pas expliquées totalement par les masses volumiques maximales calées, elles le sont davantage par les valeurs de taux de compression calés.

Le calage des modèles sur les débits a permis d'analyser leurs comportements de gestion de couches en fonction du type de végétation. Les milieux conifères ont globalement permis de modéliser les structures ayant le moins de couches et les milieux ouverts, les structures ayant le plus de couches de neige. Cependant, il existe des cas de figure où la comparaison entre les types de végétation n'est pas respectée et qui correspondent à la formation des couches de glaces provoquées par les pluies verglaçantes, qui fondent à des rythmes différents selon le type de végétation, sachant qu'une précipitation neigeuse sur une couche de glace formera nécessairement une nouvelle couche de neige, sans pouvoir être homogénéisée avec la couche de glace.

D'un point de vue générale, les modifications apportées au modèle de neige monocouche d'HYDROTEL ont bien modifié l'inertie du modèle, fournissant de la flexibilité sur l'intensité de la fonte du couvert nival, et améliorant légèrement la modélisation des débits. Elles ont aussi permis au couvert nival modélisé d'avoir un comportement énergétique réaliste, avec une influence significative des phénomènes énergétiques localisées à l'interface atmosphère/neige. Enfin, les simulations de hauteurs de neiges sont améliorées. Les travaux de cette présente thèse apportent donc une contribution importante à l'amélioration de la

représentation physique du modèle de neige, tout en améliorant les performances hydrologiques, légitimant l'utilisation de ce modèle de neige multicouche pour les modélisations hydrologiques à venir avec HYDROTEL.

Cependant, des couches de neige très denses et persistantes peuvent se former, ce qui est irréaliste bien que cela ne détériore pas les performances de modélisations des EEN. Une modification de la gestion des bilans énergétiques, pour permettre que les couches de neige inférieures puissent influencer les bilans énergétiques des couches supérieures, semble être la prochaine évolution du modèle de neige pour atténuer le besoin en énergie des couches supérieures, tout en maintenant les bonnes modélisations de fonte du couvert nival. Afin d'optimiser cette modélisation, il est recommandé de considérer la solidification du contenu en eau du sol, qui exercerait une influence significative sur la fonte sur couvert nival, sous réserve de confirmer d'abord cette hypothèse avec des observations à proximité de glaciers ou de lacs.

6 BIBLIOGRAPHIE

- Abbasnezhadi K., Rousseau A. N., Foulon É. et Savary S. (2021) « Verification of Regional Deterministic Precipitation Analysis Products Using Snow Data Assimilation for Application in Meteorological Network Assessment in Sparsely Gauged Nordic Basins. » *Journal of Hydrometeorology* 22 (4): 859-876. doi:10.1175/JHM-D-20-0106.1.
- Adhikari A., Liu C. et Kulie M. S. (2018) « Global Distribution of Snow Precipitation Features and Their Properties from 3 Years of GPM Observations. » *Journal of Climate* 31 (10): 3731-3754. doi:10.1175/JCLI-D-17-0012.1.
- Anderson E. A. (1973) « National Weather Service River Forecast System: Snow Accumulation and Ablation Model. » NOAA Technical Memorandum NWS-HYDR0-17. s.l.: US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service.
- Andreadis K. M., Storck P. et Lettenmaier D. P. (2009) « Modeling Snow Accumulation and Ablation Processes in Forested Environments: VIC SNOW MODEL. » *Water Resources Research* 45 (5). doi:10.1029/2008WR007042. <http://doi.wiley.com/10.1029/2008WR007042>.
- Arduini G., Balsamo G., Dutra E., Day J. J., Sandu I., Boussetta S. et Haiden T. (2019) « Impact of a Multi-Layer Snow Scheme on Near-Surface Weather Forecasts. » *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 11 (12): 4687-4710. doi:10.1029/2019MS001725.
- Armstrong R. L. (1980) « An Analysis of Compressive Strain in Adjacent Temperature-Gradient and Equi-Temperature Layers in a Natural Snow Cover. » *Journal of Glaciology* 26 (94): 283-289. doi:10.3189/S0022143000010820.
- Arndt S. et Paul S. (2018) « Variability of Winter Snow Properties on Different Spatial Scales in the Weddell Sea. » *Journal of Geophysical Research: Oceans* 123 (12): 8862-8876. doi:10.1029/2018JC014447.
- Arnold J. G., Srinivasan R., Muttiah R. S. et Williams J. R. (1998) « Large Area Hydrologic Modeling And Assessment Part I: Model Development. » *Journal of the American Water Resources Association* 34 (1): 73-89. doi:10.1111/j.1752-1688.1998.tb05961.x.
- Arsenault R., Brissette F. et Martel J.-L. (2018) « The Hazards of Split-Sample Validation in Hydrological Model Calibration. » *Journal of Hydrology* 566: 346-362. doi:10.1016/j.jhydrol.2018.09.027.
- Asadzadeh M. et Tolson B. A. (2013) « Pareto Archived Dynamically Dimensioned Search with Hypervolume-Based Selection for Multi-Objective Optimization. » *Engineering Optimization* 45 (12): 1489-1509. doi:10.1080/0305215X.2012.748046.
- Asadzadeh M. et Tolson B. A. (2009) « A New Multi-Objective Algorithm, Pareto Archived DDS. » In *Proceedings of the 11th Annual Conference Companion on Genetic and Evolutionary Computation Conference - GECCO '09*, 1963. Montreal, Québec, Canada: ACM Press. doi:10.1145/1570256.1570259.
- Augas J., Abbasnezhadi K., Rousseau A. N. et Baraer M. (2020) « What Is the Trade-Off between Snowpack Stratification and Simulated Snow Water Equivalent in a Physically-Based Snow Model? » *Water* 12 (12): 3449. doi:10.3390/w12123449.
- Avanzi F., Bianchi A., Cina A., De Michele C., Maschio P., Pagliari D., Passoni D., Pinto L., Piras M. et Rossi L. (2018) « Centimetric Accuracy in Snow Depth Using Unmanned Aerial System Photogrammetry and a MultiStation. » *Remote Sensing* 10 (5): 765. doi:10.3390/rs10050765.

- Aygün O., Kinnard C., Campeau S. et Krogh S. A. (2020) « Shifting Hydrological Processes in a Canadian Agroforested Catchment Due to a Warmer and Wetter Climate. » *Water* 12 (3): 739. doi:10.3390/w12030739.
- Bakkehøi S., Øien K. et Førland E. J. (1985) « An Automatic Precipitation Gauge Based on Vibrating-Wire Strain Gauges. » *Hydrology Research* 16 (4): 193-202. doi:10.2166/nh.1985.0015.
- Barszcz A., Milbrandt J. A. et Thériault J. M. (2018) « Improving the Explicit Prediction of Freezing Rain in a Kilometer-Scale Numerical Weather Prediction Model. » *Weather and Forecasting* 33 (3): 767-782. doi:10.1175/WAF-D-17-0136.1.
- Bartelt P. et Lehning M. (2002) « A Physical SNOWPACK Model for the Swiss Avalanche Warning Part I: Numerical Model. » *Cold Regions Science and Technology* 35 (3). Cold Regions Science and Technology: 123-145. doi:10.1016/S0165-232X(02)00074-5.
- Bergström S. (1976) *Development and Application of a Conceptual Runoff Model for Scandinavian Catchments. SMHI Rep. RHO 7*. Vol. 134 pp. s.l.: s.n.
- Bernstein B. C. (2000) « Regional and Local Influences on Freezing Drizzle, Freezing Rain, and Ice Pellet Events. » *Weather and Forecasting* 15 (5): 485-508. doi:10.1175/1520-0434(2000)015<0485:RALIOF>2.0.CO;2.
- Berthot L., St-Hilaire A., Caissie D., El-Jabi N., Kirby J. et Ouellet-Proulx S. (2021) « Environmental Flow Assessment in the Context of Climate Change: A Case Study in Southern Quebec (Canada). » *Journal of Water and Climate Change* 12 (8): 3617-3633. doi:10.2166/wcc.2021.254.
- Bertsekas D. P. (2014) *Constrained Optimization and Lagrange Multiplier Methods*. s.l.: Elsevier. doi:10.1016/C2013-0-10366-2. <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/C20130103662>.
- Blanchette M., Rousseau A. N., Foulon É., Savary S. et Poulin M. (2019) « What Would Have Been the Impacts of Wetlands on Low Flow Support and High Flow Attenuation under Steady State Land Cover Conditions? » *Journal of Environmental Management* 234: 448-457. doi:10.1016/j.jenvman.2018.12.095.
- Bouchard B., Nadeau D. F. et Domine F. (2022) « Comparison of Snowpack Structure in Gaps and under the Canopy in a Humid Boreal Forest. » *Hydrological Processes* 36 (9). doi:10.1002/hyp.14681. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/hyp.14681>.
- Boudala F. S., Isaac G. A., Filman P., Crawford R., Hudak D. et Anderson M. (2017) « Performance of Emerging Technologies for Measuring Solid and Liquid Precipitation in Cold Climate as Compared to the Traditional Manual Gauges. » *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 34 (1): 167-185. doi:10.1175/JTECH-D-16-0088.1.
- Brun E., David P., Sudul M. et Brunot G. (1992) « A Numerical Model to Simulate Snow-Cover Stratigraphy for Operational Avalanche Forecasting. » *Journal of Glaciology* 38 (128): 13-22. doi:10.3189/S0022143000009552.
- Brun E., Martin E., Simon V., Gendre C. et Coleou C. (1989) « An Energy and Mass Model of Snow Cover Suitable for Operational Avalanche Forecasting. » *Journal of Glaciology* 35 (121): 333-342. doi:10.3189/S0022143000009254.
- Bühler Y., Marty M., Egli L., Veitinger J., Jonas T., Thee P. et Ginzler C. (2015) « Snow Depth Mapping in High-Alpine Catchments Using Digital Photogrammetry. » *The Cryosphere* 9 (1): 229-243. doi:10.5194/tc-9-229-2015.

- Bühler Y., Stoffel A., Adams M., Bösch R. et Ginzler C. (2016) « UAS Photogrammetry of Homogenous Snow Cover. » In *Proceedings Dreiländertagung 7*, 306-316. 9. s.l.: s.n.
- Buisán S. T., Earle M. E., Collado J. L., Kochendorfer J., Alastrué J., Wolff M., Smith C. D. et López-Moreno J. I. (2017) « Assessment of Snowfall Accumulation Underestimation by Tipping Bucket Gauges in the Spanish Operational Network. » *Atmospheric Measurement Techniques* 10 (3): 1079-1091. doi:10.5194/amt-10-1079-2017.
- Calleja J. F., Muniz R., Fernandez S., Corbea-Perez A., Peon J., Otero J. et Navarro F. (2021) « Snow Albedo Seasonal Decay and Its Relation With Shortwave Radiation, Surface Temperature and Topography Over an Antarctic Ice Cap. » *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* 14: 2162-2172. doi:10.1109/JSTARS.2021.3051731.
- Campbell Scientific (2021) « Product Manual : CS275 Snow Water Equivalency Sensor. » s.l.: s.n. <https://s.campbellsci.com/documents/us/manuals/cs725.pdf>.
- (2011) « Instruction Manual: GMON3 Snow Water Equivalency Sensor. » s.l.: s.n. <https://s.campbellsci.com/documents/es/manuals/gmon3.pdf>.
- Cantet P., Boucher M. A., Lachance-Coutier S., Turcotte R. et Fortin V. (2019) « Using a Particle Filter to Estimate the Spatial Distribution of the Snowpack Water Equivalent. » *Journal of Hydrometeorology* 20 (4): 577-594. doi:10.1175/JHM-D-18-0140.1.
- Centre d'expertise hydrique du Québec (2015) *Atlas hydroclimatique du Québec méridional : impact des changements climatiques sur les régimes de crue, d'étiage et d'hydraulicité à l'horizon 2050*. s.l.: s.n. <http://collections.banq.qc.ca/ark:/52327/2580650>.
- (2013) « Atlas hydroclimatique du Québec méridional: impact des changements climatiques sur les régimes de crue, d'étiage et d'hydraulicité à l'horizon 2050. » Gouvernement du Québec: 62.
- Changnon S. A. (2003) « Characteristics of Ice Storms in the United States. » *Journal of Applied Meteorology* 42 (5): 630-639. doi:10.1175/1520-0450(2003)042<0630:COISIT>2.0.CO;2.
- Cheng C. S., Li G. et Auld H. (2011) « Possible Impacts of Climate Change on Freezing Rain Using Downscaled Future Climate Scenarios: Updated for Eastern Canada. » *Atmosphere-Ocean* 49 (1): 8-21. doi:10.1080/07055900.2011.555728.
- Choquette Y., Lavigne P. et Nadeau M. (2008) « GMON, a New Sensor for Snow Water Equivalent via Gamma Monitoring. » In *Proceedings Whistler 2008 International Snow Science Workshop September 21-27*, 802. s.l.: s.n.
- Cochand F., Therrien R. et Lemieux J.-M. (2019) « Integrated Hydrological Modeling of Climate Change Impacts in a Snow-Influenced Catchment. » *Groundwater* 57 (1): 3-20. doi:10.1111/gwat.12848.
- Colbeck S. C. (1982) « An Overview of Seasonal Snow Metamorphism. » *Reviews of Geophysics* 20 (1): 45. doi:10.1029/RG020i001p00045.
- Cuffey K. et Paterson W. S. B. (2010) *The physics of glaciers*, 4th ed. Burlington, MA: Butterworth-Heinemann/Elsevier.
- Currier W. R., Sun N., Wigmosta M., Cristea N. et Lundquist J. D. (2022) « The Impact of Forest-Controlled Snow Variability on Late-Season Streamflow Varies by Climatic Region and Forest Structure. » *Hydrological Processes*. doi:10.1002/hyp.14614. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/hyp.14614>.

- Dahe Q. et Young N. W. (1988) « Characteristics of the Initial Densification of Snow/Firn in Wilkes Land, East Antarctica (Abstract). » *Annals of Glaciology* 11: 209-209. doi:10.3189/S0260305500006698.
- Deems J. S., Painter T. H. et Finnegan D. C. (2013) « Lidar Measurement of Snow Depth: A Review. » *Journal of Glaciology* 59 (215): 467-479. doi:10.3189/2013JoG12J154.
- Deng D., Gao S., Du X. et Wu W. (2012) « A Diagnostic Study of Freezing Rain over Guizhou, China, in January 2011: Diagnostic Study of Freezing Rain Over Guizhou. » *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 138 (666): 1233-1244. doi:10.1002/qj.981.
- Direction de l'expertise hydrique (2018) *Document d'accompagnement de l'Atlas hydroclimatique*. Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques. Québec: s.n. <http://collections.banq.qc.ca/ark:/52327/3642443>.
- Dirmhirn I. et Eaton F. D. (1975) « Some Characteristics of the Albedo of Snow. » *Journal of Applied Meteorology* 14 (3): 375-379. doi:10.1175/1520-0450(1975)014<0375:SCOTAO>2.0.CO;2.
- Domine F., Barrere M. et Sarrazin D. (2016) « Seasonal Evolution of the Effective Thermal Conductivity of the Snow and the Soil in High Arctic Herb Tundra at Bylot Island, Canada. » *The Cryosphere* 10. The Cryosphere: 2573-2588. doi:10.5194/tc-10-2573-2016.
- Domine F., Morin S., Brun E., Lafaysse M. et Carmagnola C. M. (2013) « Seasonal Evolution of Snow Permeability under Equi-Temperature and Temperature-Gradient Conditions. » *The Cryosphere* 7 (6): 1915-1929. doi:10.5194/tc-7-1915-2013.
- Domine F., Picard G., Morin S., Barrere M., Madore J.-B. et Langlois A. (2019) « Major Issues in Simulating Some Arctic Snowpack Properties Using Current Detailed Snow Physics Models: Consequences for the Thermal Regime and Water Budget of Permafrost. » *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 11 (1): 34-44. doi:10.1029/2018MS001445.
- Duan Q. Y., Gupta V. K. et Sorooshian S. (1993) « Shuffled Complex Evolution Approach for Effective and Efficient Global Minimization. » *Journal of Optimization Theory and Applications* 76 (3): 501-521. doi:10.1007/BF00939380.
- Duan Q., Sorooshian S. et Gupta V. (1992) « Effective and Efficient Global Optimization for Conceptual Rainfall-Runoff Models. » *Water Resources Research* 28 (4): 1015-1031. doi:10.1029/91WR02985.
- Dumanski S., Pomeroy J. W. et Westbrook C. J. (2015) « Hydrological Regime Changes in a Canadian Prairie Basin: Hydrological Regime Changes in a Canadian Prairie Basin. » *Hydrological Processes* 29 (18): 3893-3904. doi:10.1002/hyp.10567.
- Dziubanski D. J. et Franz K. J. (2016) « Assimilation of AMSR-E Snow Water Equivalent Data in a Spatially-Lumped Snow Model. » *Journal of Hydrology* 540: 26-39. doi:10.1016/j.jhydrol.2016.05.046.
- Engel M., Notarnicola C., Endrizzi S. et Bertoldi G. (2017) « Snow Model Sensitivity Analysis to Understand Spatial and Temporal Snow Dynamics in a High-Elevation Catchment. » *Hydrological Processes* 31 (23): 4151-4168. doi:10.1002/hyp.11314.
- Essery R., Morin S., Lejeune Y. et B Ménard C. (2013) « A Comparison of 1701 Snow Models Using Observations from an Alpine Site. » *Advances in Water Resources* 55: 131-148. doi:10.1016/j.advwatres.2012.07.013.
- Evans S. (1965) « Dielectric Properties of Ice and Snow—a Review. » *Journal of Glaciology* 5 (42): 773-792. doi:10.3189/S0022143000018840.

- Fierz C., Armstrong R. L., Durand Y., Etchevers P., Greene E., McClung D. M., Nishimura K., Satyawali P. K. et Sokratov S. A. (2009) « The International Classification for Seasonal Snow on the Ground. » *IHP-VII Technical Documents in Hydrology N°83 IACS Contribution N°1*.
- Fortin J.-P., Turcotte R., Massicotte S., Moussa R., Fitzback J. et Villeneuve J.-P. (2001) « Distributed Watershed Model Compatible with Remote Sensing and GIS Data. I: Description of Model. » *Journal of Hydrologic Engineering* 6 (2): 91-99. doi:10.1061/(ASCE)1084-0699(2001)6:2(91).
- Fossey M. et Rousseau A.N. (2016a) « Assessing the Long-Term Hydrological Services Provided by Wetlands under Changing Climate Conditions: A Case Study Approach of a Canadian Watershed. » *Journal of Hydrology* 541: 1287-1302. doi:10.1016/j.jhydrol.2016.08.032.
- (2016b) « Can Isolated and Riparian Wetlands Mitigate the Impact of Climate Change on Watershed Hydrology? A Case Study Approach. » *Journal of Environmental Management* 184: 327-339. doi:10.1016/j.jenvman.2016.09.043.
- Foulon E. (2018) « Prédiction de l'état futur de l'approvisionnement en eau potable de surface: Mise au point d'une méthode d'évaluation des débits d'étiage à partir de données climatiques. » Doctorat en sciences de l'eau, Université du Québec, Institut National de la Recherche Scientifique.
- Franck E. C. et Lee R. (1966) *Potential solar beam irradiation on slopes: Tables for 300 to 500 latitude*. Vol. 18. s.l.: US Rocky Mountain Forest and Range Experiment Station.
- Galeczka I., Sigurdsson G., Eiriksdottir E. S., Oelkers E. H. et Gislason S. R. (2016) « The Chemical Composition of Rivers and Snow Affected by the 2014/2015 Bárðarbunga Eruption, Iceland. » *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 316: 101-119. doi:10.1016/j.jvolgeores.2016.02.017.
- Girons Lopez M., Vis M. J. P., Jenicek M., Griessinger N. et Seibert J. (2020) « Complexity and performance of temperature-based snow routines for runoff modelling in mountainous areas in Central Europe. » doi:10.5194/hess-2020-57. <https://hess.copernicus.org/preprints/hess-2020-57/hess-2020-57.pdf>.
- Gottardi F., Carrier P., Paquet E., Laval M.-T., Gailhard J. et Garçon R. (2013) « LE NRC : UNE DÉCENNIE DE MESURES DE L'ÉQUIVALENT EN EAU DU MANTEAU NEIGEUX DANS LES MASSIFS MONTAGNEUX FRANÇAIS A decade of snow water equivalent monitoring in the French Mountain ranges. »: 5.
- Government of Canada. Environment and Climate Change Canada. (s.d.) « Necopastic. » Consulté le 24 avril 2020a. https://climate.weather.gc.ca/climate_normals/results_1981_2010_e.html?stnID=6047&autofwd=1.
- (s.d.) « Yukon. » Consulté le 24 avril 2020b. https://climate.weather.gc.ca/climate_normals/results_1981_2010_e.html?stnID=1617&autofwd=1.
- (s.d.) « Meteorological Station : Lac Aux Sables, Québec. » Consulté le 24 mars 2021c. https://climat.meteo.gc.ca/climate_normals/results_1981_2010_f.html?stnID=5203&autofwd=1.
- Gray D. M. et Landine P. G. (1987) « Albedo Model for Shallow Prairie Snow Covers. » *Canadian Journal of Earth Sciences* 24 (9): 1760-1768. doi:10.1139/e87-168.

- Groisman P. Y. et Easterling D. R. (1994) « Variability and Trends of Total Precipitation and Snowfall over the United States and Canada. » *Journal of Climate* 7 (1): 184-205. doi:10.1175/1520-0442(1994)007<0184:VATOTP>2.0.CO;2.
- Gubler H. et Rychetnik J. (1991) « Effects of Forests near the Timberline on Avalanche Formation. » *Symposium at Vienna*.
- Gugerli R., Salzmann N., Huss M. et Desilets D. (2019) « Continuous and Autonomous Snow Water Equivalent Measurements by a Cosmic Ray Sensor on an Alpine Glacier. » *The Cryosphere* 13 (12): 3413-3434. doi:10.5194/tc-13-3413-2019.
- Gupta H. V., Kling H., Yilmaz K. K. et Martinez G. F. (2009) « Decomposition of the Mean Squared Error and NSE Performance Criteria: Implications for Improving Hydrological Modelling. » *Journal of Hydrology* 377 (1-2): 80-91. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.08.003.
- Hamdhan I. N. et Clarke B. G. (2010) « Determination of Thermal Conductivity of Coarse and Fine Sand Soils. » In *Proceedings World Geothermal Congress 2010*, 1-7. Bali: s.n.
- Hartmann D. L. (1994) *Global physical climatology*. International geophysics v. 56. San Diego: Academic Press.
- Havens S., Marshall H.-P., Steiner N. et Tedesco M. (2010) « Snow Micro Penetrometer and near Infrared Photography for Grain Type Classification. » In , 465-469. s.l.: s.n.
- He M., Hogue T. S., Franz K. J., Margulis S. A. et Vrugt J. A. (2011) « Characterizing Parameter Sensitivity and Uncertainty for a Snow Model across Hydroclimatic Regimes. » *Advances in Water Resources* 34 (1): 114-127. doi:10.1016/j.advwatres.2010.10.002.
- Heierli J. (2005) « Solitary Fracture Waves in Metastable Snow Stratifications. » *Journal of Geophysical Research* 110 (F2): F02008. doi:10.1029/2004JF000178.
- Henson W., Stewart R. et Kochtubajda B. (2007) « On the Precipitation and Related Features of the 1998 Ice Storm in the Montréal Area. » *Atmospheric Research* 83 (1): 36-54. doi:10.1016/j.atmosres.2006.03.006.
- Hotovy O. et Jenicek M. (2022) « Changes in the frequency and extremity of rain-on-snow events in the warming climate. » Other. s.l.: display. doi:10.5194/egusphere-egu22-184. <https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU22/EGU22-184.html>.
- Hotovy O., Nedelcev O. et Jenicek M. (2023) « Changes in Rain-on-Snow Events in Mountain Catchments in the Rain–Snow Transition Zone. » *Hydrological Sciences Journal*: 1-13. doi:10.1080/02626667.2023.2177544.
- Houle E. S., Livneh B. et Kasprzyk J. R. (2017) « Exploring Snow Model Parameter Sensitivity Using Sobol' Variance Decomposition. » *Environmental Modelling & Software* 89: 144-158. doi:10.1016/j.envsoft.2016.11.024.
- Il Jeong D. et Sushama L. (2018) « Rain-on-Snow Events over North America Based on Two Canadian Regional Climate Models. » *Climate Dynamics* 50 (1-2): 303-316. doi:10.1007/s00382-017-3609-x.
- Iwata Y., Hayashi M., Suzuki S., Hirota T. et Hasegawa S. (2010) « Effects of Snow Cover on Soil Freezing, Water Movement, and Snowmelt Infiltration: A Paired Plot Experiment: SNOW COVER EFFECTS. » *Water Resources Research* 46 (9). doi:10.1029/2009WR008070.
- Jacobson M. D. (2012) « Snow Water Equivalent Estimation for a Snow-Covered Prairie Grass Field by GPS Interferometric Reflectometry. » *Positioning* 03 (03): 31-41. doi:10.4236/pos.2012.33005.

- (2010) « Inferring Snow Water Equivalent for a Snow-Covered Ground Reflector Using GPS Multipath Signals. » *Remote Sensing* 2 (10): 2426-2441. doi:10.3390/rs2102426.
- Jenicek M. et Ledvinka O. (2020) « Importance of Snowmelt Contribution to Seasonal Runoff and Summer Low Flows in Czechia. » *Hydrology and Earth System Sciences* 24 (7): 3475-3491. doi:10.5194/hess-24-3475-2020.
- Johannessen M., Dale T., Gjessing E. T., Henriksen A. et Wright R. F. (1977) *Acid Precipitation in Norway: The Regional Distribution of Contaminants in Snow and the Chemical Concentration Processes during Snowmelt*. s.l.: s.n.
- Jörg P., Fromm R., Sailer R. et Schaffhauser A. (2006) « Measuring Snow Depth with a Terrestrial Laser Ranging System. » In *Proceedings of the 2006 International Snow Science Workshop*, 452-460. s.l.: s.n.
- Kan G., He X., Ding L., Li J., Liang K. et Hong Y. (2017) « A Heterogeneous Computing Accelerated SCE-UA Global Optimization Method Using OpenMP, OpenCL, CUDA, and OpenACC. » *Water Science and Technology* 76 (7): 1640-1651. doi:10.2166/wst.2017.322.
- Karl T. R., Groisman P. Y., Knight R. W. et Heim R. R. (1993) « Recent Variations of Snow Cover and Snowfall in North America and Their Relation to Precipitation and Temperature Variations. » *Journal of Climate* 6 (7): 1327-1344. doi:10.1175/1520-0442(1993)006<1327:RVOSCA>2.0.CO;2.
- Keenan E., Wever N., Dattler M., Lenaerts J. T. M., Medley B., Kuipers Munneke P. et Reijmer C. (2021) « Physics-Based SNOWPACK Model Improves Representation of near-Surface Antarctic Snow and Firn Density. » *The Cryosphere* 15 (2): 1065-1085. doi:10.5194/tc-15-1065-2021.
- Khan Alia L., Dierssen H., Schwarz J. P., Schmitt C., Chlus A., Hermanson M., Painter T. H. et McKnight D. M. (2017) « Impacts of Coal Dust from an Active Mine on the Spectral Reflectance of Arctic Surface Snow in Svalbard, Norway. » *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 122 (3): 1767-1778. doi:10.1002/2016JD025757.
- Koch F., Henkel P., Appel F., Schmid L., Bach H., Lamm M., Prasch M., Schweizer J. et Mauser W. (2019) « Retrieval of Snow Water Equivalent, Liquid Water Content, and Snow Height of Dry and Wet Snow by Combining GPS Signal Attenuation and Time Delay. » *Water Resources Research* 55 (5): 4465-4487. doi:10.1029/2018WR024431.
- Kochendorfer J., Earle M., Rasmussen R., Smith C., Yang D., Morin S., Mekis E., Buisan S., Roulet Y.-A., Landolt S., Wolff M., Hoover J., Thériault J. M., Lee G., Baker B., Nitu R., Lanza L., Colli M. et Meyers T. (2022) « How Well Are We Measuring Snow Post-SPICE? » *Bulletin of the American Meteorological Society* 103 (2): E370-E388. doi:10.1175/BAMS-D-20-0228.1.
- Kokkonen T., Koivusalo H., Jakeman A. et Norton J. (2006) « Construction of a Degree-Day Snow Model in the Light of the "Ten Iterative Steps in Model Development". »: 12.
- Lachapelle M. et Thériault J. M. (2022) « Characteristics of precipitation particles and microphysical processes during the 11–12 January 2020 ice pellet storm in the Montréal area, Québec, Canada. » *Monthly Weather Review*. doi:10.1175/MWR-D-21-0185.1. <https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/aop/MWR-D-21-0185.1/MWR-D-21-0185.1.xml>.
- Lackner G., Domine F., Nadeau D. F., Parent A.-C., Anctil F., Lafaysse M. et Dumont M. (2022) « On the Energy Budget of a Low-Arctic Snowpack. » *The Cryosphere* 16 (1): 127-142. doi:10.5194/tc-16-127-2022.

- Lafaysse M., Hingray B., Etchevers P., Martin E. et Obled C. (2011) « Influence of Spatial Discretization, Underground Water Storage and Glacier Melt on a Physically-Based Hydrological Model of the Upper Durance River Basin. » *Journal of Hydrology* 403 (1-2): 116-129. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.03.046.
- Langlois A., Royer A., Montpetit B., Picard G., Brucker L., Arnaud L., Harvey-Collard P., Fily M. et Goïta K. (2010) « On the Relationship between Snow Grain Morphology and In-Situ near Infrared Calibrated Reflectance Photographs. » *Cold Regions Science and Technology* 61 (1): 34-42. doi:10.1016/j.coldregions.2010.01.004.
- Larson K. M. (2016) « Interferometric Reflectometry: Applications to Surface Soil Moisture, Snow Depth, and Vegetation Water Content in the Western United States. » *WIREs Water* 3 (6): 775-787. doi:10.1002/wat2.1167.
- Larue F., Royer A., De Sève D., Langlois A., Roy A. et Brucker L. (2017) « Validation of GlobSnow-2 Snow Water Equivalent over Eastern Canada. » *Remote Sensing of Environment* 194: 264-277. doi:10.1016/j.rse.2017.03.027.
- Lawford R.G., Prowse T.D., Hogg W.D., Warkentin A.A. et Pilon P.J. (1995) « Hydrometeorological Aspects of Flood Hazards in Canada. » *Atmosphere-Ocean* 33 (2): 303-328. doi:10.1080/07055900.1995.9649535.
- Lee R. (1963) *Evaluation of solar beam irradiation as a climatic parameter of mountain watersheds*, Collins, CO: Colorado State University. s.l.: s.n.
- Lehning M., Bartelt P., Brown B. et Fierz C. (2002) « A Physical SNOWPACK Model for the Swiss Avalanche Warning: Part III: Meteorological Forcing, Thin Layer Formation and Evaluation. » *Cold Regions Science and Technology* 35 (3): 169-184. doi:10.1016/S0165-232X(02)00072-1.
- Lehning M., Bartelt P., Brown B., Fierz C. et Satyawali P. (2002) « A Physical SNOWPACK Model for the Swiss Avalanche Warning: Part II. Snow Microstructure. » *Cold Regions Science and Technology* 35 (3): 147-167. doi:10.1016/S0165-232X(02)00073-3.
- Li D., Wrzesien M. L., Durand M., Adam J. et Lettenmaier D. P. (2017) « How Much Runoff Originates as Snow in the Western United States, and How Will That Change in the Future? » *Geophysical Research Letters* 44 (12): 6163-6172. doi:10.1002/2017GL073551.
- Liang X., Lettenmaier D. P., Wood E. F. et Burges S. J. (1994) « A Simple Hydrologically Based Model of Land Surface Water and Energy Fluxes for General Circulation Models. » *Journal of Geophysical Research* 99 (D7): 14415. doi:10.1029/94JD00483.
- Lindström G., Johansson B., Persson M., Gardelin M. et Bergström S. (1997) « Development and Test of the Distributed HBV-96 Hydrological Model. » *Journal of Hydrology* 201 (1-4): 272-288. doi:10.1016/S0022-1694(97)00041-3.
- Liston G. E. et Elder K. (2006) « A Distributed Snow-Evolution Modeling System (SnowModel). » *Journal of Hydrometeorology* 7 (6): 1259-1276. doi:10.1175/JHM548.1.
- Liston G. E. et Hall D. K. (1995) « An Energy-Balance Model of Lake-Ice Evolution. » *Journal of Glaciology* 41 (138): 373-382. doi:10.3189/S0022143000016245.
- Liston G. E. et Mernild S. H. (2012) « Greenland Freshwater Runoff. Part I: A Runoff Routing Model for Glaciated and Nonglaciated Landscapes (HydroFlow). » *Journal of Climate* 25 (17): 5997-6014. doi:10.1175/JCLI-D-11-00591.1.
- Lucas-Picher P., Arsenault R., Poulin A., Ricard S., Lachance-Cloutier S. et Turcotte R. (2020) « Application of a High-Resolution Distributed Hydrological Model on a U.S.-Canada

- Transboundary Basin: Simulation of the Multiyear Mean Annual Hydrograph and 2011 Flood of The Richelieu River Basin. » *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 12 (4). doi:10.1029/2019MS001709.
- Lucianetti G., Penna D., Mastrorillo L. et Mazza R. (2020) « The Role of Snowmelt on the Spatio-Temporal Variability of Spring Recharge in a Dolomitic Mountain Group, Italian Alps. » *Water* 12 (8): 2256. doi:10.3390/w12082256.
- Luojus K., Pulliainen J., Takala M., Lemmetyinen J., Mortimer C., Derksen C., Mudryk L., Moisander M., Hiltunen M., Smolander T., Ikonen J., Cohen J., Salminen M., Norberg J., Veijola K. et Venäläinen P. (2021) « GlobSnow v3.0 Northern Hemisphere Snow Water Equivalent Dataset. » *Scientific Data* 8 (1): 163. doi:10.1038/s41597-021-00939-2.
- Magnusson J., Wever N., Essery R., Helbig N., Winstral A. et Jonas T. (2015) « Evaluating Snow Models with Varying Process Representations for Hydrological Applications. » *Water Resources Research* 51 (4): 2707-2723. doi:10.1002/2014WR016498.
- Marks D., Domingo J., Susong D., Link T. et Garen D. (1999) « A Spatially Distributed Energy Balance Snowmelt Model for Application in Mountain Basins. » *Hydrological Processes* 13 (12-13): 1935-1959. doi:10.1002/(SICI)1099-1085(199909)13:12/13<1935::AID-HYP868>3.0.CO;2-C.
- Marks D., Kimball J., Tingey D. et 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. doi:10.1002/(SICI)1099-1085(199808/09)12:10/11<1569::AID-HYP682>3.0.CO;2-L.
- Marsh C. B., Pomeroy J. W. et Wheeler H. S. (2020) « The Canadian Hydrological Model (CHM) v1.0: A Multi-Scale, Multi-Extent, Variable-Complexity Hydrological Model – Design and Overview. » *Geoscientific Model Development* 13 (1): 225-247. doi:10.5194/gmd-13-225-2020.
- Mas A., Baraer M., Arsenault R., Poulin A. et 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.
- Matott L.S. (2017) « OSTRICH – An Optimization Software Toolkit for Research Involving Computational Heuristics Documentation and User's Guide Version 17.12.19. 79. » s.l.: University at Buffalo Center for Computational Research. <http://www.civil.uwaterloo.ca/envmodelling/Ostrich.html>.
- Matzl M. et Schneebeli M. (2006) « Measuring Specific Surface Area of Snow by Near-Infrared Photography. » *Journal of Glaciology* 52 (179): 558-564. doi:10.3189/172756506781828412.
- McCabe G. J., Clark M. P. et 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.
- Mohammed A. A., Pavlovskii I., Cey E. E. et Hayashi M. (2019) « Effects of Preferential Flow on Snowmelt Partitioning and Groundwater Recharge in Frozen Soils. » *Hydrology and Earth System Sciences* 23 (12): 5017-5031. doi:10.5194/hess-23-5017-2019.
- Moisseev D., von Lerber A. et Tiira J. (2017) « Quantifying the Effect of Riming on Snowfall Using Ground-Based Observations: THE EFFECT OF RIMING ON SNOWFALL. » *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 122 (7): 4019-4037. doi:10.1002/2016JD026272.

- Monti F., Cagnati A., Valt M. et Schweizer J. (2012) « A New Method for Visualizing Snow Stability Profiles. » *Cold Regions Science and Technology* 78: 64-72. doi:10.1016/j.coldregions.2012.02.005.
- Mukhopadhyay B. et Khan A. (2015) « A Reevaluation of the Snowmelt and Glacial Melt in River Flows within Upper Indus Basin and Its Significance in a Changing Climate. » *Journal of Hydrology* 527: 119-132. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.04.045.
- Musselman K. N., Pomeroy J. W., Essery R. L. H. et Leroux N. (2015) « Impact of Windflow Calculations on Simulations of Alpine Snow Accumulation, Redistribution and Ablation. » *Hydrological Processes* 29 (18): 3983-3999. doi:10.1002/hyp.10595.
- Myers D. T., Ficklin D. L. et Robeson S. M. (2021) « Incorporating Rain-on-Snow into the SWAT Model Results in More Accurate Simulations of Hydrologic Extremes. » *Journal of Hydrology* 603: 126972. doi:10.1016/j.jhydrol.2021.126972.
- Naaim-Bouvet F., Guyomarc'h G., Naaim M., Durand Y., Bellot H. et Pugliese P. (2012) « Transport de Neige Par Le Vent Sur Un Site de Haute Montagne :De La Modélisation à l'observation, de l'observation à La Modélisation. » *La Houille Blanche* 98 (1): 51-57. doi:10.1051/lhb/2012008.
- Nash J.E. et Sutcliffe J.V. (1970) « River Flow Forecasting through Conceptual Models Part I — A Discussion of Principles. » *Journal of Hydrology* 10 (3): 282-290. doi:10.1016/0022-1694(70)90255-6.
- Nešpor V. et Sevruk B. (1999) « Estimation of Wind-Induced Error of Rainfall Gauge Measurements Using a Numerical Simulation. » *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 16 (4): 450-464. doi:10.1175/1520-0426(1999)016<0450:EOWIEO>2.0.CO;2.
- Nishimura H., Maeno N. et Satow K. (1983) « Initial stage of densification of snow in Mizuho Plateau, Antarctica. » *Memoirs of National Institute of Polar Research* Special issue 29: 149-158.
- Oreiller M., Nadeau D. F., Minville M. et Rousseau A. N. (2014) « Modelling Snow Water Equivalent and Spring Runoff in a Boreal Watershed, James Bay, Canada. » *Hydrological Processes* 28 (25): 5991-6005. doi:10.1002/hyp.10091.
- Painter T. H., Rittger K., McKenzie C., Slaughter P., Davis R. E. et Dozier J. (2009) « Retrieval of Subpixel Snow Covered Area, Grain Size, and Albedo from MODIS. » *Remote Sensing of Environment* 113 (4): 868-879. doi:10.1016/j.rse.2009.01.001.
- Paquet E. et Laval M.-T. (2006) « Retour d'expérience et perspectives d'exploitation des Nivomètres à Rayonnement Cosmique d'EDF. » *La Houille Blanche* 92 (2): 113-119. doi:10.1051/lhb:200602015.
- Paquette A. et Baraer M. (2021) « Hydrological Behavior of an Ice-layered Snowpack in a Non-mountainous Environment. » *Hydrological Processes*. doi:10.1002/hyp.14433.
- Perovich D. K., Grenfell T.C., Light B. et Hobbs P.V. (2002) « Seasonal Evolution of the Albedo of Multiyear Arctic Sea Ice. » *Journal of Geophysical Research* 107 (C10): 8044. doi:10.1029/2000JC000438.
- Pielmeier C. et Schneebeli M. (2003) « Developments in the Stratigraphy of Snow. » *Surveys in Geophysics* 24 (5/6): 389-416. doi:10.1023/B:GEOP.0000006073.25155.b0.
- Poissant D., Arsenault R. et Brissette F. (2017) « Impact of Parameter Set Dimensionality and Calibration Procedures on Streamflow Prediction at Ungauged Catchments. » *Journal of Hydrology: Regional Studies* 12: 220-237. doi:10.1016/j.ejrh.2017.05.005.

- Poulin A., Brissette F., Leconte R., Arsenault R. et 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. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.08.057.
- Pradhanang S. M., Anandhi A., Mukundan R., Zion M. S., Pierson D. C., Schneiderman E. M., Matonse A. et Frei A. (2011) « Application of SWAT Model to Assess Snowpack Development and Streamflow in the Cannonsville Watershed, New York, USA. » *Hydrological Processes* 25 (21): 3268-3277. doi:10.1002/hyp.8171.
- Quéno L., Vionnet V., Cabot F., Vrécourt D. et Dombrowski-Etchevers I. (2018) « Forecasting and Modelling Ice Layer Formation on the Snowpack Due to Freezing Precipitation in the Pyrenees. » *Cold Regions Science and Technology* 146: 19-31. doi:10.1016/j.coldregions.2017.11.007.
- Quilbé R., Rousseau A. N., Moquet J.-S., Trinh Nguyen B., Dibike Y., Gachon P. et Chaumont D. (2008) « Assessing the Effect of Climate Change on River Flow Using General Circulation Models and Hydrological Modelling – Application to the Chaudière River, Québec, Canada. » *Canadian Water Resources Journal* 33 (1): 73-94. doi:10.4296/cwrj3301073.
- Rasmussen R., Baker B., Kochendorfer J., Meyers T., Landolt S., Fischer A. P., Black J., Thériault J. M., Kucera P., Gochis D., Smith C., Nitu R., Hall M., Ikeda K. et Gutmann E. (2012) « How Well Are We Measuring Snow: The NOAA/FAA/NCAR Winter Precipitation Test Bed. » *Bulletin of the American Meteorological Society* 93 (6): 811-829. doi:10.1175/BAMS-D-11-00052.1.
- Razavi S., Sheikholeslami R., Gupta H. V. et Haghnegahdar A. (2019) « VARS-TOOL: A Toolbox for Comprehensive, Efficient, and Robust Sensitivity and Uncertainty Analysis. » *Environmental Modelling & Software* 112: 95-107. doi:10.1016/j.envsoft.2018.10.005.
- Reid R. C., Prausnitz J. M. et Poling Bruce E. (1987) *The properties of gases and liquids*, 4th ed. New York: McGraw-Hill.
- Riche F. et Schneebeli M. (2013) « Thermal Conductivity of Snow Measured by Three Independent Methods and Anisotropy Considerations. » *The Cryosphere* 7 (1): 217-227. doi:10.5194/tc-7-217-2013.
- Rigon R., Bertoldi G. et Over T. M. (2006) « GEOtop: A Distributed Hydrological Model with Coupled Water and Energy Budgets. » *Journal of Hydrometeorology* 7 (3): 371-388. doi:10.1175/JHM497.1.
- Roberts E. et Stewart R. E. (2008) « On the Occurrence of Freezing Rain and Ice Pellets over the Eastern Canadian Arctic. » *Atmospheric Research* 89 (1-2): 93-109. doi:10.1016/j.atmosres.2007.11.032.
- Rousseau A. N., Savary S. et Bazinet M.-L. (2022) « Flood water storage using active and passive approaches - Assessing flood control attributes of wetlands and riparian agricultural land in the Lake Champlain-Richelieu River watershed. A Report to the International Lake Champlain - Richelieu River Study Board. » R2083. INRS - Centre Eau Terre Environnement: s.n.
- Rousseau A. N., Savary S. et Tremblay S. (2017) *Développement de PHYSITEL 64 bits avec interface graphique pour supporter les applications d'HYDROTEL sur des bassins versants de grande envergure: (incluant des compléments d'aide et des développements pour HYDROTEL): Travaux 2016. Rapport Final.* (INRS Centre Eau Terre Environnement Documents scientifiques et techniques; R1724). Institut National de la Recherche Scientifique - Centre Eau Terre Environnement: s.n.

- Rousseau A. N., Savary S., Tremblay S., Caillouet L., Doumbia C., Augas J., Foulon É. et Abbasnezhadi K. (2020) « A Distributed Hydrological Modelling System to Support Hydroelectric Production in Northern Environment under Current and Changing Climate Conditions. » Documents scientifiques et techniques R1926. s.l.: INRS-ETE.
- Ryan W.A., Doesken N. J. et Fassnacht S. R. (2008) « Evaluation of Ultrasonic Snow Depth Sensors for U.S. Snow Measurements. » *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 25 (5): 667-684. doi:10.1175/2007JTECHA947.1.
- Saha S. K., Sujith K., Pokhrel S., Chaudhari H. S. et Hazra A. (2017) « Effects of Multilayer Snow Scheme on the Simulation of Snow: Offline Noah and Coupled with NCEPCFSv2. » *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 9 (1): 271-290. doi:10.1002/2016MS000845.
- Sakazume S. et Seki N. (1978) « Thermal properties of ice and snow at low temperature region. » *Bulletin of the Japanese Society of Mechanical Engineering* 44: 2059-2069.
- Saloranta T. M. (2012) « Simulating Snow Maps for Norway: Description and Statistical Evaluation of the SeNorge Snow Model. » *The Cryosphere* 6 (6): 1323-1337. doi:10.5194/tc-6-1323-2012.
- Saloranta T. M. (2016) « Operational Snow Mapping with Simplified Data Assimilation Using the SeNorge Snow Model. » *Journal of Hydrology* 538: 314-325. doi:10.1016/j.jhydrol.2016.03.061.
- Samuel J., Kavanaugh J., Benkert B., Samolczyk M., Laxton S., Evans R., Saal S., Gonet J., Horton B., Clague J., Harmer Z. et Kinnear L. (2016) « Evaluating climate change impacts on the upper Yukon River basin: Projecting future conditions using glacier, climate and hydrological models. » Whitehorse, Yukon: Northern Climate ExChange, Yukon Research Centre.
- Samuel J., Rousseau A. N., Abbasnezhadi K. et Savary S. (2019) « Development and Evaluation of a Hydrologic Data-Assimilation Scheme for Short-Range Flow and Inflow Forecasts in a Data-Sparse High-Latitude Region Using a Distributed Model and Ensemble Kalman Filtering. » *Advances in Water Resources* 130: 198-220. doi:10.1016/j.advwatres.2019.06.004.
- Saucier J.-P., Bergeron J.-F., Grondin P. et Robitaille A. (1998) « Les régions écologiques du Québec méridional: un des éléments du système hiérarchique de classification écologique du territoire mis au point par le Ministère des Ressources Naturelles. » Supplément: 1-12.
- Savary S., Rousseau A. N. et Quilbé R. (2009) « Assessing the Effects of Historical Land Cover Changes on Runoff and Low Flows Using Remote Sensing and Hydrological Modeling. » *Journal of Hydrologic Engineering* 14 (6): 575-587. doi:10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000024.
- Schaefer G. L. et Paetzold R. F. (2001) « SNOTEL (SNOWpack TELEmetry) and SCAN (Soil Climate Analysis Network). » 1074. Automated Weather Stations for Applications in Agriculture and Water Resources Management: Current Use and Future Perspectives: 187-194.
- Siderius C., Biemans H., Wiltshire A., Rao S., Franssen W.H.P., Kumar P., Gosain A.K., van Vliet M.T.H. et Collins D.N. (2013) « Snowmelt Contributions to Discharge of the Ganges. » *Science of The Total Environment* 468-469: S93-S101. doi:10.1016/j.scitotenv.2013.05.084.
- Siegfried M. R., Medley B., Larson K. M., Fricker H. A. et Tulaczyk S. (2017) « Snow Accumulation Variability on a West Antarctic Ice Stream Observed with GPS Reflectometry, 2007–2017. » *Geophysical Research Letters* 44 (15): 7808-7816. doi:10.1002/2017GL074039.

- Skahill B. E. et Doherty J. (2006) « Efficient Accommodation of Local Minima in Watershed Model Calibration. » *Journal of Hydrology* 329 (1-2): 122-139. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.02.005.
- Slater A. G. et Clark M. P. (2006) « Snow Data Assimilation via an Ensemble Kalman Filter. » *Journal of Hydrometeorology* 7 (3): 478-493. doi:10.1175/JHM505.1.
- Smith C. D., Kontu A., Laffin R. et Pomeroy J. W. (2017) « An Assessment of Two Automated Snow Water Equivalent Instruments during the WMO Solid Precipitation Intercomparison Experiment. » *The Cryosphere* 11 (1): 101-116. doi:10.5194/tc-11-101-2017.
- Stewart R.E. et Patenaude L.M. (1988) « Rain-snow Boundaries and Freezing Precipitation in Canadian East Coast Winter Storms. » *Atmosphere-Ocean* 26 (3): 377-398. doi:10.1080/07055900.1988.9649309.
- Stewart Ronald E. (1985) « Precipitation Types in Winter Storms. » *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH* 123 (4): 597-609. doi:10.1007/BF00877456.
- Stewart R. E. et King P. (1987) « Freezing Precipitation in Winter Storms. » *Monthly Weather Review* 115 (7): 1270-1280. doi:10.1175/1520-0493(1987)115<1270:FPIWS>2.0.CO;2.
- Stroeve J. C., Box J. E. et Haran T. (2006) « Evaluation of the MODIS (MOD10A1) Daily Snow Albedo Product over the Greenland Ice Sheet. » *Remote Sensing of Environment* 105 (2): 155-171. doi:10.1016/j.rse.2006.06.009.
- Strong W. L. (2013) « Ecoclimatic Zonation of Yukon (Canada) and Ecoclinal Variation in Vegetation. » *ARCTIC* 66 (1): 52-67. doi:10.14430/arctic4266.
- Sui J. et Koehler G. (2001) « Rain-on-Snow Induced Flood Events in Southern Germany. » *Journal of Hydrology* 252 (1-4): 205-220. doi:10.1016/S0022-1694(01)00460-7.
- Suleiman B. M., Larfeldt J., Leckner B. et Gustavsson M. (1999) « Thermal Conductivity and Diffusivity of Wood. » *Wood Science and Technology* 33 (6): 465-473. doi:10.1007/s002260050130.
- Suzuki K., Kubota J., Ohata T. et Vuglinsky V. (2006) « Influence of Snow Ablation and Frozen Ground on Spring Runoff Generation in the Mogot Experimental Watershed, Southern Mountainous Taiga of Eastern Siberia. » *Hydrology Research* 37 (1): 21-29. doi:10.2166/nh.2006.0002.
- Szeto K. K., Tremblay A., Guan H., Hudak D. R., Stewart R. E. et Cao Z. (1999) « The Mesoscale Dynamics of Freezing Rain Storms over Eastern Canada. » *Journal of the Atmospheric Sciences* 56 (10): 1261-1281. doi:10.1175/1520-0469(1999)056<1261:TMDOFR>2.0.CO;2.
- Szumińska D., Potapowicz J., Szopińska M., Czapiewski S., Falk U., Frankowski M. et Polkowska Ż. (2021) « Sources and Composition of Chemical Pollution in Maritime Antarctica (King George Island), Part 2: Organic and Inorganic Chemicals in Snow Cover at the Warszawa Icefield. » *Science of The Total Environment* 796: 149054. doi:10.1016/j.scitotenv.2021.149054.
- Tolson B. A. et Shoemaker C. A. (2007) « Dynamically Dimensioned Search Algorithm for Computationally Efficient Watershed Model Calibration. » *Water Resources Research* 43 (1). doi:10.1029/2005WR004723.
- Tuo Y., Marcolini G., Disse M. et Chiogna G. (2018) « Calibration of Snow Parameters in SWAT: Comparison of Three Approaches in the Upper Adige River Basin (Italy). » *Hydrological Sciences Journal* 63 (4): 657-678. doi:10.1080/02626667.2018.1439172.

- Turcotte R., Fortier Filion T.-C., Lacombe P., Fortin V., Roy A. et Royer A. (2010) « Simulation Hydrologique Des Derniers Jours de La Crue de Printemps: Le Problème de La Neige Manquante. » *Hydrological Sciences Journal* 55 (6): 872-882. doi:10.1080/02626667.2010.503933.
- Turcotte R., Fortin L. G., Fortin V., Fortin J. P. et Villeneuve J.-P. (2007) « Operational Analysis of the Spatial Distribution and the Temporal Evolution of the Snowpack Water Equivalent in Southern Québec, Canada. » *Hydrology Research* 38 (3): 211-234. doi:10.2166/nh.2007.009.
- Turcotte R., Lacombe P., Dimnik C. et Villeneuve J.-P. (2004) « Préviation Hydrologique Distribuée Pour La Gestion Des Barrages Publics Du Québec. » *Canadian Journal of Civil Engineering* 31 (2): 308-320. doi:10.1139/l04-011.
- Turcotte R., Rousseau A. N., Fortin J.-P. et Villeneuve J.-P. (2003) « A Process-Oriented, Multiple-Objective Calibration Strategy Accounting for Model Structure. » In *Water Science and Application*, sous la dir. de Qingyun Duan, Hoshin V. Gupta, Soroosh Sorooshian, Alain N. Rousseau, et Richard Turcotte, 6:153-163. Washington, D. C.: American Geophysical Union. doi:10.1029/WS006p0153.
- Valence E., Baraer M., Rosa E., Barbecot F. et Monty C. (2022) « Drone-Based Ground-Penetrating Radar (GPR) Application to Snow Hydrology. » *The Cryosphere* 16 (9): 3843-3860. doi:10.5194/tc-16-3843-2022.
- Valery A. (2010) « Modélisation Précipitations—Débit sous Influence Nivale. Elaboration d'un Module Neige et Évaluation sur 380 Bassins Versants. » Diss. Doctorat Hydrobiologie, Cemagref (Antony), AgroParisTech (Paris).
- Varhola A., Wawerla J., Weiler M., Coops N. C., Bewley D. et Alila Y. (2010) « A New Low-Cost, Stand-Alone Sensor System for Snow Monitoring. » *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 27 (12): 1973-1978. doi:10.1175/2010JTECHA1508.1.
- Vickers H. M. S., Mooney P., Malnes E. et Lee H. (2022) « Comparing rain-on-snow representation across different observational methods and a regional climate model. » Preprint. s.l.: Snow/Remote Sensing. doi:10.5194/tc-2022-57. <https://tc.copernicus.org/preprints/tc-2022-57/>.
- Warren S. G. (2019) « Optical Properties of Ice and Snow. » *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 377 (2146): 20180161. doi:10.1098/rsta.2018.0161.
- Wen X., Ferreira A. M. A., Rae L. M., Saffari H., Adeel Z., Bakkensen . A., Estrada K. M. M., Garfin G. M., McPherson R. A. et Franco Vargas E. (2022) « A Comprehensive Methodology for Evaluating the Economic Impacts of Floods: An Application to Canada, Mexico, and the United States. » *Sustainability* 14 (21): 14139. doi:10.3390/su142114139.
- Wu Y., Zhang G., Rousseau A. N. et Xu Y. J. (2020) « Quantifying Streamflow Regulation Services of Wetlands with an Emphasis on Quickflow and Baseflow Responses in the Upper Nenjiang River Basin, Northeast China. » *Journal of Hydrology* 583: 124565. doi:10.1016/j.jhydrol.2020.124565.
- Wu Y., Zhang G., Rousseau A. N., Xu Y. J. et Foulon É. (2020) « On How Wetlands Can Provide Flood Resilience in a Large River Basin: A Case Study in Nenjiang River Basin, China. » *Journal of Hydrology* 587: 125012. doi:10.1016/j.jhydrol.2020.125012.

- Wu Y., Zhang G., Xu Y. J. et Rousseau A. N. (2021) « River Damming Reduces Wetland Function in Regulating Flow. » *Journal of Water Resources Planning and Management* 147 (10): 05021014. doi:10.1061/(ASCE)WR.1943-5452.0001434.
- Würzer S., Jonas T., Wever N. et Lehning M. (2016) « Influence of Initial Snowpack Properties on Runoff Formation during Rain-on-Snow Events. » *Journal of Hydrometeorology* 17 (6): 1801-1815. doi:10.1175/JHM-D-15-0181.1.
- Yang K., Musselman K. N., Rittger K., Margulis S. A., Painter T. H. et Molotch N. P. (2021) « Combining Ground-Based and Remotely Sensed Snow Data in a Linear Regression Model for Real-Time Estimation of Snow Water Equivalent. » *Advances in Water Resources*: 104075. doi:10.1016/j.advwatres.2021.104075.
- Yang T., Li Q., Hamdi R., Chen X., Zou Q., Cui F., De Maeyer P. et Li L. (2022) « Trends and Spatial Variations of Rain-on-Snow Events over the High Mountain Asia. » *Journal of Hydrology* 614: 128593. doi:10.1016/j.jhydrol.2022.128593.
- Yu K., Li Y., Jin T., Chang X., Wang Q. et Li J. (2020) « GNSS-R-Based Snow Water Equivalent Estimation with Empirical Modeling and Enhanced SNR-Based Snow Depth Estimation. » *Remote Sensing* 12 (23): 3905. doi:10.3390/rs12233905.
- Zanotti F., Endrizzi S., Bertoldi G. et Rigon R. (2004) « The GEOTOP Snow Module. » *Hydrological Processes* 18 (18): 3667-3679. doi:10.1002/hyp.5794.
- Zdanowicz C., Karlsson P., Beckholmen I., Roach P., Poulain A., Yumvihoze E., Martma T., Ryjkov A. et Dastoor A. (2018) « Snowmelt, Glacial and Atmospheric Sources of Mercury to a Subarctic Mountain Lake Catchment, Yukon, Canada. » *Geochimica et Cosmochimica Acta* 238: 374-393. doi:10.1016/j.gca.2018.06.003.
- Zerr R. J. (1997) « Freezing Rain: An Observational and Theoretical Study. » *Journal of Applied Meteorology* 36 (12): 1647-1661. doi:10.1175/1520-0450(1997)036<1647:FRAOAT>2.0.CO;2.

7 ANNEXE I : DOCUMENT SUPPLEMENTAIRE DU 1^{ER} ARTICLE

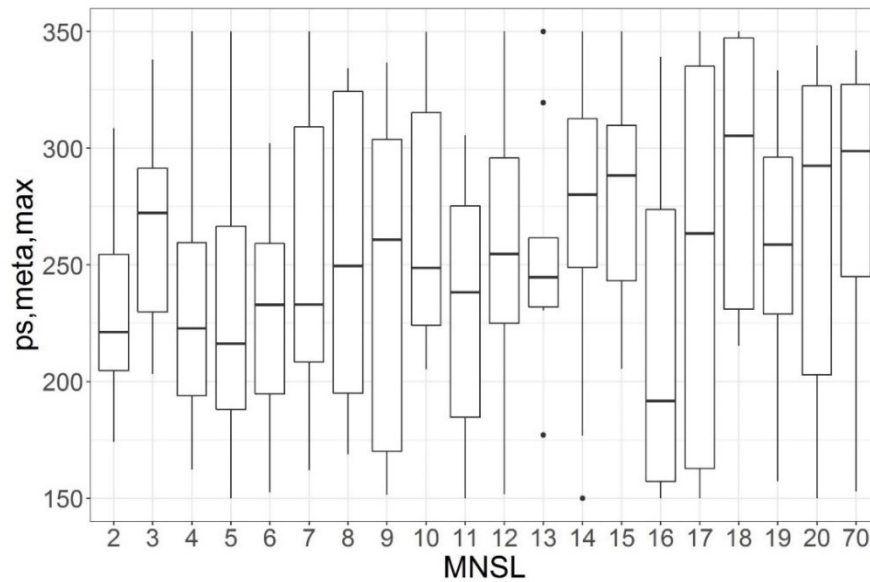


Figure 7.1 : Snow layer density triggering the metamorphism phenomenon of the snow layer against the MNSL at GMON LF station.

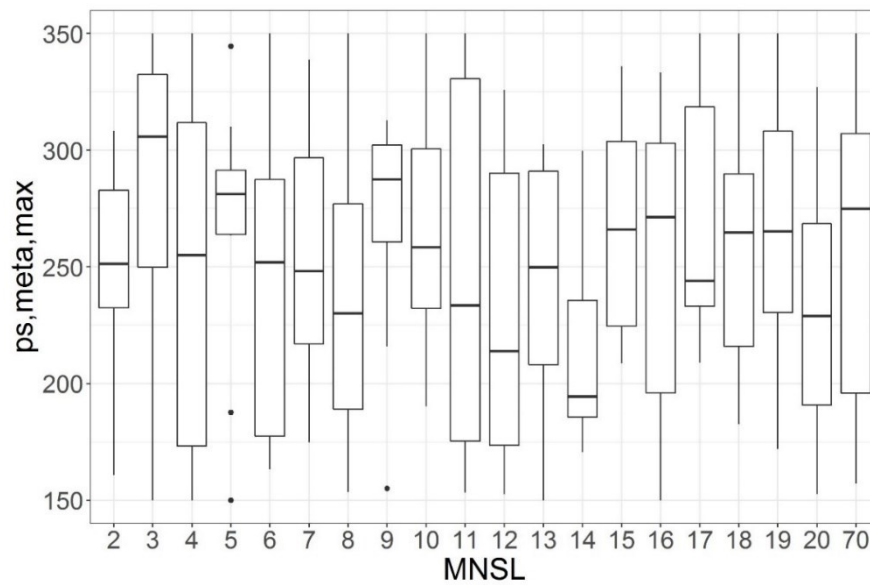


Figure 7.2 : Snow layer density triggering the metamorphism phenomenon of the snow layer against the MNSL at GMON LL station

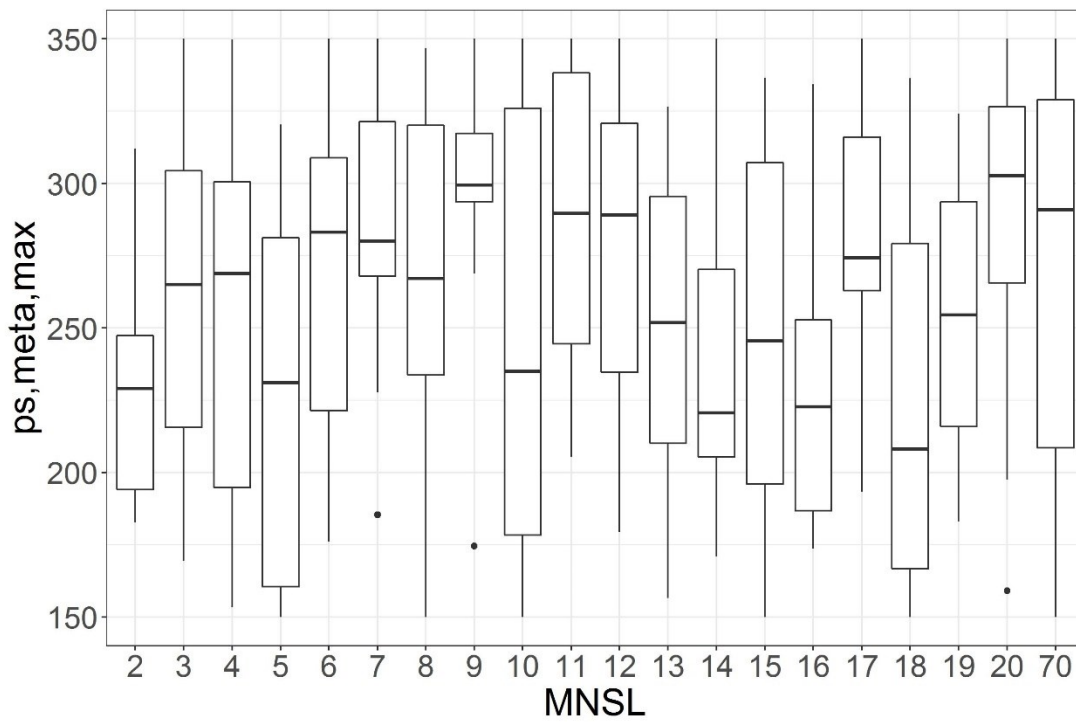


Figure 7.3 : Snow layer density triggering the metamorphism phenomenon of the snow layer against the MNSL at GMON W station.

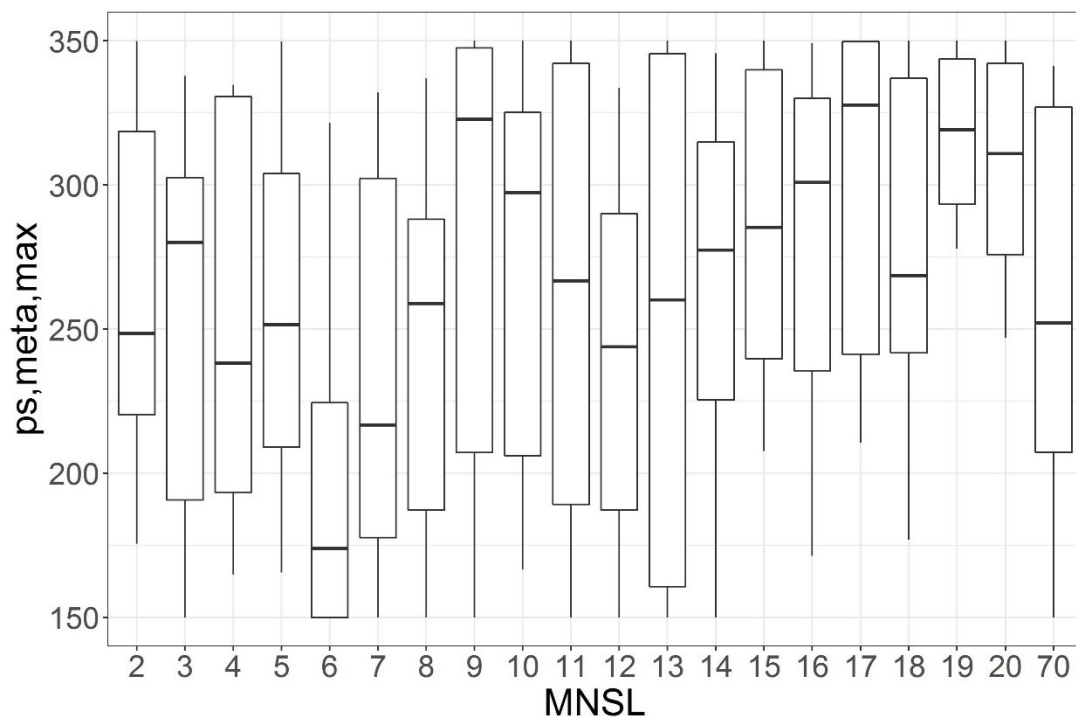


Figure 7.4 : Snow layer density triggering the metamorphism phenomenon of the snow layer against the MNSL at GMON Neco station.

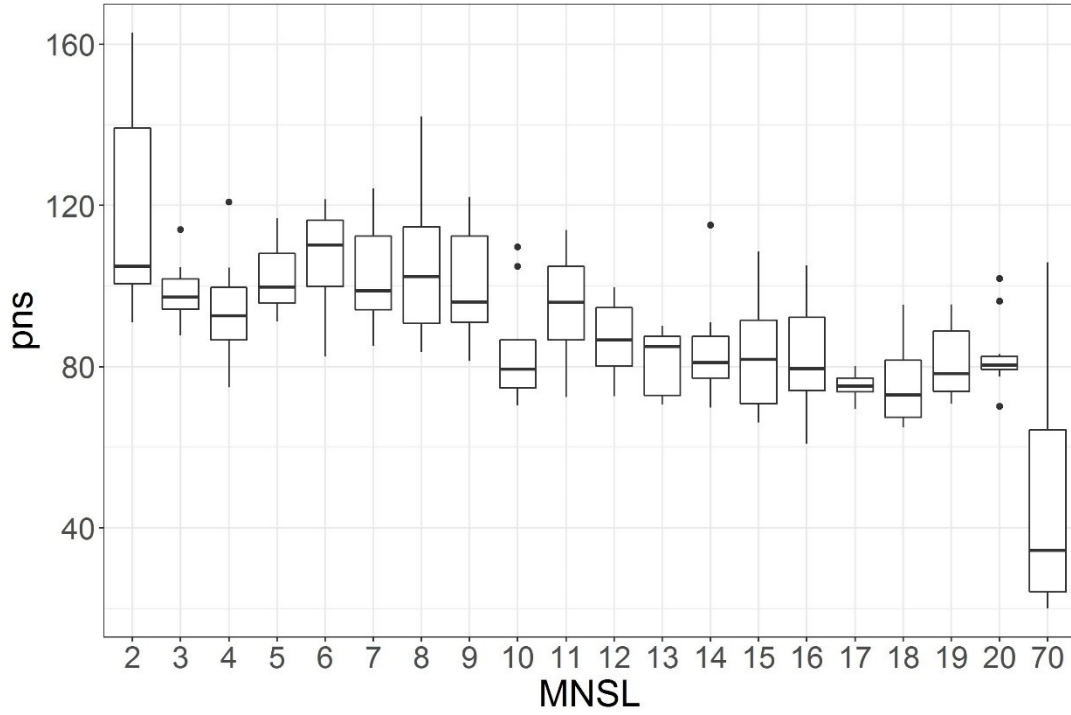


Figure 7.5 : Fresh snow minimum density against the MNSL at GMON LF station.

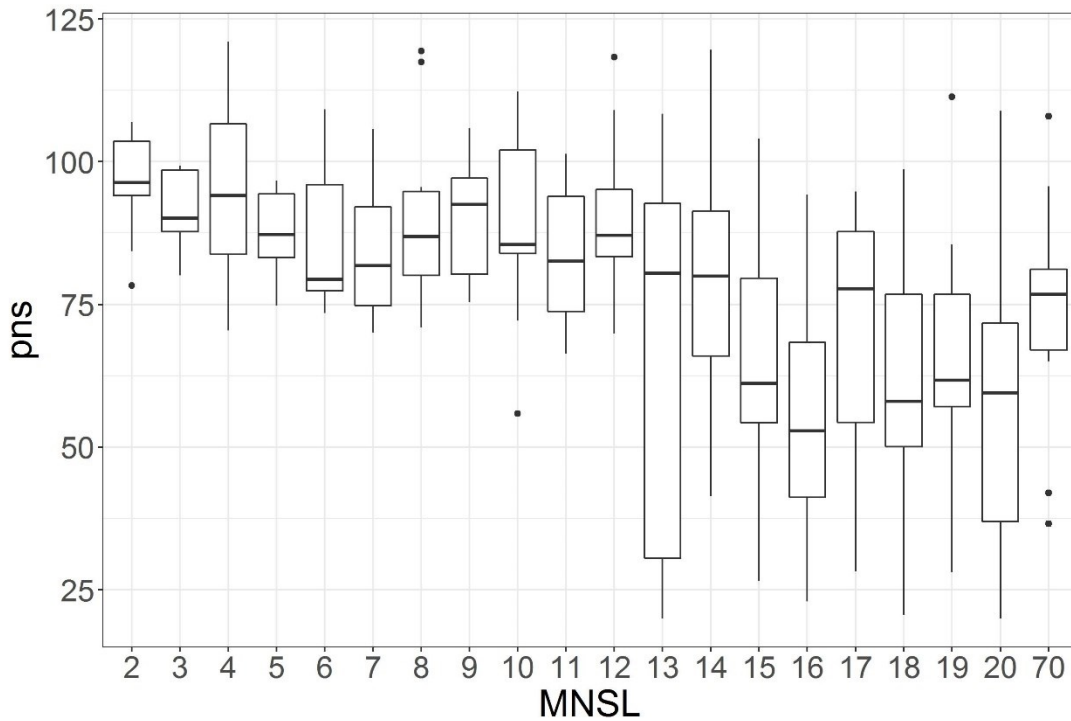


Figure 7.6 : Fresh snow minimum density against the MNSL at GMON LL station.

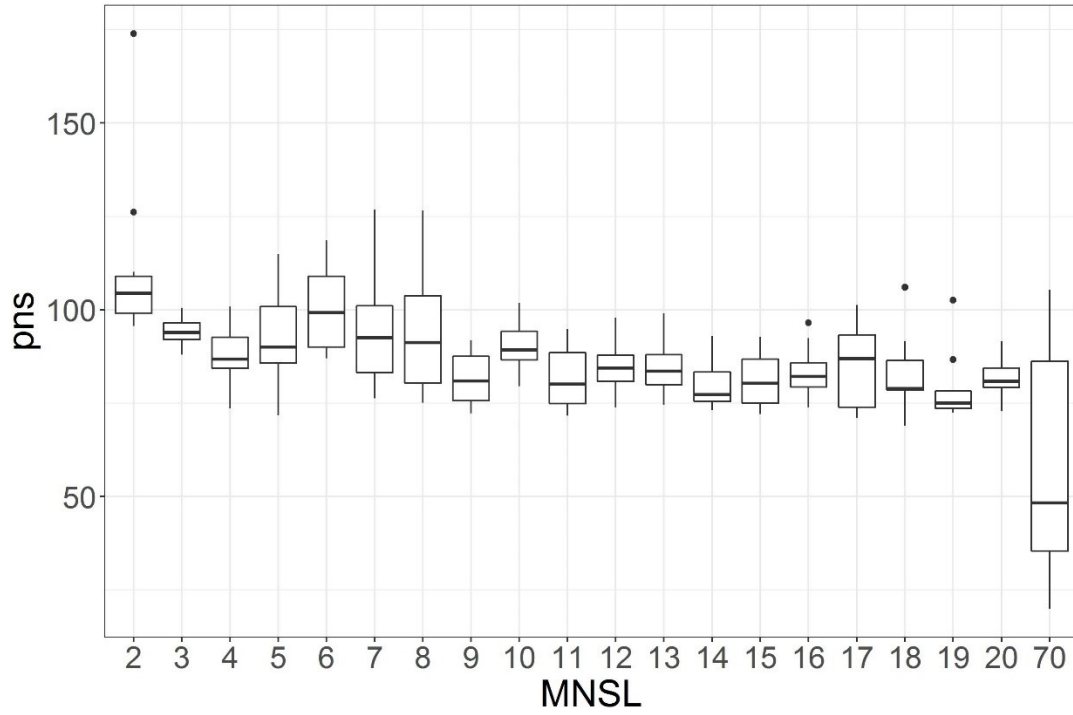


Figure 7.7 : Fresh snow minimum density against the MNSL at GMON W station.

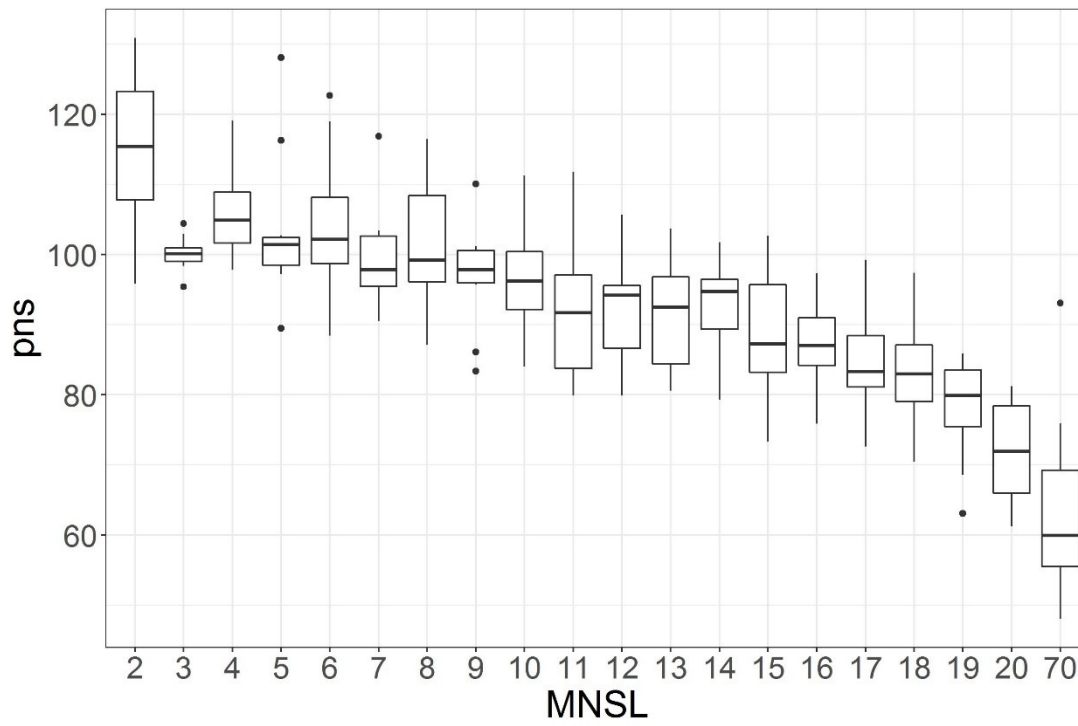


Figure 7.8 : Fresh snow minimum density against the MNSL at GMON Neco station.

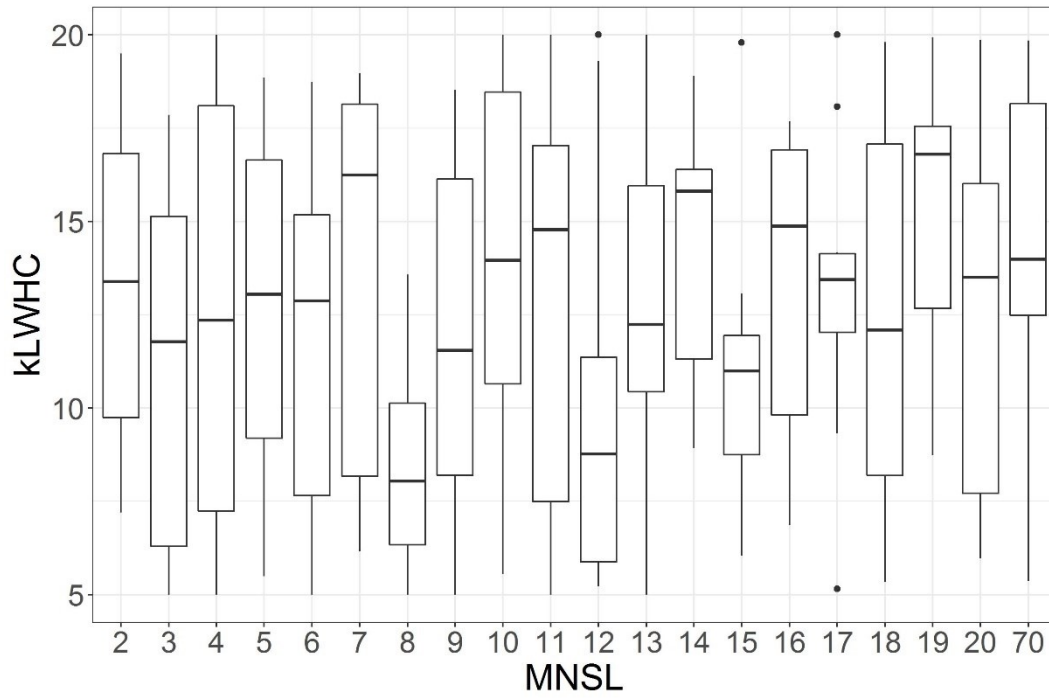


Figure 7.9 : Maximum retention capacity of the snow layer against the MNSL at GMON LF station.

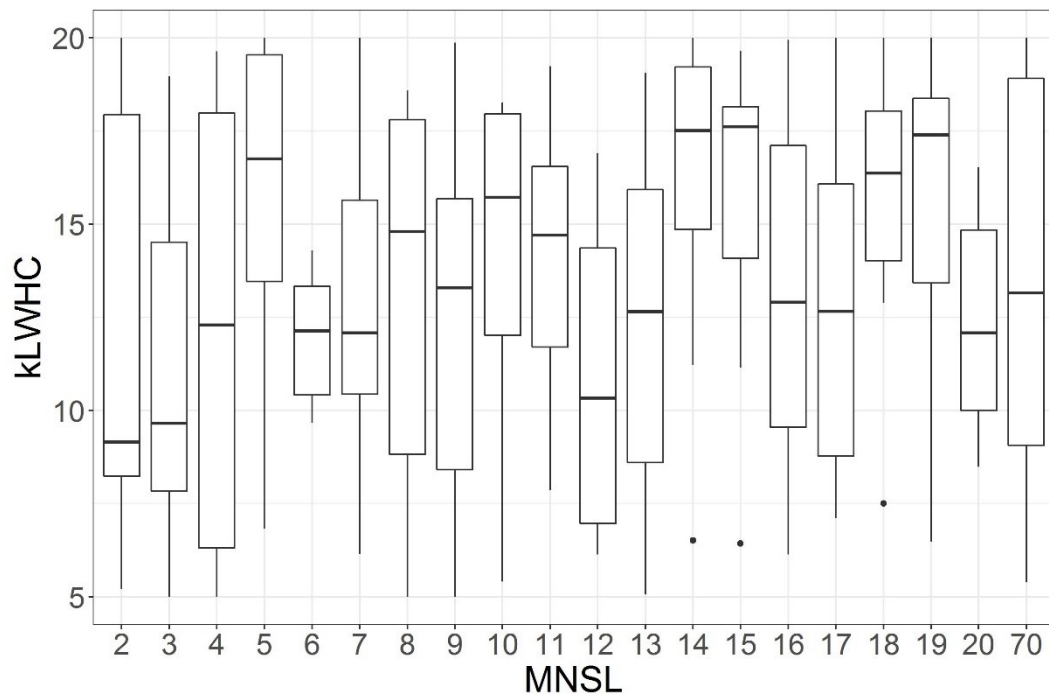


Figure 7.10 : Maximum retention capacity of the snow layer against the MNSL at GMON LL station.

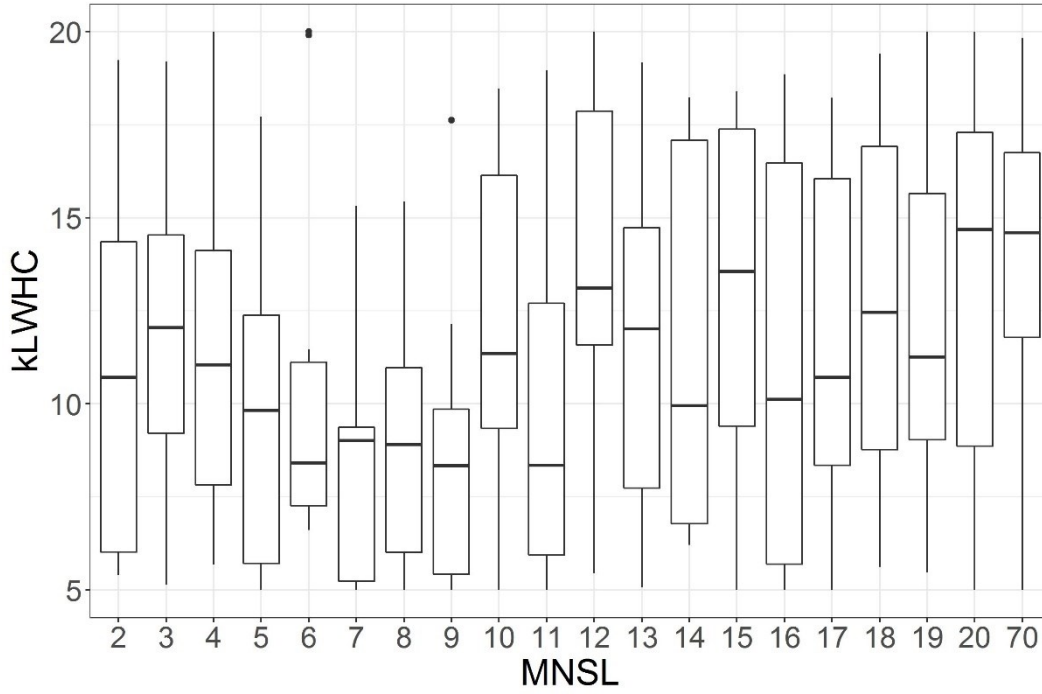


Figure 7.11 : Maximum retention capacity of the snow layer against the MNSL at GMON W station.

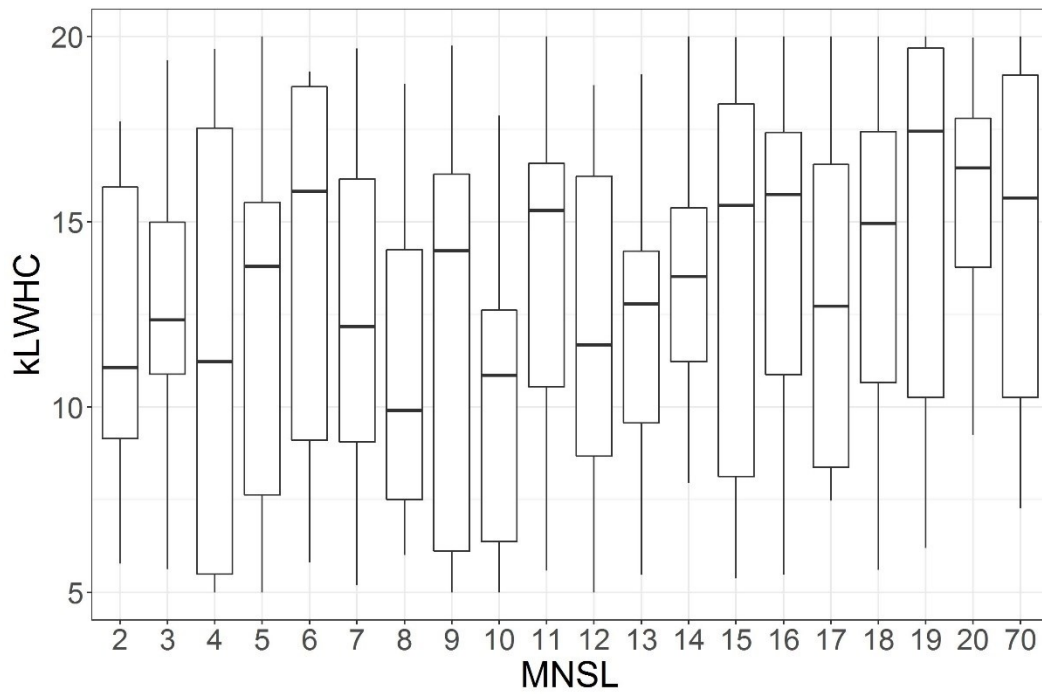


Figure 7.12 : Maximum retention capacity of the snow layer against the MNSL at GMON Neco station.

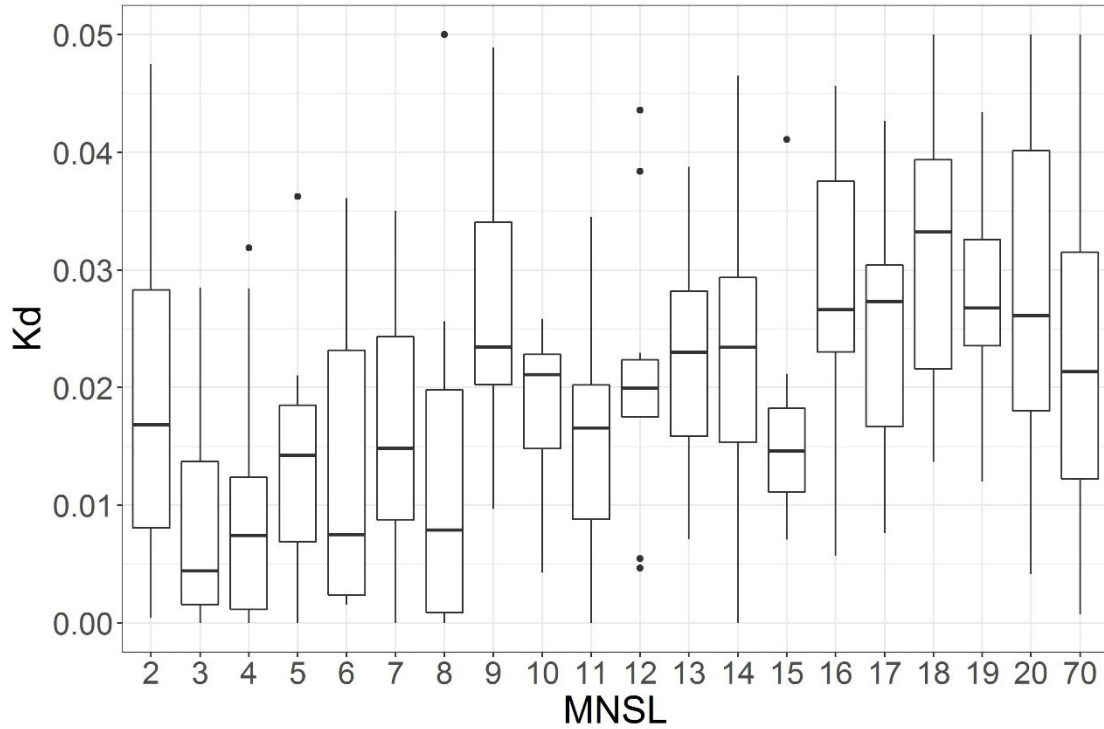


Figure 7.13 : Settlement coefficient against the MNSL at GMON LF station.

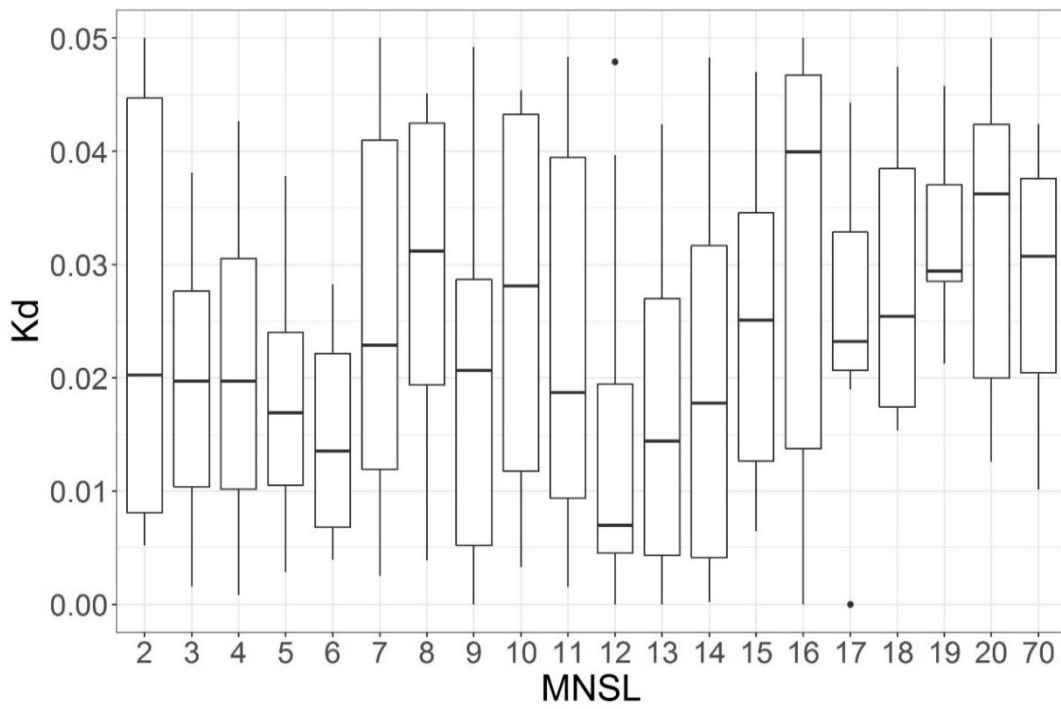


Figure 7.14 : Settlement coefficient against the MNSL at GMON LL station.

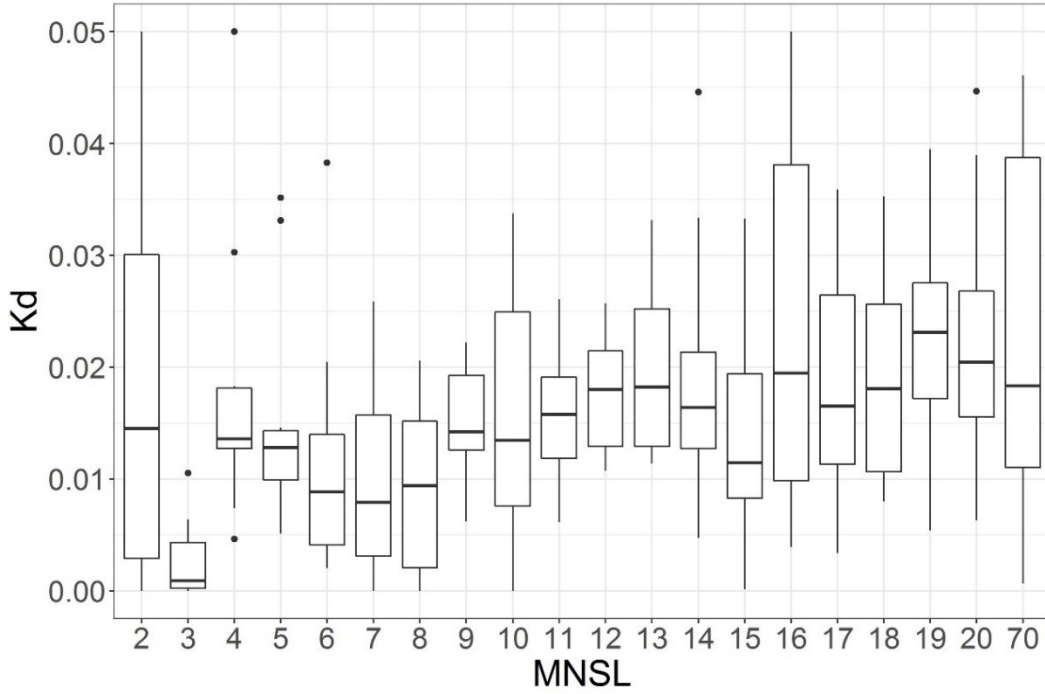


Figure 7.15 : Settlement coefficient against the MNSL at GMON W station.

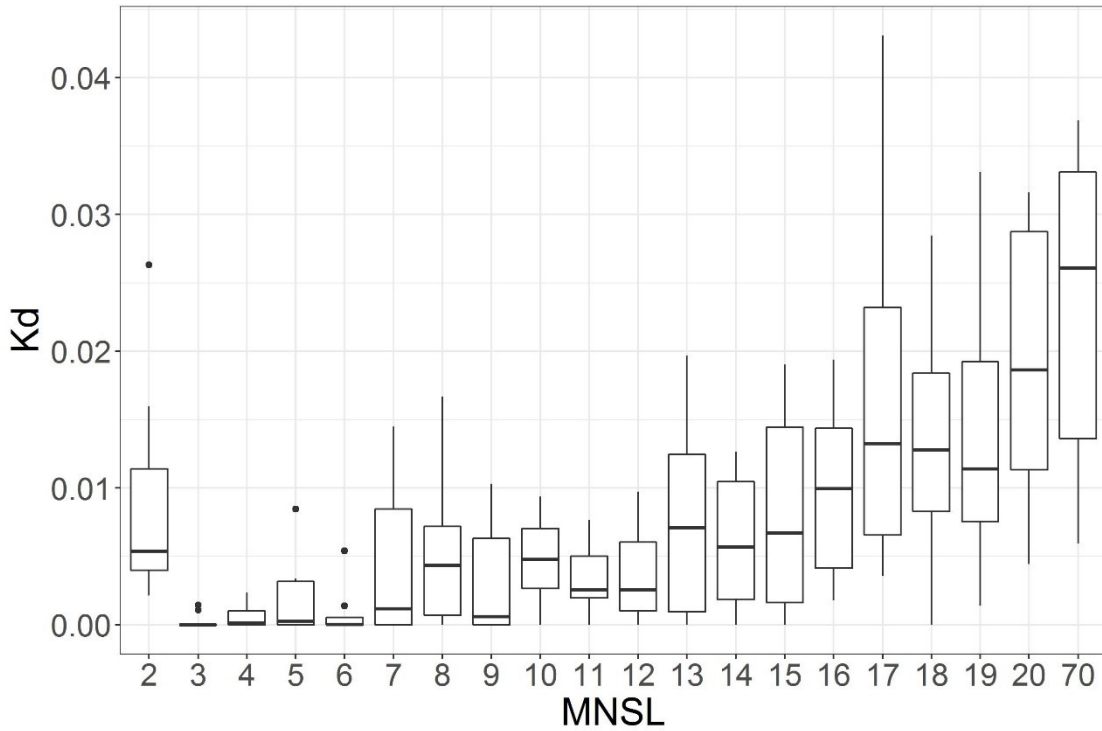


Figure 7.16 : Settlement coefficient against the MNSL at GMON Neco station.

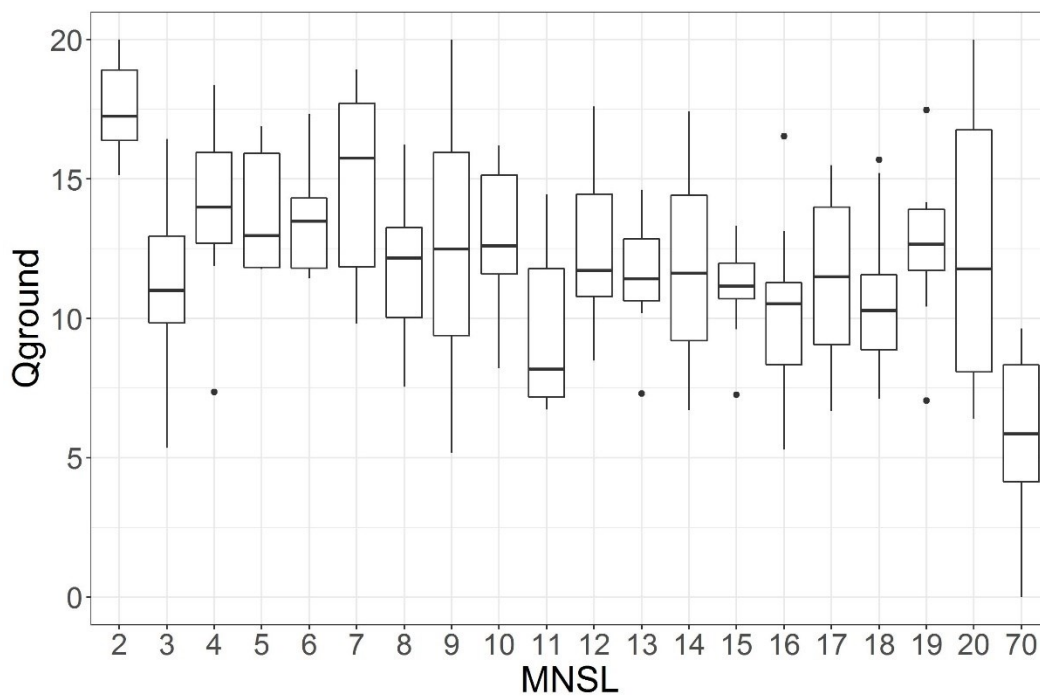


Figure 7.17 : Ground heat flux against the MNSL at GMON LF station.

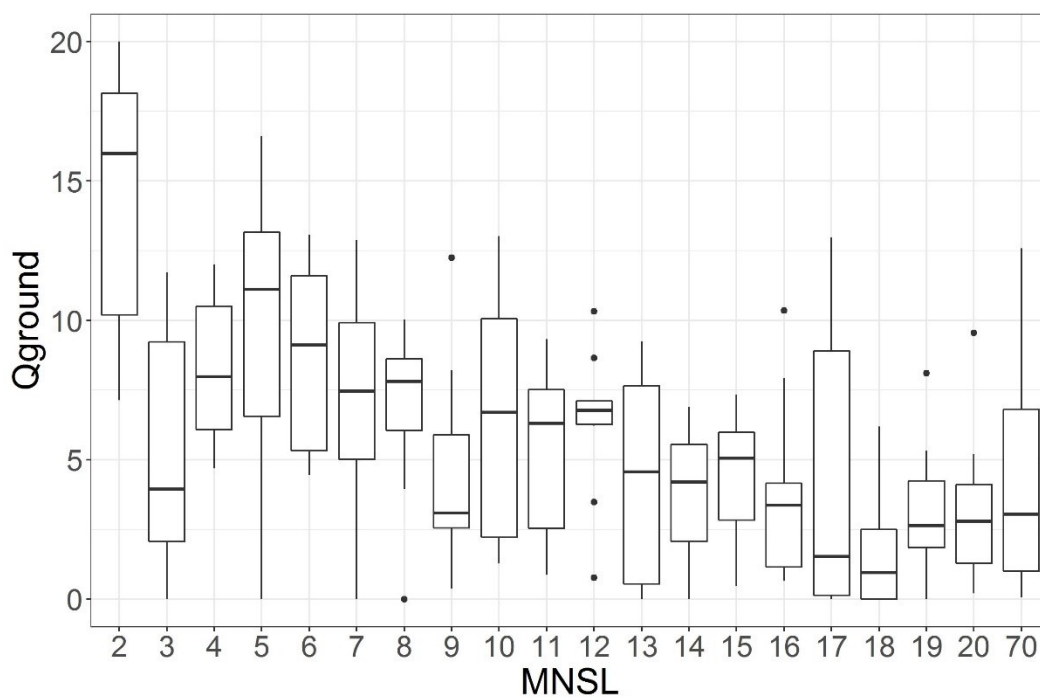


Figure 7.18 : Ground heat flux against the MNSL at GMON LL station.

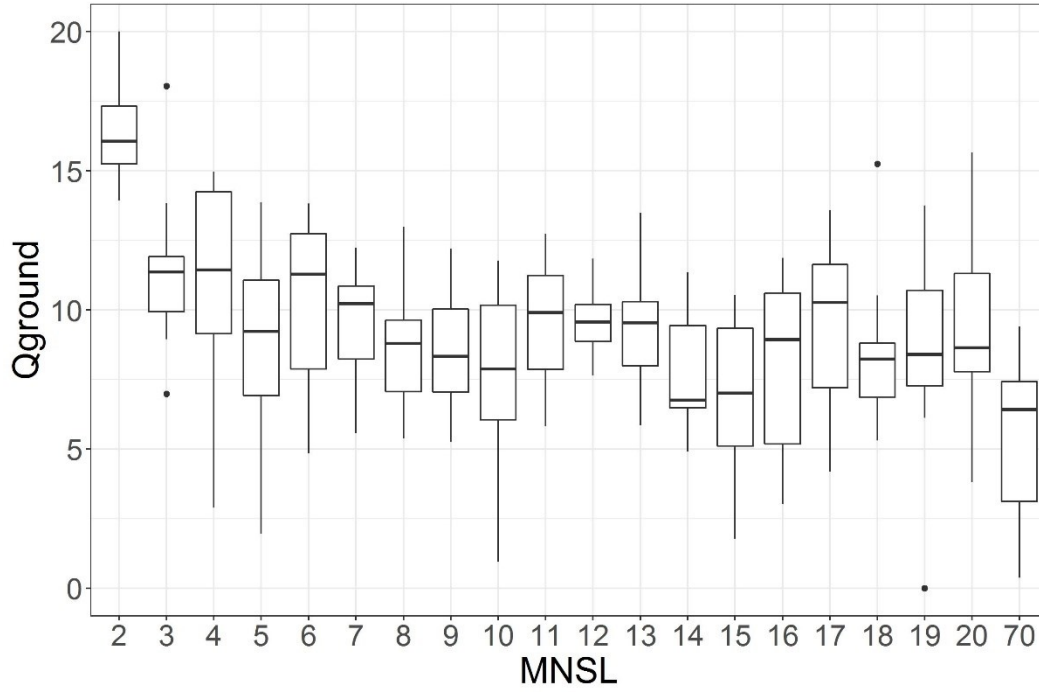


Figure 7.19 : Ground heat flux against the MNSL at GMON W station.

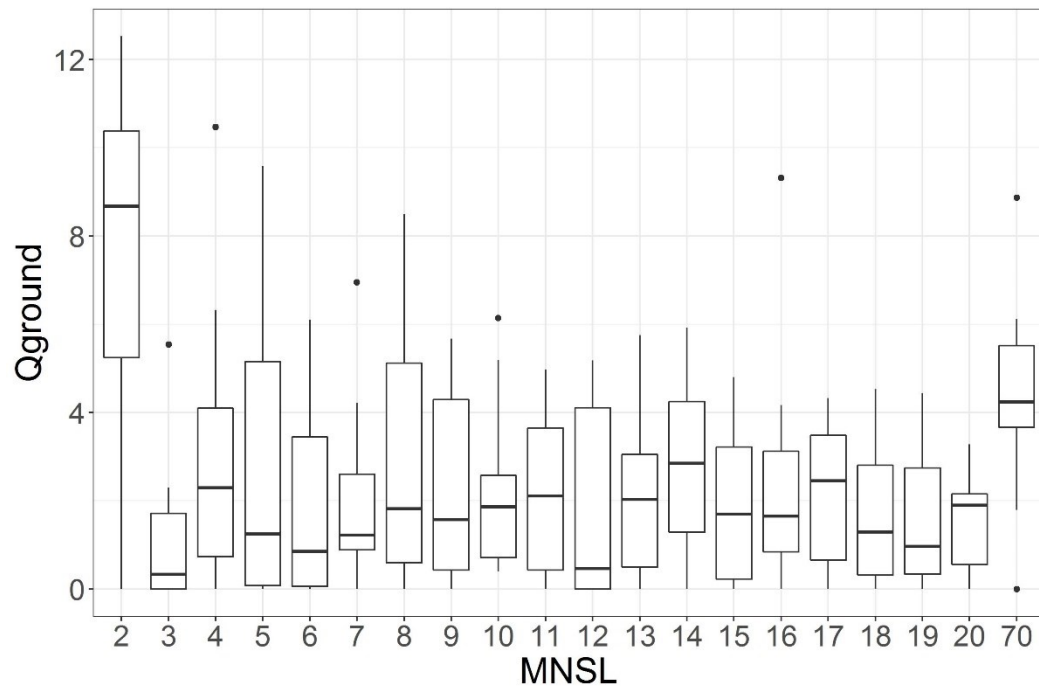


Figure 7.20 : Ground heat flux against the MNSL at GMON Neco station.

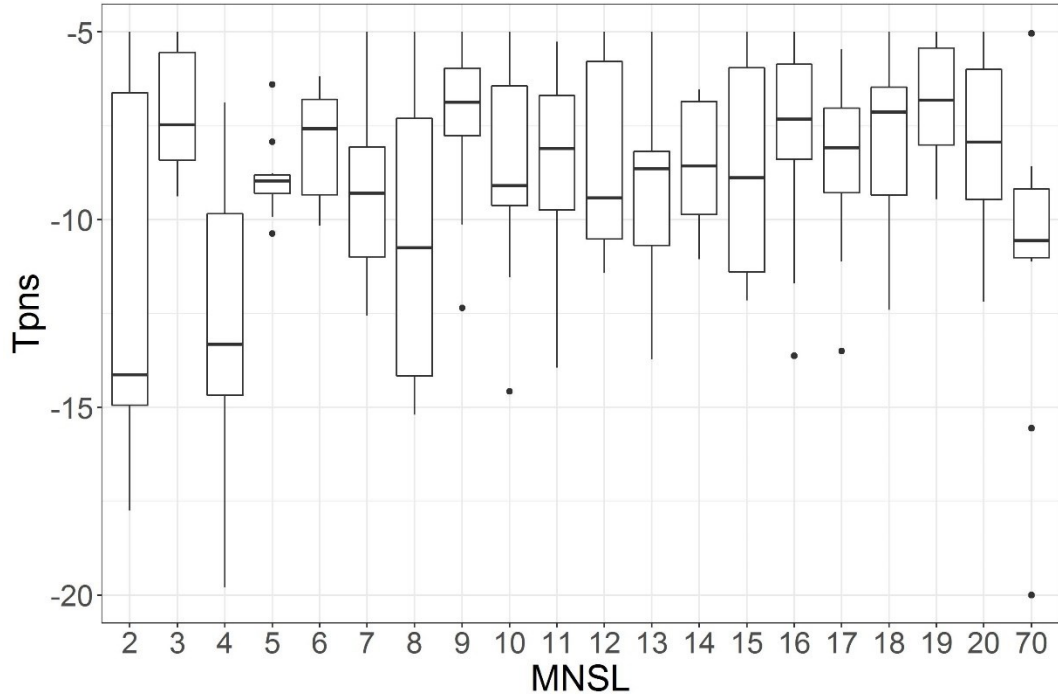


Figure 7.21 : Atmospheric temperature threshold associated with the fresh snow minimum density against the MNSL at GMON LF station.

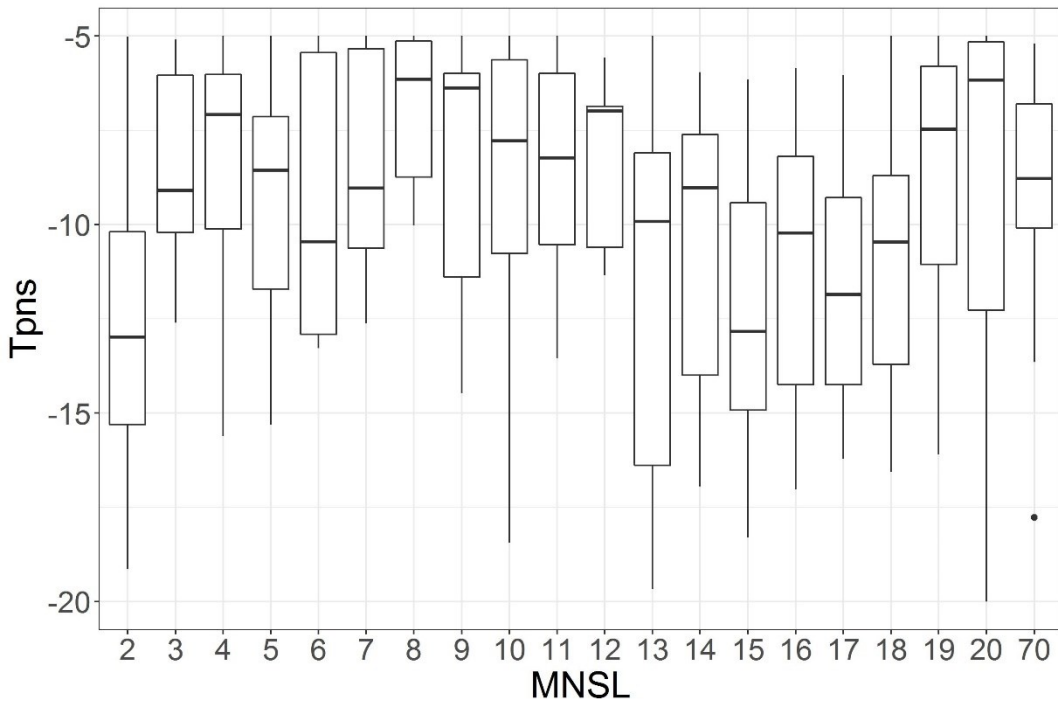


Figure 7.22 : Atmospheric temperature threshold associated with the fresh snow minimum density against the MNSL at GMON LL station.

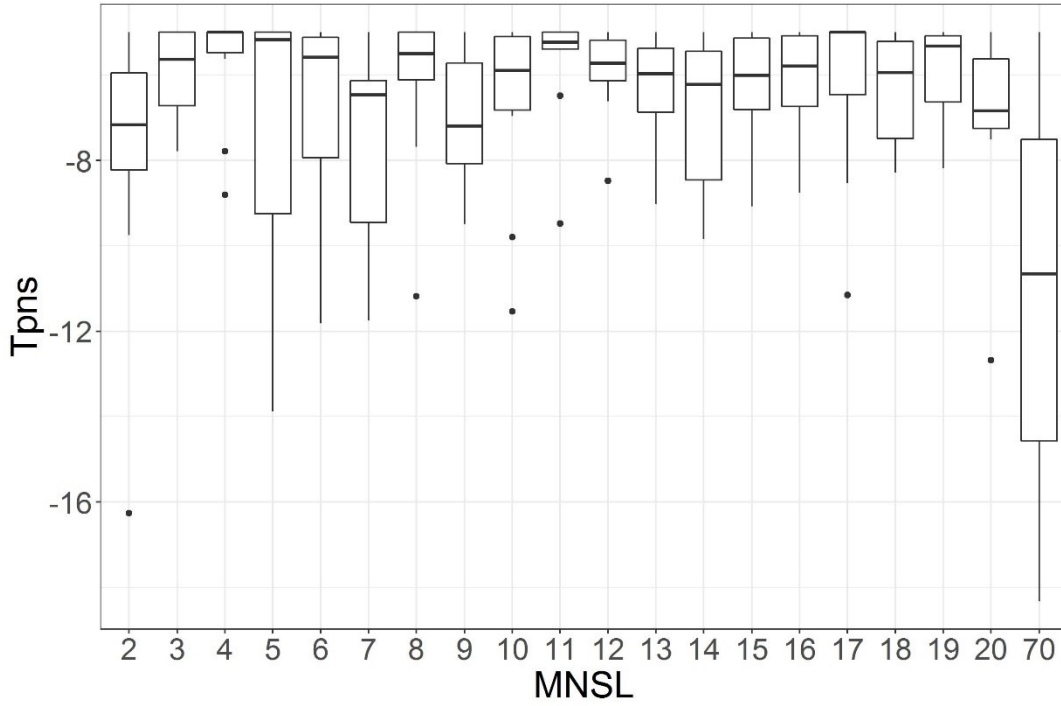


Figure 7.23 : Atmospheric temperature threshold associated with the fresh snow minimum density against the MNSL at GMON W station.

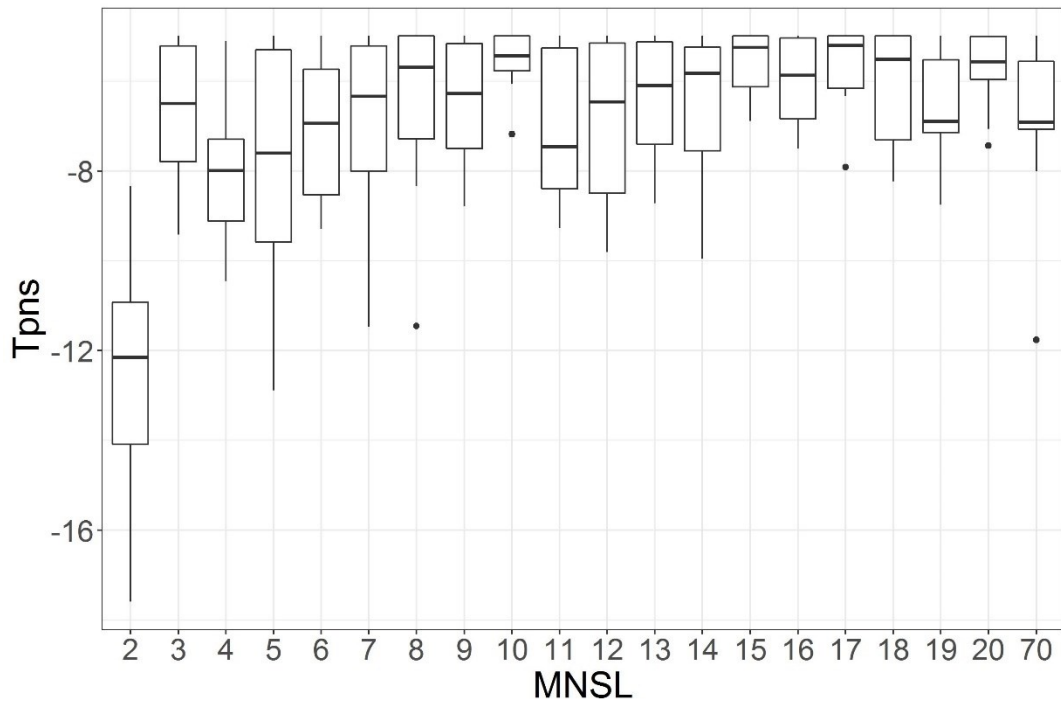


Figure 7.24 : Atmospheric temperature threshold associated with the fresh snow minimum density against the MNSL at GMON Neco station.

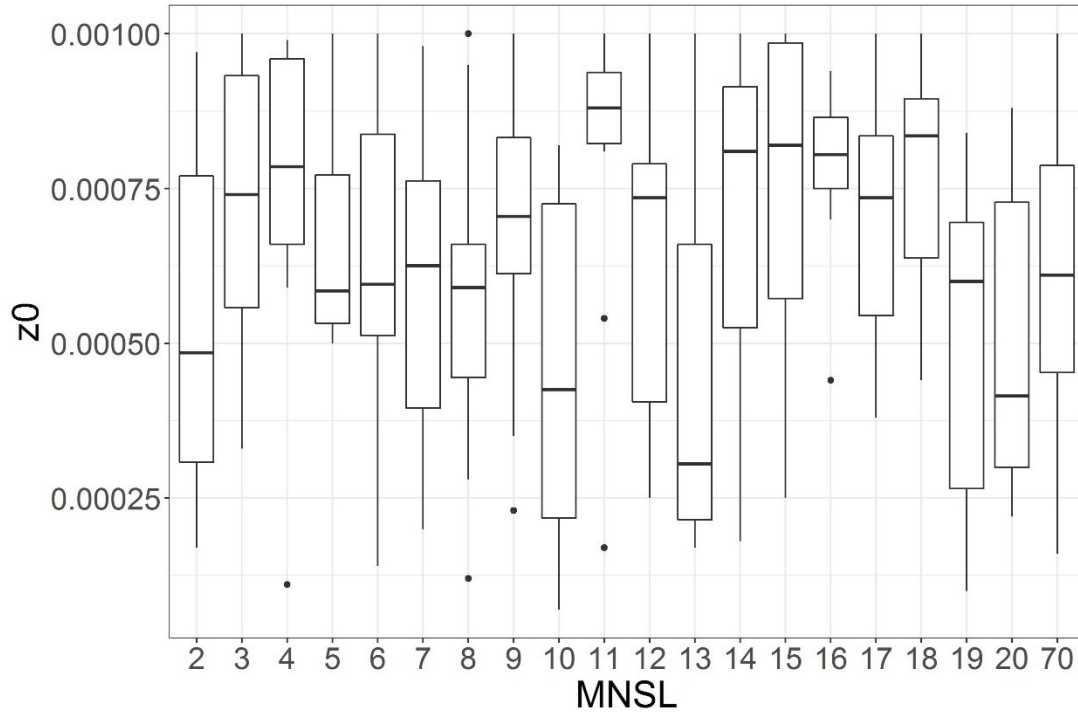


Figure 7.25 : Snow cover surface roughness against the MNSL at GMON LF station.

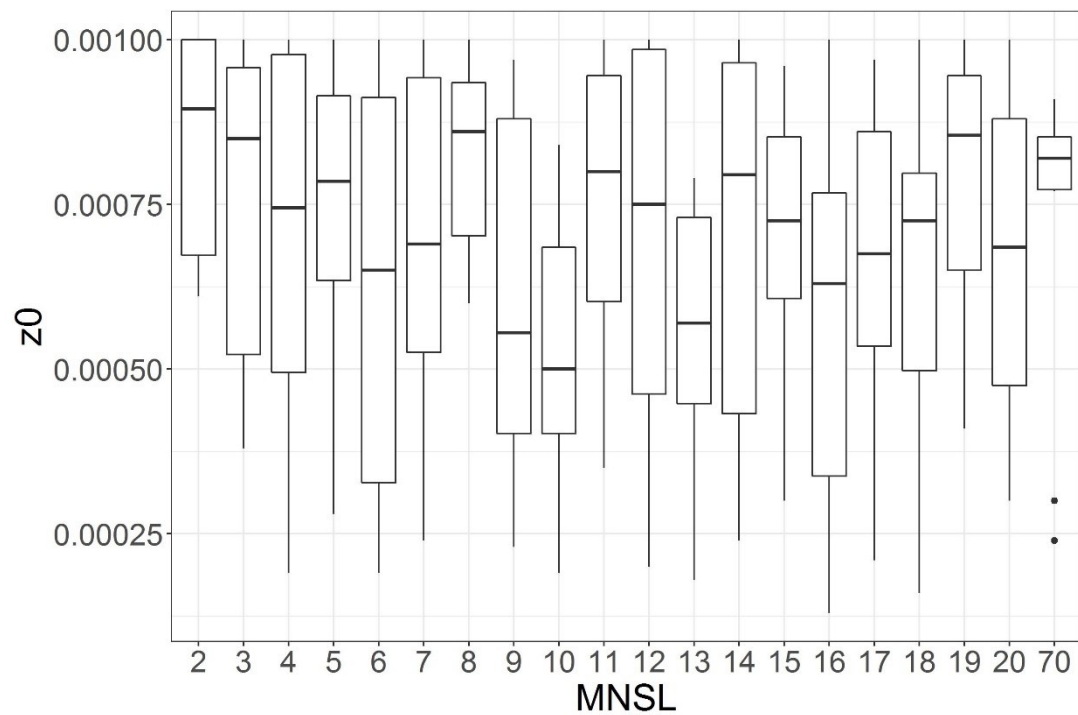


Figure 7.26 : Snow cover surface roughness against the MNSL at GMON LL station.

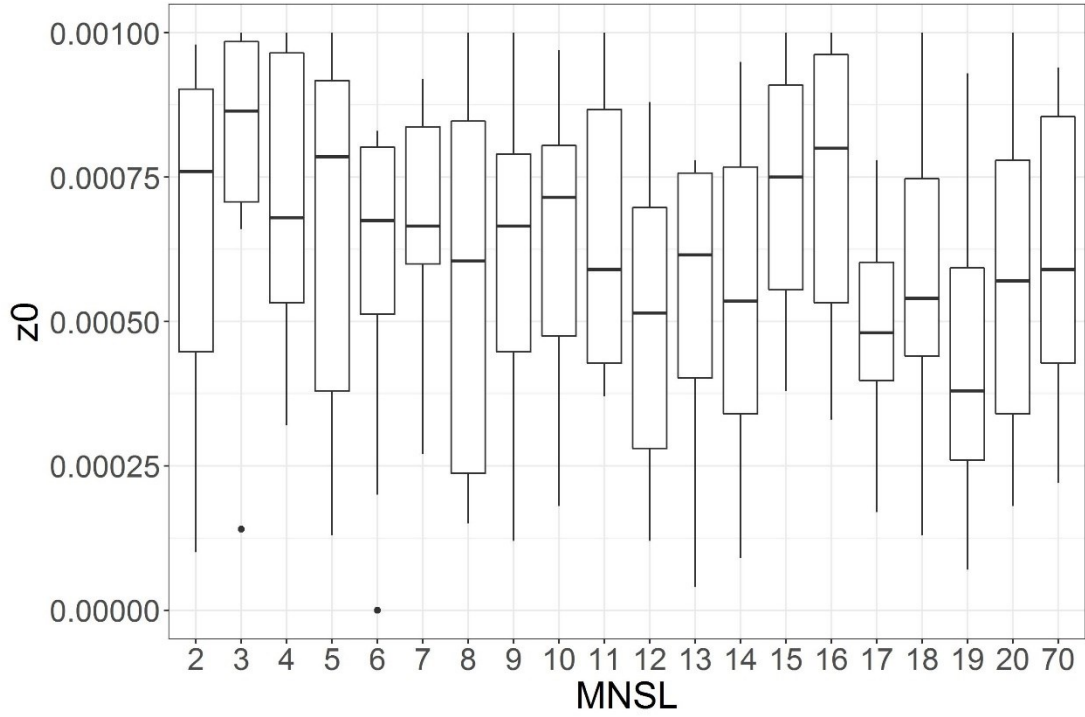


Figure 7.27 : Snow cover surface roughness against the MNSL at GMON W station.

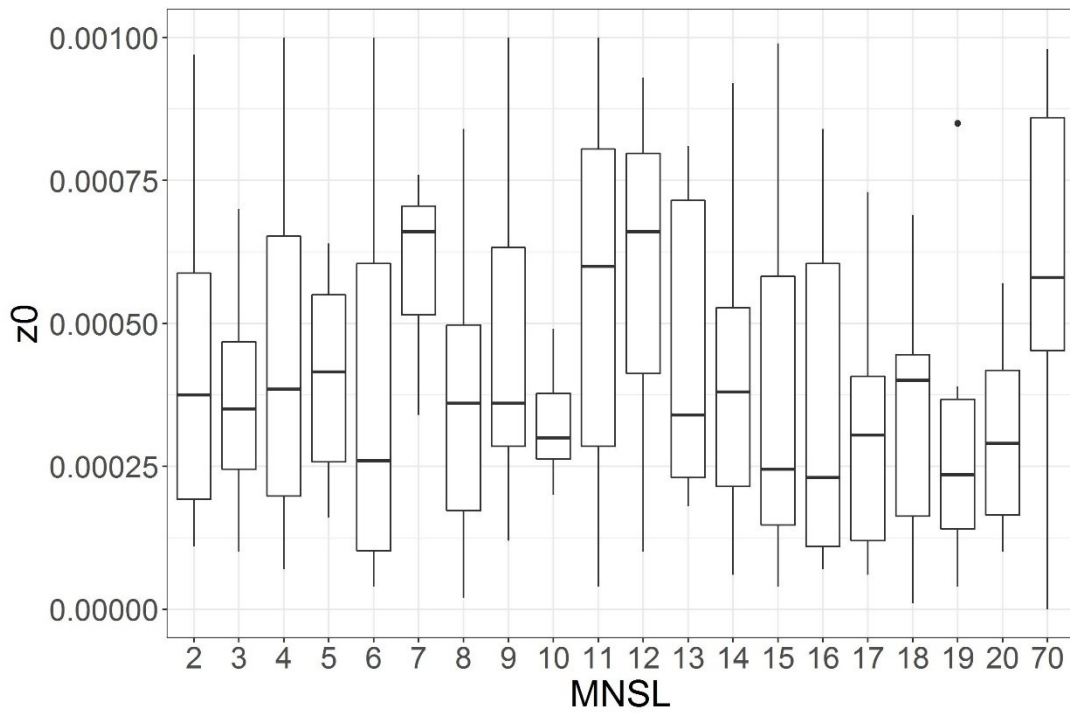


Figure 7.28 : Snow cover surface roughness against the MNSL at GMON Neco station.

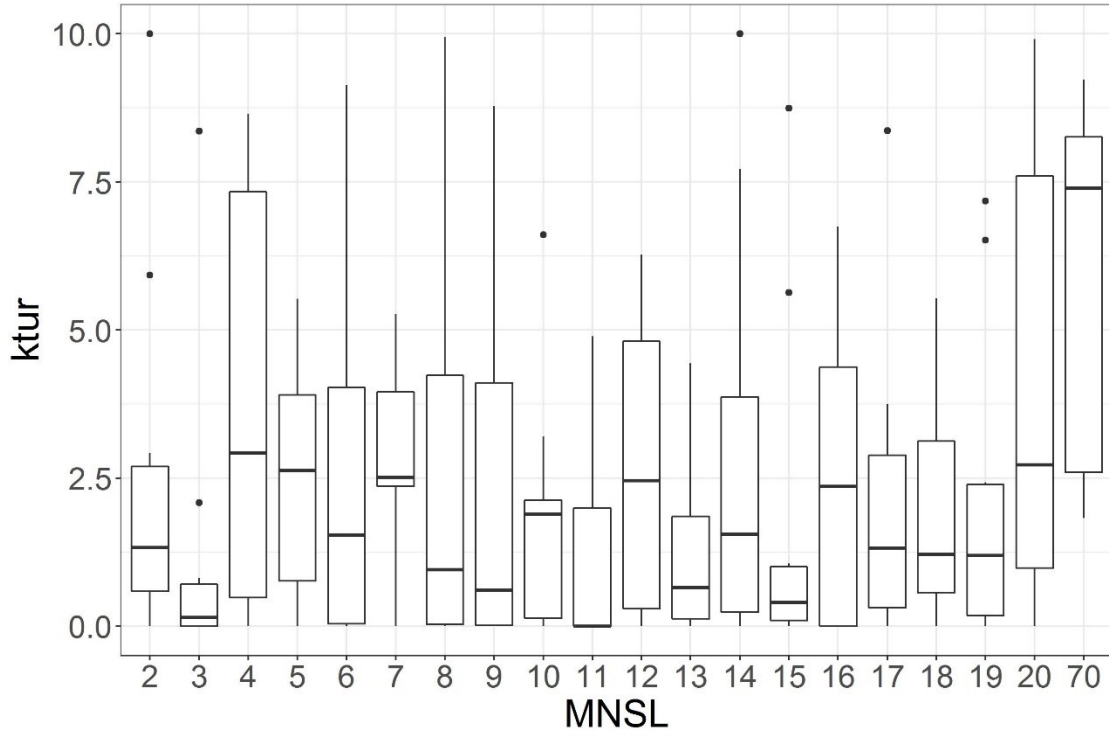


Figure 7.29 : Reduction coefficient of the turbulent trade against the MNSL at GMON LF station.

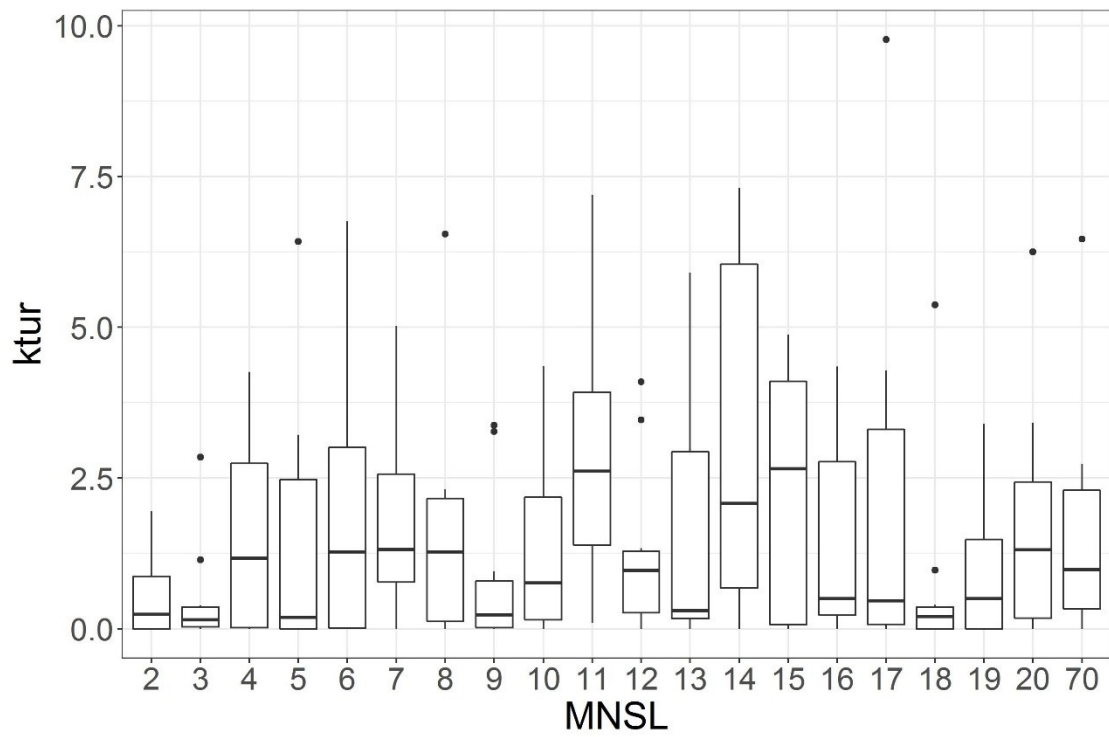


Figure 7.30 : Reduction coefficient of the turbulent trade against the MNSL at GMON LL station.

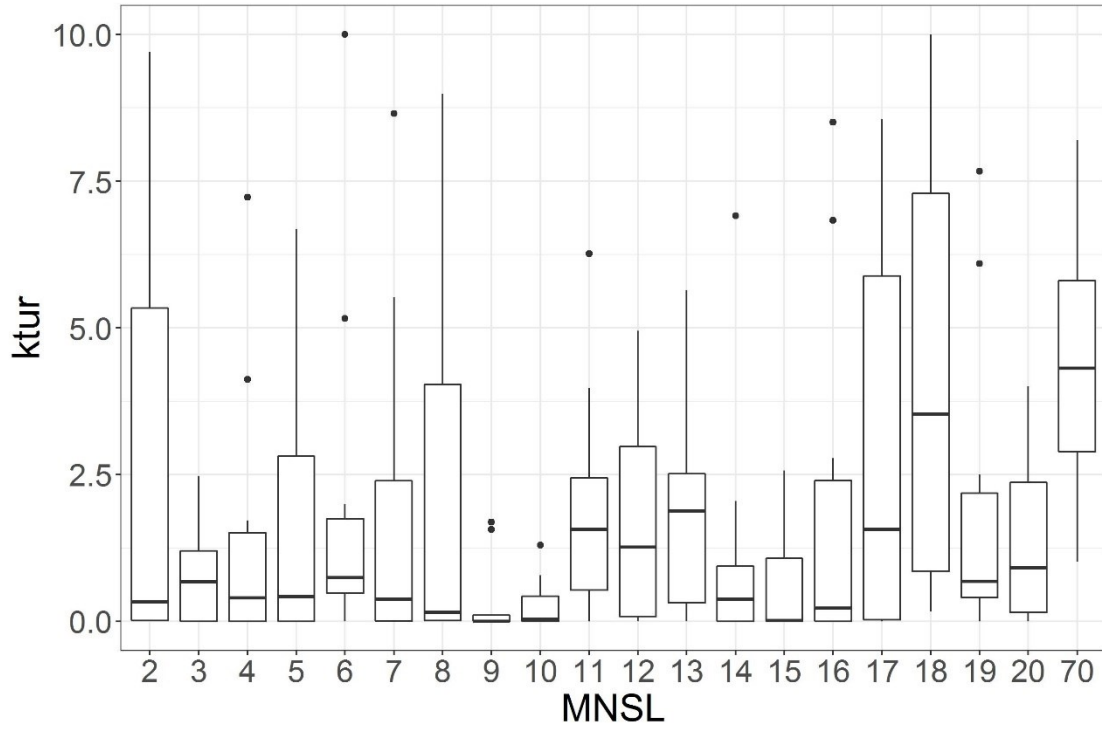


Figure 7.31 : Reduction coefficient of the turbulent trade against the MNSL at GMON W station.

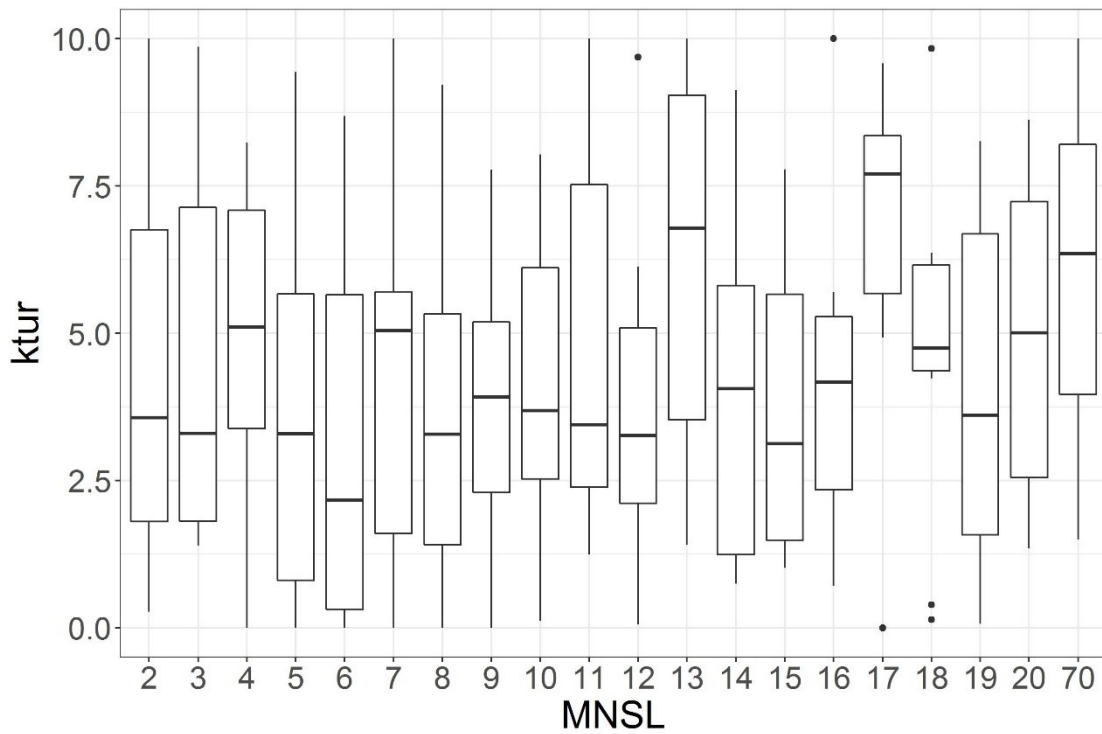


Figure 7.32 : Reduction coefficient of the turbulent trade against the MNSL at GMON Neco station.

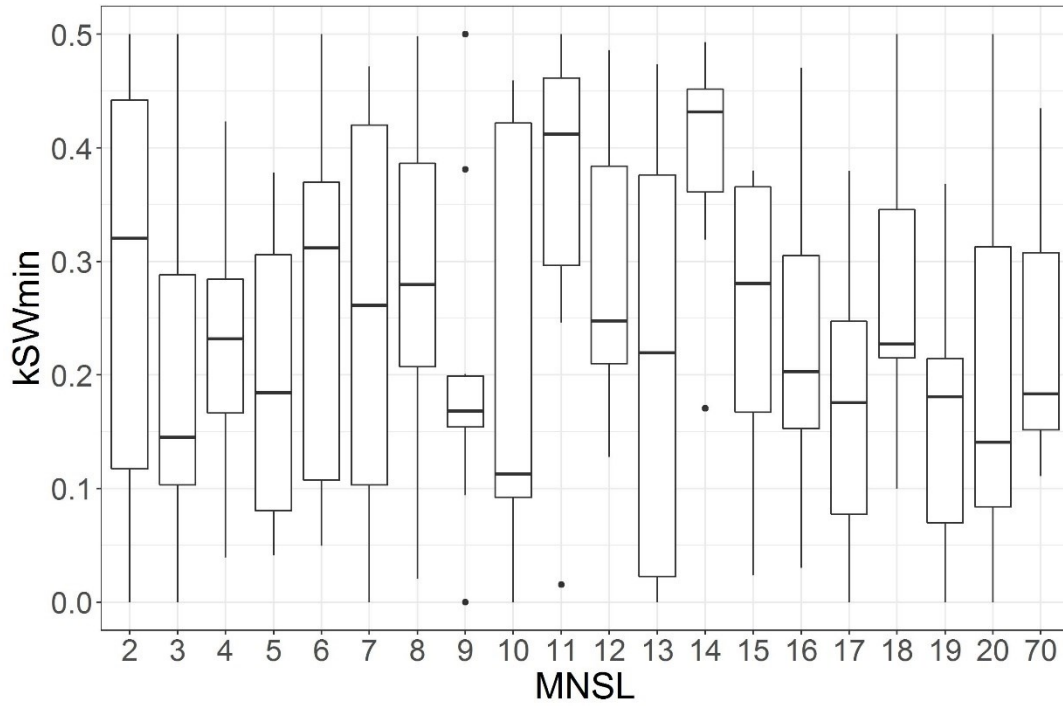


Figure 7.33 : Minimum radiation coefficient against the MNSL at GMON LF station.

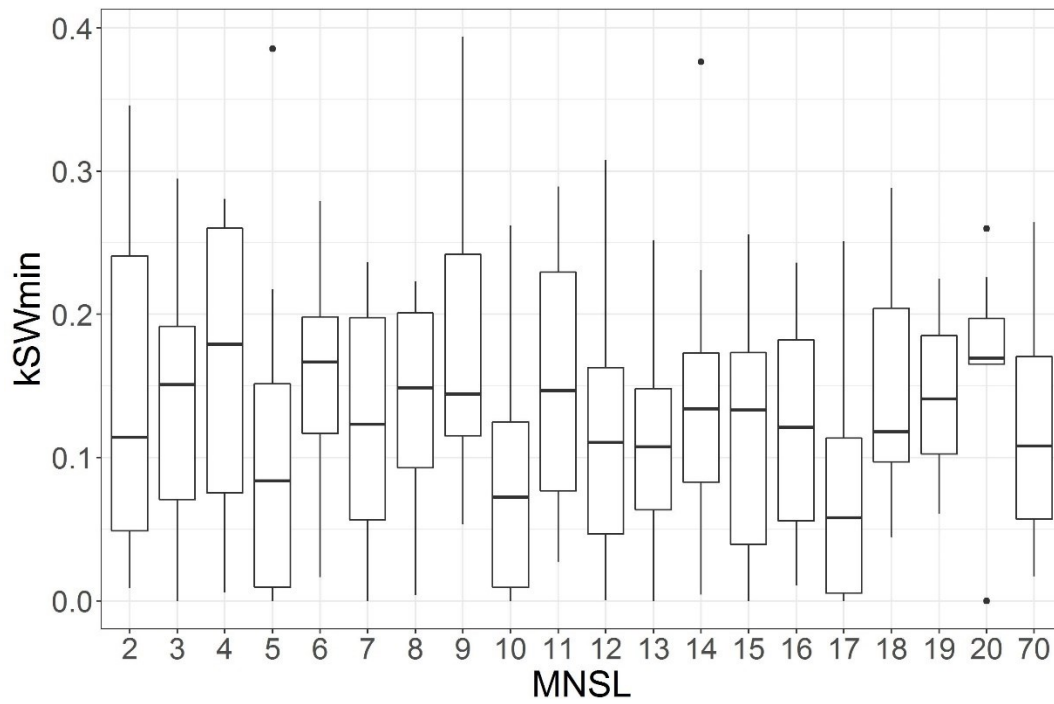


Figure 7.34 : Minimum radiation coefficient against the MNSL at GMON LL station.

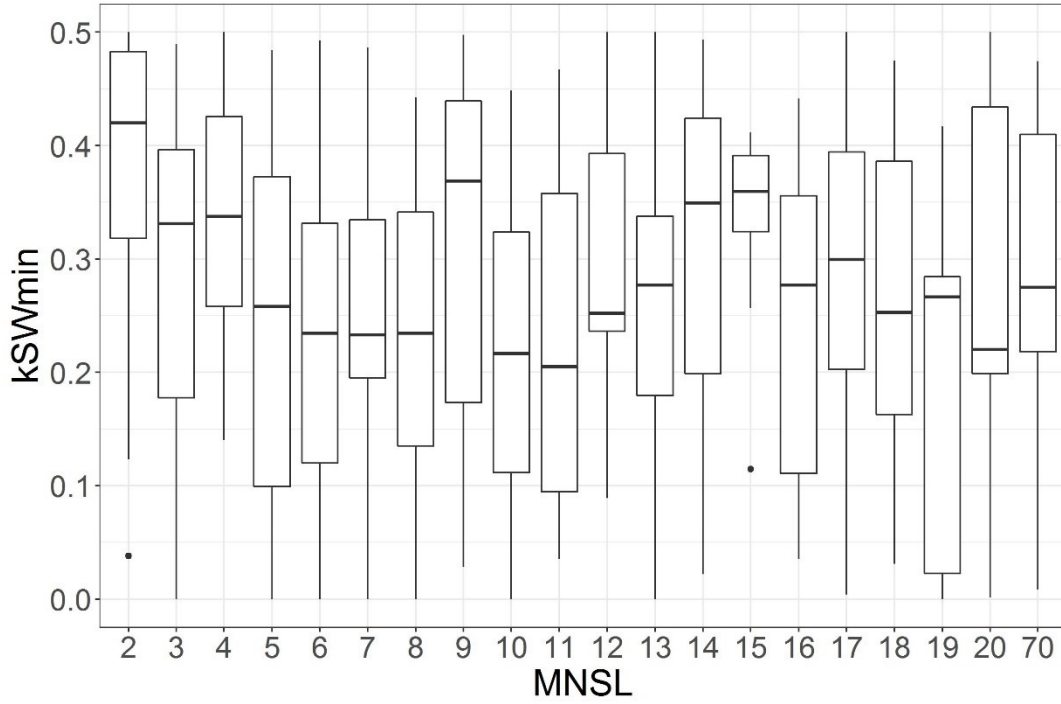


Figure 7.35 : Minimum radiation coefficient against the MNSL at GMON W station.

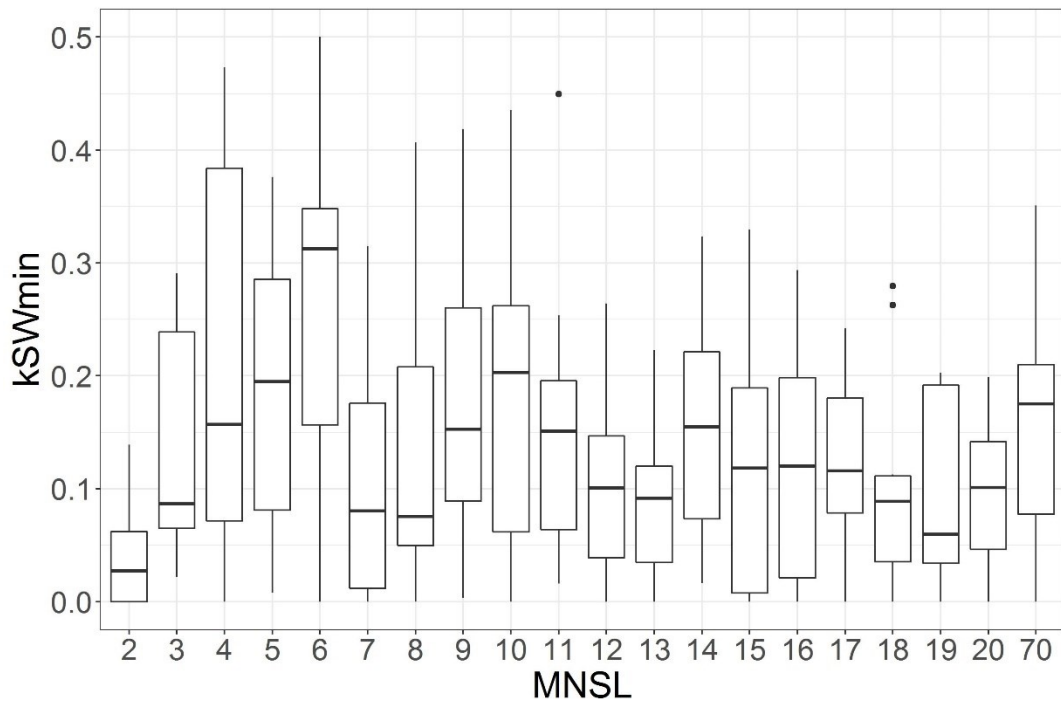


Figure 7.36 : Minimum radiation coefficient against the MNSL at GMON Neco station.

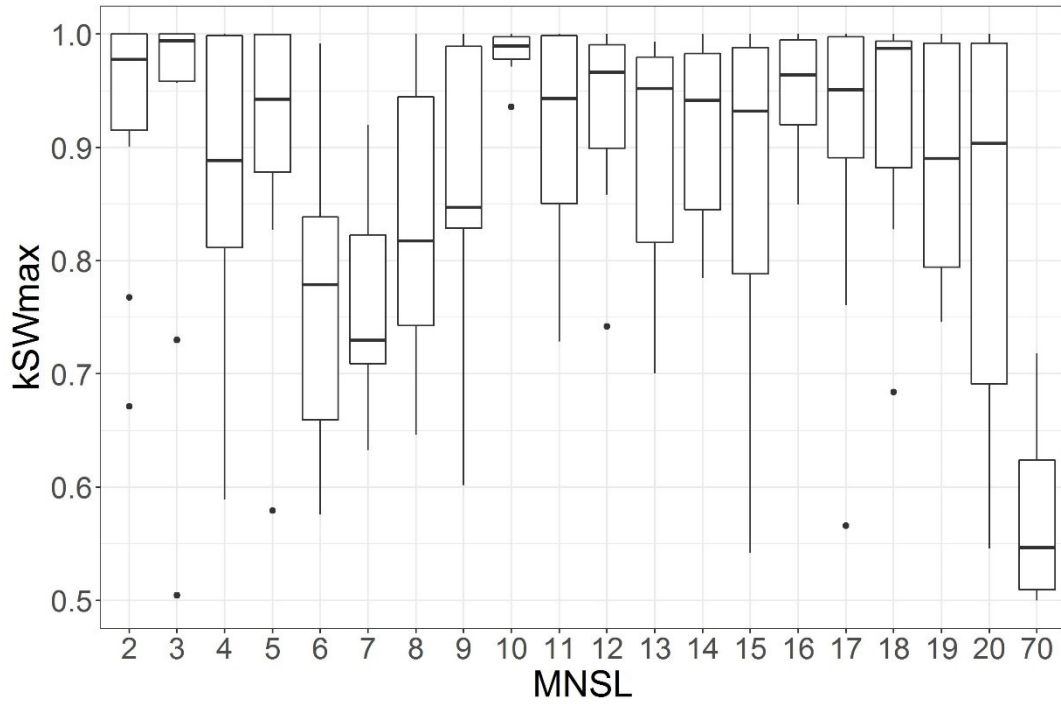


Figure 7.37 : Maximum radiation coefficient against the MNSL at GMON LF station.

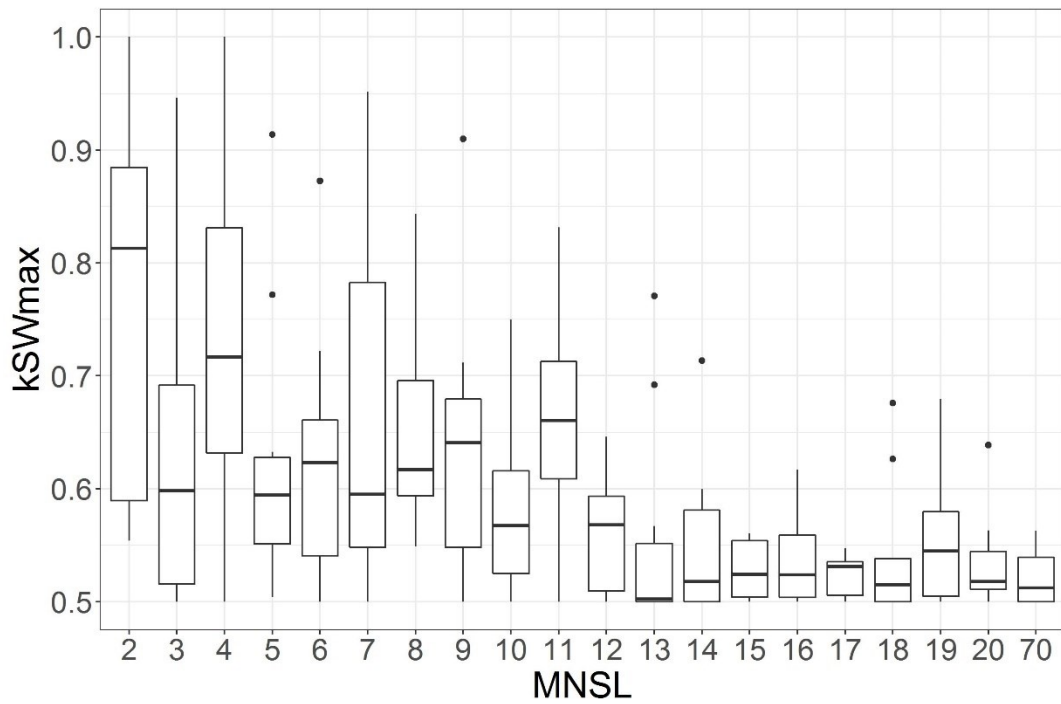


Figure 7.38 : Maximum radiation coefficient against the MNSL at GMON LL station.

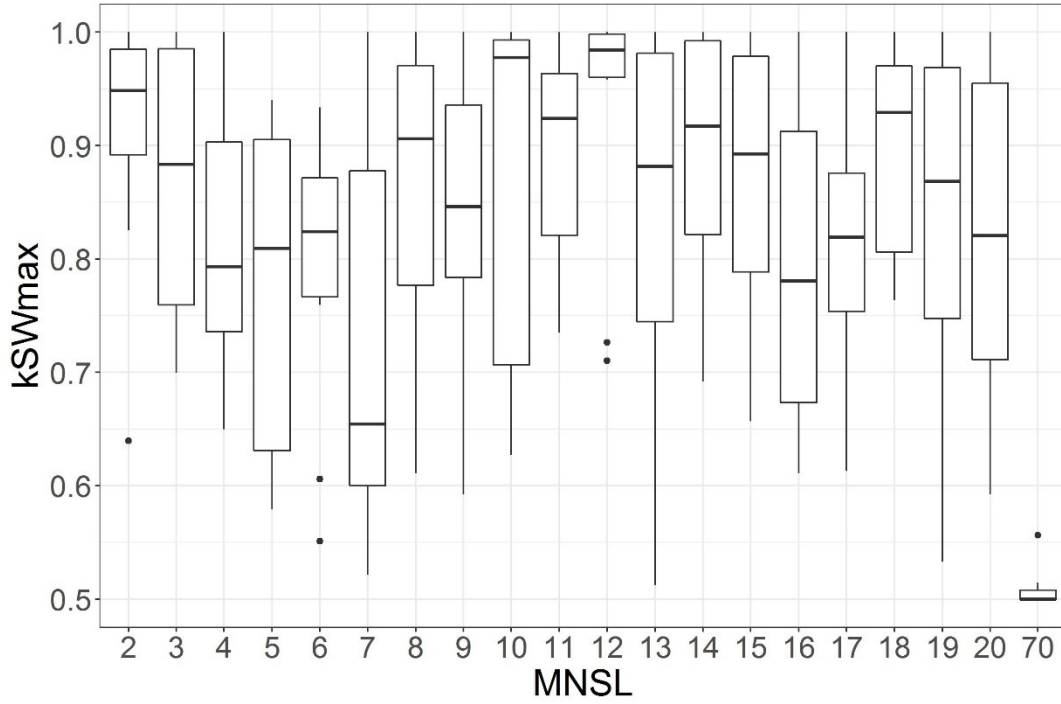


Figure 7.39 : Maximum radiation coefficient against the MNSL at GMON W station.

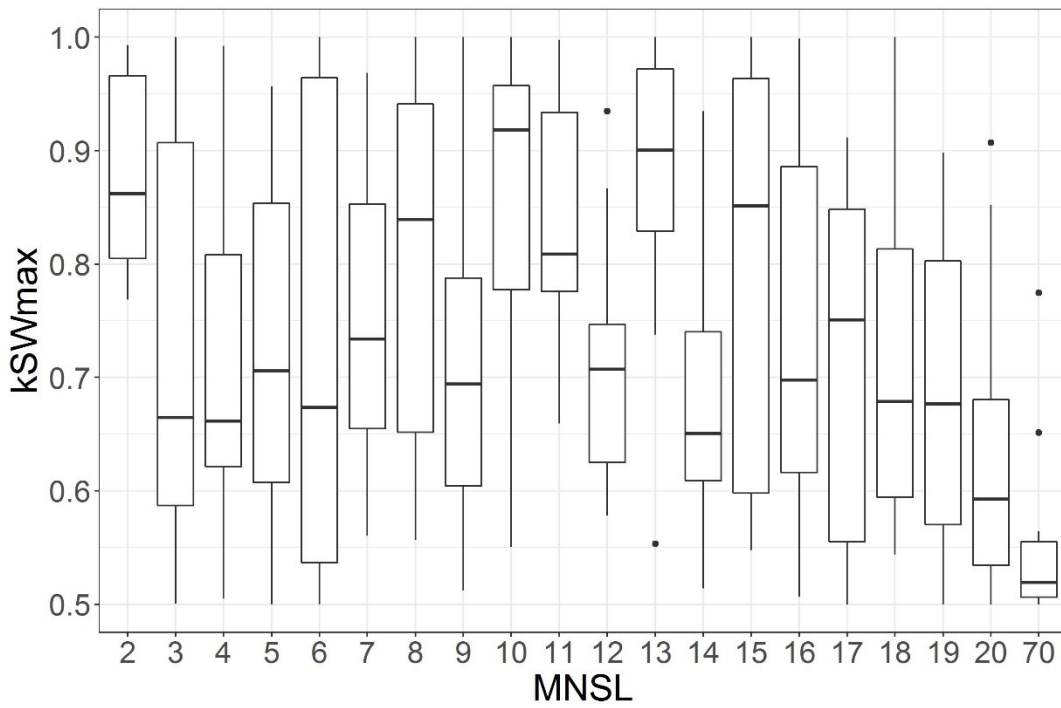


Figure 7.40 : Maximum radiation coefficient against the MNSL at GMON Neco station.

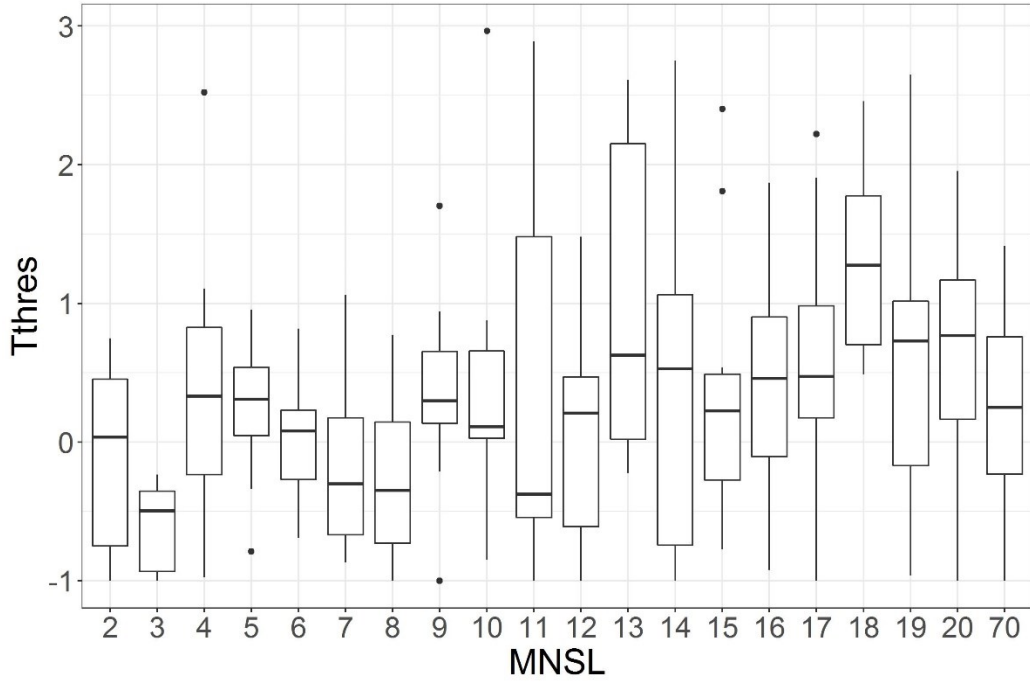


Figure 7.41 : Threshold temperature of precipitation separation against the MNSL at GMON LF station.

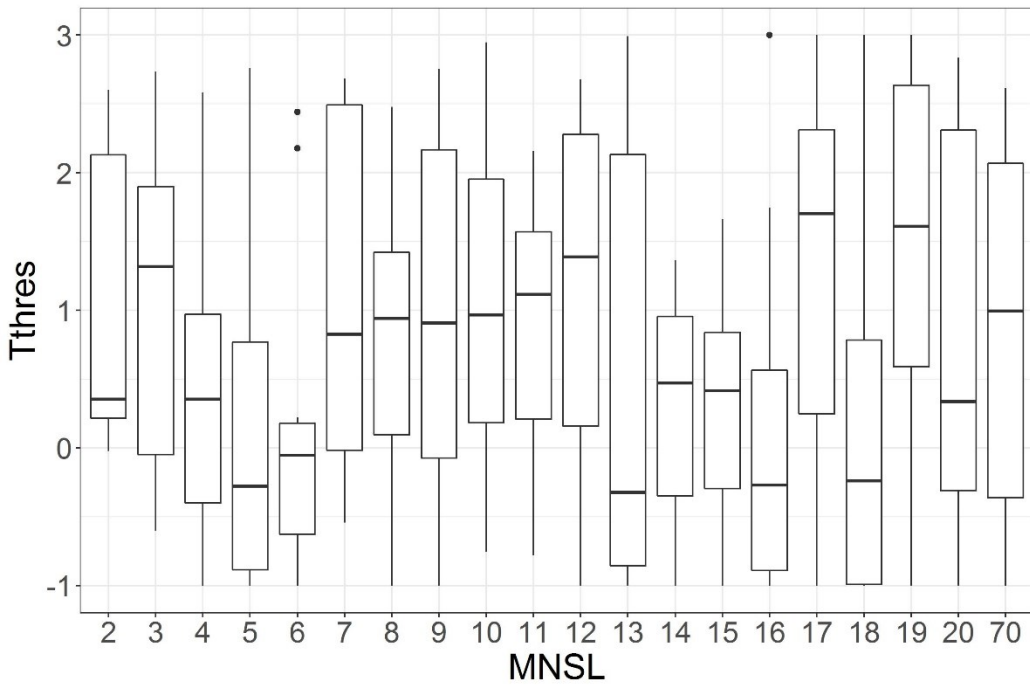


Figure 7.42 : Threshold temperature of precipitation separation against the MNSL at GMON LL station.

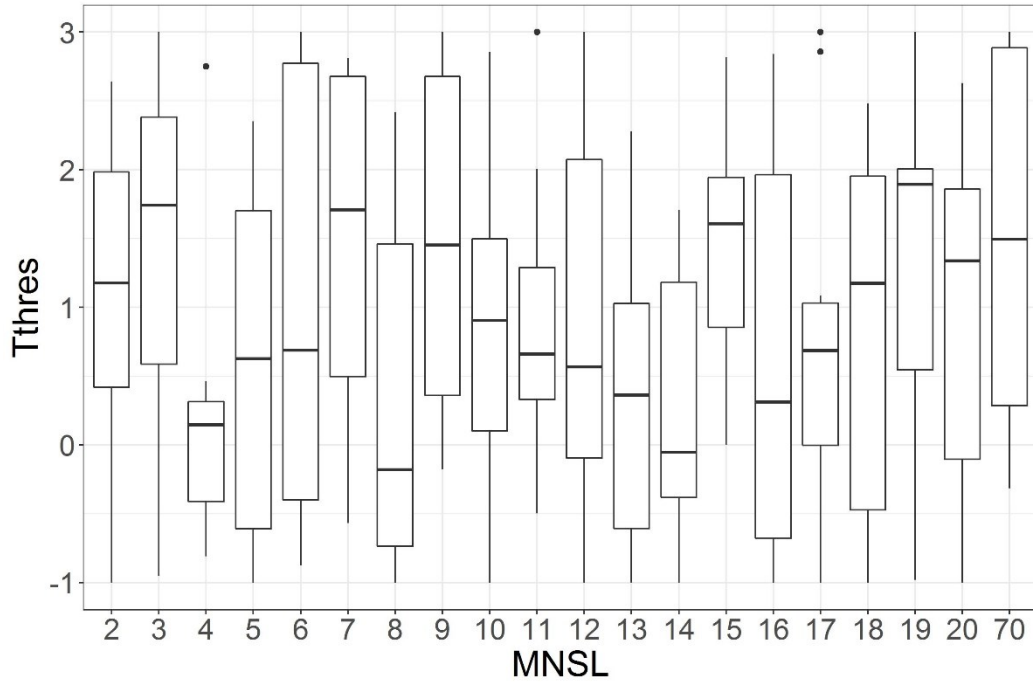


Figure 7.43 : Threshold temperature of precipitation separation against the MNSL at GMON W station.

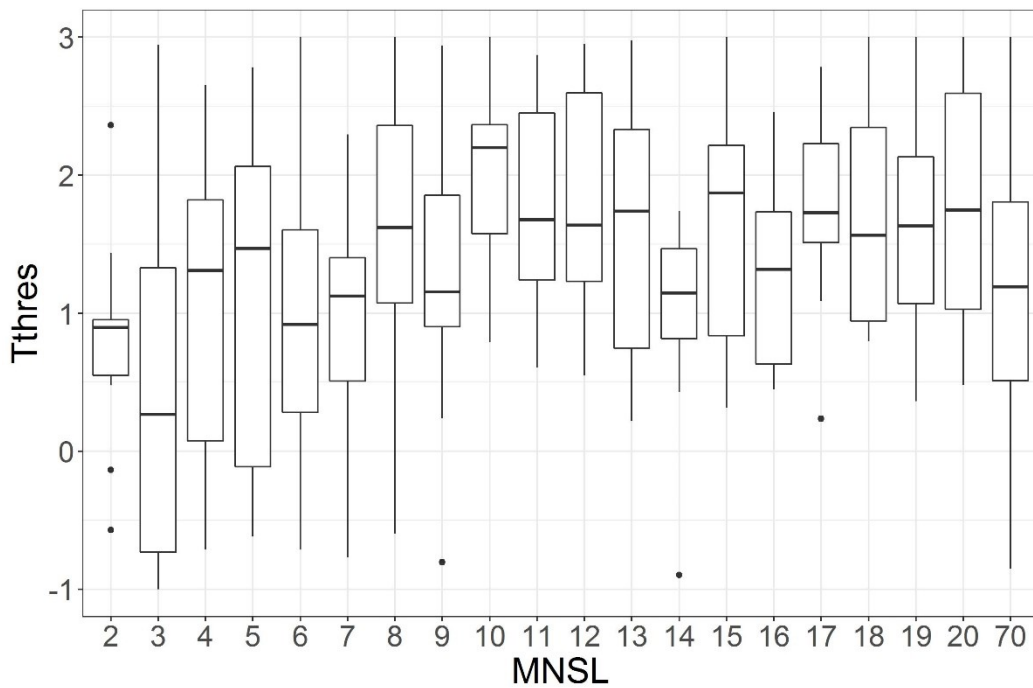


Figure 7.44 : Threshold temperature of precipitation separation against the MNSL at GMON Neco station.

8 ANNEXE II : DOCUMENT SUPPLEMENTAIRE DU 2ND ARTICLE

8.1 Energy balance terms of the HYDROTEL monolayer snow model

The different terms of the energy balance equation of HYDROTEL's monolayer snow model are described below.

The heat input from rain, u_r , is computed using equation 8.1:

Equation 8.1 : Rain heat deficit

$$u_r = \rho_w \left(C_f + C_w \frac{T_{max} + T_{min}}{2} \right) R$$

Where ρ_w is the density of water (1000 kg.m⁻³),

C_f is the latent heat of fusion of water (335 000 J.kg⁻¹),

C_w is the specific heat capacity of water (4184 J.kg⁻¹.°C⁻¹)

T_{min} et T_{max} are the minimum and maximum air temperatures (°C), respectively,

R is the daily rainfall rate (m.s⁻¹).

The heat input from the ground, u_{s-s} , is computed using equation 8.2:

Equation 8.2 : Heat from the ground

$$u_{s-s} = \rho_w C_f \frac{MR_{s-s}}{86400}$$

Where MR_{s-s} is the melting rate at the snow-ground interface (m.day⁻¹),

86400 is the conversion from day to seconds.

The snow heat deficit, u_s , is computed using equation 8.3.

Equation 8.3 : Snowfall heat deficit

$$u_s = \rho_w C_s \frac{T_{max} + T_{min}}{2} S$$

Where C_s is the specific heat capacity of snow (2093.4 J.kg⁻¹.°C⁻¹)

S is the daily snowfall rate (m.s⁻¹).

Heat loss by conduction and heat gain by radiation are enabled depending on the temperature threshold for radiation heat gain T_0 . Indeed, if the daily average air temperature is lower than T_0 , the conduction heat losses are estimated, otherwise the heat gain estimation by radiation is enabled. Heat loss by conduction is estimated using the solution for heat transfer in

a semi-infinite material with air temperature as a Dirichlet boundary condition. Thermal diffusivity is computed using estimations of the conductivity and depth of snow. The heat deficit is then updated using the snow temperature resulting from the conductive heat loss.

The radiation heat input, u_{a-s} , is computed using equation 8.4:

Equation 8.4 : Radiation heat input

$$u_{a-s} = \rho_w C_f \frac{M_{pot}}{86400}$$

Where M_{pot} is the potential melting rate due to radiation (m.day^{-1}), computed using equation 8.5.

Equation 8.5 : Potential melting rate due to radiation

$$M_{pot} = I MR_{a-s} \left(\frac{T_{max} + T_{min}}{2} - T_0 \right) (1 - \alpha)$$

Where I is a radiation index,

MR_{a-s} is the melting rate at the air-snow interface ($\text{m.day}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$),

α is the snow albedo.

The radiation index is the ratio of the index for a sloped surface to that of a flat surface (Franck *et al.*, 1966). The snow albedo is computed using the snowpack and fresh snowfall albedos, accounting for the exponential decay of radiation penetration within the snowpack (Turcotte *et al.*, 2007). The equations are presented in the Supplementary Document – Parts 8.2 and 8.3.

When the snowpack melts, water is retained within the medium and is considered frozen at the next computational time step. The phase change then warms up the snowpack using the equation 8.6:

Equation 8.6 : Retained water heat input

$$u_{ac} = \rho_w C_f \frac{AR}{86400}$$

Where AR is the water retained within the snowpack of the previous day (m.day^{-1}). It is computed using equation 8.7 from the maximum retention capacity estimated in equation 8.6 (see main body of text of the paper).

8.2 Radiation index equations of the monolayer snow model

θ is the GMON station latitude in radians:

Equation 8.7 : GMON station latitude

$$\theta = \frac{lat}{rad1}$$

Where *lat* is the GMON station latitude (°)

rad1 is the conversion factor from radians to degrees ($\approx 57.295779513^\circ \cdot \text{rad}^{-1} = (180^\circ) / \pi \cdot \text{rad}^{-1}$).

k is the slope angle (rad):

Equation 8.8 : Slope angle

$$k = \arctan(\text{slope})$$

Where *slope* is the ground slope (rad)

h is the surface azimuth angle (rad):

Equation 8.9 : Surface azimuth angle

$$h = \frac{(495 - 45 \text{ ori})360}{rad1}$$

Where *ori* is the ground orientation (1 for east, 2 for north/east, 3 for north, ..., and 8 for south/east). Detailed information is available in Rousseau *et al.* (2017).

θ_1 is the equivalent slope latitude (rad):

Equation 8.10 : Equivalent slope latitude

$$\theta_1 = \arcsin(\sin(k) \cos(h) \cos(\theta) + \cos(k) \sin(\theta))$$

α is the longitude variation between the slope and its horizontal surface:

Equation 8.11 : Longitude variation between the slope and its horizontal surface

$$\alpha = \arctan\left(\frac{\sin(k) \sin(h)}{\cos(k) \cos(\theta) - \cos(h) \sin(k) \sin(\theta)}\right)$$

e2 is the Sun/Earth distance to its average on a specific day:

Equation 8.12 : Sun/Earth distance to its average on a specific day

$$e2 = \left(1 - exc \cos\left(\frac{day - 4}{deg1}\right)\right)^2$$

Where *exc* is the Earth orbit eccentricity (=0.01673),

day is the Julian day,

deg1 ($\approx 58.1313429644 \text{ jr} \cdot \text{rad}^{-1} = \frac{2\pi}{365.25}$), January 4th is Earth at its perihelion.

i_{e2} is the solar constant as a function of the Earth-Sun distance (W.m^{-2}):

Equation 8.13 : Solar constant as a function of the Earth-Sun distance

$$i_{e2} = \frac{i0}{e2}$$

Where $i0$ is the solar constant ($=1361 \text{ W.m}^{-2}$)

$decli$ is the solar declination (rad), that is the angle between solar rays and the plane of the equator:

Equation 8.14 : Solar declination

$$decli = 0.410152374218 \sin\left(\frac{day - 80.25}{deg1}\right)$$

$tampon$ and $tampon1$ are the angles (rad) that correspond to the sunshine duration on a flat surface and on a sloped surface, respectively:

Equation 8.15 : Angle of the sunshine duration on a flat surface

$$tampon = -\tan(\theta) \tan(decli)$$

Equation 8.16 : Angle of the sunshine duration on a sloped surface

$$tampon1 = -\tan(\theta_1) \tan(decli)$$

dur_{hor} is the sunshine duration on a flat surface:

Equation 8.17 : Sunshine duration on a flat surface

(a) if $tampon > 1$, then $dur_{hor} = 0$

(b) if $tampon < -1$, then $dur_{hor} = 12$

(c) else $dur_{hor} = \frac{\arccos(tampon)}{w}$

Where w is the Earth angular speed ($15^\circ \cdot \text{h}^{-1} = \frac{15}{rad1} \text{ rad.h}^{-1}$)

dur_{slp} is the sunshine duration on a sloped surface:

Equation 8.18 : Sunshine duration on a sloped surface

(a) *if tampon1 > 1, then $dur_{slp} = 0$*

(b) *if tampon1 < -1, then $dur_{slp} = 12$*

(c) *else $dur_{slp} = \frac{\arccos(tampon1)}{w}$*

$t1_{slp}$ and $t2_{slp}$ are the irradiation starting and end times on a sloped ground, respectively.

Equation 8.19 : Irradiation starting times on a sloped ground

(a) $t1_{slp} = -dur_{slp} - \frac{\alpha}{w}$

(b) *if $t1_{pte} < -dur_{hor}$ then $t1_{slp} = -dur_{hor}$*

Equation 8.20 : Irradiation end times on a sloped ground

(a) $t2_{slp} = dur_{slp} - \frac{\alpha}{w}$

(b) *if $t2_{slp} > dur_{hor}$ then $t2_{slp} = dur_{hor}$*

$t1_{hor}$ and $t2_{hor}$ are the irradiation starting and end time on flat ground, respectively.

Equation 8.21 : Irradiation (a) starting and (b) end time on flat ground

(a) $t1_{hor} = -dur_{hor}$

(b) $t2_{hor} = dur_{hor}$

i_{j1} and i_{j2} are the radiation for a flat and sloped surface, respectively.

Equation 8.22 : Radiation for a flat surface

(a) *if $t1_{hor} > t2_{hor}$ then $i_{j1} = 0$*

(b) *else $i_{j1} = 3600 i_{e2} \left((t2_{hor} - t1_{hor}) \sin(\theta) \sin(\text{decli}) + \frac{\cos(\theta) \cos(\text{decli}) (\sin(w t2_{hor}) - \sin(w t1_{hor}))}{w} \right)$*

Equation 8.23 : Radiation for a sloped surface

$$(a) \quad \text{if } t_{1_{slp}} > t_{2_{slp}} \text{ then } i_{j2} = 0$$
$$(b) \quad \text{else } i_{j2} = 3600 i_{e2} \left((t_{2_{slp}} - t_{1_{slp}}) \sin(\theta_1) \sin(\text{decli}) + \frac{\cos(\theta_1) \cos(\text{decli}) (\sin(w t_{2_{slp}} + \alpha) - \sin(w t_{1_{slp}} + \alpha))}{w} \right)$$

I is the radiation index.

Equation 8.24 : Radiation index

$$(a) \quad \text{if } i_{j1} \neq 0 \text{ then } I = \left| \frac{i_{j2}}{i_{j1}} \right|$$
$$(b) \quad I = 1$$

8.3 Albedo equations of the monolayer snow model

wet stands for a wet snowpack:

Equation 8.25 : State of humidity of the snowpack

$$(a) \quad \text{if } R > 0 \text{ or if } T > 0 \text{ then } wet = 1$$
$$(b) \quad \text{else } wet = 0$$

Where R is rainfall,

T is the snow temperature (relative to the heat deficit).

With snow on the ground:

A maximum snowpack albedo alb_{t+1} is computed relative to snowfall or snowpack state of humidity.

Equation 8.26 : Maximum snowpack albedo

$$alb_{t+1} = (1 - \exp(-0.5 eq_{snow}))0.8 + \left(1 - (1 - \exp(-0.5 eq_{snow}))\right) \left(0.5 + (alb - 0.5) \exp\left(-0.2 \frac{pdth}{24} (1 + wet)\right)\right)$$

Where eq_{snow} is the snowfall water equivalent (mm),

alb is the snowpack albedo of the previous time step,

$pdth$ is the time step number of hours.

$beta2$ is the snowpack radiation penetration exponential decay coefficient.

Equation 8.27 : Snowpack radiation penetration exponential decay coefficient

$$(a) \quad \text{if } alb < 0.5 \text{ then } beta2 = 0.2$$

$$(b) \quad \text{else } beta2 = 0.2 + (alb - 0.5)$$

Equation 8.28 : Albedo assessment with snow on the ground in the monolayer snow model

$$alb = (1 - \exp(-beta2 st_{snow}))alb_{t+1} + (1 - (1 - \exp(-beta2 st_{snow})))0.15$$

Where st_{snow} is the snowpack water equivalent (mm).

Without snow on the ground

Equation 8.29 : Albedo assessment without snow on the ground in the monolayer snow model

$$alb = (1 - \exp(-0.5 eq_{snow}))0.8 + (1 - (1 - \exp(-0.5 eq_{snow})))0.15$$

8.4 Relationships between the densities of snow, ice, and air

The mass of a composite material is that of its constituent elements. Equation 8.30 is used to compute the mass of snow as a mixture of ice and air.

Equation 8.30 : Snow mass based on snow as a mixture of ice and air

$$W_s = W_i + W_a$$

Where W_s , W_i , and W_a are the snow, ice, and air weights (kg), respectively.

Equation 8.31 estimates the snow density from equation 8.30, for a snow volume that is the sum of the ice and air volumes.

Equation 8.31 : Snow density as a function of ice and air masse

$$\rho_s = \frac{W_s}{V_i + V_a} = \frac{W_i}{V_i + V_a} + \frac{W_a}{V_i + V_a}$$

Where ρ_s is the snow density (kg.m^{-3}),

V_i and V_a are the ice and air volumes (m^3), respectively.

Per definition of density, $W_i = V_i\rho_i$ and $W_a = V_a\rho_a$, so equation 8.31 becomes 8.32:

Equation 8.32 : Snow density as a function of ice and air densities

$$\rho_s = \frac{V_i}{V_i + V_a} \rho_i + \frac{V_a}{V_i + V_a} \rho_a$$

Where ρ_i and ρ_a are respectively the ice and air densities (kg.m^{-3}).

Equation 8.32 then shows that by considering snow as a composite material, its density can be related to the densities of ice and air, with coefficients corresponding to the respective proportions. In general, this amounts to considering that there is the following relationship.

Equation 8.33 : Snow density as a function of ice and air volumetric proportions

$$\rho_s = A\rho_i + B\rho_a \text{ (avec } A + B = 1)$$

Since the volumes of ice and air are not explicitly estimated in the snow models proposed in this paper, and knowledge of the volumetric proportions A and B is necessary, an alternative method must be used. From equation $A + B = 1$, equation 8.33 can be rewritten as equation 8.34:

Equation 8.34 : Snow density as a function of the ice volumetric proportion only

$$\rho_s = A\rho_i + (1 - A)\rho_a$$

Thus, the volumetric proportion of ice A in the snow can be estimated from equation $A + B = 1$ using as follows:

Equation 8.35 : Ice volumetric proportion as a function of snow, air and ice densities

$$A = \frac{\rho_s - \rho_a}{\rho_i - \rho_a}$$

Thus, the volumetric proportion of air B in the snow can be estimated from the equation $A + B = 1$; that is:

Equation 8.36 : Air volumetric proportion as a function of snow, air and ice densities

$$B = \frac{\rho_i - \rho_s}{\rho_i - \rho_a}$$

Thus, the knowledge or estimation of the densities of ice, air and snow enables the derivation of the volumetric proportions of ice and air within the snow, from equations 8.35 and 8.36, respectively.

8.5 Sensitivity analyses

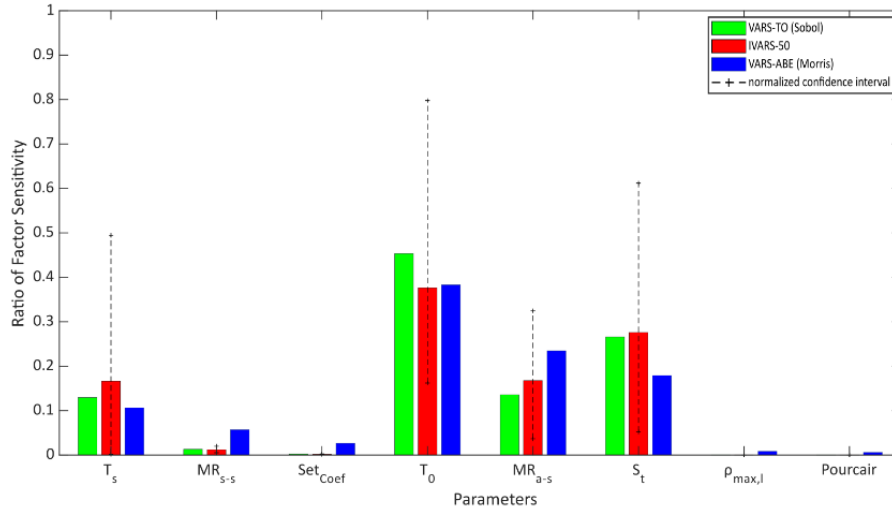


Figure 8.1 : Normalized sensitivity analysis of the Multi snow model at the Lower Fantail GMON station. Green, red and blue stand for the normalized Sobol index, the IVARS and the normalized Morris index, respectively. The dotted line shows the normalized confidence interval.

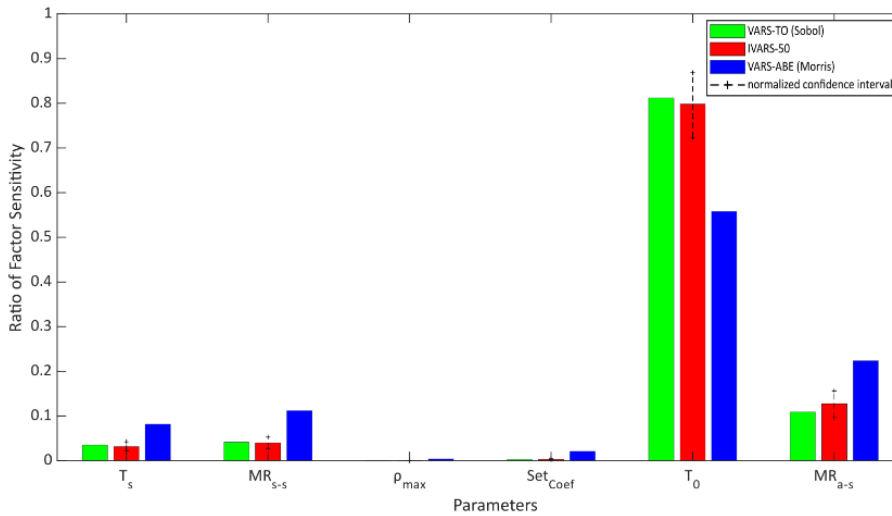


Figure 8.2 : Normalized sensitivity analysis of the monolayer snow model at the Lower Fantail GMON station. Green, red and blue stand for the normalized Sobol index, the IVARS and the normalized Morris index, respectively. The dotted line shows the normalized confidence interval.

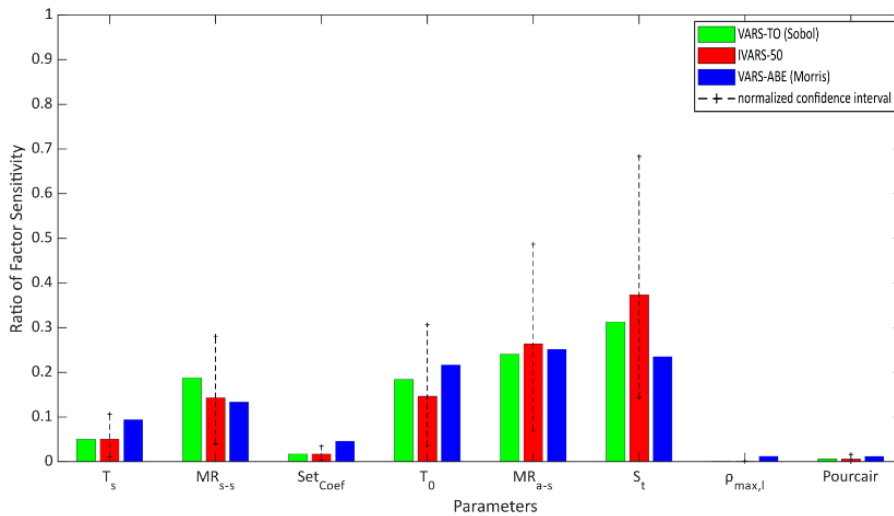


Figure 8.3 : Normalized sensitivity analysis of the Multi snow model at the Necopastic GMON station. Green, red and blue stand for the normalized Sobol index, the IVARS and the normalized Morris index, respectively. The dotted line shows the normalized confidence interval.

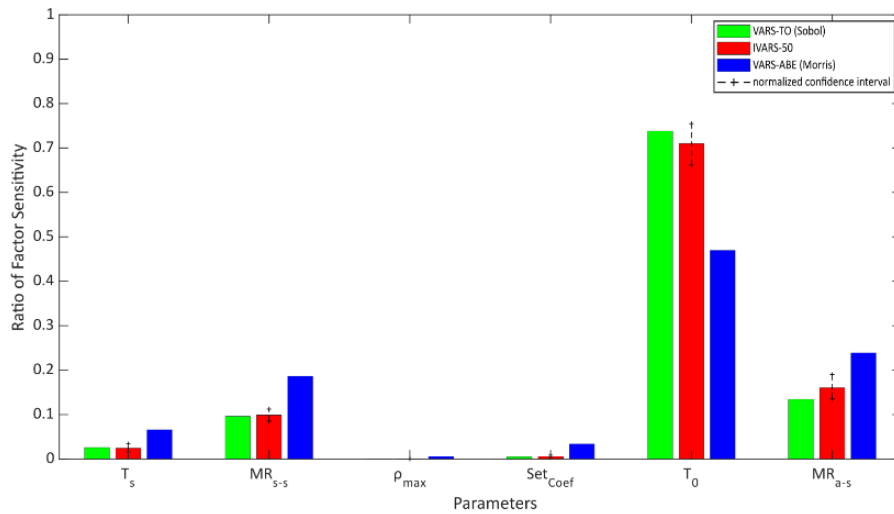


Figure 8.4 : Normalized sensitivity analysis of the monolayer snow model at the Necopastic GMON station. Green, red and blue stand for the normalized Sobol index, the IVARS and the normalized Morris index, respectively. The dotted line shows the normalized confidence interval.

8.5.1 Model performances

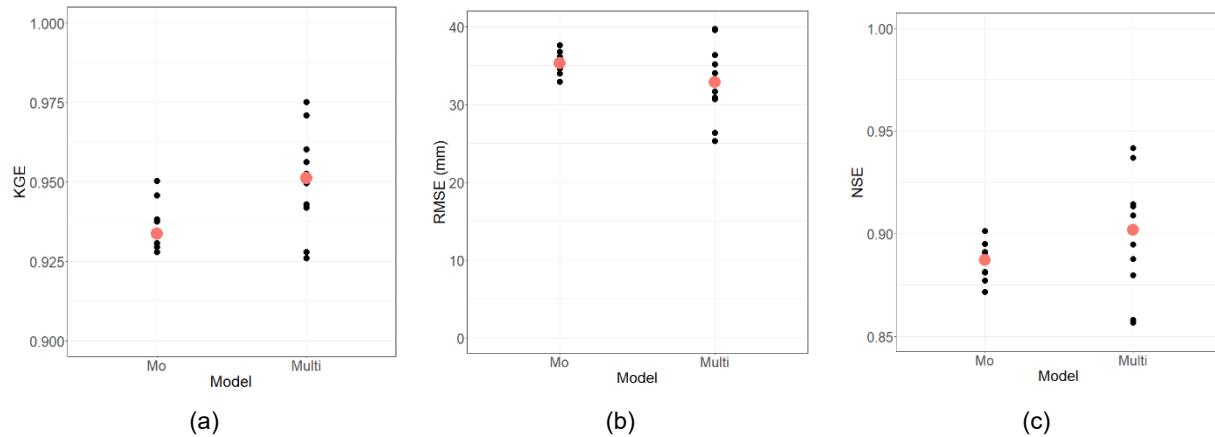


Figure 8.5 : SWE modeling performances (a- KGE; b- RMSE; c- NSE) of the top ten sets of parameters values obtained for the multilayer snow model (Multi) and the monolayer model (Mo) for the Lower Fantail GMON station. In orange is the median performance. KGE, RMSE and NSE stand for Kling Gupta Efficiency, Root Mean Square Error and Nash-Sutcliffe Efficiency, respectively.

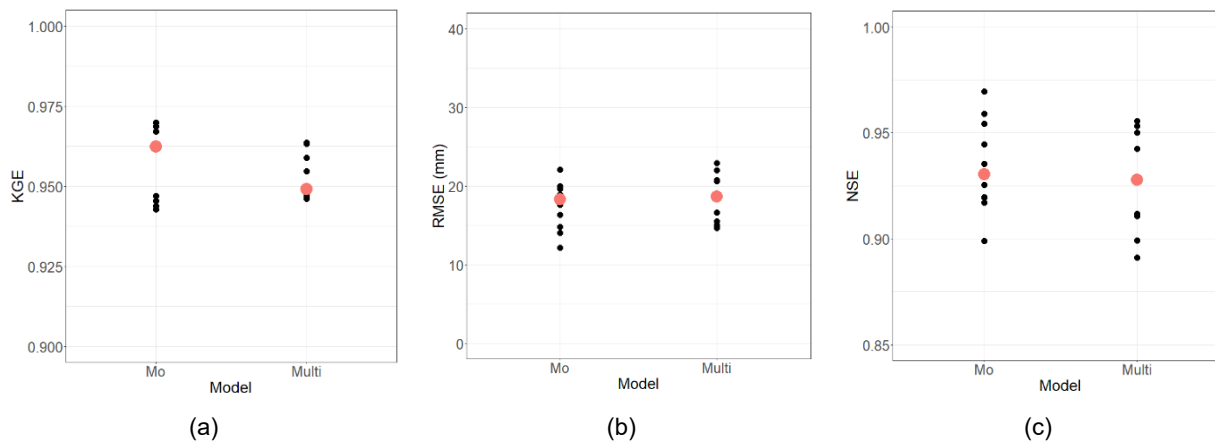


Figure 8.6 : SWE modeling performances (a- KGE; b- RMSE; c- NSE) of the top ten sets of parameters values obtained for the multilayer snow model (Multi) and the monolayer model (Mo) for the Necopastic GMON station. In orange is the median performance. KGE, RMSE and NSE stand for Kling Gupta Efficiency, Root Mean Square Error and Nash-Sutcliffe Efficiency, respectively.

8.5.2 Water equivalent modeling uncertainties

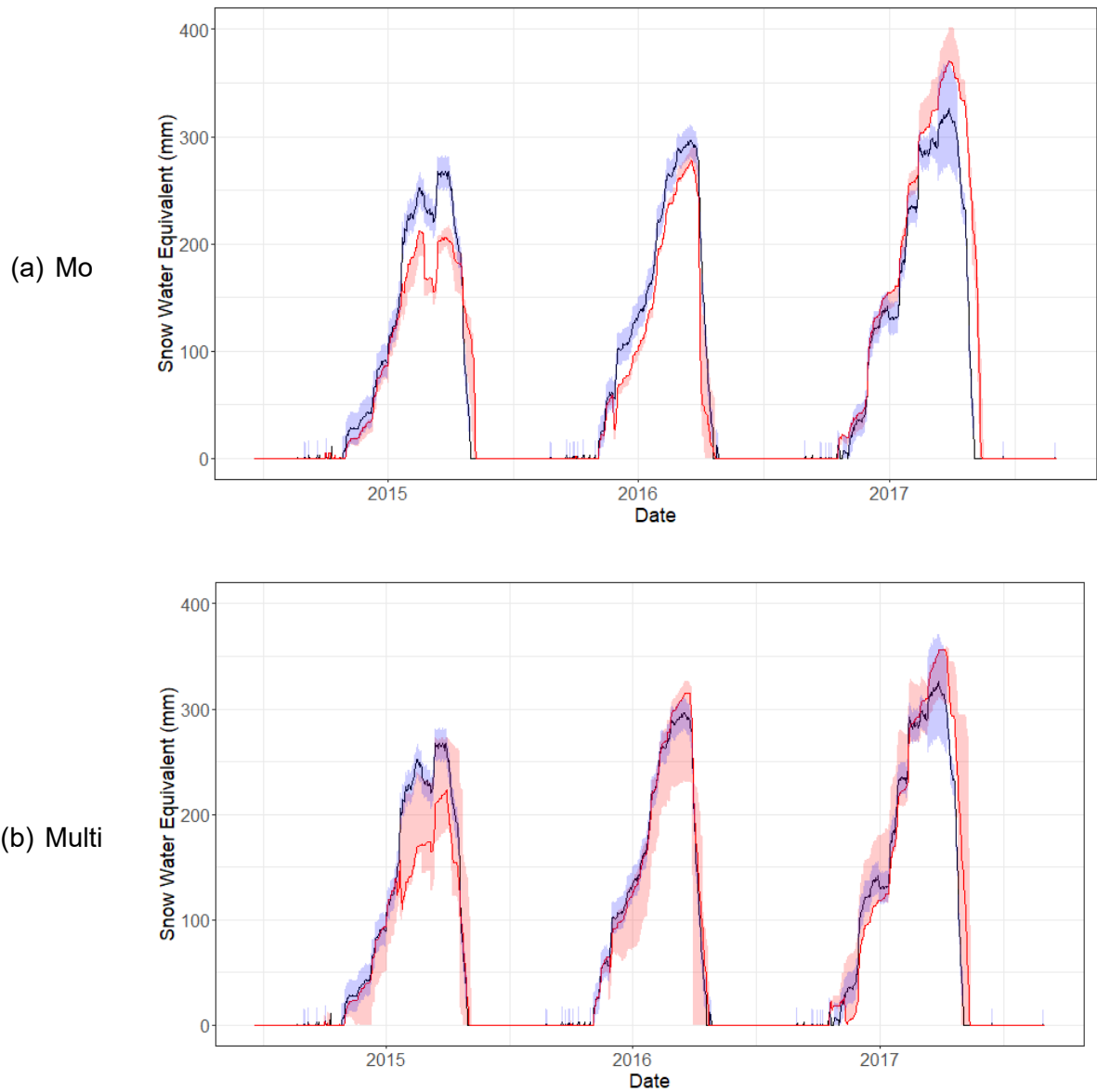


Figure 8.7 : Modeled SWE series at the Lower Fantail station for the (a) monolayer (Mo) and (b) multilayer (Multi) models. The red shaded interval shows the range of values provided by the top-ten sets of parameters values. The observed SWE time series is shown in black, while the blue interval depicts the measurement uncertainty.

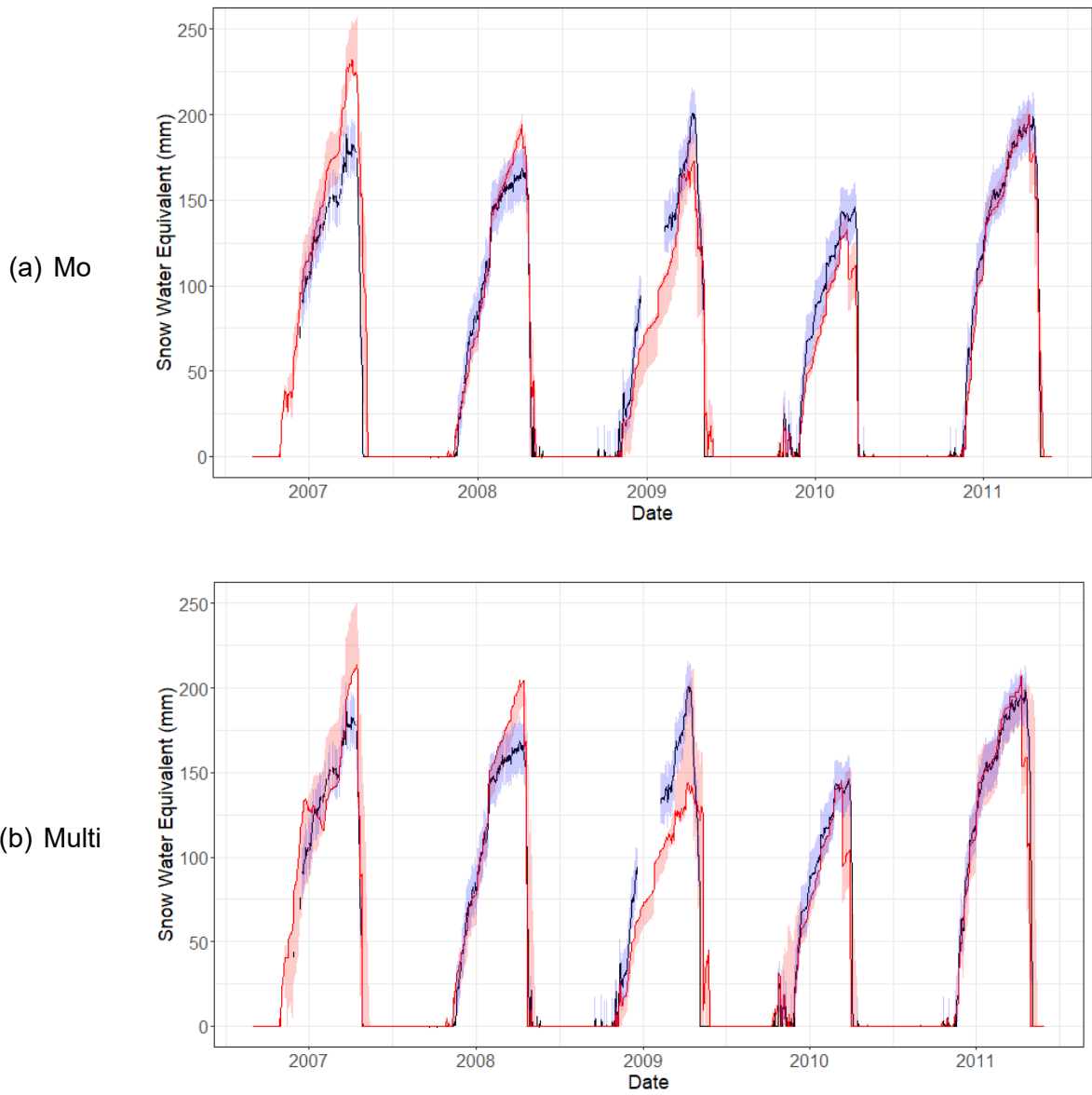


Figure 8.8 : Modeled SWE series at the Necopastic station for the (a) monolayer (Mo) and (b) multilayer (Multi) models. The red shaded interval shows the range of values provided by the top-ten sets of parameters values. The observed SWE time series is shown in black, while the blue interval depicts the measurement uncertainty.

8.5.3 Height and density modeling uncertainties

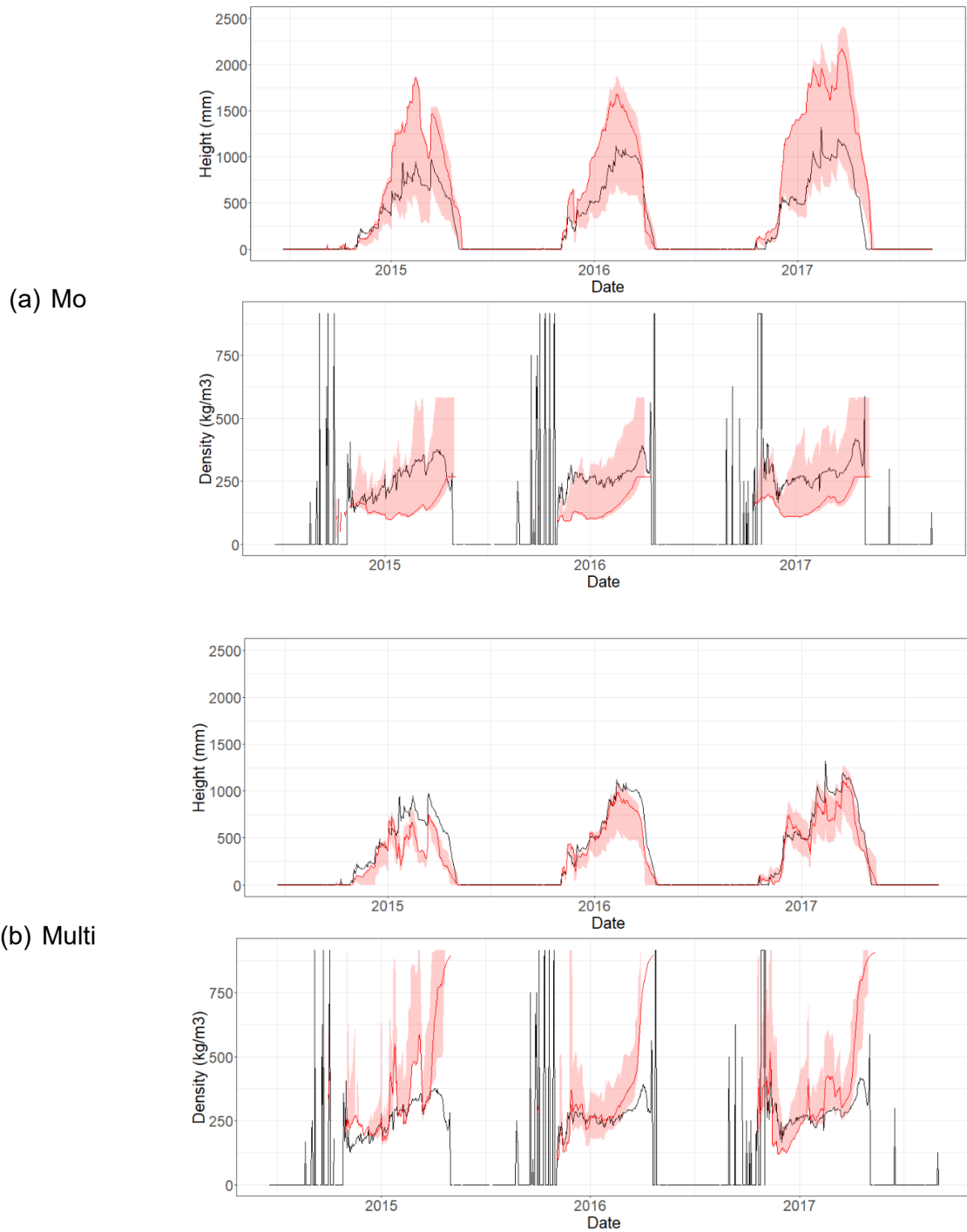
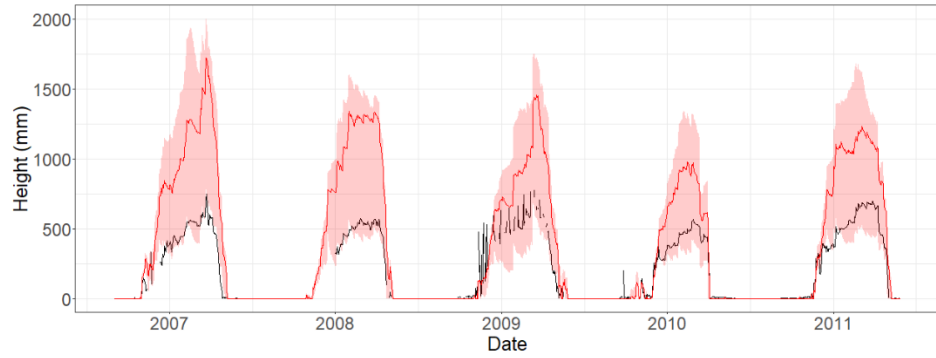
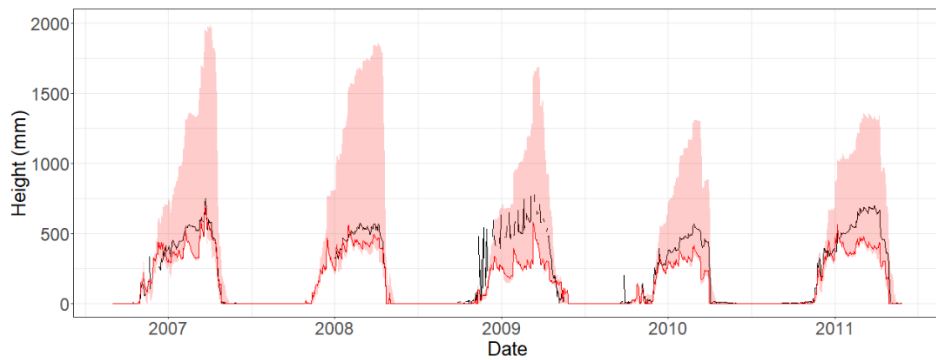
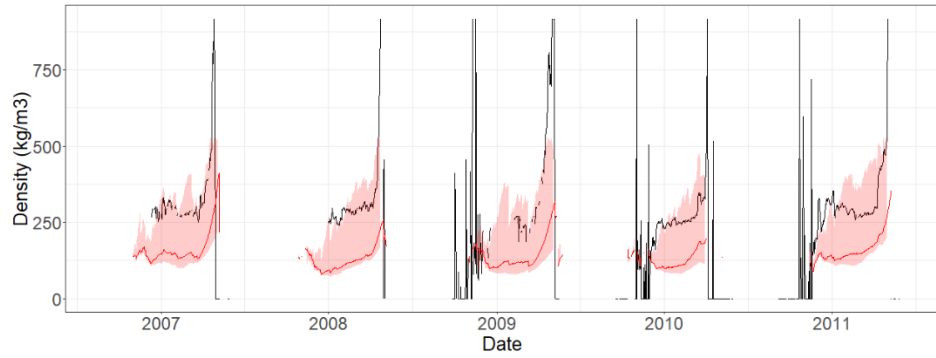


Figure 8.9 : Modeled height and density series at the Lower Fantail station for the (a) monolayer (Mo) and (b) multilayer (Multi) models. The red shaded interval shows the range of values provided by the top-ten sets of parameters values. The observed height and density time series is shown in black.



(a) Mo



(b) Multi

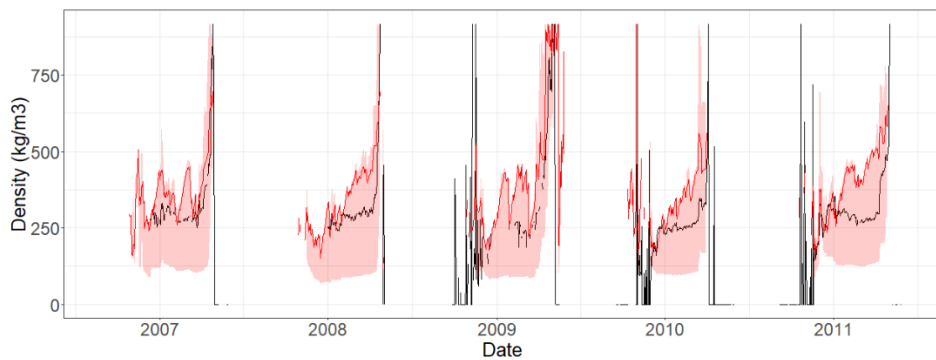


Figure 8.10 : Modeled height and density series at the Necopastic station for the (a) monolayer (Mo) and (b) multilayer (Multi) models. The red shaded interval shows the range of values provided by the top-ten sets of parameters values. The observed height time and density series is shown in black.

9 ANNEXE III : DOCUMENT SUPPLEMENTAIRE DU 3^E ARTICLE

9.1 Caractéristiques des hydrogrammes annuels moyens

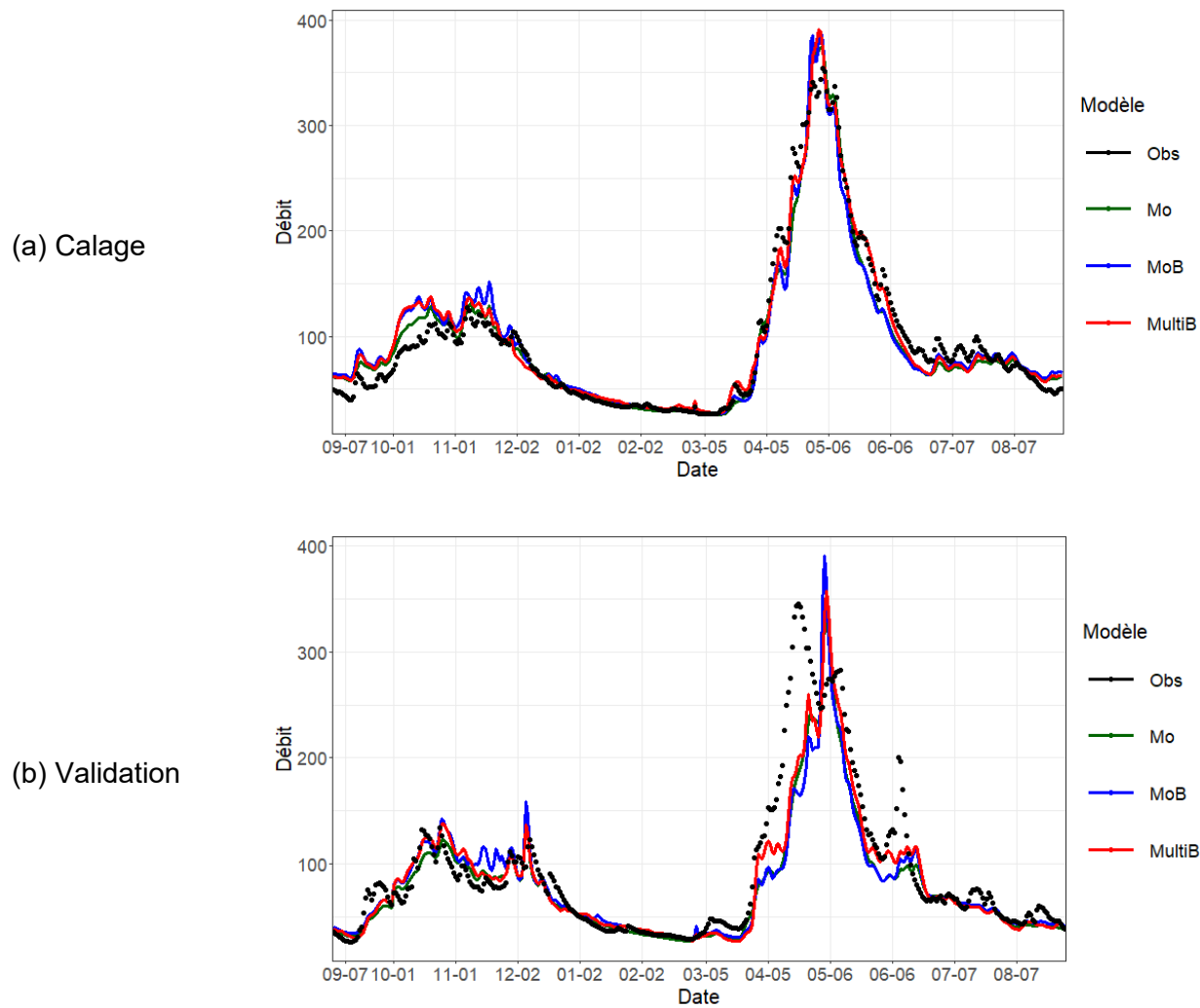
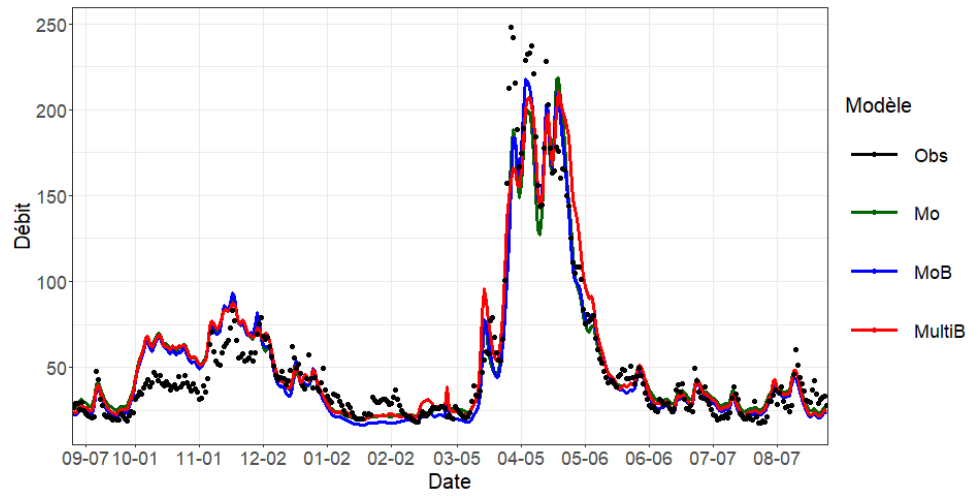


Figure 9.1 : Débits journaliers moyennés annuellement sur le bassin versant de Batiscan pour : (a) la période de calage et (b) la période de validation. La ligne discontinue représente les débits observés.

(a) Calage



(b) Validation

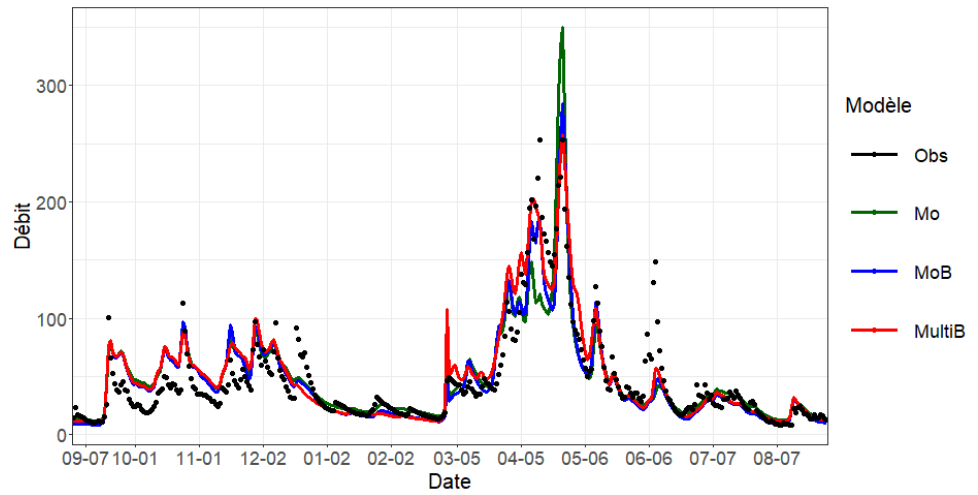
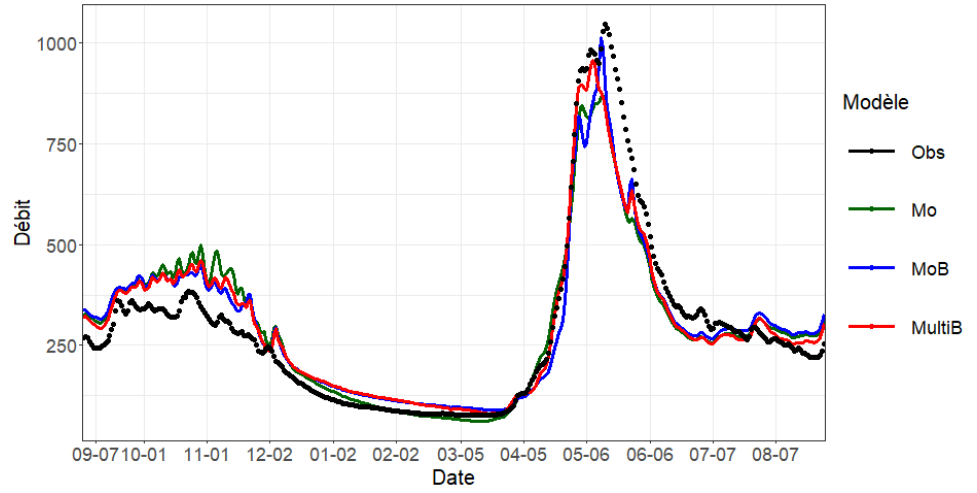


Figure 9.2 : Débits journaliers moyennés annuellement sur le bassin versant de Becancour pour : (a) la période de calage et (b) la période de validation. La ligne discontinue représente les débits observés.

(a) Calage



(b) Validation

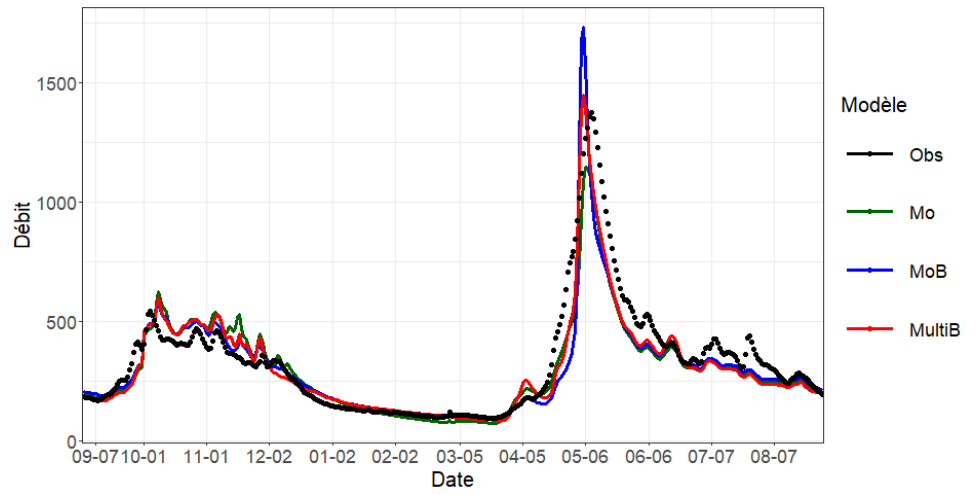
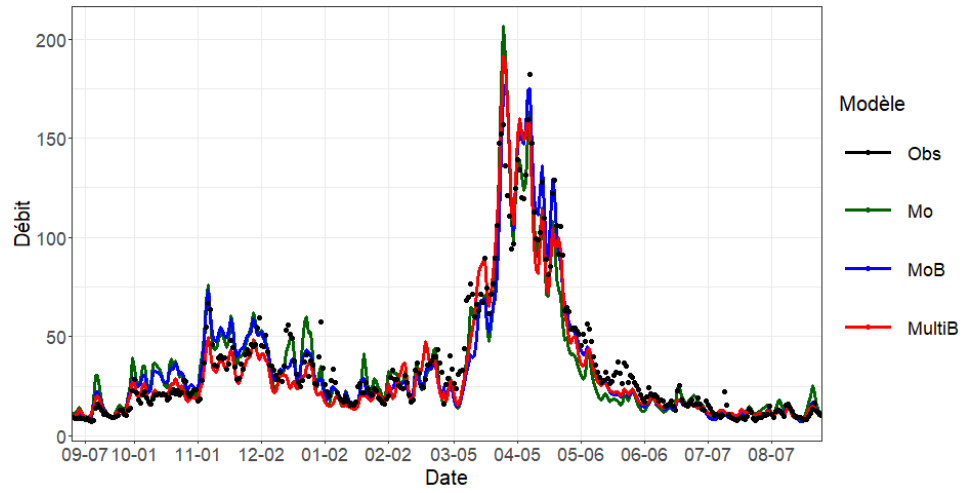


Figure 9.3 : Débits journaliers moyennés annuellement sur le bassin versant d'Ashuapmushuan pour : (a) la période de calage et (b) la période de validation. La ligne discontinue représente les débits observés.

(a) Calage



(b) Validation

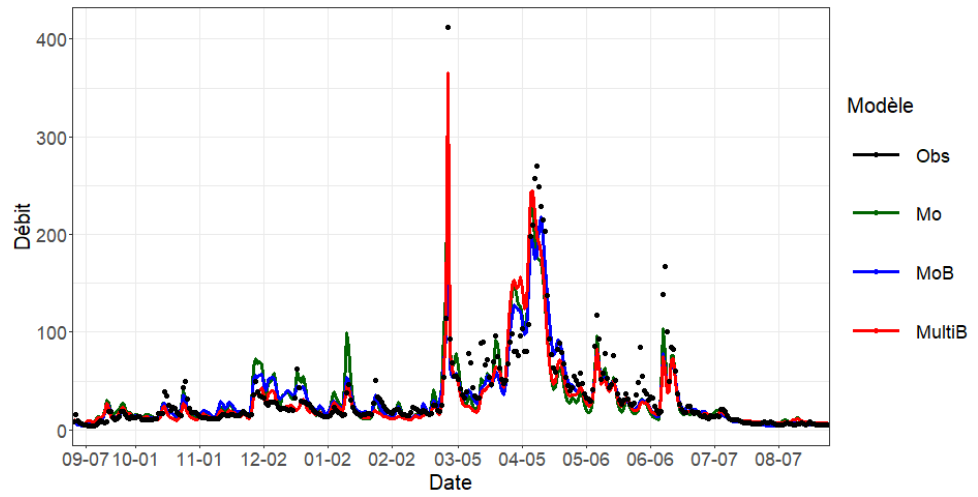
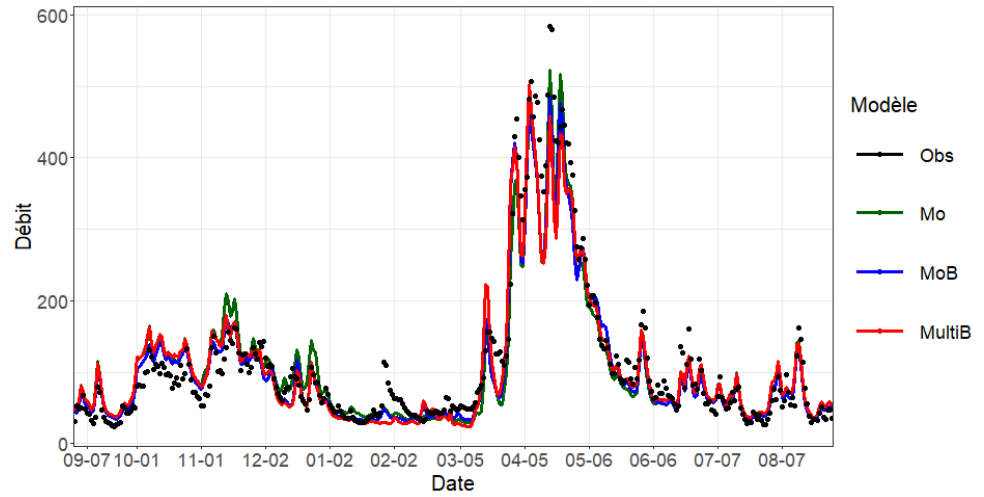


Figure 9.4 : Débits journaliers moyennés annuellement sur le bassin versant de Chateauguay pour : (a) la période de calage et (b) la période de validation. La ligne discontinue représente les débits observés.

(a) Calage



(b) Validation

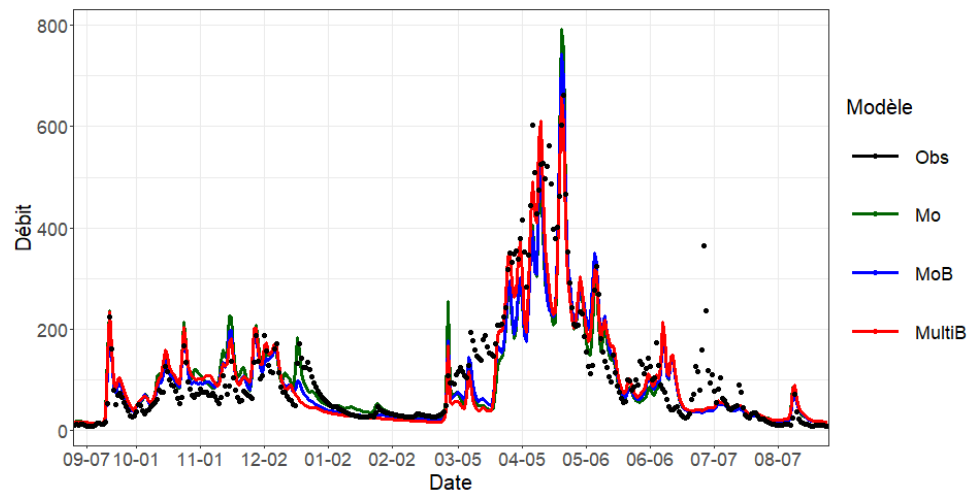
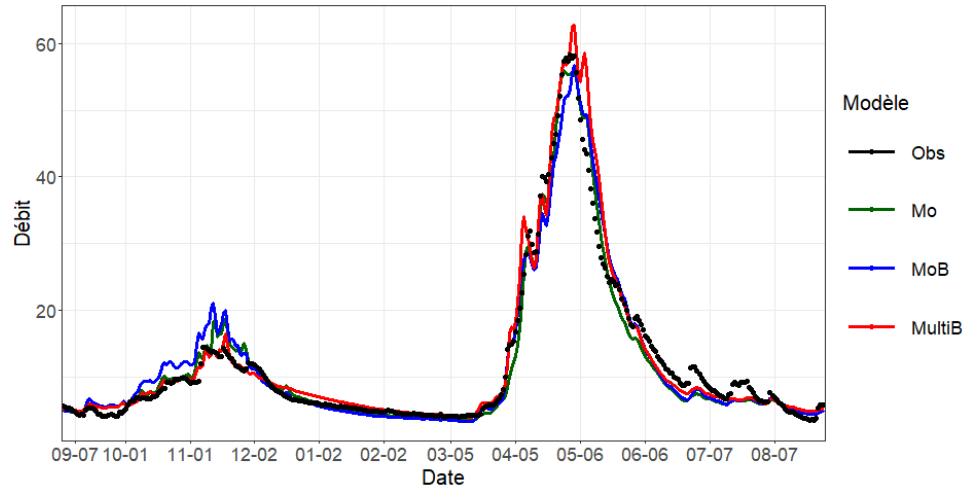


Figure 9.5 : Débits journaliers moyennés annuellement sur le bassin versant de Chaudière pour : (a) la période de calage et (b) la période de validation. La ligne discontinue représente les débits observés.

(a) Calage



(b) Validation

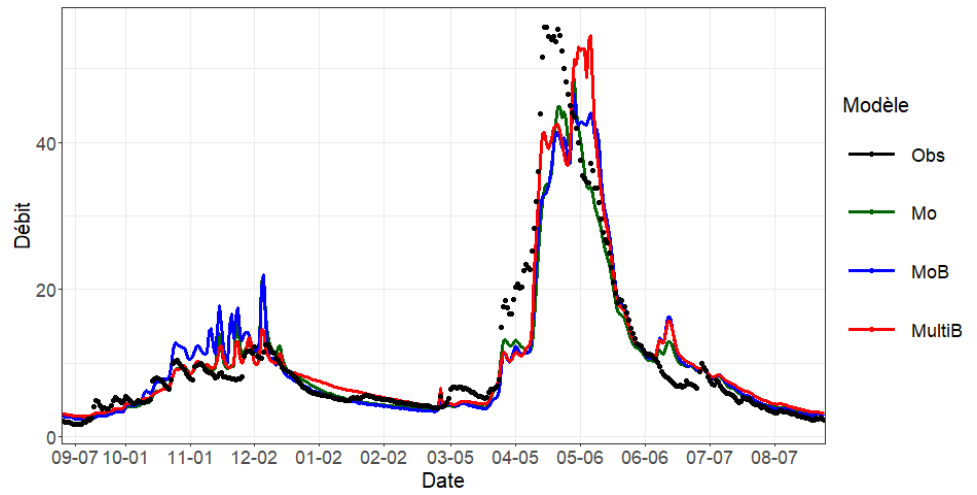
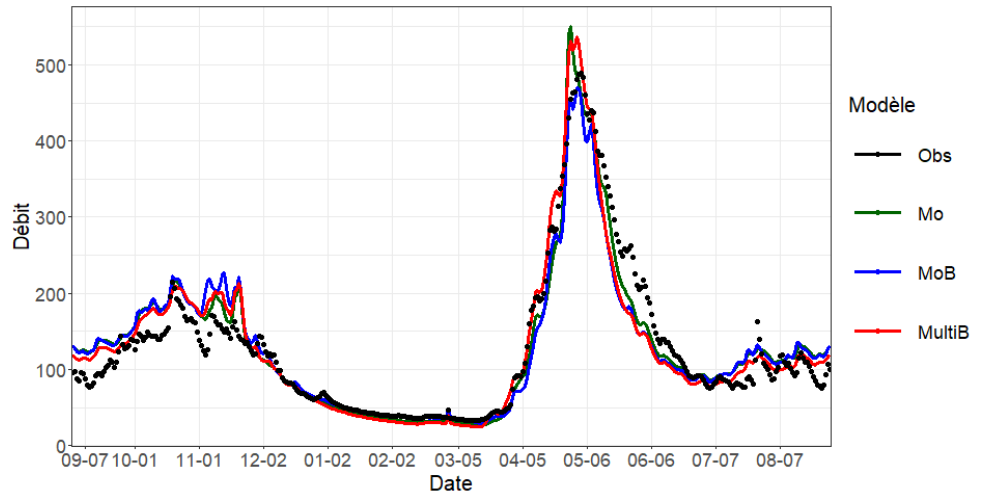


Figure 9.6 : Débits journaliers moyennés annuellement sur le bassin versant de Du Loup pour : (a) la période de calage et (b) la période de validation. La ligne discontinue représente les débits observés.

(a) Calage



(b) Validation

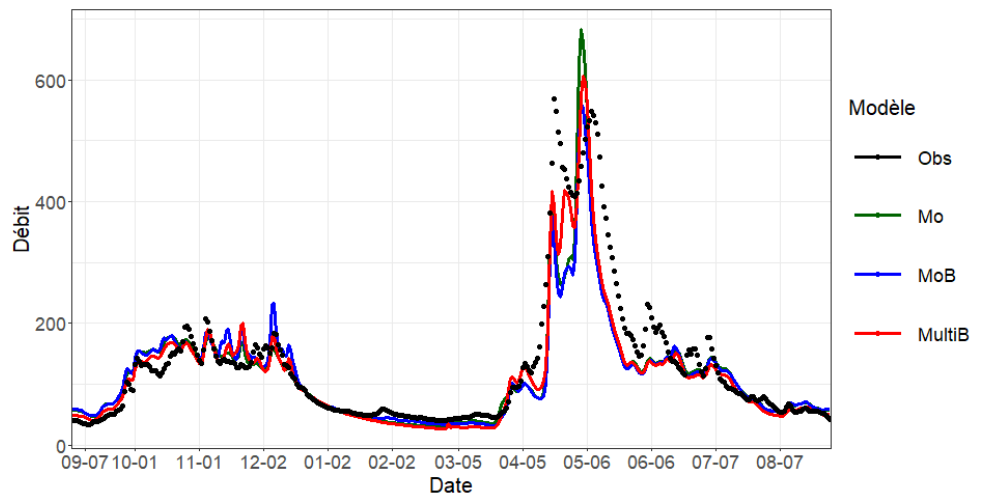
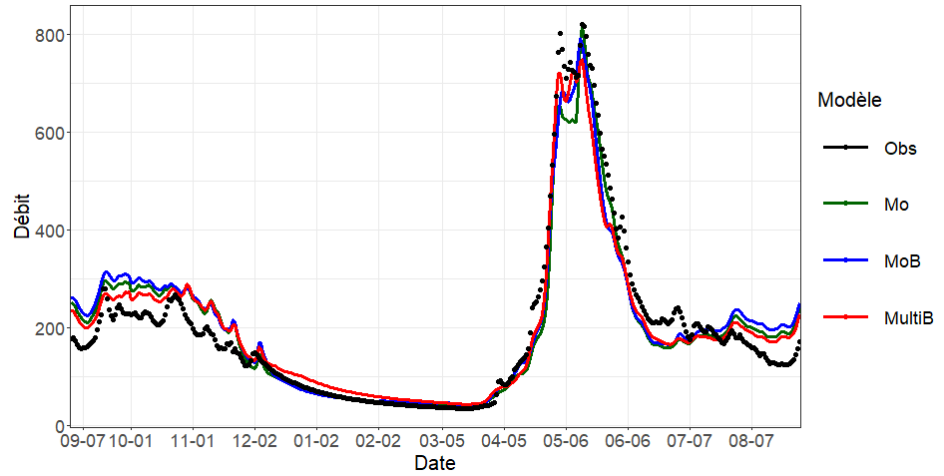


Figure 9.7 : Débits journaliers moyennés annuellement sur le bassin versant de Gatineau pour : (a) la période de calage et (b) la période de validation. La ligne discontinue représente les débits observés.

(a) Calage



(b) Validation

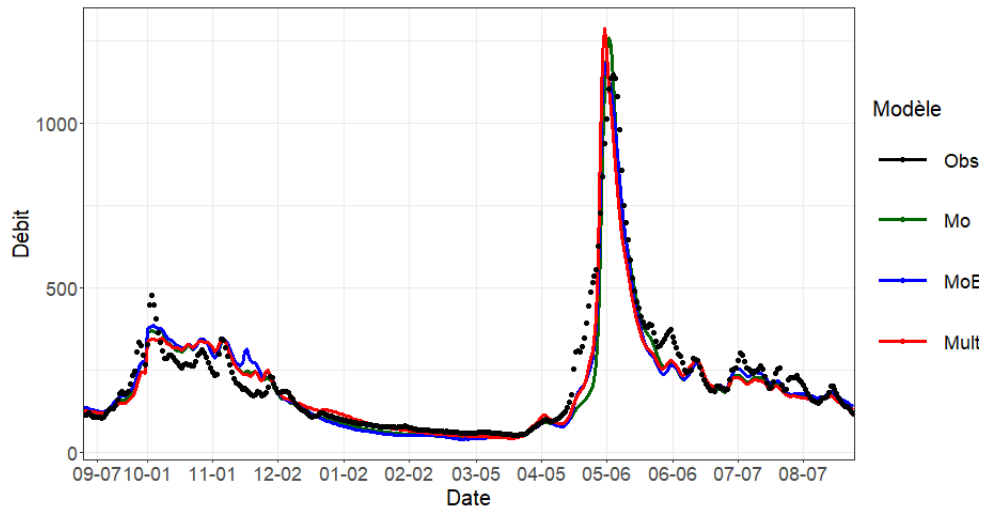
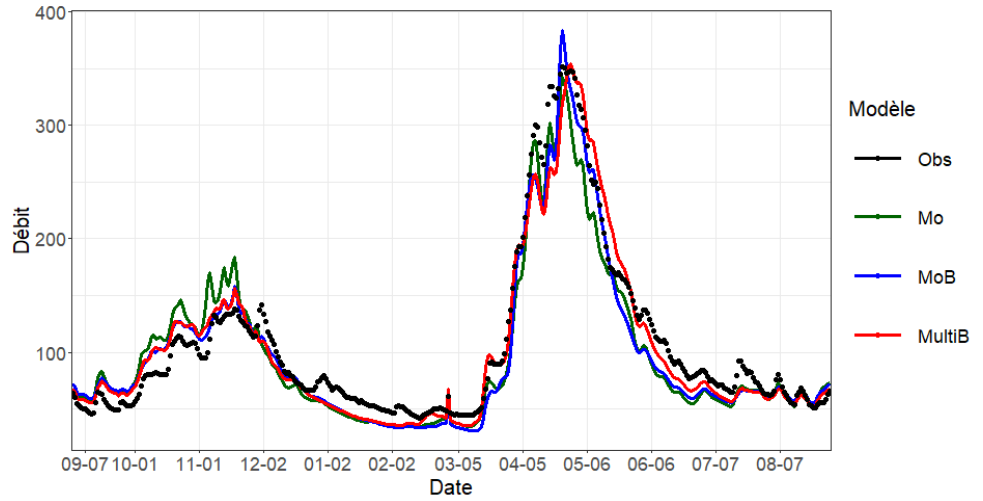


Figure 9.8 : Débits journaliers moyennés annuellement sur le bassin versant de Mistassini pour : (a) la période de calage et (b) la période de validation. La ligne discontinue représente les débits observés.

(a) Calage



(b) Validation

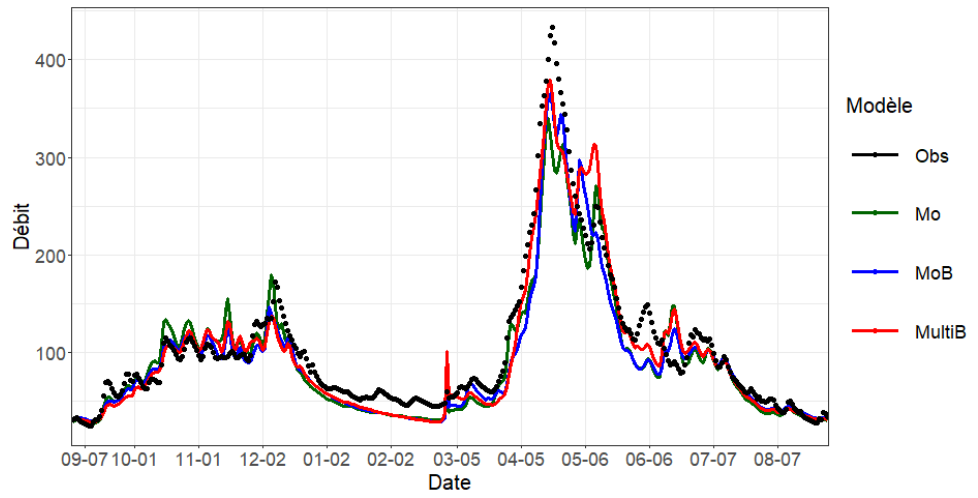
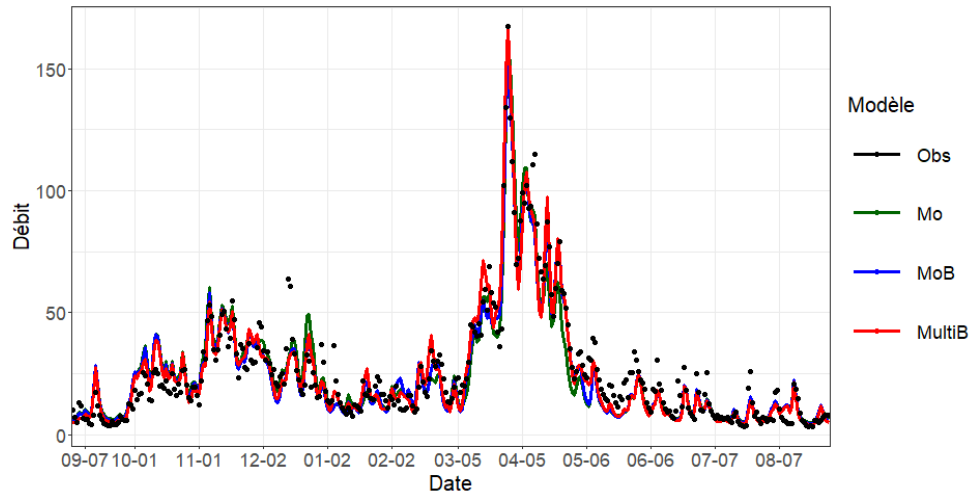


Figure 9.9 : Débits journaliers moyennés annuellement sur le bassin versant de Rouge pour : (a) la période de calage et (b) la période de validation. La ligne discontinue représente les débits observés.

(a) Calage



(b) Validation

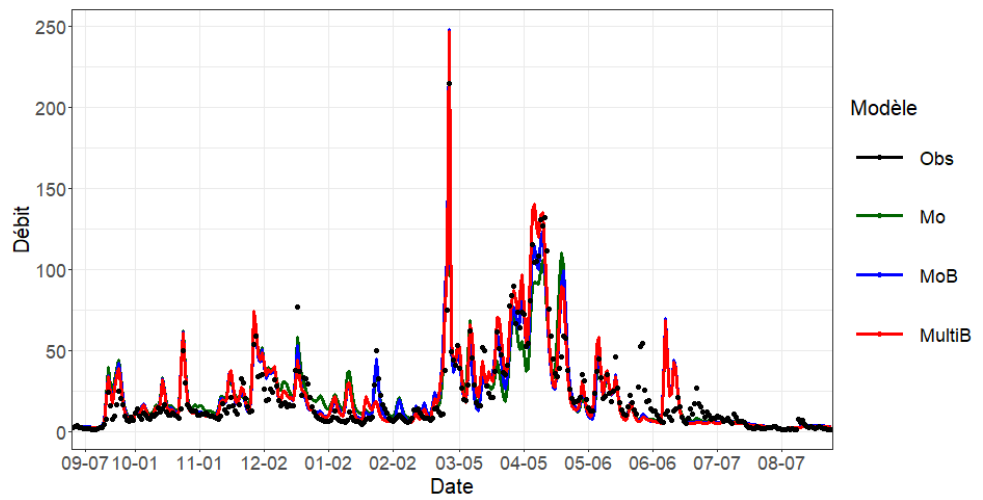
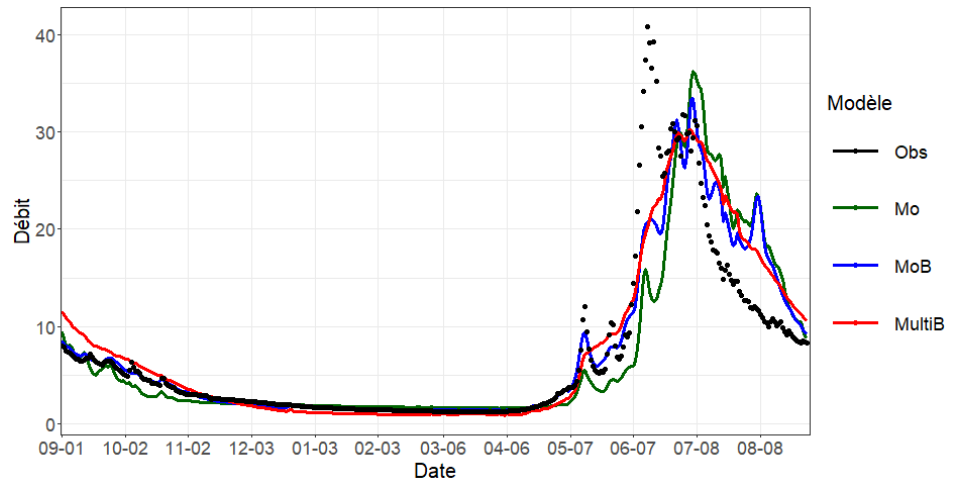


Figure 9.10 : Débits journaliers moyennés annuellement sur le bassin versant de Yamaska pour : (a) la période de calage et (b) la période de validation. La ligne discontinue représente les débits observés.

(a) Calage



(b) Validation

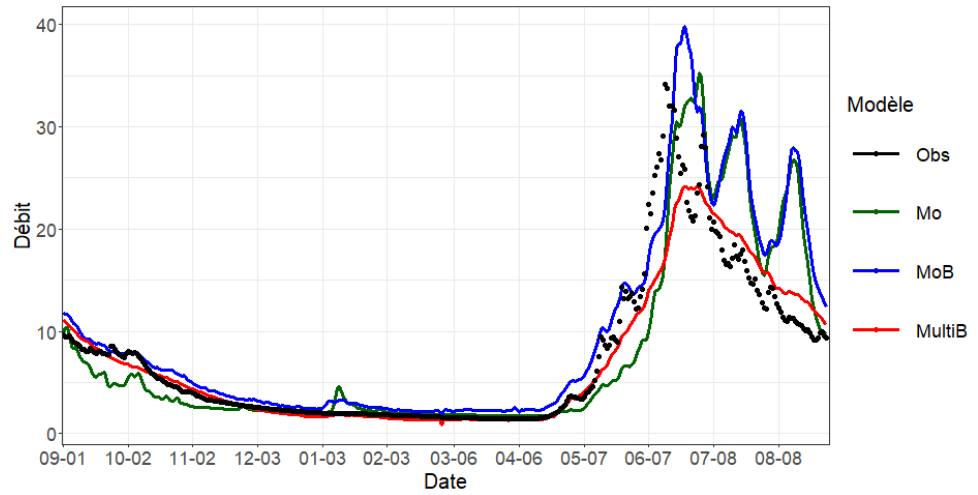
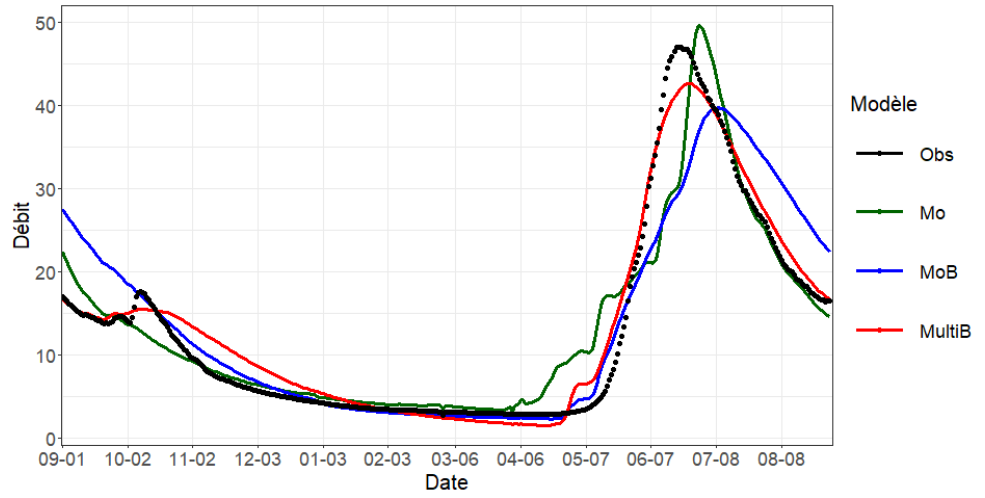


Figure 9.11 : Débits journaliers moyennés annuellement sur le bassin versant de Wheaton pour : (a) la période de calage et (b) la période de validation. La ligne discontinue représente les débits observés.

(a) Calage



(b) Validation

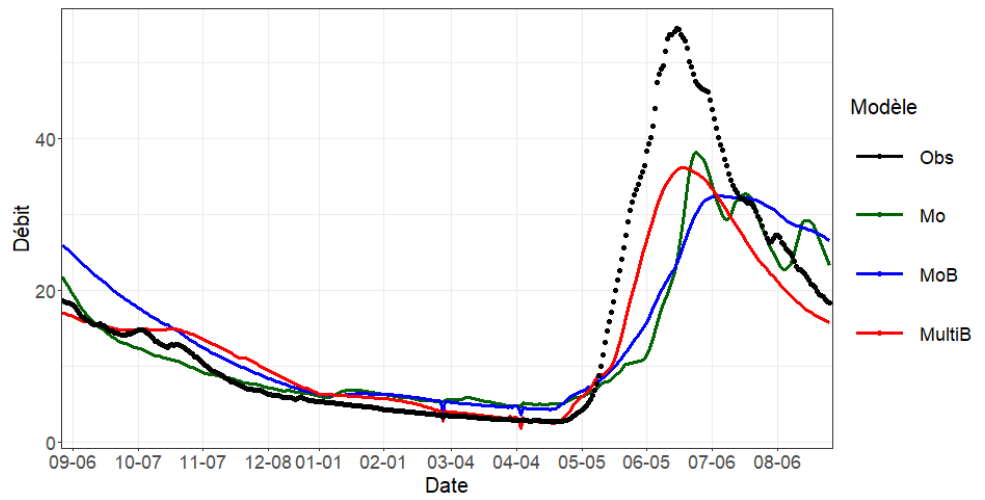
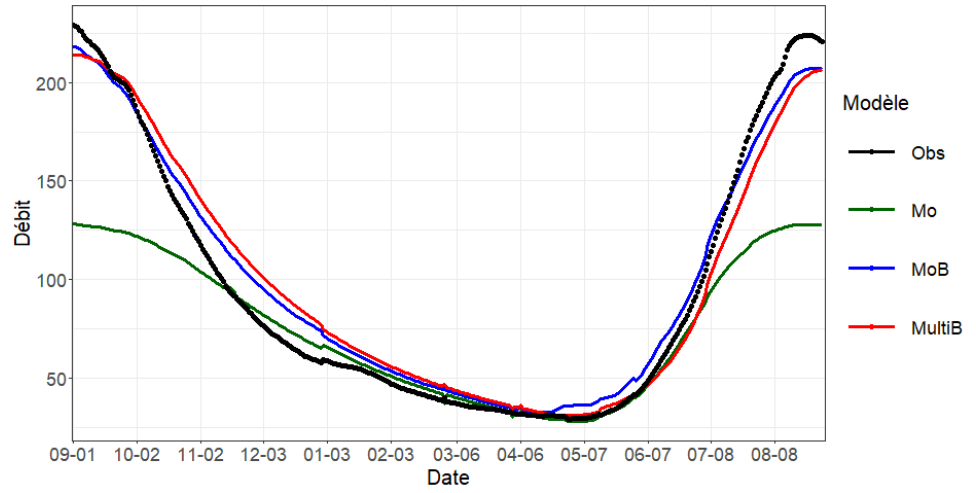


Figure 9.12 : Débits journaliers moyennés annuellement sur le bassin versant de Tutshi pour : (a) la période de calage et (b) la période de validation. La ligne discontinue représente les débits observés.

(a) Calage



(b) Validation

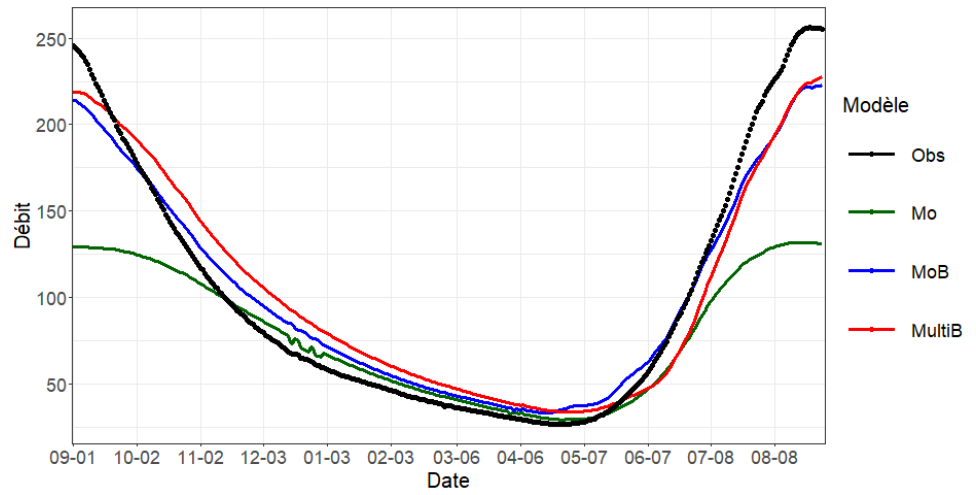
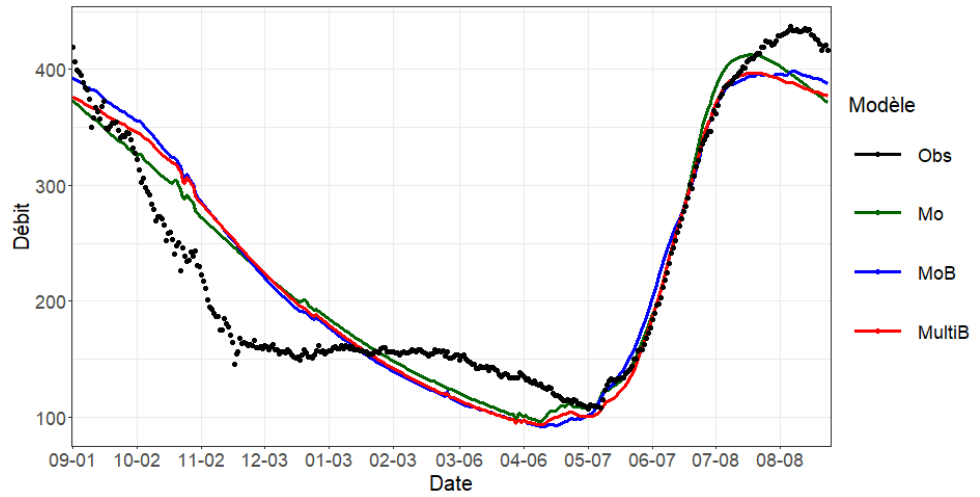


Figure 9.13 : Débits journaliers moyennés annuellement sur le bassin versant d'Atlin pour : (a) la période de calage et (b) la période de validation. La ligne discontinue représente les débits observés.

(a) Calage



(b) Validation

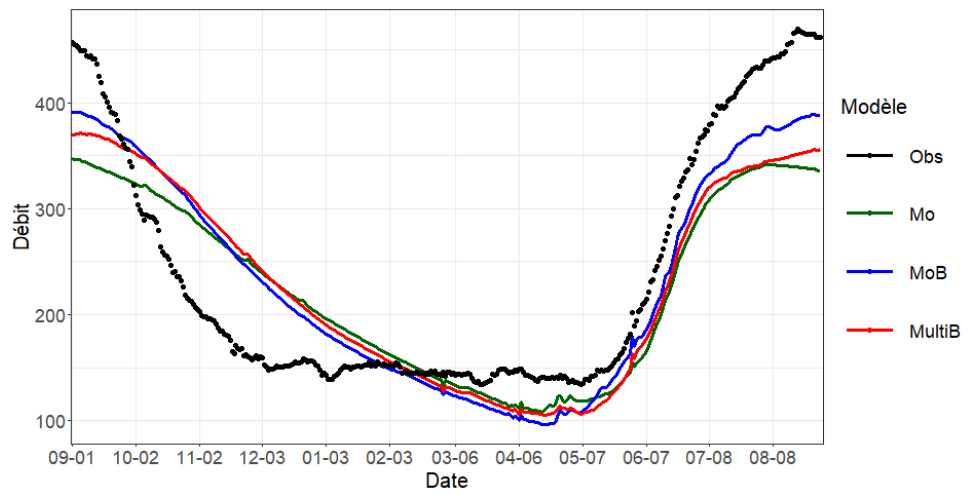


Figure 9.14 : Débits journaliers moyennés annuellement sur le bassin versant de Yukon pour : (a) la période de calage et (b) la période de validation. La ligne discontinue représente les débits observés.

10 ANNEXE IV : ETUDE SUR LA MODELISATION DES HAUTEURS PAR LES DIFFERENTS MODELES DE NEIGE SUR LA FORET MONTMORENCY, CANADA.

Canada (i.e., Environnement et Changement Climatique Canada) met à disposition du public, des données mesurées sur leurs stations météorologiques, qui peuvent aussi contenir les chroniques de hauteurs de neige au sol. Toutes les données météorologiques d'entrée, telle que la précipitation et les températures minimales et maximales journalières, sont ainsi disponibles et permettent le fonctionnement du modèle de neige d'HYDROTEL. Aussi, du fait de la proximité de la forêt Montmorency (Québec, Canada) avec le centre d'étude de l'INRS, cette station météorologique « Forêt Montmorency RCS » a fait l'objet d'une étude approfondie, permettant en outre d'obtenir des mesures complémentaires sur les caractéristiques du couvert nival. Dans un premier temps, les deux modèles de neige étudiés dans le second article de cette thèse (« Mo » et « Multi ») ont été calés sur les chroniques de hauteurs du couvert nival entre le 1er janvier 2004 jusqu'au 4 février 2021. Ainsi, ces calages permettent de comparer les performances de modélisations sur la base d'une caractéristique peu commune pour de la modélisation hydrologique, qui est la hauteur du couvert nival. Les résultats de ces modélisations calées peuvent alors être comparés à deux événements de l'hiver 2020-2021. D'abord, vis-à-vis d'une importante précipitation pluvieuse entre les 24 et 25 décembre 2020 ayant presque fait fondre totalement le couvert nival, puis lors de la journée du 05 février 2021 où Alain N. Rousseau a reçu l'autorisation de faire des relevés in-situ de variables, autre que la hauteur de neige, en période de stricte réglementation d'accès à la forêt, à cause de la pandémie de COVID-19.

10.1 Modélisation de la hauteur du couvert nival

Les différents modèles ont été calés en utilisant l'algorithme de calage « Dynamically Dimensioned Search » (Tolson *et al.*, 2007), en effectuant 18 trials de 100 itérations avec le KGE comme fonction objectif. Les 10 jeux de paramètres les plus performants sont alors extraits pour chacun des modèles. La Figure 10.1 montre les performances de modélisation obtenues par ces 10 meilleurs jeux de paramètres de chaque modèle.

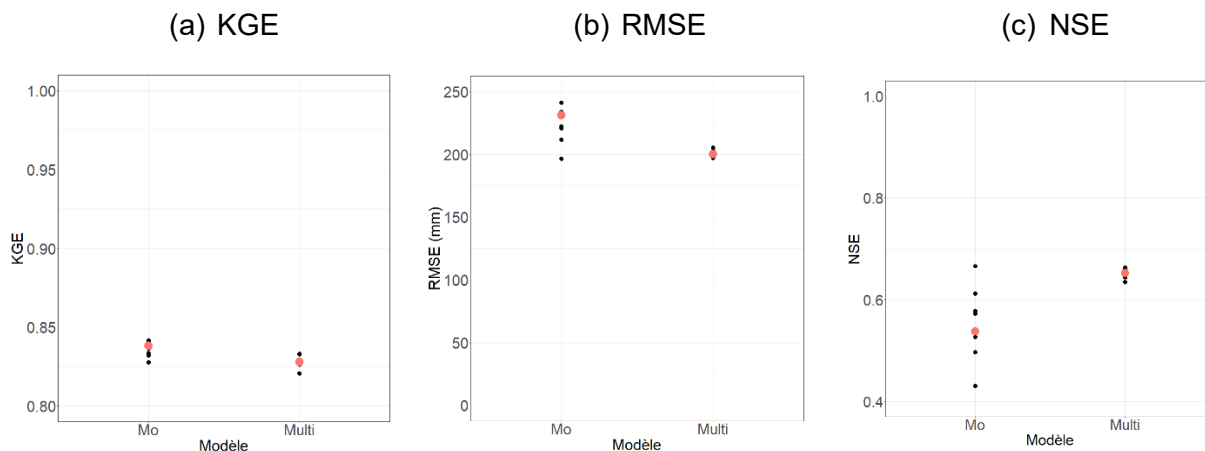
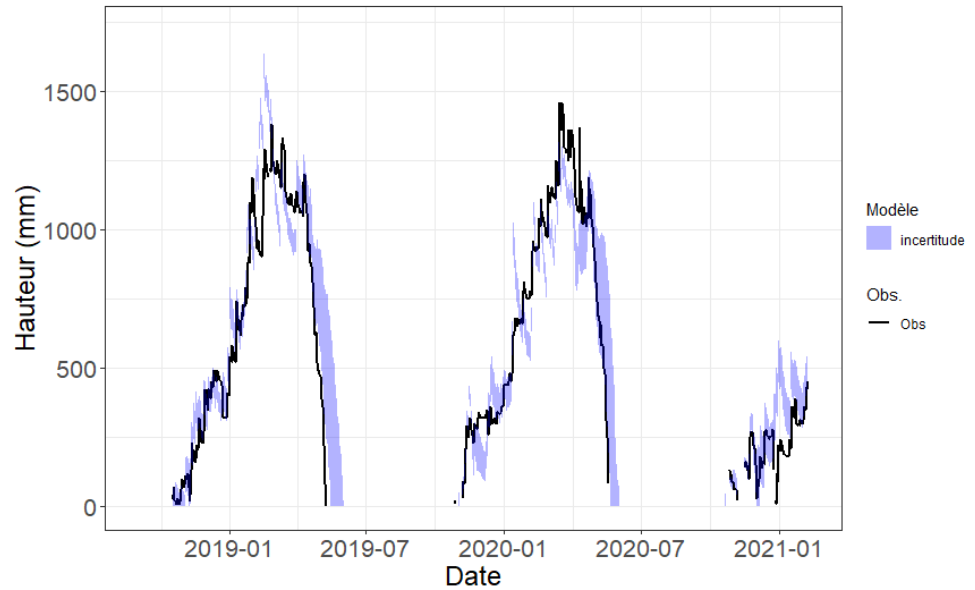


Figure 10.1 : Performances des 10 meilleurs jeux de paramètres pour les modèles "Mo" et « Multi » sur la modélisation de la hauteur du couvert nival à la forêt Montmorency. Les jeux de paramètre en orange correspondent aux performances médianes.

Si les calages sur les KGE ont montré des performances similaires entre les modèles « Mo » et « Multi », une nette différence apparaît lors des analyses des RMSE et NSE, en faveur de la version modifiée du modèle de neige. Afin de visualiser comment cette différence de performance se concrétise, la Figure 10.2 montre les chroniques de hauteurs modélisées par les 10 jeux de paramètres, pour chaque modèle de neige, sur la période 01/09/2019 jusqu'au 08/02/2021.

La Figure 10.2 montre que pour la première partie de chaque couvert nival, les deux modèles ont le même comportement, c'est-à-dire qu'ils modélisent correctement la hauteur maximale hivernale, à moins qu'un écart important, mais observable sur chacun des modèles, ne soit créé avec les hauteurs observées. Les différences de comportement des modèles avec les données observées deviennent plus importantes une fois le pic hivernal observé atteint avec une amplitude de variation plus importante. Les deux modèles parviennent à modéliser des hauteurs plus en adéquation avec les données observées au moment où la fonte printanière est déclenchée, mais le modèle multicouche « Multi » propose des taux de fonte hivernaux ayant la même dynamique que ce qui est observée, par opposition au modèle monocouche dont les taux de fonte printaniers modélisés sont un peu plus faibles et donc, ce modèle atténue la fonte printanière.

(a) « Mo »



(b) « Multi »

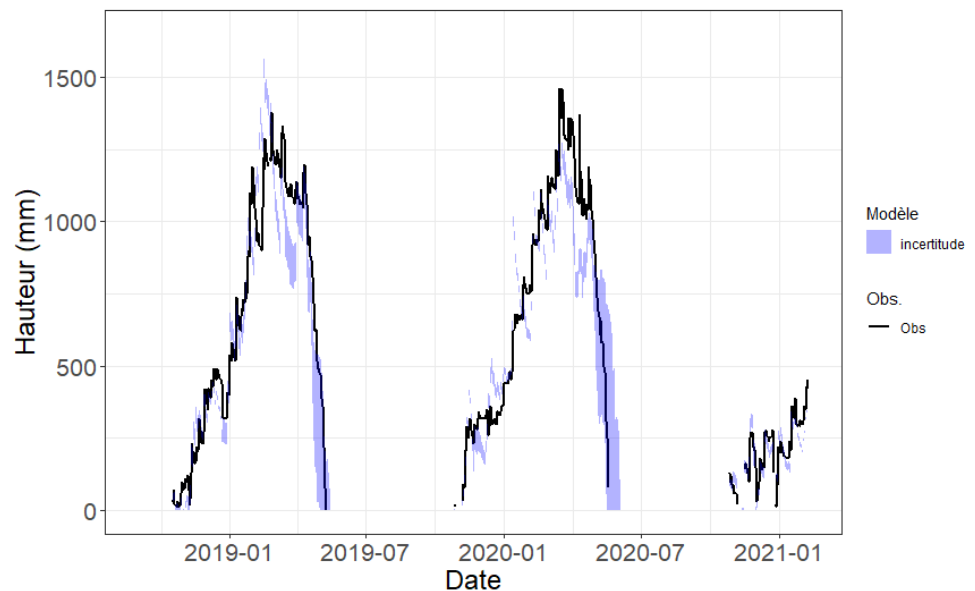


Figure 10.2 : Modélisation de la hauteur de neige des modèles « Mo » et « Multi » sur la période 01/09/2019 jusqu'au 08/02/2021.

10.2 Évènement pluvieux intense : 24/25 décembre 2020

Un évènement d'importance de précipitation pluvieuse s'est produit les 24 et 25 décembre 2020, au moment d'un réchauffement atmosphérique inhabituel pour cette période de l'année au Québec. Il y a eu ainsi environ 100 mm de pluie avec des températures atmosphériques positives. Cela a eu pour conséquence une fonte presque totale du couvert nival, y compris à la forêt Montmorency. Le Tableau 10.1 expose ainsi les données

météorologiques (précipitation et températures minimales et maximales atmosphériques journalières) observées entre le 23 et le 27 décembre 2020, ainsi que les hauteurs du couvert nival mesurés pour englober l'état du couvert nival avant et après cet épisode météorologique extrême. Ce tableau montre aussi ce que les modèles calés ont modélisé pour la hauteur du couvert nival durant cet épisode extrême. Les valeurs minimales, médianes et maximales journalières parmi les 10 jeux de paramètres optimaux de chaque modèle de neige sont indiquées pour illustrer l'incertitude de modélisation.

Tableau 10.1 : Observations lors de l'intense précipitation de la fin de décembre 2020 et les résultats des modèles pour ce cas extrême (minimum, médiane, maximum).

Date	23/12/2020	24/12/2020	25/12/2020	26/12/2020	27/12/2020
Température (°C)	-18.7/-8	-9.3/5.5	1.5/9.9	-16.1/1.5	-19.3/-11.6
Précipitation (mm)	1.5	36	68.9	3.2	0.2
Hauteur observée (mm)	280	270	130	NA	20
Mo (mm)	[172 ; 295 ; 313]	[312 ; 443 ; 479]	[234 ; 373 ; 405]	[243 ; 378 ; 410]	[229 ; 362 ; 393]
Multi (mm)	[213 ; 228 ; 240]	[0 ; 60 ; 97]	[0 ; 0 ; 0]	[0 ; 0 ; 0]	[0 ; 0 ; 2]

Cette précipitation a ainsi diminué de 93% la hauteur du couvert nival entre le 24 décembre et le 27 décembre 2020, montrant l'intensité de cet épisode météorologique sur le manteau neigeux. Cet épisode pluvieux est donc un défi à modéliser pour les modèles de neige, ce qui permet d'étudier leurs comportements dans ces cas extrêmes. Pour la modélisation de la hauteur du couvert nival du 23 décembre, les modèles « Mo » et « Multi » modélisent correctement la hauteur de la neige au sol, bien qu'elle puisse être un peu faible pour le modèle « Multi ». Lors de la première journée de l'épisode pluvieux, le modèle monocouche a considéré un épisode neigeux plus important que le modèle multicouche, comme l'indique les températures minimales, médianes et maximales de seuil de séparation des précipitations calées ([-0.41 ; 0.49 ; 1.3] et [-0.88 ; -0.12 ; 0.42] pour respectivement les modèles « Mo » et « Multi »). Ces températures seuil de précipitation forcent les deux modèles à considérer la deuxième journée de précipitation comme étant un épisode exclusivement pluvieux. Ainsi, le modèle « Mo » a commencé à faire fondre le couvert nival, mais reste à un niveau supérieur à son état précédant l'épisode pluvieux global, signe d'un déficit du modèle à accumuler de la chaleur dans cette configuration. De son côté, le modèle « Multi » a achevé de faire fondre l'ensemble du couvert nival, ce qui indique un besoin d'atténuer les transferts de

chaleur au sein du couvert modélisé, car il est sensé resté encore 46% de la hauteur du couvert nival durant cette journée. Enfin, le jour suivant cet épisode de précipitation, le couvert nival observé a totalement fondu, rejoignant les prévisions du modèle « Multi », alors que les deux modèles présentent des hauteurs de neige qui sont désormais stabilisées.

10.3 Échantillonnage *in-situ* : 5 février 2021

Suite à l'épisode pluvieux intense décrit dans la sous-partie précédente, une opportunité s'est présentée de faire des observations de certaines caractéristiques du couvert nival *in-situ*. Trois différents sites en milieu ouvert, localisés à distances raisonnables de la station météorologique de Météo Canada, ont été visités, et les hauteurs du couvert nival y ont été mesurées. Sur un de ces sites, nommé « site c », un carottage a été effectué pour mesurer l'équivalent en eau. Sur les deux autres sites, des fosses à neige ont été creusées. Sur la première fosse à neige, nommé « site rho », un profil de masse volumique a été déterminé, et sur la deuxième fosse à neige, nommé « site t », un profil de température a été mesuré. Le Tableau 10.2 montre ainsi les hauteurs mesurées sur ces différents sites, entre les 4 et 5 février 2021, ainsi que les données météorologiques et les hauteurs minimales, médianes et maximales modélisées par les différents modèles. Ces deux jours ont été retenus, car les modèles ont fourni des valeurs qui ne correspondent pas au moment exact où les mesures *in-situ* ont été effectuées, c'est-à-dire le 5 février en milieu de journée.

Tableau 10.2 : Observations sur les hauteurs de couverts nivaux entre les 4 et 5 février et résultats de modélisation sur les hauteurs des différents modèles de neige sur cette période.

Date	04/02/2021	05/02/2021
Température (°C)	-15.7/-3.4	-19.4/-4.7
Précipitation (mm)	0.2	4.4
Hauteur Météo Canada (mm)	360	350
Hauteur mesurée <i>in-situ</i> (mm)	440 (site rho) ; 500 (site c) ; 520 (site t)	
« Mo » (mm)	[349 ; 454 ; 472]	[400 ; 504 ; 522]
« Multi » (mm)	[266 ; 269 ; 275]	[317 ; 320 ; 325]

Les hauteurs mesurées in-situ et les hauteurs relevées par la station de Météo Canada sont différentes, ce qui est expliquée par l'hétérogénéité spatiale d'un couvert nival due à la redistribution provoquée par le vent, ou les radiations hétérogènes subies par le couvert nival du fait des pentes du sol. Si le modèle monocouche « Mo » surestime, jusqu'à 50%, les hauteurs du couvert nival par rapport aux données de Météo Canada, le modèle « Multi » les sous-estime de 7 à 26%. En considérant les hauteurs mesurées in-situ, le modèle « Mo » propose des hauteurs globalement correctes, avec certains jeux de paramètres pouvant cependant les sous-estimer jusqu'à 33%, alors que dans le même temps, le modèle « Multi » les sous-estime de 26 à 50%.

Ces observations in-situ ont permis d'obtenir des mesures d'équivalent en eau (SWE), des profils de masse volumique et des profils de température dans le couvert nival. Le modèle multicouche n'ayant pas modélisé plusieurs couches de neige au sol sur cette période, ces profils observés ont été moyennés sur leur hauteur pour pouvoir les comparer aux données modélisées. La masse volumique moyennée permet également d'obtenir une nouvelle mesure d'équivalent en eau moyen du couvert nival. Le Tableau 10.3 montre alors les données mesurées in-situ moyennées d'équivalent en eau, de masse volumique et de température, ainsi que les valeurs modélisées par les différents modèles. Pour les données observées présentées entre crochet, la première valeur provient du prélèvement par carottier et la seconde valeur de la fosse à neige. Les données modélisées respectent le même ordre présenté par les observations in-situ, c'est-à-dire les équivalents en eau, les masses volumiques et les températures, avec les valeurs minimales, médianes et maximales modélisés par les 10 jeux de paramètres.

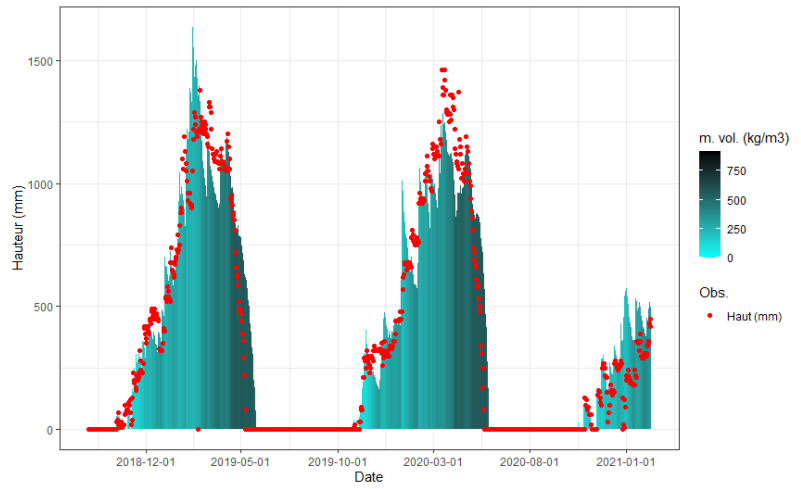
Les équivalents en eau modélisés par le modèle monocouche « Mo » correspondent à la gamme observée, alors que le modèle multicouche tend à les sous-estimer de 29 à 54%. Cependant, les masses volumiques du modèle monocouche sont excessivement élevées (surestimation pouvant s'élever jusqu'à 65% de la masse volumique observée) alors que celles du modèle multicouche sont du même ordre de grandeur que les observations. Enfin, les comportements de la modélisation thermique du couvert nival sont en effet légèrement différents entre les modèles « Mo » et « Multi », car le premier modèle a modélisé des températures de neige globalement légèrement plus chaudes que celles du modèle « Multi », sachant qu'elles sont toutes légèrement plus froides qu'attendu selon les observations.

Tableau 10.3 : Observations in-situ (autres que la hauteur du couvert nival) et leurs simulations par les différents modèles de neige

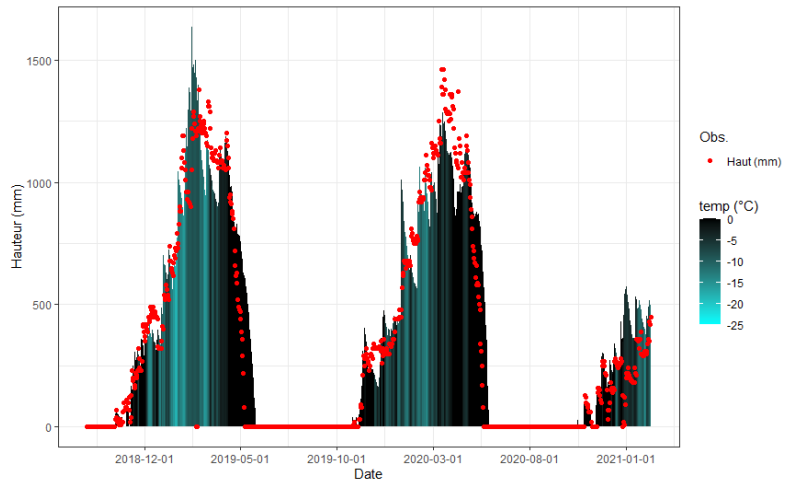
Date	04/02/2021	05/02/2021
Température (°C)	-15.7/-3.4	-19.4/-4.7
Précipitation (mm)	0.2	4.4
Observation SWE (mm)/	[164 ; 114]/	
Masse volumique (kg.m ⁻³)/	[328 ; 258.4]/	
Température (°C)	-4.9	
« Mo » (mm)/	[109 ; 173 ; 184]/	[114 ; 177 ; 189]/
(kg.m ⁻³)/	[247 ; 392 ; 417]/	[257 ; 402 ; 427]/
(°C)	[-8.6 ; -6.5 ; -5.5]	[-9.9 ; -7.7 ; -6.7]
« Multi » (mm)/	[76 ; 76 ; 76]/	[80 ; 80 ; 80]/
(kg.m ⁻³)/	[275 ; 280 ; 284]/	[246 ; 250 ; 252]/
(°C)	[-8.7 ; -7.5 ; -4.2]	[-11 ; -10 ; -7.0]

Afin de mettre en évidence les comportements des modèles de neige, ces caractéristiques que sont les masses volumiques, les déficits calorifiques et les équivalents en eau peuvent être illustrées avec les chroniques de hauteurs pour observer les divergences de modélisations une fois le pic de hauteur hivernal passé. Les Figures 10.3 et 10.4 montrent ainsi pour respectivement, les modèles « Mo » et « Multi », les chroniques de hauteurs observées et modélisées avec les valeurs de masse volumique, de déficit calorifique puis d'équivalent en eau par couche de neige modélisée. Seul le jeu de paramètres optimal pour chaque modèle est utilisé afin de préserver la visibilité des figures.

(a) Masse volumique



(b) Température



(c) Équivalent en eau

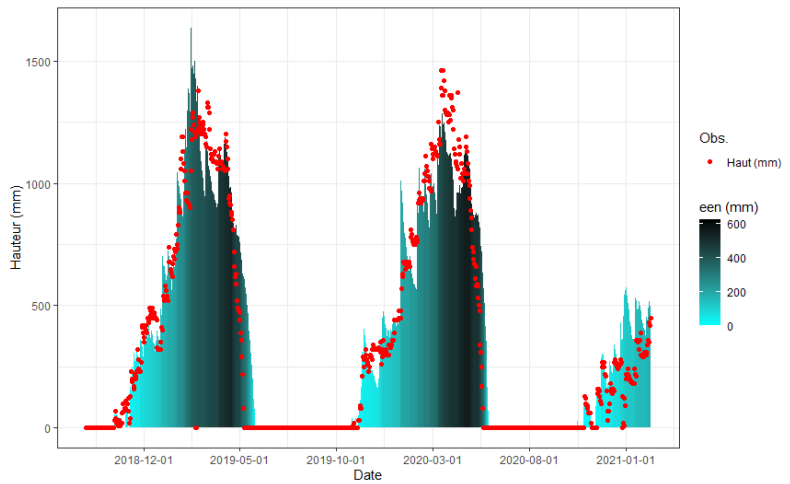
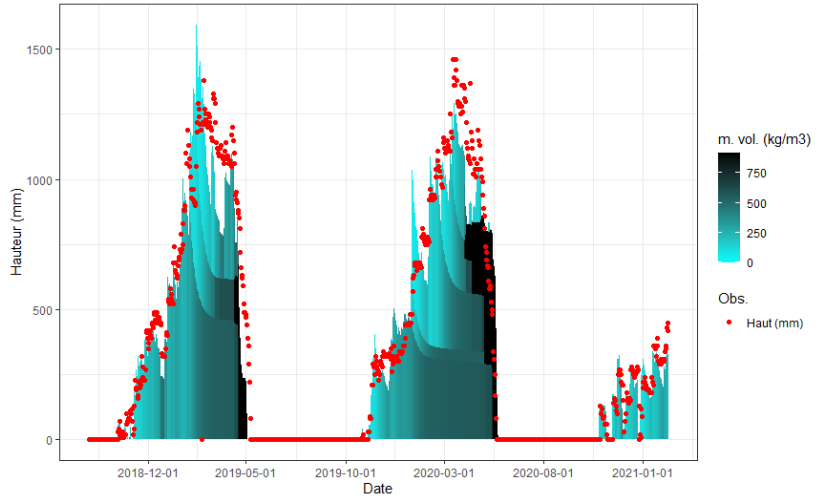
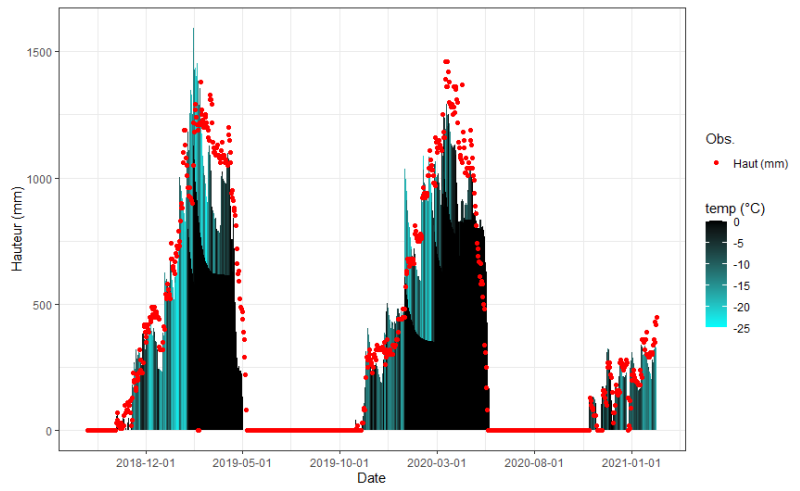


Figure 10.3 : Modélisations des profils de hauteur, (a) de masse volumique, (b) de température et (c) d'équivalent en eau des hivers 2018/2019 jusqu'à 2020/2021 par le modèle « Mo ».

(a) Masse volumique



(b) Température



(c) Équivalent en eau

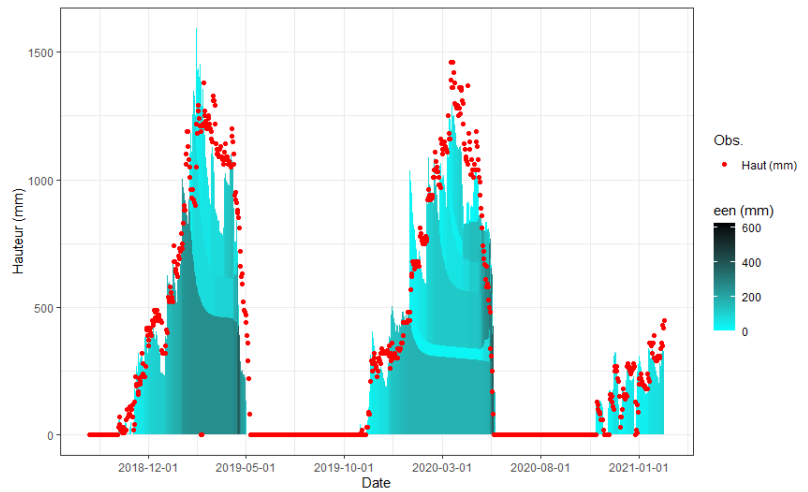


Figure 10.4 : Modélisations des profils de hauteur, (a) de masse volumique, (b) de température et (c) d'équivalent en eau des hivers 2018/2019 jusqu'à 2020/2021 par le modèle « Multi ».

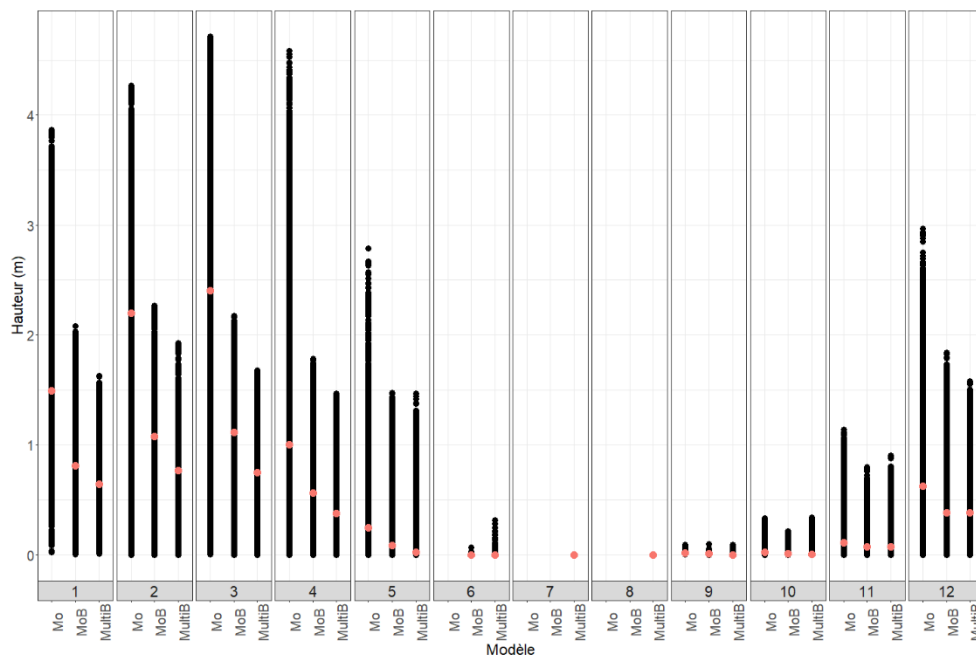
L'effet de densification hivernale est bien simulé par les différents modèles sur les figures concernant la masse volumique. Le modèle « Mo » modélise un couvert nival avec une masse volumique maximale de 540 kg.m^{-3} , alors que le modèle « Multi » modélise des couches de glace lors de la période de fonte par-dessus des couches de neige densifiées au maximum par la compression. Cette formation de couche de glace, dont l'épaisseur augmente à mesure que la fonte s'intensifie, peut sembler assez irréaliste. S'il était attendu que les couches de neige se densifient du fait de la percolation entre les couches, ces épaisseurs de couche de neige avec de telles masses volumiques excessives peuvent indiquer la nécessité, soit d'intensifier la percolation entre les couches, soit de modifier les transferts d'énergie au sein du couvert nival pour réduire les périodes concernées par cet excès de densification des couches de neige. Les deux modèles montrent également que lorsque le pic hivernal de hauteur est atteint, les déficits calorifiques des couverts nivaux sont presque entièrement résorbés. Il est même mis en évidence que pour le modèle multicouche « Multi », la couche de neige surplombant le sol résorbe son déficit calorifique encore plus rapidement

11 ANNEXE V : ETUDES COMPLEMENTAIRES SUR L'ARTICLE 3

11.1 Suivi des hauteurs modélisées

Les modèles hydrologiques ont pour principal intérêt le suivi des flux de l'eau au sein du cycle hydrologique. Cependant, ils sont composés de modèles de neige qui doivent reproduire au mieux les différentes caractéristiques du couvert nival, notamment si leur conception est à base physique. Pour cela, les différents modèles de neige ont été calés sur les débits et leurs influences sur les couverts nivaux ont déjà été étudiées. Cette sous-partie est donc consacrée à l'étude sur les hauteurs de neige modélisées par ces différents modèles de neige sur chaque UHRH au pas de temps journalier. Afin d'étudier la saisonnalité des hauteurs modélisées, ces hauteurs sont regroupées mensuellement pour mettre en lumière les périodes de constitution du couvert nival et ses périodes de fonte.

(a) Calage



(b) Validation

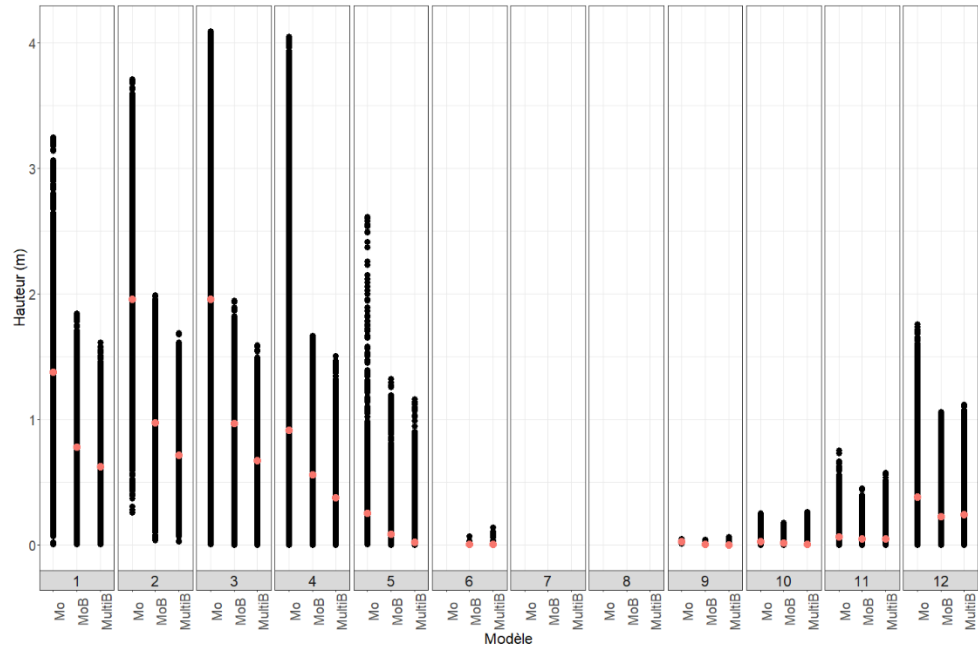
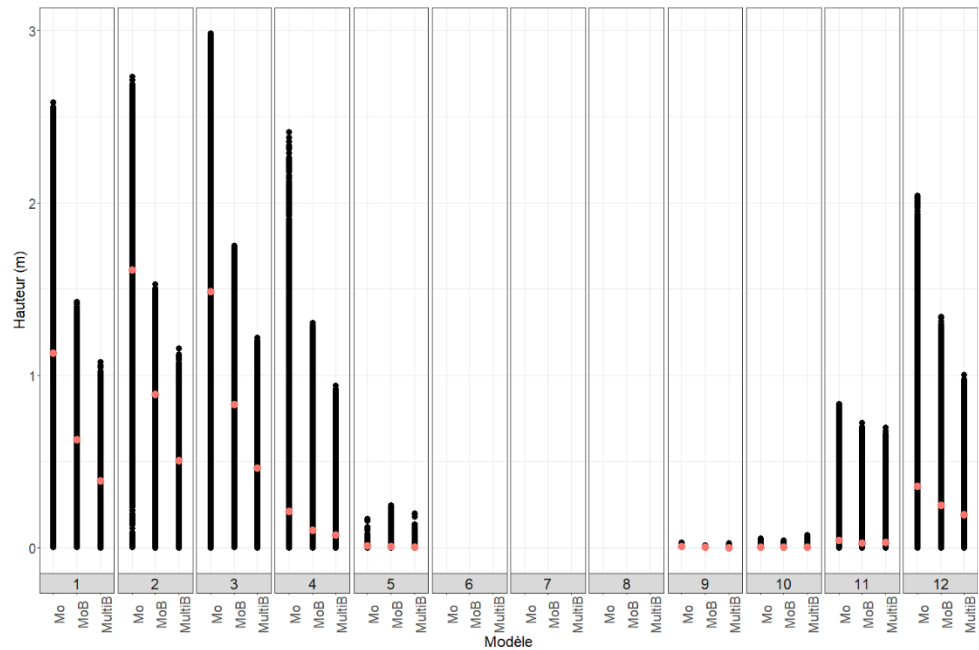


Figure 11.1 : Hauteurs journalières modélisées sur les UHRH du bassin versant Batiscan, regroupées par mois (1 : janvier, 12 : décembre), pour les périodes de (a) calage et (b) validation. La hauteur médiane sur l'ensemble des UHRHs est en orange.

(a) Calage



(b) Validation

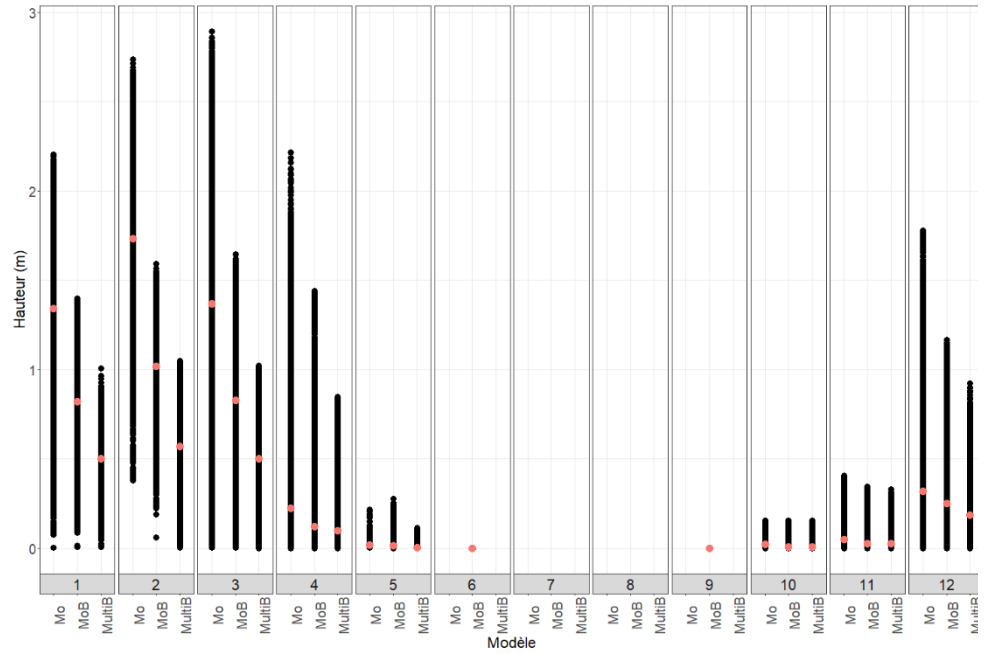
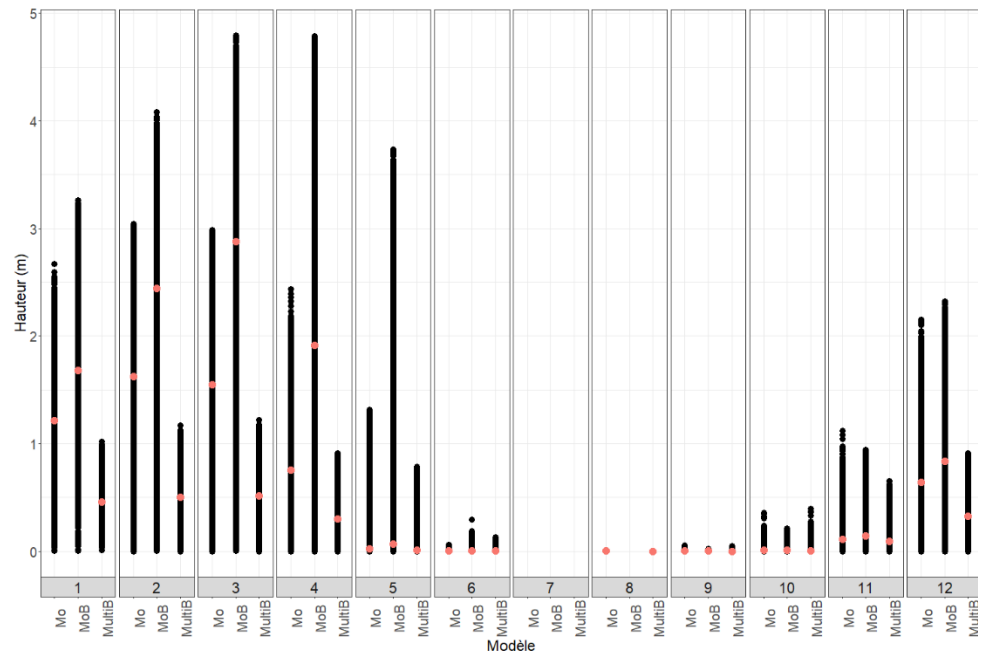


Figure 11.2 : Hauteurs journalières modélisées sur les UHRH du bassin versant Becancour, regroupées par mois (1 : janvier, 12 : décembre), pour les périodes de (a) calage et (b) validation. La hauteur médiane sur l'ensemble des UHRHs est en orange.

(a) Calage



(b) Validation

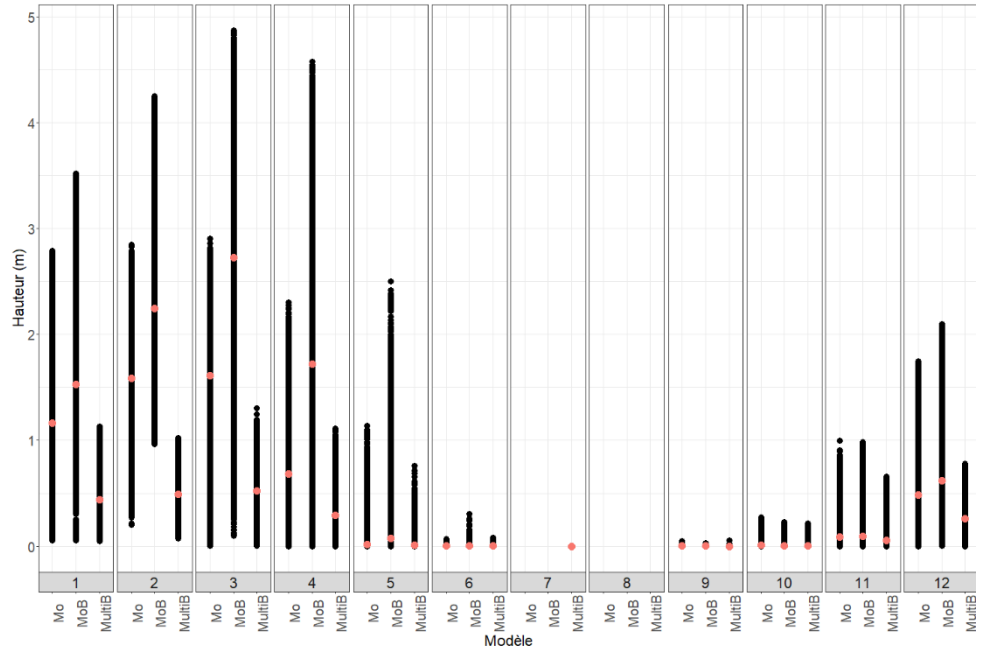
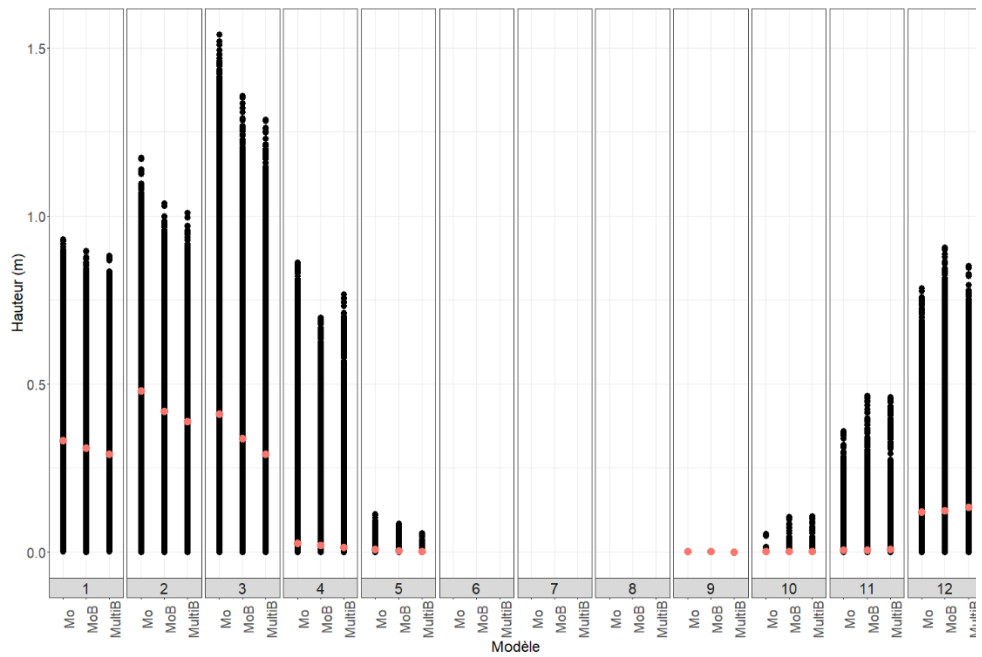


Figure 11.3 : Hauteurs journalières modélisées sur les UHRH du bassin versant Ashuapmushuan, regroupées par mois (1 : janvier, 12 : décembre), pour les périodes de (a) calage et (b) validation. La hauteur médiane sur l'ensemble des UHRHs est en orange.

(a) Calage



(b) Validation

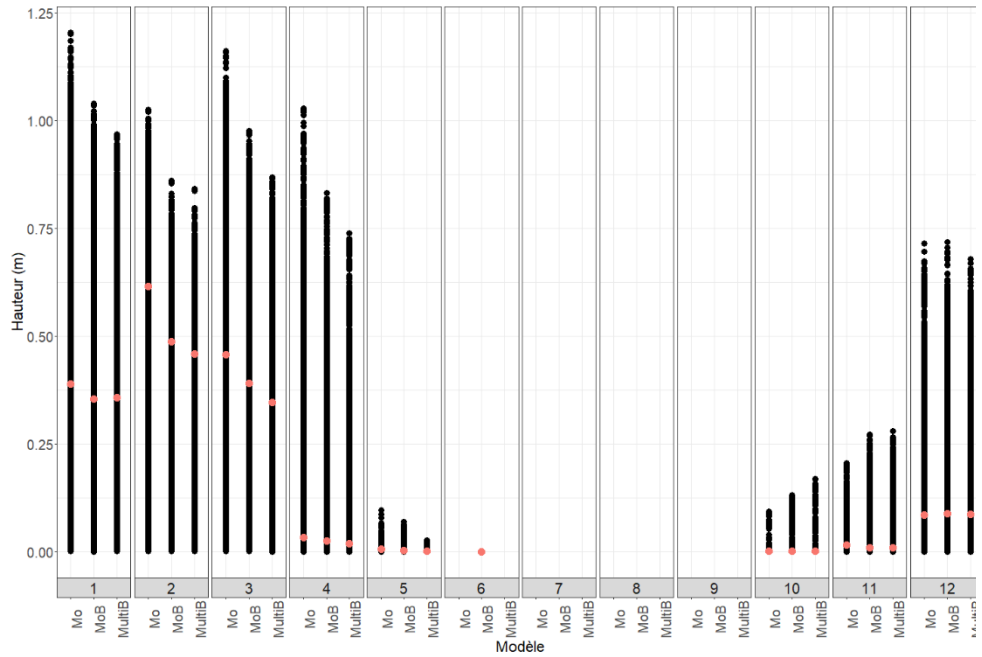
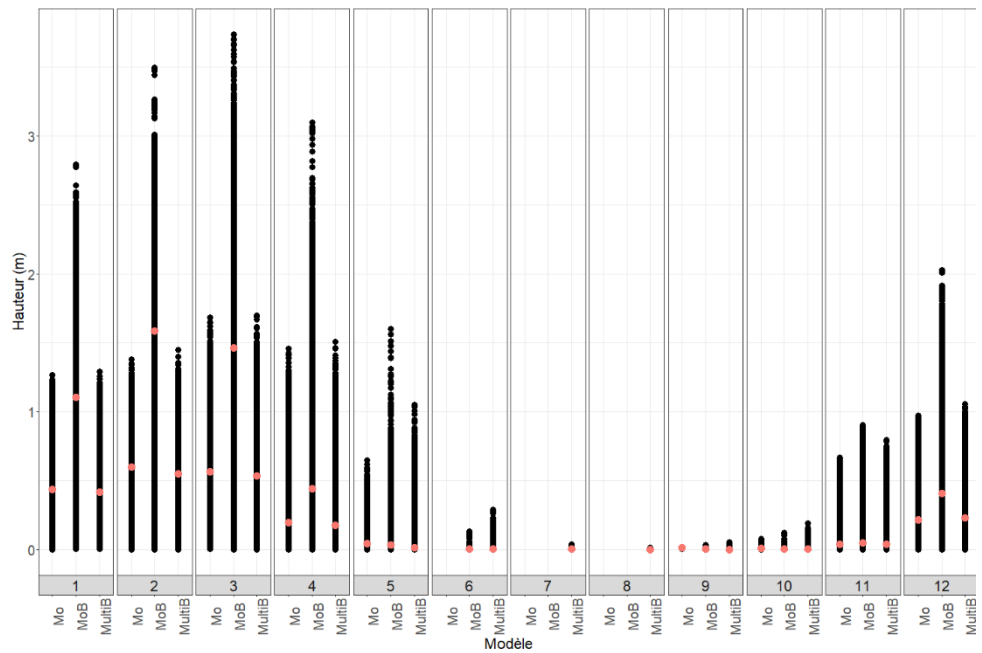


Figure 11.4 : Hauteurs journalières modélisées sur les UHRH du bassin versant Chateauguy, regroupées par mois (1 : janvier, 12 : décembre), pour les périodes de (a) calage et (b) validation. La hauteur médiane sur l'ensemble des UHRHs est en orange.

(a) Calage



(b) Validation

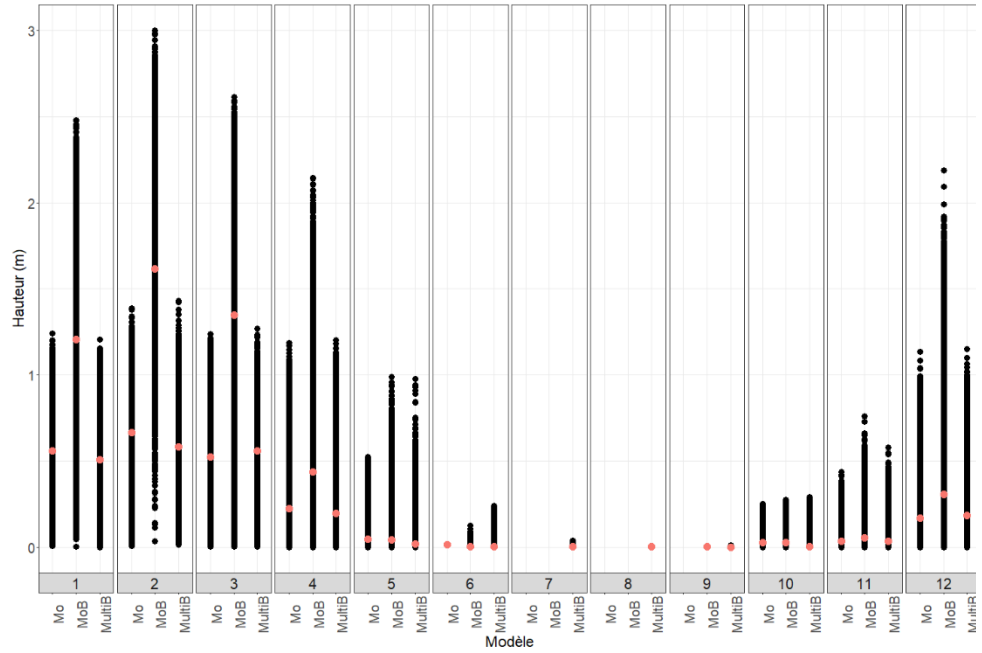
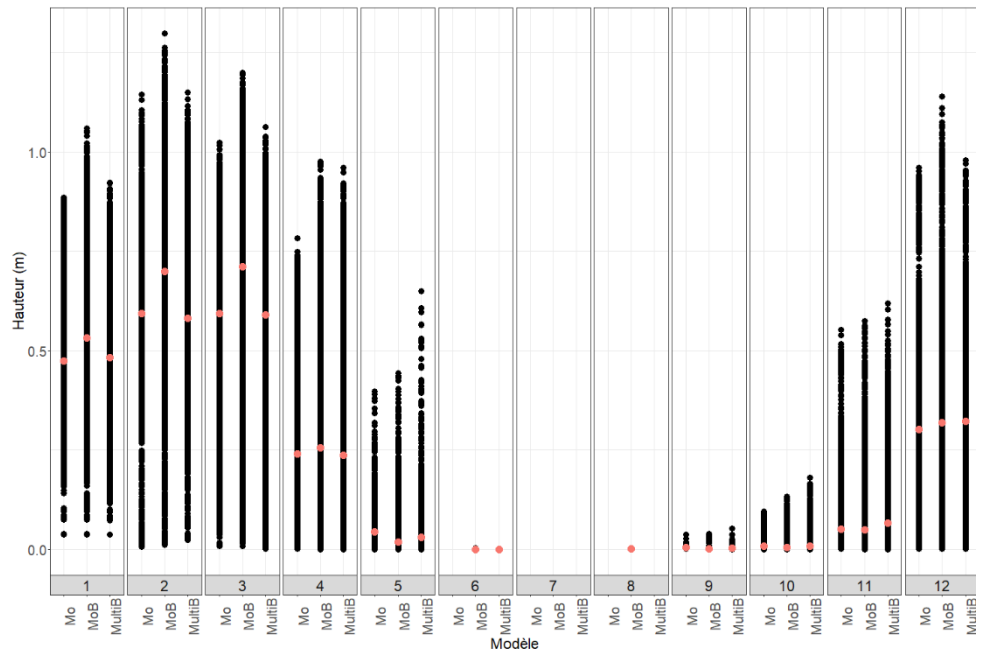


Figure 11.5 : Hauteurs journalières modélisées sur les UHRH du bassin versant Chaudière, regroupées par mois (1 : janvier, 12 : décembre), pour les périodes de (a) calage et (b) validation. La hauteur médiane sur l'ensemble des UHRHs est en orange.

(a) Calage



(b) Validation

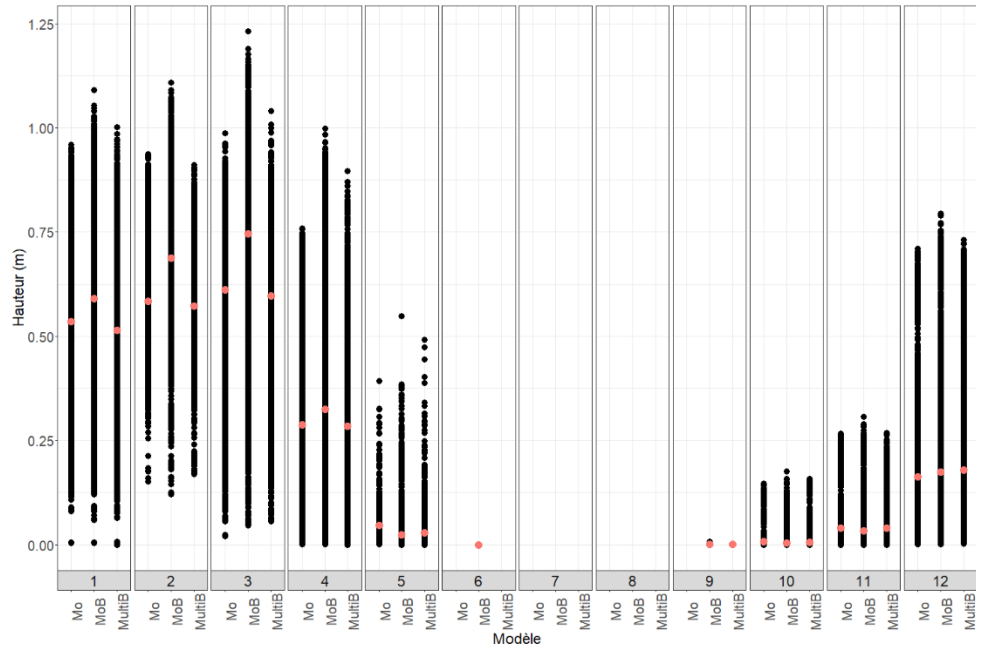
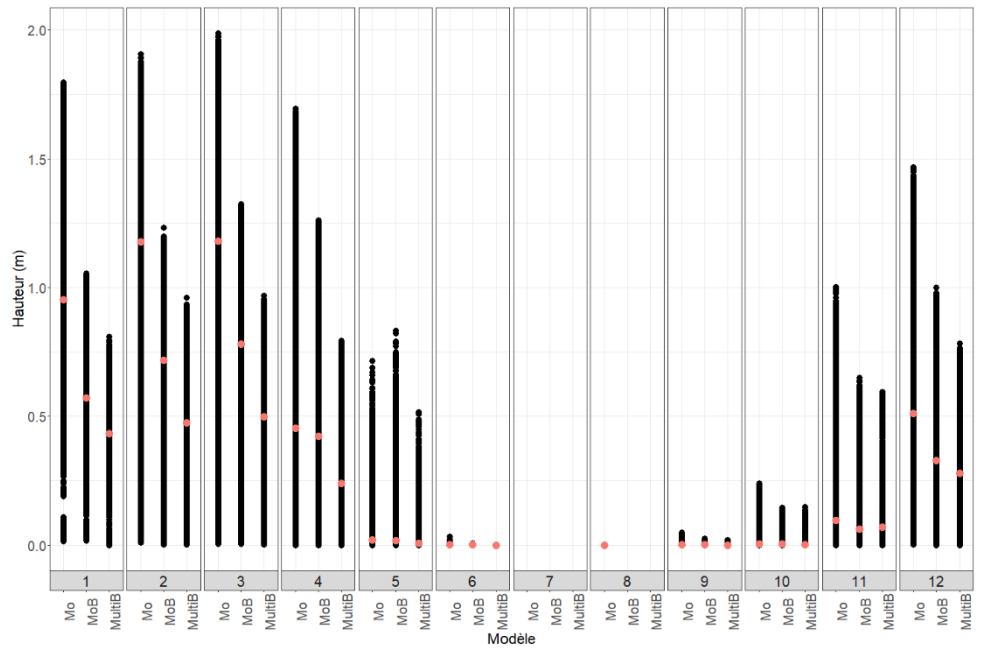


Figure 11.6 : Hauteurs journalières modélisées sur les UHRH du bassin versant Du Loup, regroupées par mois (1 : janvier, 12 : décembre), pour les périodes de (a) calage et (b) validation. La hauteur médiane sur l'ensemble des UHRHs est en orange.

(a) Calage



(b) Validation

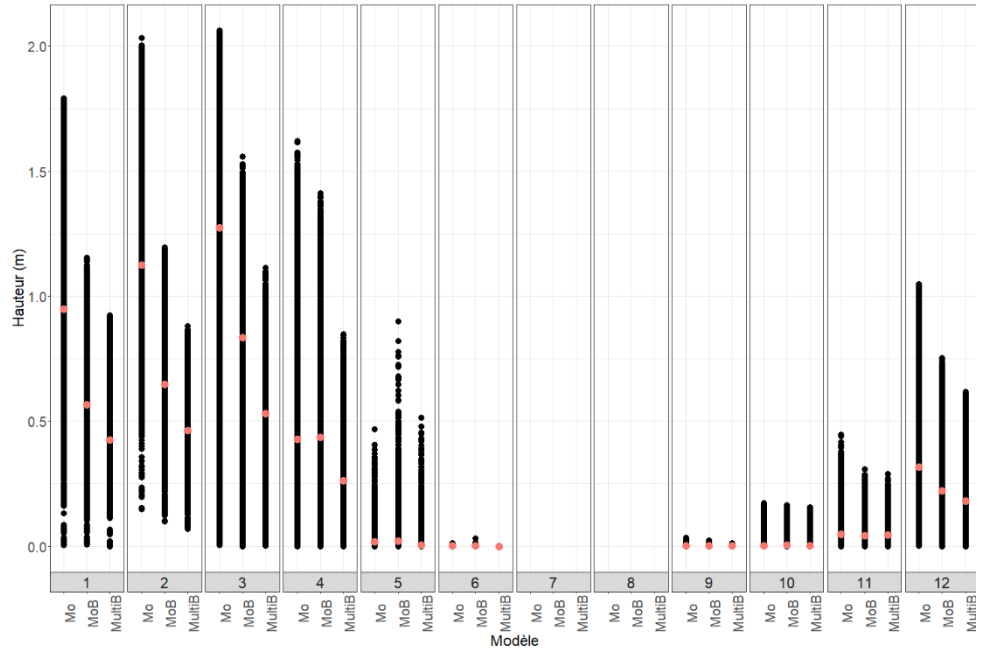
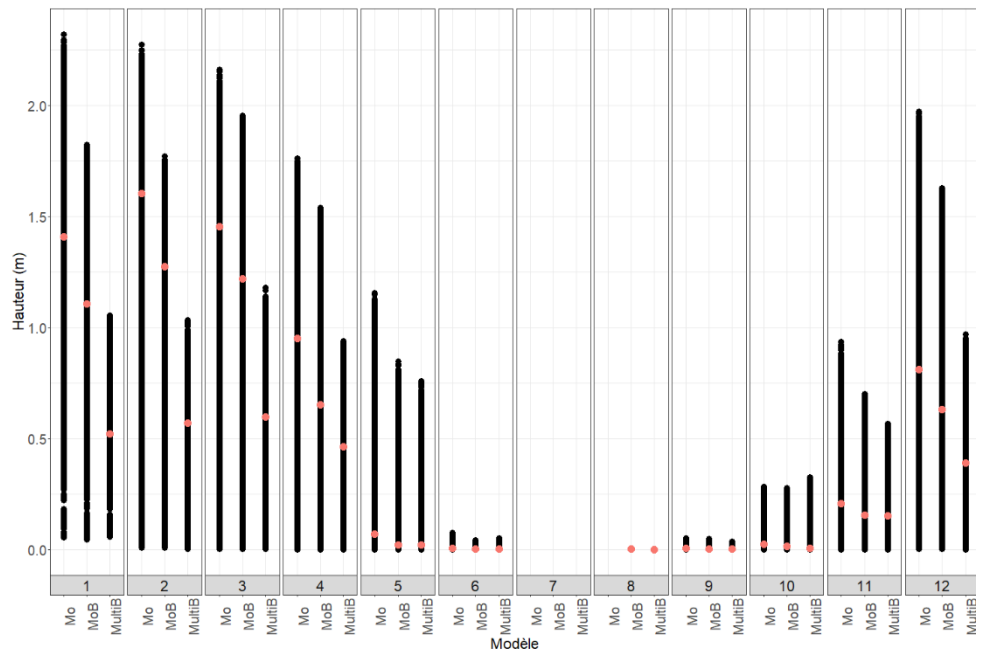


Figure 11.7 : Hauteurs journalières modélisées sur les UHRH du bassin versant Gatineau, regroupées par mois (1 : janvier, 12 : décembre), pour les périodes de (a) calage et (b) validation. La hauteur médiane sur l'ensemble des UHRHs est en orange.

(a) Calage



(b) Validation

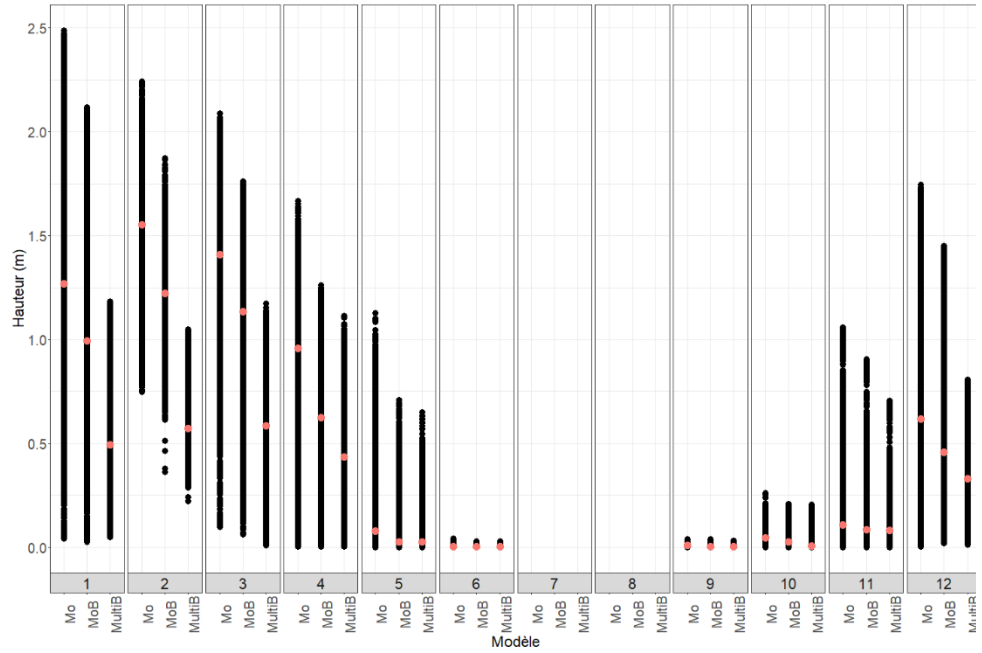
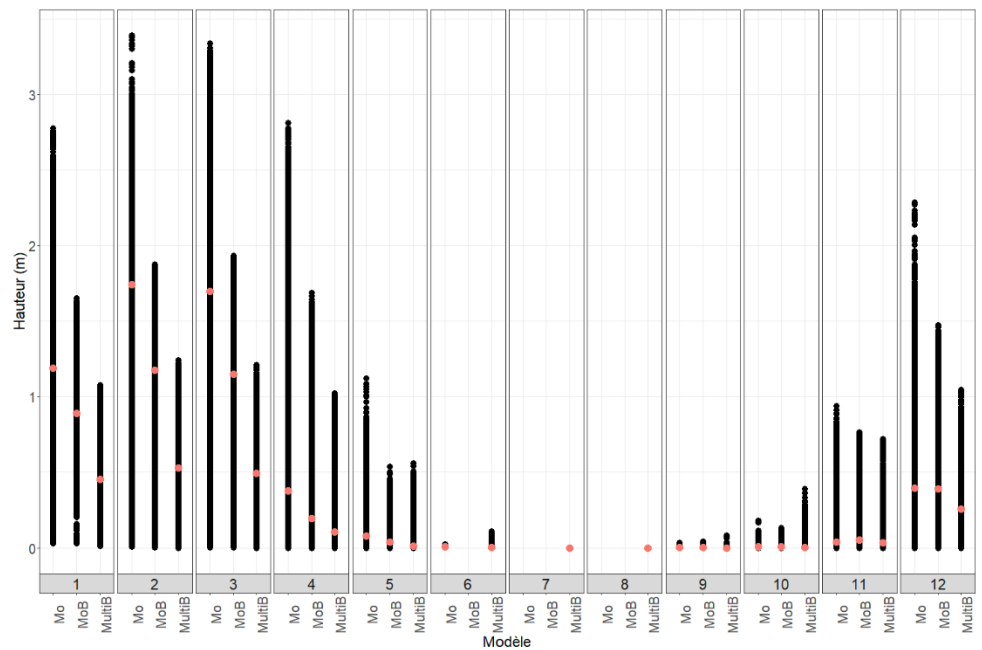


Figure 11.8 : Hauteurs journalières modélisées sur les UHRH du bassin versant Mistassini, regroupées par mois (1 : janvier, 12 : décembre), pour les périodes de (a) calage et (b) validation. La hauteur médiane sur l'ensemble des UHRHs est en orange.

(a) Calage



(b) Validation

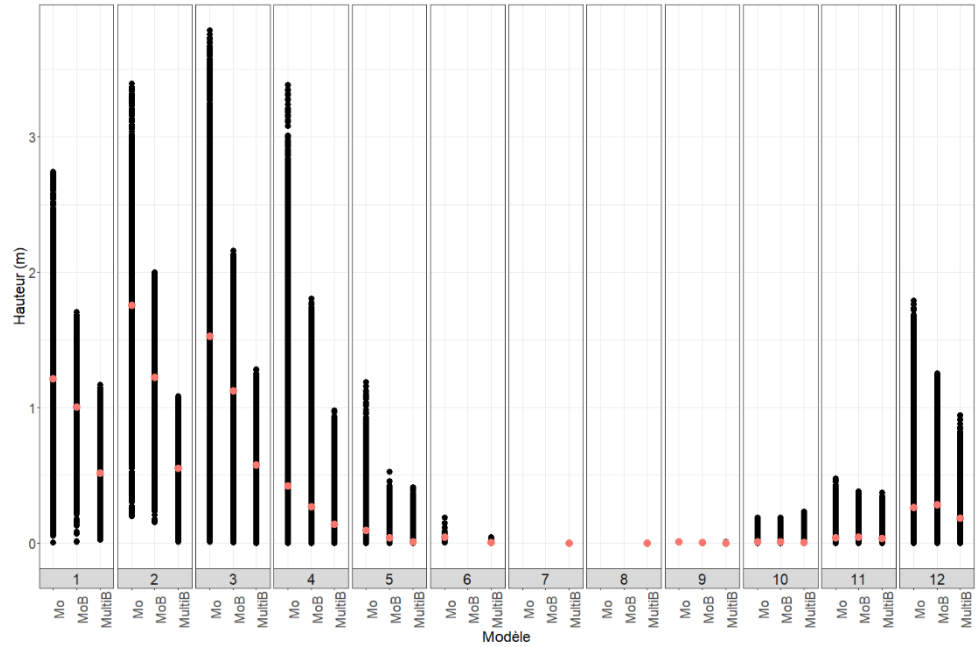
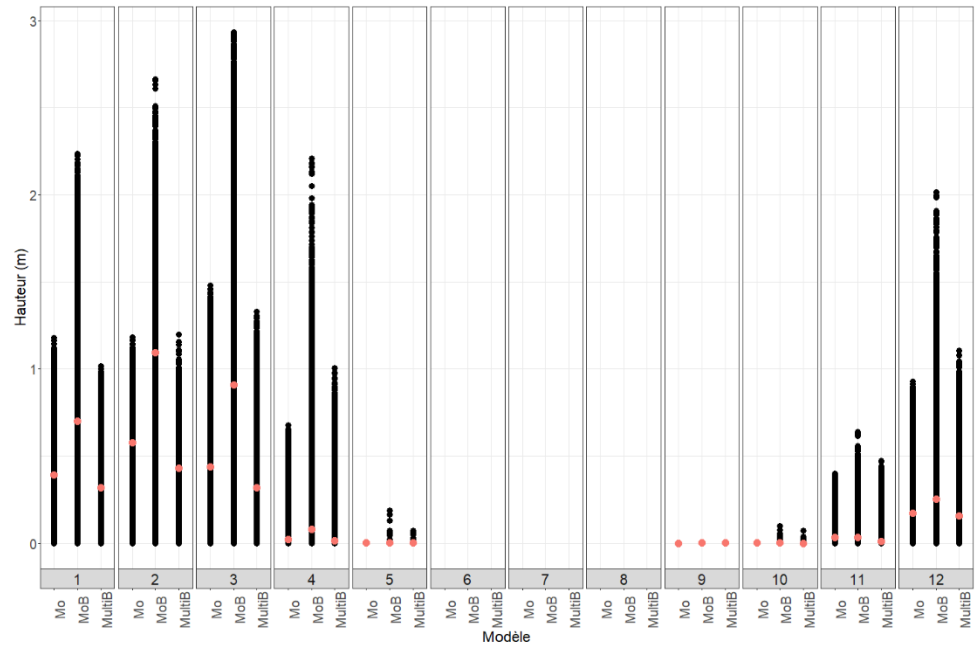


Figure 11.9 : Hauteurs journalières modélisées sur les UHRH du bassin versant Rouge, regroupées par mois (1 : janvier, 12 : décembre), pour les périodes de (a) calage et (b) validation. La hauteur médiane sur l'ensemble des UHRHs est en orange.

(a) Calage



(b) Validation

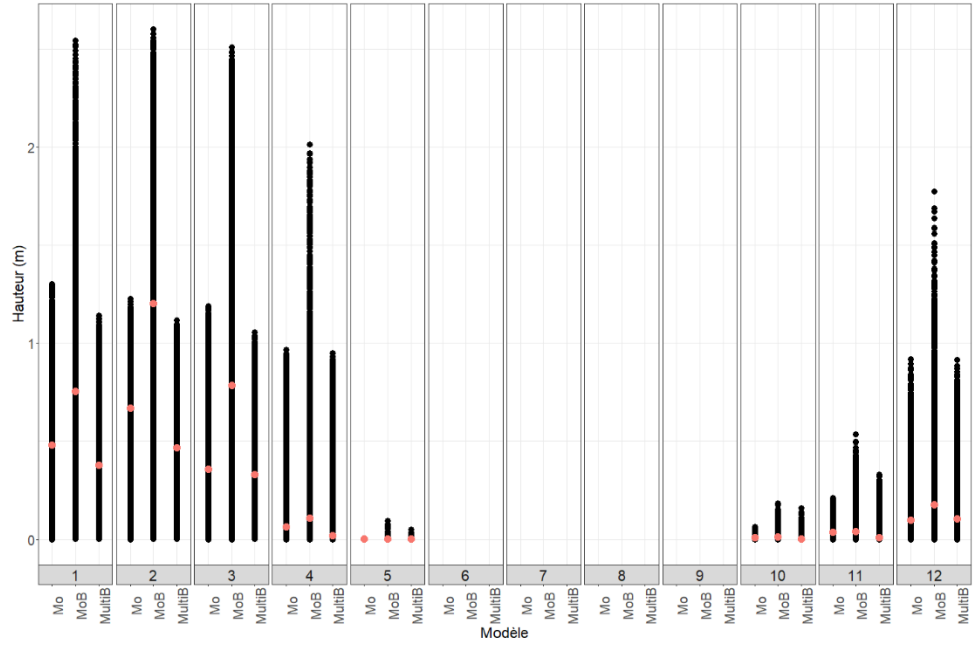
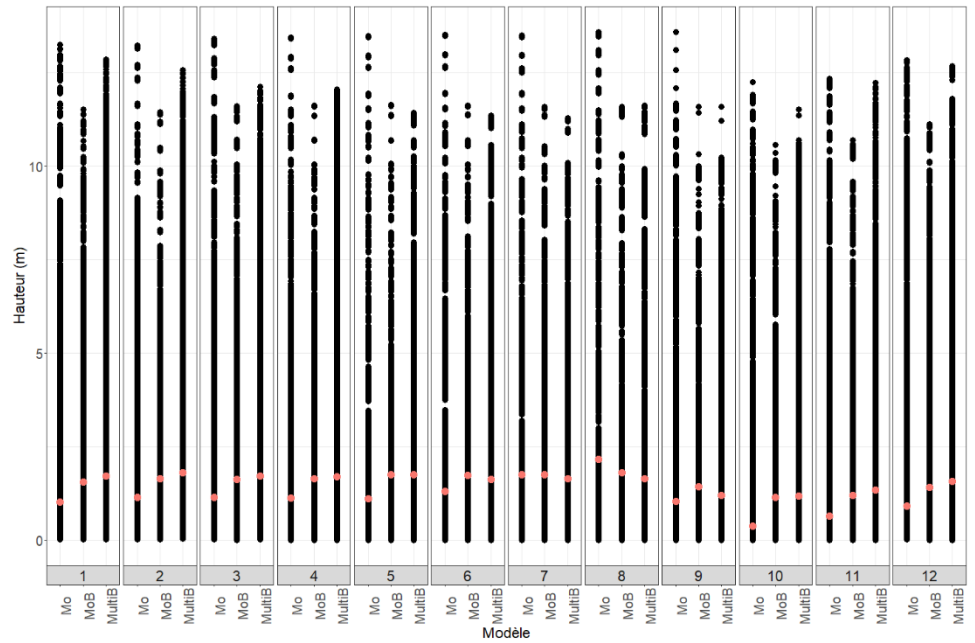


Figure 11.10 : Hauteurs journalières modélisées sur les UHRH du bassin versant Yamaska, regroupées par mois (1 : janvier, 12 : décembre), pour les périodes de (a) calage et (b) validation. La hauteur médiane sur l'ensemble des UHRHs est en orange.

(a) Calage



(b) Validation

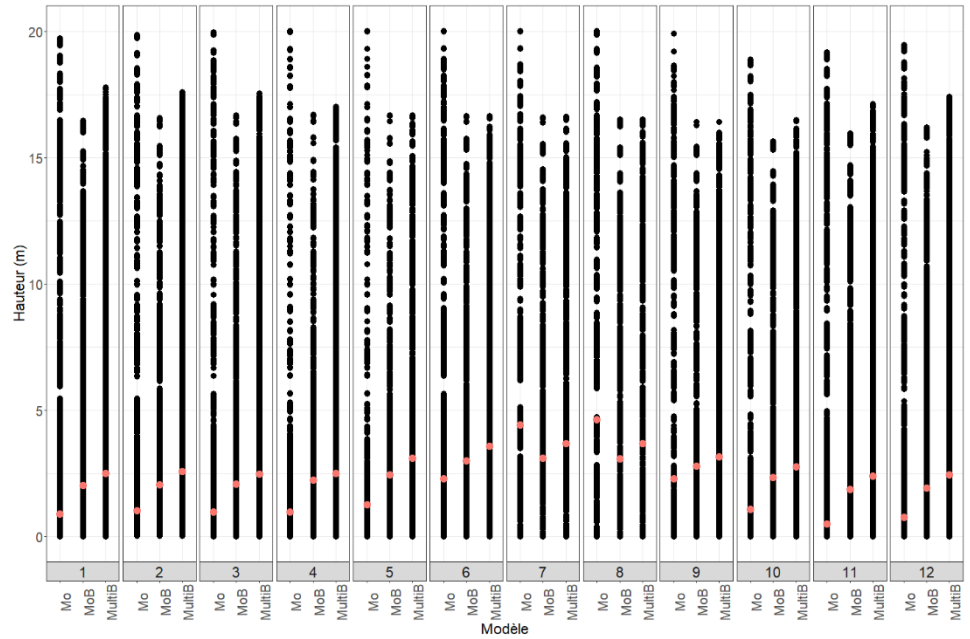
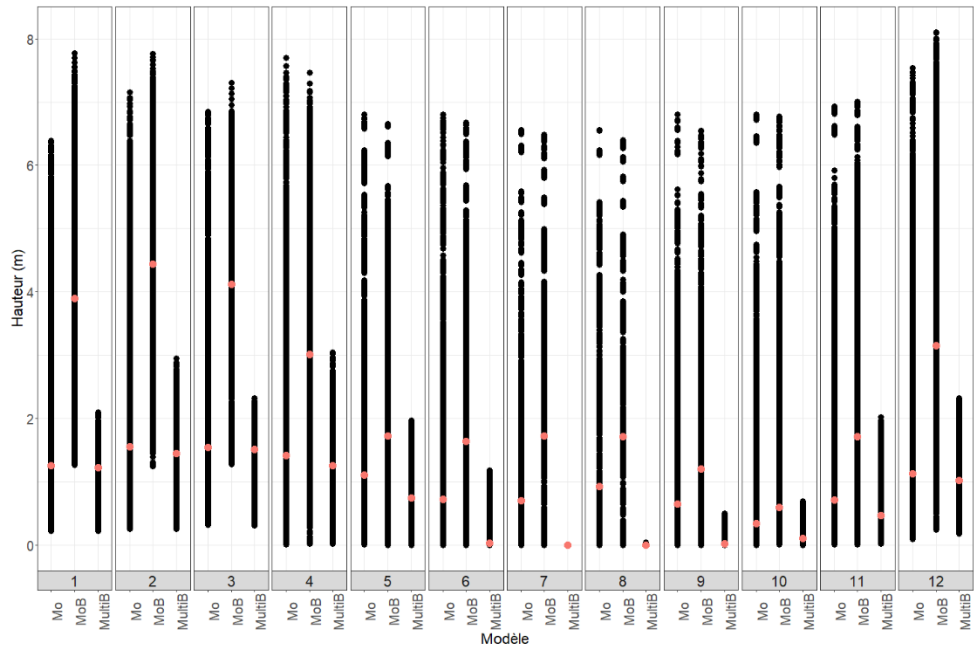


Figure 11.11 : Hauteurs journalières modélisées sur les UHRH du bassin versant Wheaton, regroupées par mois (1 : janvier, 12 : décembre), pour les périodes de (a) calage et (b) validation. La hauteur médiane sur l'ensemble des UHRH est en orange.

(a) Calage



(b) Validation

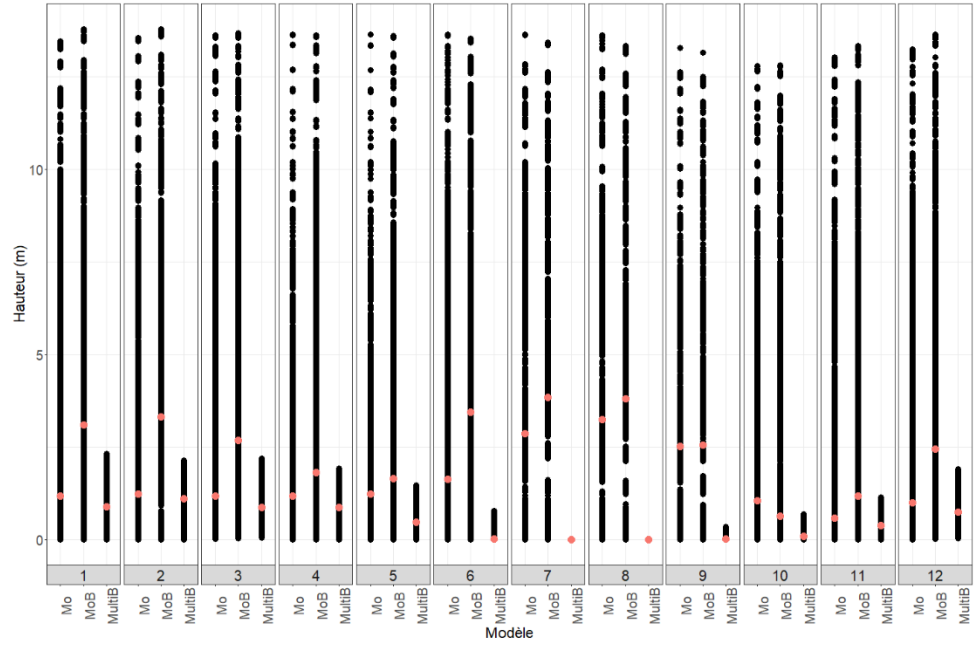
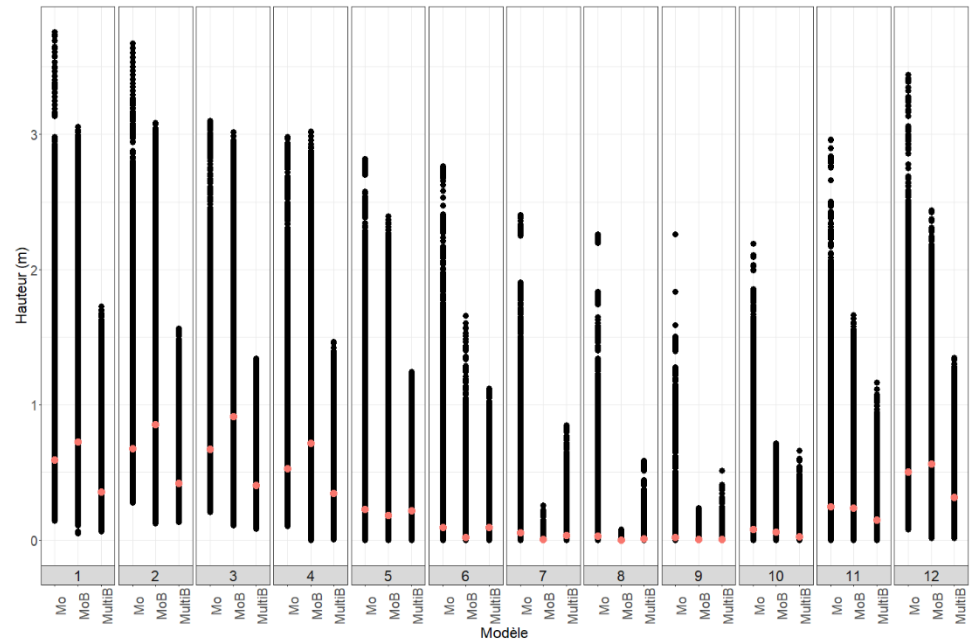


Figure 11.12 : Hauteurs journalières modélisées sur les UHRH du bassin versant Tutshi, regroupées par mois (1 : janvier, 12 : décembre), pour les périodes de (a) calage et (b) validation. La hauteur médiane sur l'ensemble des UHRHs est en orange.

(a) Calage



(b) Validation

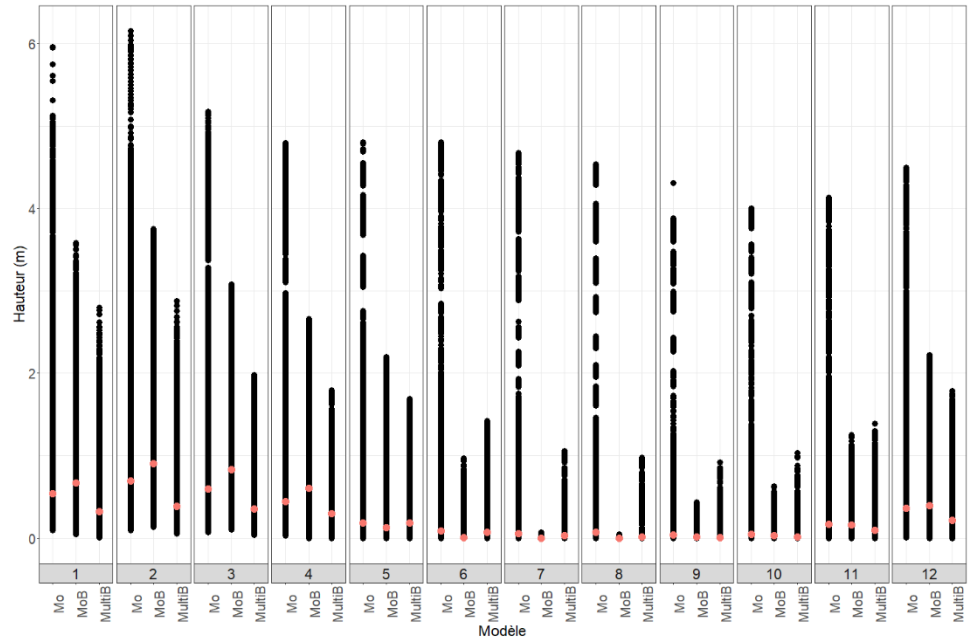
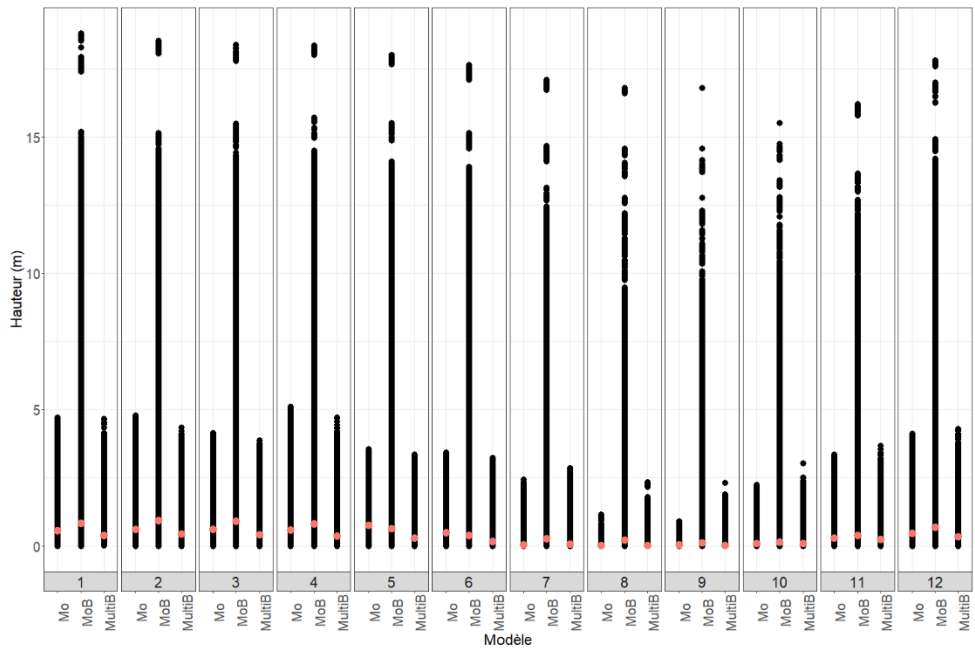


Figure 11.13 : Hauteurs journalières modélisées sur les UHRH du bassin versant Atlin, regroupées par mois (1 : janvier, 12 : décembre), pour les périodes de (a) calage et (b) validation. La hauteur médiane sur l'ensemble des UHRHs est en orange.

(a) Calage



(b) Validation

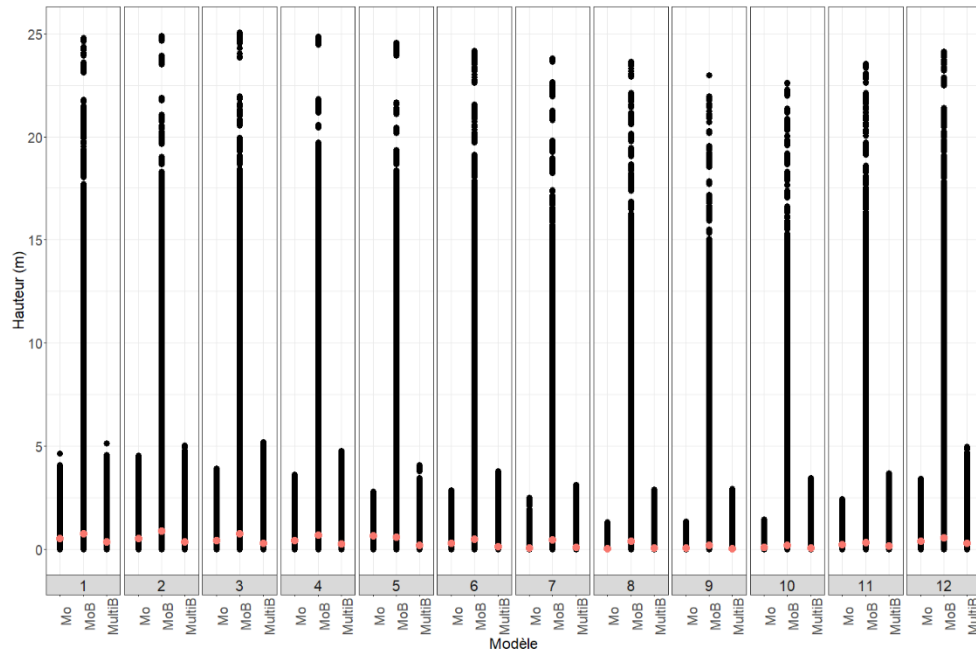


Figure 11.14 : Hauteurs journalières modélisées sur les UHRH du bassin versant Yukon, regroupées par mois (1 : janvier, 12 : décembre), pour les périodes de (a) calage et (b) validation. La hauteur médiane sur l'ensemble des UHRHs est en orange.

Les Figures 11.1 à 11.14 permettent de montrer les dynamiques mensuelles de constitution et de fonte du couvert nival sur chaque bassin versant. Ainsi, l'épaisseur du couvert nival augmente plus rapidement lors de la phase de constitution pour les modèles monocouches « Mo » et « MoB » sur les bassins versants québécois. Cela signifie aussi la fonte du couvert nival est plus intense pour ces modèles si seule la réduction de la hauteur du couvert nival est considérée.

Pour comprendre l'amplitude de ces différences de hauteurs modélisées, les paramètres calés ayant une influence sur les hauteurs lors des calages des modèles sont analysés. Le Tableau 11.1 montre donc les valeurs calées des masses volumiques maximales et des coefficients de compression obtenues pour chacun des modèles sur les 14 bassins versants de l'étude. Pour le modèle « MultiB », la masse volumique maximale a été fixée à $917 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ afin de laisser la possibilité de modéliser des couches pures de glace au sein du couvert nival.

Le premier point à relever est le comportement du modèle « MultiB », où ce modèle simule les hauteurs les plus faibles parmi tous les modèles. Si ses masses volumiques maximales fixées sont supérieures aux deux autres modèles ($917\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ de manière générale, $550\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ en ce qui concerne le phénomène de compression), les taux de compressions calées

sont aussi les plus élevés. Ces valeurs élevées indiquent qu'en accordant à la masse volumique, modélisée par le modèle « MultiB », une place influençant les bilans énergétiques et massiques, ce dernier la maximisera préférentiellement à l'aide d'un taux de compression élevé.

Entre les modèles « Mo » et « MoB », la différence entre les hauteurs modélisées peut s'expliquer par la masse volumique maximale pour près de la moitié des bassins versants (excluant Batiscan, Ashuapmushuan, Gatineau, Yamaska, Wheaton et Tutshi). Bien que le taux de compression explique correctement cette différence de hauteur, seuls les bassins versants Chateauguay et Du Loup ne sont pas concernés. De manière générale, ce n'est pas la limite de la masse volumique maximale qui contraint les hauteurs modélisées, mais bien le taux de compression. Ce raisonnement vaut également pour le modèle « MultiB » qui appliquent les mêmes équations, bien que paramétrées différemment.

Tableau 11.1 : Masses volumiques maximales et coefficient de compression calées pour les modèles de neige « Mo », « MoB » et « MultiB ».

	« Mo »	« MoB »	« MultiB »
Batiscan	350 / 0.0056	250 / 0.057	917 / 0.061
Becancour	298 / 0.0001	301 / 0.051	917 / 0.1
Ashuapmushuan	317 / 0.011	461 / 0.0001	917 / 0.092
Chateauguay	266 / 0.085	472 / 0.085	917 / 0.094
Chaudière	489 / 0.065	451 / 0.0038	917 / 0.092
Du Loup	523 / 0.083	375 / 0.086	917 / 0.090
Gatineau	510 / 0.021	267 / 0.092	917 / 0.095
Mistassini	275 / 0.0067	478 / 0.017	917 / 0.087
Rouge	277 / 0.0001	346 / 0.026	917 / 0.090

Yamaska	359 / 0.053	434 / 0.011	917 / 0.086
Wheaton	550 / 0.1	550 / 0.091	917 / 0.067
Tutshi	550 / 0.1	550 / 0.0001	917 / 0.079
Atlin	546 / 0.025	453 / 0.015	917 / 0.056
Yukon	364 / 0.049	250 / 0.025	917 / 0.074

12 ANNEXE VI : ÉTUDES PRELIMINAIRES POUR LA SUITE DU DEVELOPPEMENT DU MODELE DE NEIGE

Comme le problème identifié sur le modèle de neige modifié réside dans la gestion verticale de l'énergie, la prochaine piste de développement de ce modèle pourrait s'appuyer sur la résolution des équations de chaleur sur l'ensemble des couches de neige composant le couvert nival.

Équation 12.1 : Equation de chaleur

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \frac{\partial^2 T}{\partial h^2}$$

Où T est la température de la neige (K ou °C),

t est le temps (s)

D est la diffusivité thermique de la neige ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)

h est la variable représentant la profondeur (m).

Divers travaux ont été menés pour entrevoir la structure qu'aurait ce nouveau modèle et sont présentés par la suite.

12.1 Influence des conditions aux surfaces du couvert nival

Ici, les solutions exactes des équations de chaleur sont déterminées sur une unique couche de neige, selon deux types de condition à l'interface neige-sol : soit la température est fixée à 0°C , soit le flux de chaleur y est nul. Pour cela, considérons une couche de neige d'un mètre d'épaisseur dont le profil de température est initialement nul. Cette couche de neige a une masse volumique de $300 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, une conductivité thermique de $0.2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ et une capacité thermique massique de $2093 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$. Pour étudier l'évolution du profil de température, la température à la surface diminuera à -10°C à $t > 0$. La Figure 12.1 montre le profil de température au bout d'une journée de transfert de chaleur.

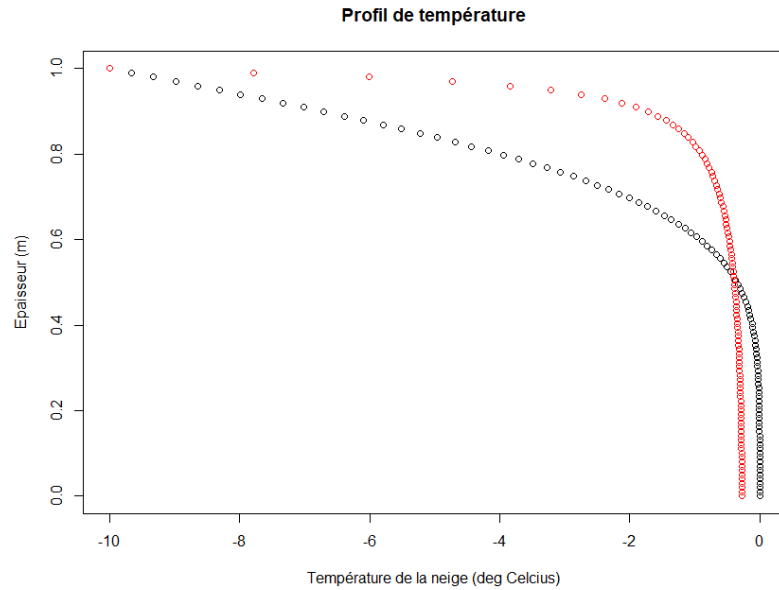


Figure 12.1 : Profils de température dans une couche de neige au bout d'une journée si la température au sol est fixée à 0°C (noir) ou si le flux de chaleur au sol est nul (rouge).

Des retours d'expériences informels indiquent que les températures de la neige au niveau du sol sont souvent proches du 0°C, ce qui encouragerait le choix de la condition de la température fixée au niveau du sol. Mais les profils de températures observées à la Figure 12.1 prouvent que ce choix de condition n'est pas anodin, car il provoque une nette différence dans le déficit calorifique de la neige au niveau du sol au bout d'un pas de temps journalier seulement.

La condition de température fixée au niveau du sol signifie qu'en période de refroidissement atmosphérique, la température dans le sol ne pourra pas être inférieure à cette condition sans créer un point d'inflexion dans le profil de température. Dans ces conditions, un point d'inflexion dans le profil de température apparaîtrait si le sol se réchauffait plus rapidement que le couvert nival malgré l'absence de source de chaleur dans le sol, ce qui est impossible dans notre cas de figure. Cependant, il peut en exister lorsque la température atmosphérique varie sur plusieurs pas de temps, car la perturbation engendrée met un certain temps pour parcourir l'ensemble du système. L'absence de point d'inflexion liée à l'hétérogénéité du système interroge quant à la modélisation du pergélisol si la condition de température fixée au sol est maintenue, car le pergélisol est défini comme étant un sol gelé durant au moins deux années consécutives. Le profil de température du pergélisol est donc nécessairement influencé soit par le profil de température dans le couvert nival, soit par la température atmosphérique, ce

qui ne serait pas possible si le sol, tel que présenté ici, est considéré comme étant une paroi adiabatique, qui ne permet pas le transfert de chaleur.

Si la condition de flux nul paraît également fautive, car il n'y a pas d'indice laissant penser que le sol agirait de cette manière, il est possible d'imaginer un plus grand système, incluant le sol au couvert nival, pour étudier comment le transfert de chaleur s'y effectue.

12.2 Structure multicouche du couvert nival

Pour évaluer l'importance du sol pour modéliser le profil thermique du couvert nival, un nouveau système est déterminé qui est composé de deux couches de neige et d'une couche de sol. Pour résoudre les équations de chaleur dans un système multicouche, une résolution numérique implicite est nécessaire :

- Numérique, car les solutions exactes des équations de chaleurs sont complexes à obtenir pour un nombre indéterminé de couches (nombre de couches pouvant varier d'un pas de temps à un autre en cas de précipitation neigeuse),
- Implicite, pour éviter un nombre excessif de sous pas de temps de calcul nécessaire pour conserver la stabilité de la résolution des équations.

Cela permet d'introduire la convection atmosphérique (avec un coefficient de transfert de chaleur par convection fixé à $10 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$). La couche de neige supérieure est de masse volumique 150 kg.m^{-3} , de conductivité thermique $0.1 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ et de capacité thermique massique $2093 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (soit pour la couche inférieure, respectivement 300 kg.m^{-3} , $0.3 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ et $2093 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$). Pour représenter ce système dans la Figure 12.2, deux types de sol sont utilisés : de l'argile chinois sec (1390 kg.m^{-3} , $0.25 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ et $800 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$) et du sable fin sec (1600 kg.m^{-3} , $0.15 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ et $800 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$) (valeurs obtenues dans Hamdhan et al. (2010)). Les épaisseurs sont respectivement 0.75m , 0.25m et 5m , et la condition au sol est maintenue à un flux de chaleur nul, car les variations de températures ne sont pas soumises à une source de chaleur quelconque. À l'état initial, les couches de neige et le sol sont considérés à une température de 0°C et à $t > 0$, la température atmosphérique est de -10°C .

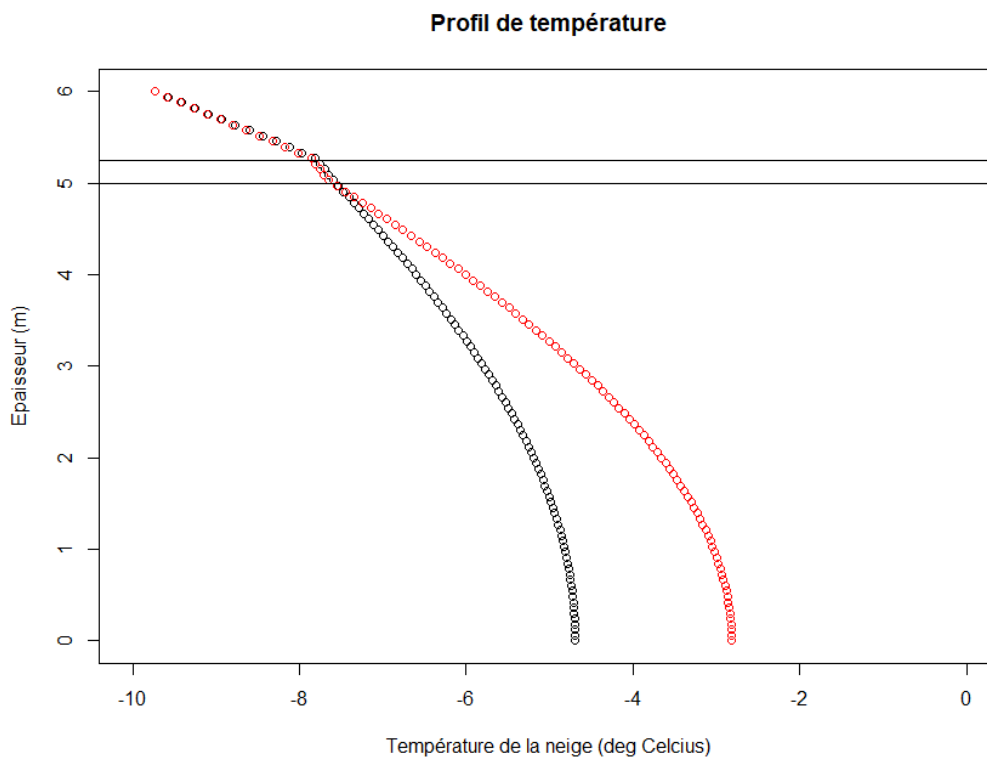


Figure 12.2 : Profils de température pour un système de deux couches de neige et d'une couche d'argile chinois sec (noir) ou de sable fin sec (rouge) après un pas de temps d'une journée. Les droites horizontales délimitent les différentes couches du système.

Les simulations de la Figure 12.2 indiquent qu'au bout d'une journée de calcul seulement, le déficit calorifique demeure déjà important dans le sol, et d'autant plus à l'interface entre le sol et la couche de neige inférieure.

Le flux de chaleur du sol vers le couvert nival qui est modélisé dans la version monocouche du modèle de neige d'HYDROTEL peut alors être expliqué par le comportement du profil de température à l'interface sol/neige. En effet, si le sol n'est pas pris en compte dans la détermination du bilan calorifique du couvert nival, il semble se comporter comme une source de chaleur sur le couvert nival. En réalité, le sol agit plutôt comme une « zone tampon » en cours de refroidissement. Le terme de « zone tampon » est retenu, car lorsque la période de fonte est amorcée, le couvert nival se réchauffe en surface jusqu'à atteindre le point de fusion. Mais à l'interface sol/neige, le sol agit comme une source absorbant la chaleur du couvert nival, qui se réchauffe plus vite. Cela retarde alors la fonte au niveau du sol.

À présent que devient la dissonance entre les résultats de simulations de la Figure 12.2 et les retours d'expériences informels indiquant que la température à l'interface sol/neige doit

être plutôt proche de 0°C ? Comme le sol est considéré ici comme sec, la clef d'explication provient du contenu en eau du sol. En effet, lors du refroidissement du système, ce contenu en eau dans le sol utilisera la perte de chaleur, non pas pour abaisser sa température, mais pour changer de phase, obligeant le profil de température à rester dans les températures proches de la température de solidification, soit 0°C . Si une modélisation prend en compte ce phénomène de contenu en eau du sol en cours de solidification, il est donc attendu que la température au niveau du sol reste élevée (à 0°C) jusqu'à ce que la totalité du contenu en eau gèle. La température du sol pourra ensuite être abaissée quand le changement de phase de l'eau aura été complètement effectué.

13 ANNEXE VII : REVUE DE LITTÉRATURE SUPPLEMENTAIRE

13.1 Données météorologiques

La modélisation du cycle hydrologique, et donc la modélisation du couvert nival, nécessite des données d'entrée permettant au modèle de mettre à jour l'état du système modélisé. Concernant la modélisation de la neige, ces données d'entrées sont au minimum des chroniques de précipitations et des chroniques de température atmosphérique. Bien que plus complexe à mesurer, et donc étant disponible dans une moindre mesure, il est possible aussi de considérer des mesures de radiations, du vent, d'humidité relative atmosphérique, *etc...* pour la modélisation de phénomènes énergétiques influençant les caractéristiques du couvert nival. La précipitation étant la mesure directe d'un des flux composant le cycle hydrologique, une revue de littérature des différents types de technologies existantes sur les mesures de précipitation est donc présentée dans cette partie. Le Tableau 13.1 indique les techniques de mesures des précipitations neigeuses les plus courantes.

Les mesures manuelles des précipitations ont permis la conception et validation des premiers modèles, mais elles ont été supplantées par l'automatisation des relevés en mobilisant moins de ressources humaines. Cependant, elles continuent d'être utilisées en cas de besoin de données ponctuelles nécessaires et pour vérifier si les relevés automatisés ne dérivent pas avec le temps.

Tableau 13.1 : Exemples d'instruments de mesures des précipitations neigeuses

Instruments	Type de mesures	Méthode physique employée	Caractéristique mesurée
Nivomètre	Manuelle	Lecture visuelle de la lame de précipitation	EEN des précipitations
Table à neige	Manuelle	Lecture visuelle de la hauteur de précipitation	Hauteurs
Capteur laser	Automatique	Émission/réception horizontales d'onde lumineuse	EEN des précipitations
Pesée	Automatique	Pesée des précipitations	EEN des précipitations
Jauge à basculement	Automatique	Comptage de basculement quand un seuil de volume ou de masse de précipitation est atteint	EEN des précipitations
Jauge de contrainte à fil vibrant	Automatique	Analyse de la fréquence de résonance d'un fil tendu, modifiée par le poids de la précipitation	EEN des précipitations
Radar	Automatique	Émission/réception d'impulsion radioélectrique	EEN des précipitations
Satellite	Automatique	Émission/réception de radiation à micro-onde	EEN des précipitations

13.1.1 Nivomètre

À ce titre, le nivomètre fait partie des outils pour effectuer des mesures manuelles. Le nivomètre est un collecteur de précipitation, dont les précipitations sont par la suite fondues ou pesées pour fournir une information d'équivalent en eau des précipitations tombées depuis le dernier relevé manuel. Une fréquence de relevés régulière est donc importante pour discrétiser au mieux les précipitations. Ces nivomètres sont associés à des erreurs de mesure dues au vent, par la taille des hydrométéores et le taux de précipitation (Nešpor *et al.*, 1999), ainsi des paravents sont de plus en plus souvent installées autour des nivomètres pour mesurer au mieux ces quantités d'eau de la précipitation.

13.1.2 Table à neige

Une autre manière de mesurer les précipitations consiste à utiliser une table à neige, ou une planche à neige. Ces outils permettent, non pas de mesurer les équivalents en eau de la précipitation, mais la hauteur de neige tombée au sol, dont le niveau est mesuré. Cet instrument nécessite d'être nettoyé entre deux précipitations.

13.1.3 Capteur laser

Un disdromètre est composé d'un émetteur laser et d'un capteur laser, ce qui permet de déterminer le type de précipitation mesurée et la quantité d'eau tombé (exemple d'utilisation : Naaim-Bouvet *et al.* (2012)). En effet, les hydrométéores interceptent le faisceau laser infrarouge émis. La différence d'intensité reçue par le capteur permet alors d'estimer le diamètre des hydrométéores et leurs vitesses de déplacement, ce qui participe à l'identification du type de précipitation. Naaim-Bouvet *et al.* (2012) montre que ce type d'instrument présente des difficultés à mesurer les particules les plus fines de neige, comme celles sujettes au transport par le vent, ce qui le rend peu sensible aux précipitations neigeuses à forte composante de flocons de neige fins.

13.1.4 Précipitomètre par pesée

Le précipitomètre par pesée permet de mesurer la quantité de précipitation neigeuse via la masse de celle-ci (exemple : Boudala *et al.* (2017)). Ce type de précipitomètre peut se réchauffer pour économiser le volume du collecteur lors des précipitations neigeuses. Kochendorfer *et al.* (2022) montre ainsi que ce type de précipitomètre est plus précis que les jauges à basculement pour la mesure des précipitations neigeuses mais reste influencé par le vent.

13.1.5 Jauge à basculement

Une technologie assez primaire, mais encore largement déployée, de collecte des précipitations est un système de jauges à basculement (exemple : Buisán *et al.* (2017)). Le principe consiste à remplir une jauge avec l'eau d'une précipitation liquide, ou bien, l'eau de la fonte de la précipitation neigeuse en cours. Cette neige fondue est obtenue à l'aide d'un kit de chauffage, souvent sous la forme d'un câble chauffant, permettant de combler le déficit calorifique de ce type de précipitation jusqu'à son changement de phase. Cette jauge bascule lorsqu'un certain volume ou une certaine masse est atteinte. La quantité d'eau contenue dans la

précipitation correspond alors au nombre de basculement comptabilisé. Buisán *et al.* (2017) montre ainsi des sous-estimations de mesures de l'ordre de 25 à 50% par ce type d'instrument, comparativement à des mesures faites avec une double protection contre le vent (« Double Fence Intercomparison Reference ») telle que recommandé par le WMO.

13.1.6 Jauge de contraintes à fil vibrant

Les jauges de contraintes à fil vibrant utilisent les lois de la physique sur les vibrations pour mesurer l'eau de la précipitation (par exemple : Bakkehøi *et al.* (1985)). En effet, un fil tendu, connecté à un excitateur, se met à vibrer dans une fréquence de résonance. Or, la tension au sein du fil est proportionnelle au carré de la fréquence de vibration. Par conséquent, si une tension supplémentaire est appliquée sur ce fil, par l'ajout du poids de l'eau liée aux précipitations liquides et/ou solides par exemple, alors la fréquence de vibration varie. Ainsi la variation de la fréquence de vibration permet de mesurer la masse d'eau de la précipitation. Rasmussen *et al.* (2012) montrent que ce type de technologie est l'un des plus efficaces pour mesurer l'accumulation de la neige. Il reste cependant très dépendant de la sous-estimation de la précipitation due à la turbulence du vent.

13.1.7 Radar

Une station automatisée permet de mesurer localement les données atmosphériques, mais pour de la modélisation hydrologique, une couverture spatiale plus importante des observations peut être nécessaire. Pour cela, la mesure des précipitations via un radar au sol permet de couvrir une plus grande superficie. Ces radars sont des sondes émettrices/réceptrices d'onde radioélectriques à 360° autour du radar (exemple d'utilisation : Moisseev *et al.* (2017)). Ces ondes se réfléchissent sur les hydrométéores pour être ensuite captées par la sonde réceptrice. Le délai de réception des ondes réfléchies et leurs intensités permettent alors de renseigner sur la quantité d'hydrométéores ayant réfléchi les ondes incidentes, ainsi que leurs tailles, leurs types et leurs distances au radar. Il existe des réseaux composés de radar au sol, tel que le *Next Generation Weather Radar* aux Etats-Unis (avec 160 sites), le *Réseau Canadien de Radar Météorologique* au Canada (avec 31 sites), ou l'*Application Radar A la Météorologie Infra-Synoptique* en France (avec 36 sites). Parmi les erreurs courantes de mesures se trouvent l'atténuation de l'énergie des faisceaux émis à travers des évènements localisés à proximité des radars (atténuant l'intensité mesurée des

événements plus éloignées), l'absence de mesure des événements localisés proches du sol et la mesure de précipitations qui n'atteigne pas le sol (phénomène virga).

13.1.8 Satellite

Il existe aussi des missions satellitaires permettant de mesurer à l'échelle mondiale les précipitations. Par exemple, la mission *Global Precipitation Measurement* (ou GPM) est une coopération internationale codirigée par la NASA (Etats-Unis) et la JAXA (Japon), avec la collaboration par le partage de données des agences CNES (France), EUMETSAT (Union Européenne), ISRO (Inde) et NOAA (Etats-Unis). Le GPM est donc une constellation de satellites, dont le satellite principal est composé de deux instruments, un radiomètre à microonde (GMI) et un radar de précipitation à double fréquence (DRP), sur les bandes Ka et Ku. Les données satellites ne permettent pas de mesurer les précipitations à une résolution spatiale fine. Le projet GPM permet en effet d'obtenir des produits de mesure de précipitation au pas de temps pouvant être abaissé à 30min sur une résolution 10km par 10km. Cependant, les précipitations mesurées dépendent de la température de thermomètre mouillée mesuré en surface, augmentant les incertitudes sur la détermination du type de précipitation.

13.2 Données de neige au sol

Les séries résultant des modélisations de la neige doivent être comparées à des données caractérisant son état. Tout comme pour les données de précipitations, il existe différents types de capteurs dont la section suivante en traitera une partie. Le Tableau 13.2 dresse une liste d'exemples d'instruments de mesure du couvert nival.

Tableau 13.2 : Type d'instruments de mesure du couvert nival

Instruments	Type de mesures	Méthode physique employée	Paramètre mesuré
Carottier	Manuelle	Prélèvement	Hauteur / EEN
LiDAR	Manuelle	Réflexion laser	Hauteur
Photogrammétrie	Manuelle	Photographie	Hauteur
Photographie infrarouge	Manuelle	Photographie dans le proche infrarouge (via la lumière réfléchie) Photographie dans l'infrarouge lointain (via le rayonnement émis)	Réflectance (indirectement, surface spécifique, diamètre et forme des grains)
Coussin à neige	Automatique	Pression hydrostatique	EEN
Nivomètre à rayonnement cosmique	Automatique	Mesure différentielle du nombre de neutron cosmique reçu en présence/absence de couvert nival	EEN
Satellite GNSS	Automatique	Mesure différentielle de l'amplitude et du déphasage entre un signal GPS direct et un signal réfléchi sur le sol	EEN/ Hauteur
Sonde à ultrason	Automatique	Mesure du temps de parcours d'une impulsion ultrasonique	Hauteur
Sonde à rayonnement gamma	Automatique	Mesure différentielle de radiations gamma naturellement émises par la Terre.	EEN
GlobSnow	Automatique	Radiomètre à micro-onde passif : Mesure du champ électro-magnétique naturellement émis, dans le spectre des micro-ondes	EEN / Hauteur
ICESat	Automatique	Réflexion optique	Hauteur
LANDSAT	Automatique	Réanalyse de données spectrales	Présence
MODIS	Automatique	Mesure du champ électromagnétique naturellement émis	Présence / Albedo

13.2.1 Carottier

Lors des campagnes de mesures menées sur le terrain par des observateurs, un des outils les plus communément utilisé est le carottier. En effet, insérer un carottier dans un couvert nival permet de relever instantanément la hauteur du couvert nival. De plus, la neige prélevée à l'aide de ce carottier peut être pesée, permettant alors d'obtenir l'équivalent en eau du couvert nival. Du fait de la distribution spatiale de la neige, à cause du vent, de la topographie et du couvert nival par exemple, plusieurs échantillonnages sont cependant nécessaires afin d'avoir une information moyenne de l'équivalent en eau sur le lieu d'observation.

13.2.2 LiDAR

Il est possible d'effectuer des campagnes de mesures sur une plus grande échelle spatiale grâce à l'altimétrie laser (ou LiDAR), dont les instruments peuvent être installés sur des drones aériens (Deems *et al.*, 2013) ou bien au sol (Jörg *et al.*, 2006). Ces instruments émettent des photons dont le temps de parcours est estimé, permettant de renseigner les distances parcourues par ces photons. Avec une connaissance précise de la position et de l'altitude de l'instrument de mesure, notamment si des drones aériens sont utilisés, l'élévation du sol peut alors être déterminée. Pour cela, des cartes d'élévations du sol sans couverture neigeuse peuvent être utilisés, mais il est préférable de limiter les écarts initiaux de mesure d'élévation du sol en faisant parcourir les instruments une première fois sur le terrain d'observation pour enregistrer sa topographie sans le couvert nival. Ainsi, lors de la mesure de la hauteur du manteau neigeux, la différence d'élévation entre les cartes avec et sans neige permet d'extraire les cartes de hauteurs de couvert nival à l'instant de la mesure. Si cette technologie permet d'obtenir des données spatialisées d'épaisseur de neige au sol, Deems *et al.* (2013) décrit différents types d'erreur de mesure comme la différence d'angle de mesure du capteur et la différence de synchronisation avec les satellites GNSS entre deux séries de mesures, les erreurs de la mesure du terrain sans neige ainsi qu'à la végétation, les erreurs lors de trajectoire lors du vol si un drone est utilisé et enfin, les erreurs de post-traitements.

13.2.3 Photogrammétrie

Une technique de mesure des hauteurs de neige concerne l'utilisation de la photogrammétrie. Des photos sont donc prises par un drone, ce qui permet de reconstruire des modèles numériques de surface (MNS). Ainsi, la différence entre un MNS en période hivernale

et un en période sans couvert nival permet de reconstituer une carte de hauteur de neige, pour la date de mesure en période hivernale (Bühler *et al.*, 2015; Bühler *et al.*, 2016; Avanzi *et al.*, 2018; Valence *et al.*, 2022). Bühler *et al.* (2015) expliquent de leurs expériences que cette technologie a un grand cout de traitement des données et de matériel nécessaire, pour une précision limitée, mais elle permet de couvrir une large zone de manière continue et pour une rapide acquisition des données.

13.2.4 Photographie infrarouge

L'utilisation de photographie transversale, ou spectrométrie, du couvert nival prise dans le proche infrarouge permet d'obtenir un profil de la réflectance (Havens *et al.*, 2010). Cette réflectance est une conséquence de la surface spécifique de la neige (Matzl *et al.*, 2006), du diamètre des cristaux de glace et de leurs formes relatives (Langlois *et al.*, 2010), permettant alors d'obtenir un profil de ces différentes caractéristiques.

13.2.5 Coussin à neige

Une façon de mesurer le couvert nival au sol est d'utiliser un coussin à neige (mieux connu sous l'appellation snow pillow), qui est encore très utilisé pour les stations automatisées tel que le système SNOTEL (Schaefer *et al.*, 2001), mais l'est de moins en moins. Ce capteur mesure la pression hydrostatique exercée par la neige le recouvrant, ce qui permet de la convertir en masse d'eau et donc en son équivalent en eau.

13.2.6 Nivomètre à rayonnement cosmique

Le nivomètre à rayonnement cosmique a été développé par Electricité de France (EDF) (Paquet *et al.*, 2006; Gottardi *et al.*, 2013). Ce nivomètre mesure la quantité de neutrons thermiques provenant de l'espace. Comme le couvert nival en absorbe une partie et en réfléchit une autre, la mesure différentielle du nombre de neutrons (avec et sans neige) permet d'estimer l'équivalent en eau du manteau neigeux. Généralement associé à un capteur par ultrason de mesure de la hauteur de la neige au sol, il est alors possible d'obtenir des mesures en temps réel de la masse volumique moyenne du couvert nival au cours du temps. Gugerli *et al.* (2019) montre que cette technologie est performante pour mesurer l'EEN sur des typologies de terrains abruptes, avec un faible besoin de maintenance

13.2.7 Satellite GNSS

Les satellites GNSS peuvent être utilisés pour mesurer les profondeurs du couvert nival (Larson, 2016; Siegfried *et al.*, 2017) ainsi que les équivalents en eau (Jacobson, 2010; Jacobson, 2012) grâce à la réflectométrie interférométrique. Pour cela, une antenne GPS au sol reçoit deux types de signal provenant du satellite GNSS : un signal direct et un signal qui a été reflété par le sol. Le signal reflété par le sol parcourt une plus grande distance que le signal reçu directement par l'antenne, ce qui entraîne une diminution de l'amplitude ainsi qu'un déphasage de l'onde réfléchi. Par conséquent, la connaissance de la position du satellite permet d'estimer la hauteur relative de l'antenne GPS par rapport à la surface de réflexion du signal, ce qui permet de déduire la hauteur de neige présente au sol. Yu *et al.* (2020) déterminent la quantité d'équivalent en eau dans le couvert nival en déterminant des relations entre les hauteurs (lors des périodes de formation du couvert nival, de fonte et entre ces deux dernières périodes) et les équivalents en eau sur des stations dont ces deux variables sont mesurées, puis d'appliquer ces relations sur les surfaces couvertes par les antennes GPS. Jacobson (2012) a estimé les équivalents en eau en associant les hauteurs de neiges mesurées par cette méthode à des prélèvements de hauteurs/masses volumiques dans le voisinage des antennes. Bühler *et al.* (2015) montrent qu'avec leurs expériences, cette technologie reste coûteuse pour la spatialisation des données obtenue. Mais le niveau de précision des mesures reste élevé.

13.2.8 Sonde à ultrason

L'utilisation de sondes à ultrason permet de mesurer la hauteur du couvert nival par la mesure du temps de parcours d'une impulsion ultrasonique à travers l'air jusqu'à sa réflexion sur une surface, pouvant être le sol ou la surface du couvert nival (Ryan *et al.*, 2008). La température de l'air affectant la vitesse de propagation de cette impulsion, elle est prise en compte dans le calcul de la distance parcourue par cette impulsion ultrasonique. Varhola *et al.* (2010) décrivent qu'un défaut commun aux instruments de mesure ultrasonique est une sous-estimation des hauteurs à cause de la pénétration des pulsations dans la surface poreuse de la neige, de l'angle de propagation des ondes et du gradient de température entre la station et la surface de la neige.

13.2.9 Sonde à rayonnement gamma

Une manière de mesurer l'équivalent en eau du couvert nival par une mesure différentielle de rayonnement consiste à mesurer les radiations gamma émises par le sol. Il s'agit, par exemple, des stations GMON qui mesurent les radiations gamma, caractéristiques et facilement identifiables, émises par les isotopes radioactifs de potassium (^{40}K) et par le thallium (^{208}Tl) (Choquette *et al.*, 2008). L'équivalent en eau est alors estimé en sachant que le rayonnement gamma est atténué par la masse d'eau séparant le sol du capteur, c'est-à-dire le couvert nival présent. Smith *et al.* (2017) montre qu'une station GMON mesure correctement les EEN de la neige, bien que les performances décroissent à mesure que le couvert nival s'épaississe. De plus, des biais de mesure nécessitent d'être corrigés en tenant compte de l'humidité du sol.

13.2.10 GlobSnow

Le développement des technologies satellitaires permet d'obtenir des observations spatialisées sur de large bassins versants, ce qui apporte un intérêt pour les différents types de modélisation. Le projet européen GlobSnow fournit des données d'équivalents en eau et de hauteurs de neige sur l'Hémisphère Nord entre 1979 et 2013, par la combinaison de radiomètres à microondes passifs et de données de stations météorologiques terrestres. La résolution spatiale est approximativement de 25 km et les résolutions temporelles sont journalière, hebdomadaire et mensuelle. Ce projet a également fourni des données de présence de neige au sol entre 1995 et 2012 sur l'Hémisphère Nord à l'aide d'instruments optiques. Pour ce type de données, la résolution spatiale est de l'ordre du kilomètre avec des résolutions temporelles identiques à la partie sur les équivalents en eau. Larue *et al.* (2017) montre que le produit GlobSnow2 n'est pas adapté pour de la modélisation hydrologique, notamment pour ses défauts de mesure selon le type de végétation et lorsque la neige est humide ou épaisse. Le projet GlobSnow3 a permis d'étendre les dates de données jusqu'à 1980-2018 (Luojus *et al.*, 2021).

13.2.11 ICESat

Une autre mission satellitaire a permis de reconstituer des modèles numériques d'altitudes (MNA) depuis l'espace. Il s'agit de la mission ICESat, qui était fonctionnelle de 2003 à 2009. Ce projet a permis l'utilisation de l'instrument GLAS, qui est un LiDAR, en vue de mesurer les bilans de masses des glaciers, les altitudes de différents aérosols et de nuages,

ainsi que les caractéristiques de la végétation et la topographie du sol. En comparant la topographie du sol mesurée entre deux dates, c'est-à-dire des dates avec et sans couvert nival, la différence d'altitude mesurée entre ces deux dates permet de reconstituer la hauteur du couvert nival.

13.2.12 LANDSAT

Le programme LANDSAT de l'agence spatiale NASA, a vu ses données spectrales retraitées afin de proposer une série de produit, provenant des spectromètres passifs OLI-2 et TIRS-2, de présence de couverture neigeuse à partir de 1984, avec une résolution de 30 m au pas de temps allant de bihebdomadaire à mensuel.

13.2.13 MODIS

Le programme MODIS, dont le nom provient de l'instrument de mesure équipant les satellites Terra (lancé en 1999) et Aqua (lancé en 2002), est dirigé par la NASA. L'instrument de mesure est un spectroradiomètre dont les mesures sont traitées *a posteriori*, en considérant les couverts nuageux et les bilans radiatifs, ce qui permet d'observer la présence ou non de neige au sol ou d'estimer l'albédo du sol. Les résolutions spatiales sont de 500 m ou 0.05°, et les résolutions temporelles des produits traités sont aux 5 minutes, jour, 8 jours et au mois. Ces données permettent également de déterminer la taille des grains de neige selon le modèle développé par Painter *et al.* (2009).

13.2.14 Assimilation de données

Quelques-unes des utilisations de données relatives à la neige nécessitent des mises-à-jour précises en temps réel de données sur celle-ci, comme lors de la prévision des inondations, la prévision hydrologique (i.e., débits ou apports) pour les barrages hydroélectriques ou la prévision des avalanches. Pour cela, il existe des combinaisons de techniques permettant d'associer une grande échelle spatiale à une précision accrue des caractéristiques d'intérêt. Ainsi, des modèles de neige peuvent simuler les variables d'intérêt, qui peuvent alors être corrigées en intégrant les observations des stations mesurant ces variables au sol ou en utilisant des données satellitaires. Pour coupler ces données mesurées aux données simulées, des techniques d'assimilation de données sont appliquées, permettant ainsi de rectifier en temps réel les biais de modélisation. Par exemple, il existe la combinaison entre le modèle seNorge avec une méthode bayésienne d'assimilation de données et incorporant les épaisseurs

de couvert nival en certains points et des données satellitaires de présence de neige, afin de simuler l'étendue du couvert nival (Saloranta, 2016). Le modèle de neige d'HYDROTEL a aussi été couplé avec des mesures d'équivalents en eau du couvert nival effectuées lors de campagnes de mesure, grâce à l'assimilation de données dite de filtre de particules pour améliorer les modélisations au Québec (Cantet *et al.*, 2019). Le modèle SNOW-17 a lui-aussi été adapté pour améliorer les modélisations d'équivalents en eau en utilisant un filtre par racine carré d'ensemble de Kalman sur les données d'équivalents en eau de 53 stations au Colorado, Etats-Unis (Slater *et al.*, 2006). D'autres types de produits existent pour la mesure d'équivalent en eau en temps réel, en ne considérant pas de modèle de neige à base physique, mais en combinant plusieurs sources de données. Par exemple, un modèle statistique basé sur la régression linéaire a été développé pour l'estimation des équivalents en eau en temps réel en Californie, USA, pour prendre en compte des données satellitaires de présence de neige, des mesures d'équivalents en eau actualisées, des données physiographiques et des récurrences historiques d'équivalents en eau (K. Yang *et al.*, 2021). Mais comme le montrent Turcotte *et al.* (2010), les assimilations de données sur la neige ne suffisent pas toujours pour éviter d'importants biais de modélisation hydrologique.